



Monthly Variations of the Mixed Layer Properties in the Franklin Bay in the Arctic Ocean, between Fall 2003 and Spring 2004

Aida Ajdari¹, Somayeh Nahavandian Esfahani^{2*}, Jennifer Jackson³

¹ M.Sc. in Marine Physics, Faculty of Natural Resources and Marine Sciences, Tarbiat Modarres University, Nur, Iran.

² Assistant Professor, Department of Marine Physics, Faculty of Natural Resources and Marine Sciences, Tarbiat Modarres University, Nur, Iran.

³ Research Scientist, Hakai Beach Institute, Victoria, Canada

ARTICLE INFO

Code: A-10-1409-3

Article History:

Received: 2020/10/3

Revised: 2022/01/30

Accepted: 2021/07/8

Keywords:

Mixed Layer

Threshold method

Franklin bay

Arctic Ocean

*Corresponding author:

s.nahavandian@modares.ac.ir

ABSTRACT

Background and Objectives: The Arctic and Antarctic play very important role in the thermohaline circulation and Earth's thermal balance. Due to the very important role of polar sea ice and the significant reduction of ice in these two oceans, climate changes' effects and global warming are more pronounced in these areas. Reducing the sea ice thickness and increasing its transparency, exposes ocean water to sunlight and leads to an increase in water surface temperature which has intensified melting of polar sea ice in recent years. The ice-free ocean has been exposed to direct winds and common polar storms, not only drastically changing the water column, but also intensifying the melting of surface ice. On the other hand, because the ocean surface layer is the interface layer between the atmosphere and the deep part of the ocean, it is of special importance. In this study, monthly variations of the mixed layer depth and its physical properties in Franklin Bay in the Arctic Ocean are investigated.

Methods: The data used in the present study are part of the data obtained during the CASES international program conducted between September 2003 and August 2004 in order to investigate the ecological consequences affected by the landfast ice variation due to the climate change. The data used in this study were sampled twice a day at a fixed station in Franklin Bay between late December to early June. In this study, the mixed layer depth is estimated based on the density profile using the threshold method with threshold values of 0.05, 0.2, 0.4 and 1 kg.m⁻³. In order to assess the most appropriate threshold value the estimated depths were compared with visual mixed layer depths using a number of statistical indicators. Thereafter, monthly and seasonal variations of the mixed layer characteristics including temperature, salinity, density and depth were investigated.

Findings: The results showed that in the study area the most appropriate threshold value for estimating the mixed layer depth is 0.4 kg.m⁻³. The findings also showed that in Franklin Bay, the mixed layer depth and its characteristics have monthly and seasonally variations. These variations are impacted by meteorological variations such as the temperature and wind intensity and direction. The mixed layer depth started to increase from the beginning of the observation until it reached its maximum value in April and thereafter decreased. On the other hand, the temperature, salinity and density of the mixed layer started to decrease, increase and increase, respectively, from the end of autumn, and after reaching its minimum, maximum and maximum value in April, it started to increase, decrease and decrease. The temperature of the mixed layer during the winter and spring was close to freezing point and in spring it was colder than the winter. The salinity range during the winter was larger than that during the spring and in general, salinity in spring was higher than that in the winter. In addition, observing the wind intensity and direction showed that the prevailing easterly winds between 12 and 20 December 2003 leads to an ice edge upwelling in the Franklin Bay. Upwelling brought relatively warm and salty waters to the surface and the mixed layer was totally destroyed during this period.

Conclusion: Oceanic mixed layer depth is affected by various parameters such as air temperature, ice freezing/melting, intensity and direction of the wind, as well as other oceanic processes such as upwelling. As the air temperature gradually decreases salt rejection due to the ice formation starts. Increasing salinity at the water surface leads to the increased surface layer density which brings convection throughout the cold season, as well as increasing the mixed layer depth. The mixed layer depth reached its maximum in early April, then started to reduce with higher temperature which causes ice to melt. Ice melting results in an increase in surface fresh water that making surface water stratified which leads to decrease the mixed layer depth.



NUMBER OF TABLES

1



NUMBER OF FIGURES

8



NUMBER OF REFERENCES

36

تغییرات زمانی خصوصیات لایه آمیخته در خلیج فرانکلین واقع در اقیانوس منجمد شمالی، در فاصله پاییز

۲۰۰۳ تا بهار ۲۰۰۴

آیدا اجدری ۱، سمیه نهادیان ۲*، جنیفر جکسون ۳

^۱ کارشناسی ارشد گروه فیزیک دریا، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، ایران^۲ استادیار، هیات علمی گروه فیزیک دریا، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، ایران^۳ پژوهشگر علمی، موسسه تحقیقاتی ساحل هاکای، ویکتوریا، کانادا

اطلاعات مقاله

چکیده

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۷/۱۲

تاریخ بازبینی: ۱۴۰۰/۱۱/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۴/۱۷

واژگان کلیدی:

لایه آمیخته

روش آستانه

خلیج فرانکلین

اقیانوس منجمد شمالی

*نویسنده مسئول

✉s.nahavandian@modares.ac.ir

پیشینه و اهداف: پیشینه و اهداف: اقیانوس‌های منجمد شمالی و جنوبی در چرخه ترموهالاین و تعادل گرمایی کره زمین نقش به‌سزایی بازی می‌کنند. به دلیل نقش بسیار مهم پوشش یخ‌های قطبی و کاهش قابل توجه یخ‌ها در دو اقیانوس منجمد شمالی و جنوبی، اثرات ناشی از تغییر اقلیم و گرمایش جهانی با شدت بیشتری در این مناطق دیده می‌شود. کاهش ضخامت و فشرده‌گی یخ‌ها باعث قرار گرفتن سطح آب در معرض نور مستقیم خورشید شده و دمای سطح آب را افزایش داده است. این افزایش خود باعث تشدید روند ذوب یخ‌های قطبی در سال‌های اخیر شده است. اقیانوس خالی از یخ در معرض مستقیم باد و طوفان‌های رایج قطبی قرار گرفته و نه تنها ستون آب را دچار تغییرات شدیدی کرده است بلکه منجر به تشدید هرچه بیشتر ذوب یخ‌های سطحی شده است. از طرفی از آنجا که لایه سطحی اقیانوسی رابط میان جو و بخش عمیق اقیانوس است، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این مطالعه تغییرات ماهیانه عمق لایه آمیخته در خلیج فرانکلین واقع در اقیانوس منجمد شمالی مورد بررسی قرار گرفته است.

روش‌ها: داده‌های استفاده شده در تحقیق حاضر بخشی از داده‌های به دست آمده در جریان گشت تحقیقاتی بین‌المللی CASES که در فاصله زمانی سپتامبر ۲۰۰۳ تا اوت ۲۰۰۴ به منظور بررسی تبعات اکولوژیک ناشی از تغییرات پوشش سطحی یخ انجام شد، هستند. داده‌های استفاده شده در این تحقیق شامل اندازه‌گیری‌های دو بار در روز در ایستگاهی ثابت در خلیج فرانکلین از اواخر دسامبر تا اوایل ماه ژوئن می‌باشند. در این مطالعه عمق لایه آمیخته بر پایه چگالی با استفاده از روش آستانه و با مقادیر آستانه ۰/۰۵، ۰/۲، ۰/۴ و ۱-۳ kg.m^{-۳} تخمین زده شده‌اند. به منظور سنجش میزان نزدیکی عمق‌های تخمین زده شده با عمق‌های درست، با استفاده از شاخص‌های آماری این دو عمق با یکدیگر مقایسه شدند. پس از انتخاب بهترین مقدار آستانه بر اساس شاخص‌های آماری، خصوصیات لایه آمیخته اعم از دما، شوری، چگالی و عمق آن به صورت ماهانه و فصلی مورد بررسی قرار گرفت.

یافته‌ها: نتایج تحقیق نشان داد برای تخمین عمق لایه آمیخته در منطقه مورد مطالعه مناسب‌ترین مقدار آستانه ۰/۴-۳ kg.m^{-۳} است. یافته‌ها نشان داد در خلیج فرانکلین عمق لایه آمیخته و خصوصیات آن، ماهانه به سرعت تغییر می‌کند که این تغییرات تحت تاثیر تغییرات جوی و شدت و جهت باد است. عمق لایه آمیخته از آغاز اندازه‌گیری‌ها شروع به افزایش کرده تا در ماه آوریل به بیشینه مقدار خود رسید و پس از آن کاهش یافت. از طرفی دما، شوری و چگالی لایه آمیخته نیز از اواخر پاییز به ترتیب شروع به کاهش، افزایش و افزایش کرد و پس از رسیدن به کمینه، بیشینه و بیشینه مقدار خود در ماه آوریل، شروع به افزایش، کاهش و کاهش کرد. دمای لایه آمیخته در فصول مختلف در زمستان و بهار نزدیک به نقطه انجماد و در فصل بهار سردتر از زمستان بود. دامنه تغییرات شوری در فصل زمستان نسبت به فصل بهار بالاتر و در کل شوری در فصل بهار بالاتر از زمستان بود. علاوه بر این بررسی شدت و جهت باد در این منطقه نشان داد، وزش بادهای غالب شرقی در فاصله زمانی ۱۲ تا ۲۰ دسامبر ۲۰۰۳ باعث وقوع فراجوشی در لبه یخ‌های

چسبیده به ساحل در خلیج فرانکلین شده است. پدیده فراجوشی باعث بالا آمدن آب‌های نسبتاً گرم و شور به سطح آب شده و لایه آمیخته در این بازه زمانی از بین رفت.

نتیجه‌گیری: در منطقه مورد مطالعه عمق لایه آمیخته اقیانوسی به عوامل مختلفی از جمله دمای هوا، ذوب و شکل‌گیری یخ، شدت و جهت وزش باد و همچنین فرآیندهای اقیانوسی از جمله فراجوشی بستگی دارد. با سرد شدن هوا یخ شروع به شکل‌گیری کرده و پدیده انجماد نیز باعث پس زدگی یخ از آب می‌شود. افزایش شوری در سطح آب نیز باعث افزایش چگالی لایه سطحی و همرفت در سراسر فصل سرما و همچنین افزایش عمق لایه آمیخته می‌شود. پس از اینکه عمق لایه آمیخته در اوایل آوریل به بیشینه مقدار خود می‌رسد، گرم شدن هوا باعث ذوب یخ می‌شود. ذوب یخ منجر به افزایش آب شیرین در سطح و به دنبال آن افزایش لایه بندی سطح آب شده و عمق لایه آمیخته کاهش می‌یابد.

مقدمه

اقیانوس منجمد شمالی نقش مهمی در اقلیم جهانی بازی می‌کند و تغییرات آب و هوایی در آن بسیار چشمگیرتر از اقیانوس‌های دیگر است. مشاهدات صورت گرفته، گرم شدن این اقیانوس و دریاهای حاشیه‌ای آن و افزایش حجم ورود لایه گرم زیرین آب‌های اقیانوس اطلس^۱ را در این اقیانوس تأیید می‌کند [۱]. اهمیت این اقیانوس زمانی دو صد چندان می‌شود که تأثیرات آن در اقلیم جهانی از طریق تبدلات میان جو-یخ-اقیانوس و همچنین تأثیر آن بر چرخه دما-شوری^۲ در سال‌های گذشته بیشتر نمایان شده است [۲]. لازم به ذکر است که اقیانوس منجمد شمالی نقش بسیار مهمی در آب و هوای کره زمین بازی می‌کند و به طور خاص بسیاری از فرآیندهای جوی-اقیانوسی حاکم بر اقیانوس منجمد شمالی به طور مستقیم بر آب و هوای ایران تأثیرگذارند [۳]. به عنوان مثال نوسان قطبی (AO^۳) یکی از عوامل مؤثر بر الگوی دمایی خزر شمالی و همچنین حوزه آبریز ولگا، بزرگ‌ترین رودخانه تغذیه‌کننده دریای خزر است [۴]. اقیانوس منجمد شمالی و جنوبی به علت پوشش یخ بالا، نقش قابل توجهی در تعادل شرایط جوی کره زمین بازی می‌کنند. کاهش قابل توجه سطح و حجم یخ‌های قطبی در طول دهه‌های اخیر منجر به تشدید اثرات ناشی از تغییر اقلیم هم در تمامی کره زمین شده است [۱]. عوامل مختلفی مانند دما، باد، امواج، جبهه‌های حاکم جوی و جریان‌های اقیانوسی در پوشش یخ تأثیر می‌گذارند و مشخصه‌های آب‌های لایه سطحی اقیانوس را تغییر می‌دهند. کاهش پوشش یخ در یخ‌گذرهای اقیانوس منجمد شمالی که بیشتر در معرض اشعه‌های خورشید قرار می‌گیرد و بادهایی که مستقیماً سطح اقیانوس را تحت تأثیر قرار می‌دهند از دیگر اثرات ناشی از تغییر اقلیم در این اقیانوس است. در مطالعه‌ای که توسط نهاوندیان (۱۳۹۸) انجام شده است، نقشه‌های پهنه‌بندی دما و شوری سطحی (با استفاده از روش کریجینگ) برای پاییز سال‌های ۲۰۰۳ و ۲۰۰۷ و همچنین تابستان ۲۰۰۴ و ۲۰۰۸ تهیه گردیده است. نتایج تحقیق نشان می‌دهد، وقوع پدیده فراجوشی قوی در ابتدای پاییز ۲۰۰۷ منجر به افزایش شدید دما و شوری لایه سطحی در کل خلیج اماندسن شده است. هرچند پدیده فراجوشی از پدیده‌های رایج این

منطقه می‌باشد، ذوب یخ‌ها و در معرض باد قرار گرفتن آب‌ها، در سال‌های گذشته باعث تأثیرگذاری هرچه بیشتر و افزایش شدت فراجوشی در این مناطق شده است [۵]. به طوریکه در پاییز ۲۰۰۷، شوری سطحی خلیج اماندسن بسیار بالاتر (بیشینه مقدار حدود ۳۳/۵ psu) از شوری در پاییز ۲۰۰۳ (بیشینه مقدار حدود ۲۸ psu) بود. دمای سطح نیز در پاییز ۲۰۰۷ به طور میانگین حدود ۰/۳ (°C) بیشتر از دمای آب‌های سطحی در پاییز ۲۰۰۳ بود [۵، ۶]. نکته قابل توجه این است که در سال ۲۰۰۷ یکی از رکوردهای ثبت شده کمینه مقدار پوشش یخ اقیانوس منجمد شمالی ثبت شد. به گزارش Wu و همکاران (۲۰۰۶) علت اصلی کاهش قابل توجه پوشش یخ در این سال، جریان TDS^۵ بوده که یخ‌های قطبی را از قطب خارج و وارد اقیانوس آتلانتیک کرده است. البته در این میان فراجوشی بسیار شدیدی که در سپتامبر ۲۰۰۷ اتفاق افتاد و آب‌های گرم و شور بستر را به سطح آورد، نه تنها باعث به تعویق افتادن زمان شکل‌گیری یخ‌های فصلی شد بلکه ذوب هرچه بیشتر یخ‌های موجود به خصوص در خلیج اماندسن را به دنبال داشت [۵-۷]. از همین رو اهمیت اقیانوس منجمد شمالی و به خصوص لایه سطحی بیش از پیش نمایان می‌شود. در این میان لایه سطحی اقیانوس از آنجا که در تماس مستقیم با جو قرار دارد و همچنین تأثیر به‌سزایی بر پوشش یخ دارد، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. اولین بخش لایه سطحی را لایه آمیخته تشکیل داده است که به دلیل رابط بودن میان جو و بخش‌های عمیق اقیانوس، نقش بسیار مهمی در تغییرات اقلیم بازی می‌کند. لایه آمیخته لایه سطحی اقیانوسی است که در آن شوری، چگالی و دما به علت تلاطم ناشی از برهمکنش جو-دریا تقریباً یکنواخت است. عمق لایه آمیخته (از این پس MLD) از طریق انرژی‌های جنبشی و پتانسیل کنترل می‌شود، به‌طوریکه انرژی جنبشی نقش بی‌ثبات‌کننده‌ای دارد و می‌تواند بوسیله باد، جریان‌ها و همرفت موجب افزایش عمق لایه آمیخته گردد [۸]. به عبارت دیگر، انرژی پتانسیل از طریق افزایش حجم آب شیرین و شار گرمایی، منجر به ثبات لایه آمیخته و کاهش عمق آن می‌شود. بازه تغییرات عمق لایه آمیخته از چند سانتیمتر در آب‌های کاملاً لایه‌بندی شده تا هزاران متر (به عنوان مثال دریای لابرادور^۶ منطقه‌ای با همرفت بالا) می‌تواند متغیر باشد [۹]. عمق این لایه در انتقال گرما، جرم و تکانه بین جو و اقیانوس

^۴ Lead

^۵ Trans-polar Drift Stream

^۶ Labrador Sea

^۱ Atlantic Ocean

^۲ Thermohaline

^۳ Arctic Oscillation

آستانه بر پایه چگالی با مقدار آستانه $3 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ محاسبه شد و طبق نتایج عمق لایه آمیخته در پاییز شروع به افزایش کرد و در ماه مارس به بیشینه مقدار خود رسید. در ماه پایانی بهار (ژوئن) عمق لایه آمیخته شروع به کاهش کرده و در تابستان به کمینه مقدار خود می‌رسد. نتایج نشان داد در هر سه دوره اندازه‌گیری دمای لایه آمیخته تا اواسط ماه می در حدود دمای انجماد ($1/7^\circ\text{C}$) و شوری آن کمتر از 29 psu است.

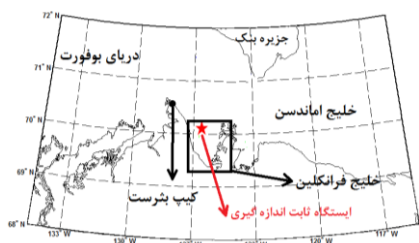
روش پژوهش

مواد و روش‌ها

در این بخش از تحقیق ابتدا به معرفی منطقه‌ی مورد مطالعه، سپس داده‌های مورد استفاده در تحقیق می‌پردازیم. پس از آن در مورد روش پژوهش انجام شده توضیحاتی ارائه شده است.

۱. منطقه‌ی مورد مطالعه

اقیانوس منجمد شمالی، اقیانوس تقریباً بسته‌ای با مساحتی بالغ بر 14 میلیون کیلومتر مربع است، که با اقیانوس آرام از طریق تنگه‌ی برینگ^۴، با اقیانوس اطلس توسط تنگه‌ی فرم^۵ و دریای برنتس^۶ و مجمع‌الجزایر کانادا^۷ ارتباط دارد. این اقیانوس از طریق اقیانوس آرام^۷، اقیانوس اطلس و روان‌آب‌ها و وروری رودخانه‌ها تغذیه می‌شود. آب‌های اصلی ورودی به اقیانوس منجمد شمالی، آب‌های اطلس شمالی هستند که از طریق تنگه فرم و دریای بوفرت^۸ و آب‌های آرام شمالی که از طریق تنگه‌ی برینگ وارد می‌شوند.



شکل ۱: منطقه‌ی مورد مطالعه: خلیج فرانکلین واقع در جنوب شرقی دریای بوفرت و جنوب خلیج اماندسن. ایستگاه اندازه‌گیری با ستاره قرمز رنگ در خلیج فرانکلین نشان داده شده است.

Fig 1. Study area: Franklin Bay, located southeast of the Beaufort Sea and south of Amundsen Bay. The measuring station is shown with a red star in Franklin Bay

در داخل اقیانوس منجمد شمالی این آب‌ها به یکدیگر می‌پیوندند و چرخه بزرگ مقیاسی را به وجود می‌آورند و متعاقباً به واسطه اثر متقابل فرآیندهای جو-یخ-دریا و جریان رودخانه‌ها تغییر می‌یابند [۲۶].

همانطور که در شکل (۱) مشاهده می‌شود، خلیج V شکل فرانکلین با مساحت تقریبی 400 کیلومتر مربع فلات مستطیل شکل کم‌عمق

نقش مهمی ایفا می‌کند و استحکام لایه‌بندی در زیر لایه آمیخته، انتقال گرما میان جو و لایه‌های زیرین را محدود می‌کند [۱۰]. از طرفی تولیدات اولیه مانند فیتوپلانکتون‌ها غالباً از طریق ضخامت و قدرت توربولانس درون لایه آمیخته کنترل و همچنین ورود مواد مغذی^۱ از لایه‌های عمیق‌تر به لایه سطحی از طریق تغییرات عمق لایه آمیخته تنظیم می‌شود [۱۱]. به‌عنوان مثال، عمق لایه آمیخته در میان تمامی فاکتورهای فیزیکی مهم‌ترین تأثیر بر روی حرکت فیتوپلانکتون‌ها را دارد [۱۲]. نقش عمق لایه آمیخته بر روی فیتوپلانکتون‌ها، کنترل میزان نفوذ نور و مواد مغذی در دسترس آن‌هاست [۱۳]. تأثیر تغییرات عمق لایه آمیخته بر روی زیست دریا می‌تواند از منطقه‌ای به منطقه دیگر متفاوت باشد. در مناطقی که نور فراوان است، عمیق شدن لایه آمیخته موجب انتقال مواد مغذی به لایه نوری می‌شود که نتیجه‌ی آن افزایش تولیدات زیستی است. لایه نوری^۲ لایه‌ای است که در آن نور کافی برای فتوسنتز پایدار وجود دارد. در مناطقی که نور محدود است عمیق شدن لایه آمیخته می‌تواند منجر به افزایش حرکت مواد مغذی به لایه سطحی شود.

تخمین عمق لایه آمیخته با استفاده از روش‌های مختلف ریاضی قابل انجام است که روش آستانه معمول‌ترین آن‌ها است [۱۴]. این روش می‌تواند بر روی نیمرخ‌های دما، شوری و چگالی و با مقادیر مختلف آستانه اعمال گردد. بر اساس این روش، MLD عمقی است که اختلاف دما، شوری و یا چگالی از مقدار پارامتر موردنظر در مرجع از مقدار از پیش تعیین شده‌ای (آستانه) فراتر رود [۱۰، ۱۵]. لازم به ذکر است که مقادیر آستانه که برای محاسبه MLD استفاده می‌شود از منطقه‌ای به منطقه دیگر متفاوت است [۱۵، ۱۶]. تا به حال محققان مختلفی بسته به منطقه مورد مطالعه خود از مقادیر مختلف آستانه برای تخمین MLD استفاده کرده‌اند. به عنوان مثال آستانه تعیین شده توسط [۱۷] 0.3°C می‌باشد و به همین ترتیب [۱۸-۲۱] مقدار 0.5°C ، [۱۵، ۲۲] مقدار 0.8°C و [۲۳، ۲۴] آستانه‌ی 1°C را استفاده نمودند. در مطالعه‌ای که توسط جان‌نار فریدونی و همکاران (۱۳۹۹) انجام شد، عمق لایه آمیخته بر پایه دما بر روی داده‌های اندازه‌گیری شده در سه فصل بهار، تابستان و پاییز در سال ۱۳۹۱ در دو منطقه بابلسر و رامسر محاسبه شد. در این مطالعه مقادیر آستانه مختلف 0.5°C ، 1°C و 1.25°C مورد استفاده قرار گرفت که در نهایت مقادیر آستانه به تفکیک فصلی آستانه 1.25°C برای داده‌های اندازه‌گیری شده در فصل بهار، آستانه 1°C برای داده‌های تابستان و مقدار آستانه 0.5°C برای داده‌های پاییز برای تخمین عمق لایه آمیخته مورد استفاده قرار گرفت. در مطالعه‌ای که توسط [۲۵] انجام شد، عمق لایه آمیخته در حوضه کانادای اقیانوس منجمد شمالی بر اساس داده‌های اندازه‌گیری شده در سال‌های ۲۰۰۵-۲۰۰۶، ۲۰۰۷-۲۰۰۸ و ۲۰۰۹-۲۰۱۰ مورد بررسی قرار گرفت. عمق لایه آمیخته با استفاده از روش

⁴ Barents sea
⁵ Canada Archipelago
⁶ Pacific Ocean
⁷ Beaufort sea

⁷ Nutrient
¹ Euphotic Layer
² Bering Strait
³ Fram Strait

ناشی از تغییر فشار، به جای دما استفاده می‌کنند. دمای پتانسیل به این صورت تعریف می‌شود: "دمای یک بسته آب دریا پس از اینکه از عمق اندازه‌گیری به صورت بی‌دررو به سطح آورده شده باشد". البته در عمل بسته‌ی آب واقعاً به سطح آورده نمی‌شود بلکه دمای پتانسیلی از روی دمای اندازه‌گیری شده، زمانی که اثر فشار از روی آن برداشته می‌شود بدون آنکه تبادل گرمایی با محیط داشته باشد، محاسبه می‌شود [۲۷]. لازم به ذکر است که برای اعماق کمتر از ۱۰۰۰ متر اختلاف قابل توجهی میان دما و دمای پتانسیل وجود ندارد. همچنین، چگالی پتانسیل نیز همانند دمای پتانسیل به‌شکلی که اثر فشار از روی چگالی حذف می‌شود، محاسبه می‌گردد. چگالی با استفاده از معادله حالت ارائه شده توسط [۲۸] به‌عنوان تابعی از دما، شوری و فشار محاسبه می‌شود. لازم به ذکر است برای تسهیل محاسبات از آنومالی چگالی (ناهنجاری چگالی) استفاده می‌شود که از فرمول زیر به‌دست می‌آید:

$$\sigma_{\theta} = \rho(S, \theta, 0) - 1000 \left(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right) \quad (1)$$

۱. روش‌های تخمین عمق لایه آمیخته

روش آستانه معمول‌ترین روش تخمین عمق لایه آمیخته است که براساس آن عمق لایه آمیخته، عمقی است که در آن اختلاف پارامتر مورد نظر از جمله دما، شوری و چگالی با مقدار آن در عمق مرجع (معمولاً عمقی در نزدیکی سطح و در مطالعه حاضر حدود ۱۰ متر) از یک مقدار از پیش تعیین شده (آستانه) تجاوز کند [۱۶]. در این تحقیق مقادیر مختلف آستانه شامل ۰/۵، ۰/۲، ۰/۴ و ۱ kg.m⁻³ برای تخمین عمق لایه آمیخته مورد استفاده قرار گرفت. همانطور که پیشتر در بخش ۱ اشاره شد، مقادیر مناسب آستانه برای محاسبه MLD بسته به منطقه مورد مطالعه و فصل متفاوت است.

در این مطالعه مقادیر آستانه با شناخت اولیه از ساختار قائم چگالی (پارامتر مورد نظر برای تخمین عمق لایه آمیخته) در منطقه مورد مطالعه انتخاب شده و سپس میزان نزدیکی مقادیر محاسبه شده MLD با مقادیر چشمی سنجیده شد. هرچقدر مقادیر محاسبه شده و چشمی به یکدیگر نزدیک‌تر باشد، مقدار آستانه مورد نظر آستانه مناسب برای تخمین عمق لایه آمیخته می‌باشد. تخمین عمق لایه آمیخته از این حیث که این پارامتر نقش به‌سزایی در فرآیندهای اقیانوسی از جمله بررسی تولیدات لایه‌های بالایی اقیانوس، تبادلات جو-دریا و تغییرات بلندمدت اقلیمی ایفا می‌کند، بسیار حائز اهمیت است [۱۴].

در روش‌های مختلف تخمین عمق لایه آمیخته، از داده‌های نیم رخ‌های اقیانوس‌شناسی استفاده می‌شود. در این مطالعه تخمین عمق لایه آمیخته با استفاده از دو روش مشاهداتی و آستانه مورد ارزیابی قرار گرفت. همانطور که پیش‌تر نیز اشاره شد بر اساس این روش، عمق لایه

مکنزی^۱ را در غرب و به کانال مجمع‌الجزایر کانادایی در شرق متصل می‌کند [۲۷]. این خلیج میان کیپ‌بتورست^۲ و کیپ‌پری^۳ و در جنوب‌شرقی دریای بوفرت واقع شده و از شمال و شرق به قسمت عمیق خلیج آماندن^۴ و از غرب به فلات کم‌عمق مکنزی متصل است. شیب قسمت غربی خلیج در طول کیپ‌بتورست تند است، درحالی‌که شیب قسمت شرقی به سمت کیپ‌پری، به آرامی افزایش می‌یابد. منطقه‌ی مورد مطالعه در شکل ۱ و ایستگاه ثابت اندازه‌گیری با ستاره قرمز رنگ در شکل نشان داده شده است.

۲. داده‌های استفاده شده در تحقیق

در این تحقیق از داده‌های CTD که در طول برنامه‌ی بین‌المللی CASES از اندازه‌گیری در خلیج فرانکلین به‌دست آمده است، استفاده می‌شود. CASES گشتی تحقیقاتی بود که در مارس ۲۰۰۱ بوسیله‌ی شورای تحقیقات مهندسی و علوم طبیعی کانادا (NSERC)^۵ با هدف هدایت مطالعات مربوط به تبادلات در اقیانوس منجمد شمالی کانادا، بنیان گذاشته شد.

این گشت تحقیقاتی برنامه مشترک بین‌المللی به رهبری کانادا، به منظور درک خصوصیات بیوژئوشیمیایی و عواقب اکولوژیکی ناشی از تغییرات پوشش یخ در اقیانوس منجمد شمالی کانادا انجام شد. اندازه‌گیری‌های انجام شده در برنامه‌ی CASES از سپتامبر ۲۰۰۳ آغاز و تا اوت ۲۰۰۴ انجام گرفت، که بانک با ارزشمندی از داده‌ها را در این منطقه برای اولین بار ایجاد کرد. داده‌های استفاده شده در این تحقیق نیز از داده‌های برنامه‌ی CASES استخراج شده است. اندازه‌گیری‌های CTD در خلیج فرانکلین در ایستگاه ثابت، از دسامبر ۲۰۰۳ و ورود کشتی به این منطقه آغاز و تا پایان می ۲۰۰۴ به صورت میانگین روزانه دو بار (حدود ۴۰۰ اندازه‌گیری) انجام یافت که امکان بررسی تغییرات روزانه، ماهانه و فصلی در این منطقه را مهیا ساخت.

روش پژوهش

در این پژوهش، ابتدا داده‌های مورد نیاز از بانک داده‌های موجود استخراج و پس از انجام پردازش‌های لازم، عمق لایه آمیخته با استفاده از روش آستانه، با مقادیر آستانه مختلف محاسبه گردید. از آنجا که چگالی در دریا نشان‌دهنده پایداری ستون آب است، لایه آمیخته بر پایه نیم‌رخ چگالی محاسبه گردید. سپس از شاخص‌های آماری به منظور انتخاب آستانه مناسب، مقادیر تخمین زده شده با مقادیر چشمی عمق لایه آمیخته، استفاده شد که در ادامه به تفصیل به آن خواهیم پرداخت. پس از انتخاب آستانه‌ی مناسب، تخمین عمق لایه آمیخته و تغییرات ماهانه و فصلی عمق لایه آمیخته مورد بررسی قرار گرفت. سپس تغییرات خصوصیات لایه آمیخته شامل شوری و دمای پتانسیل مورد بررسی قرار گرفت. دمای پتانسیل مفهومی است که اقیانوس‌شناسان در اندازه‌گیری دما به منظور حذف اثر تراکم‌پذیری

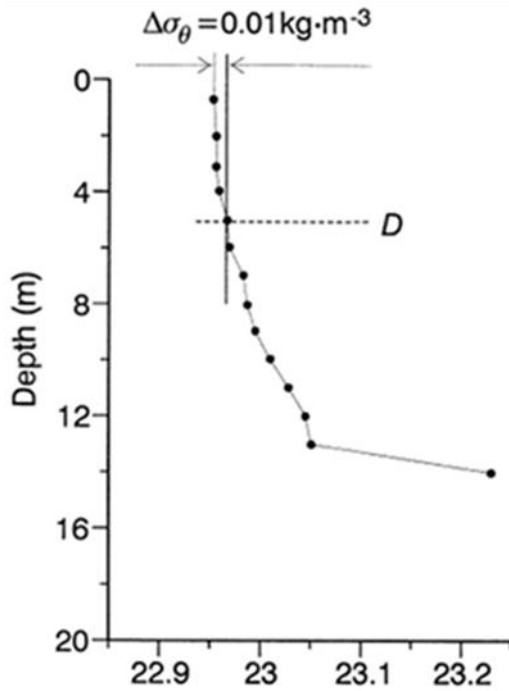
³ Amundsen Gulf

⁴ Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERCC)

⁸ Mackenzie Shelf

¹ Cape Bathurst

² Cape Parry



شکل ۲: تخمین عمق لایه آمیخته با استفاده از روش آستانه بر پایه چگالی $\Delta\sigma_\theta = \sigma_\theta(z) - \sigma_\theta(0) = 0.01 \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$ داده مورد استفاده در سواحل غربی ونکوور و در تاریخ ۱۹ جولای ۱۹۹۷ اندازه گیری شده است (تغییر یافته پس از Thomson و Fine (۲۰۰۳)).

Fig 2. Estimation of the depth of the mixed layer using the threshold method based on density $\Delta\sigma_\theta = \sigma_\theta(z) - \sigma_\theta(0) = 0.01 \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$. The data used were measured off the west coast of Vancouver on July 19, 1997 (modified after Thomson and Fine (2003)).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (MLDV - MLD)^2}{n}} \quad (2)$$

$$RSqr = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})(\bar{Q} - \theta)}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2 + \sum_{i=1}^n (\bar{Q} - \theta)^2} \right]^2 \quad (3)$$

$$PDIF = \max(Q_i) - \min(Q_i) \quad (4)$$

در این مطالعه تابع چگالی احتمال^۱ (PDF) به منظور تحلیل دقیق تر خصوصیات مختلف لایه آمیخته مورد استفاده قرار گرفته است. تابع چگالی احتمال (PDF) عبارت است از هیستوگرام نرمال شده که به منظور بررسی توزیع خصوصیات مورد نظر انجام شده، با استفاده از برنامه Matlab ترسیم شده است.

نتایج و بحث

در این بخش از مطالعه ابتدا آستانه مناسب برای تخمین MLD با استفاده از شاخص های آماری انتخاب و سپس تغییرات زمانی خصوصیات لایه آمیخته مورد بررسی قرار گرفته است.

آمیخته عمقی است که در آن اختلاف پارامتر فیزیکی مورد نظر (در این مطالعه چگالی پتانسیل) با مقادیر این پارامتر در سطح از یک مقدار آستانه در نظر گرفته شده، بیشتر باشد (شکل (۲)، [۱۴، ۲۹-۳۱]).

در روش مشاهداتی، ابتدا نیمرخ های عمودی چگالی برای هر اندازه گیری رسم و MLD به صورت چشمی سنجش می شود. به منظور سنجش میزان نزدیکی دو روش مشاهداتی و آماری به روش آستانه، چند شاخص آماری مورد استفاده قرار گرفت.

شاخص های استفاده شده در این تحقیق، عبارت است از مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE برحسب متر)، ضریب همبستگی پیرسون R^2 و شاخص PDIF که به منظور محاسبه ی بیشینه مقادیر است، به کار رفته است.

شاخص RMSE مجذور میانگین مربعات خطاست که میزان فاصله گرفتن مقادیر تخمین زده شده از مقادیر چشمی را نشان می دهد. این شاخص همیشه مثبت است و هرچه مقدار آن به صفر نزدیک تر باشد، نشان دهنده خطای کمتر است. PDIF به منظور مقایسه بیشینه مقادیر MLD های تخمین زده شده و چشمی به کار می رود. در صورتی که این شاخص مثبت باشد، به این معناست که مقدار تخمین زده شده با استفاده از روش آستانه کمتر از مقادیر مشاهداتی و در صورت منفی بودن یعنی مقادیر تخمین زده شده بیشتر از مقادیر مشاهدات است. این شاخص به منظور سنجش این واقعیت که آیا روش آستانه قادر به تخمین در بازه ی مشابهی از مقادیر مشاهداتی است یا نه مورد استفاده قرار گرفته است [۳۲].

ضریب همبستگی پیرسون یا شاخص R^2 ، شاخصی است که میزان همبستگی و یا نزدیکی میان مقادیر تخمین زده شده با روش آستانه را با مقادیر مشاهداتی را نشان می دهد بین ۰ و ۱ متغیر می کند. مقدار ۱ بیانگر همبستگی خطی و ۰ نمایانگر عدم همبستگی میان عمق های تخمین زده شده و مشاهداتی است [۳۳]. مقادیر به دست آمده از این شاخص ها میزان نزدیکی لایه آمیخته ی مشاهداتی و لایه آمیخته ی تخمین زده شده به روش آستانه را نشان می دهد.

^۱ Probability Density Function

۱. تخمین عمق لایه آمیخته

جدول ۱: شاخص‌های تطابق آماری میان MLD های تخمین زده شده با استفاده از روش آستانه برای آستانه‌های مختلف MLD های چشمی.

Table 1. Statistical concordance indices between MLDs estimated using the threshold method for different thresholds of ocular MLDs

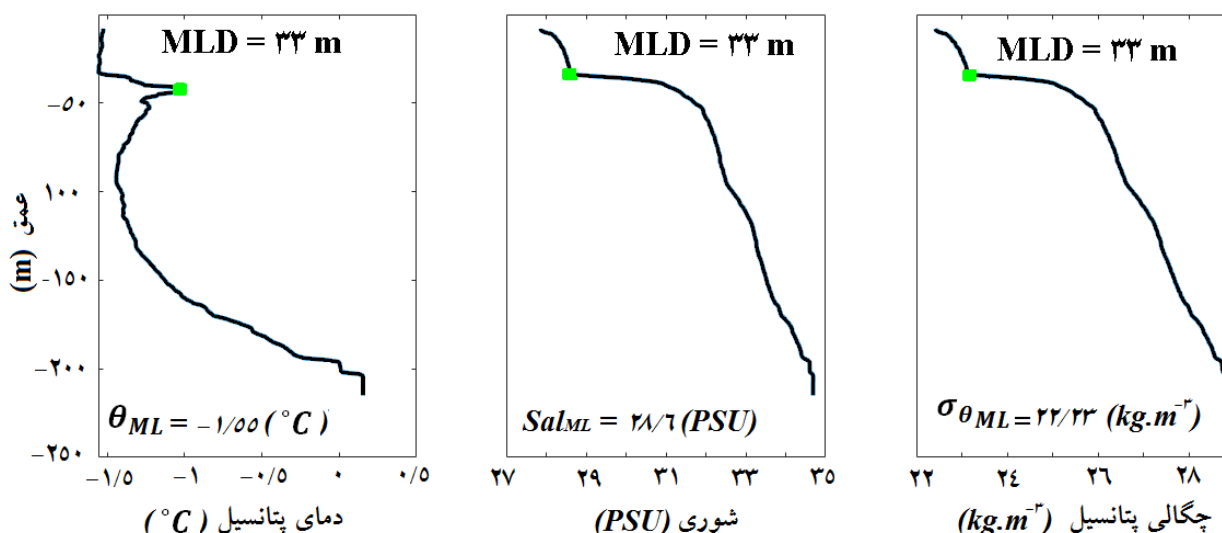
شاخص	آستانه ۰/۰۵ (kg.m ^{-۳})	آستانه ۰/۲ (kg.m ^{-۳})	آستانه ۰/۴ (kg.m ^{-۳})	آستانه ۱ (kg.m ^{-۳})
RMSE	۹/۳	۵/۰۴	۴/۸۸	۱۲/۰۴
RSqr	۰/۰۱	۰/۵	۰/۷۵	۰/۴۹
PDIFF	-۱۹	-۶	۲	۱۰

در شکل ۳ نیمرخ دما و شوری و چگالی پتانسیل برحسب عمق به عنوان مثال برای داده‌های اندازه‌گیری شده در دسامبر ۲۰۰۳ نشان داده است. چنانچه در نیمرخ دما شکل ۳-الف مشهود است، عمق لایه آمیخته حدود ۳۳ متر و دما درون لایه آمیخته مینیمم مقدار خود را در ستون آب داراست، به طوریکه در پایه لایه آمیخته دما در حدود ۱/۵۵°C- است. سپس شاهد افزایش دما در زیر لایه آمیخته و پس از آن کاهش دما هستیم تا به مقدار مینیمم خود در عمق حدود ۱۰۰ متر می‌رسد و سپس با افزایش عمق، دما نیز افزایش می‌یابد تا در بستر به بیشینه مقدار خود می‌رسد. با نگاهی به نیمرخ شوری شکل ۳-ب و مقایسه‌ی آن با محدوده‌های دمایی مشابه (شکل ۳-الف) مشاهده می‌کنیم که شوری لایه‌ی آمیخته ۲۸/۵۸psu است و پس از آن شوری روند افزایشی درپیش می‌گیرد. تغییرات شدید شوری درست در زیر لایه آمیخته نشان دهنده وجود هالوکلاین قطبی می‌باشد. همانطور که در شکل ۳-ج نشان داده شده است، چگالی لایه آمیخته ۲۳/۲۲ (kg.m^{-۳}) می‌باشد. چگالی در لایه آمیخته کمینه و در زیر لایه آمیخته شاهد شیب بالا در چگالی هستیم که نشان‌دهنده پیکنوکلاین است و این روند افزایشی در زیر پیکنوکلاین با شیب ملایم‌تر ادامه می‌یابد تا به بیشینه مقدار خود در بستر برسد. با توجه به شکل‌های ۳-ب و ۳-ج کاملاً مشهود است که روند تغییرات شوری و چگالی مشابه است.

چنانچه پیش از این نیز اشاره شد، با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده میدانی در طول زمستان و بهار در خلیج فرانکلین، بر پایه چگالی با استفاده از روش آستانه و با مقادیر آستانه‌های ۰/۰۵، ۰/۲، ۰/۴ و ۱ kg.m^{-۳}، MLD ها تخمین زده شد. سپس با استفاده از شاخص‌های آماری که پیش از این در بخش پیشین معرفی گردید، میزان نزدیکی MLD های تخمین زده شده و MLD های چشمی مورد بررسی قرار گرفت.

همان‌طور که در جدول ۱ نشان داده شده است، شاخص‌های مربوط به آستانه‌ی ۰/۰۵ (kg.m^{-۳}) نشان‌دهنده دوری قابل توجه MLD های تخمین زده شده و MLD های چشمی است. برای این آستانه شاخص RMSE عدد ۹/۳ در مقابل مقدار عددی ۴/۸۸ آستانه‌ی ۰/۴ kg.m^{-۳} است. شاخص R² نیز در صورت نزدیکی هرچه بیشتر به عدد ۱، معرف نزدیکی بیشتر مقادیر آستانه با MLD های چشمی می‌باشد که در این مورد نیز R² آستانه‌ی ۰/۴ kg.m^{-۳} عدد ۰/۷۵ و نسبت به سایر آستانه‌ها به ۱ نزدیک‌تر است. همچنین مقادیر کمتر شاخص PDIFF نشان دهنده‌ی نزدیک‌ترین مقدار تخمین زده شده با MLD های چشمی می‌باشد.

به علاوه شاخص PDIFF نشان می‌دهد که آستانه‌ی مورد نظر به چه میزان از مقادیر چشمی فاصله دارد. بر این اساس نیز بهترین مقدار PDIFF متعلق به آستانه‌ی ۰/۴ kg.m^{-۳} در مقابل مقدار ۱۹- آستانه ی ۰/۰۵ kg.m^{-۳} و سایر مقادیر PDIFF آستانه‌های دیگر می‌باشد. بررسی و مقایسه‌ی شاخص‌های جدول ۱ نشان می‌دهد، آستانه‌ی ۰/۰۵ kg.m^{-۳} با کمترین مقدار R² و بیشترین مقدار PDIFF نامناسب‌ترین آستانه‌ها و آستانه‌ی ۰/۴ (kg.m^{-۳}) مناسب‌ترین آنهاست. به همین علت ما آستانه‌ی ۰/۴ kg.m^{-۳} را در نظر می‌گیریم.



شکل ۳: نیمرخ دما، شوری و چگالی مربوط به اندازه‌گیری انجام شده در پاییز ۲۰۰۳. لایه‌ی آمیخته با مربع سبز در نیمرخ‌های دما، شوری و چگالی مشخص شده است.

Fig 3. Temperature, salinity and density profiles taken in the fall of 2003. A layer mixed with a green square is marked in the temperature, salinity and density profiles.

۲. تغییرات زمانی خصوصیات لایه آمیخته

در این بخش از تحقیق تغییرات زمانی خصوصیات لایه آمیخته مورد بررسی قرار می‌گیرد. در شکل ۴، سرعت و جهت باد (دریافت شده از NARR^۱)، برش‌های عمودی دما و شوری همراه با عمق لایه آمیخته (نشان داده شده با خط ضخیم سیاه‌رنگ) نشان داده شده است. همانطور که در شکل ۴-ب و ج نشان داده شده است، شاهد بالا آمدن خطوط هم‌خط دما و شوری در اواخر دسامبر هستیم. این پدیده به علت وقوع فراجوشی در حاشیه یخ^۲ ناشی از وزش بادهای غالب از سمت شرق است که در شکل ۴-الف نشان داده شده است. وزش بادهای از سمت شرق آب‌های سطحی را به دور از سواحل جنوبی منتقل نموده و آب‌های شور و نسبتاً گرم اعماق را به نزدیک سطح آورده و منجر به از بین رفتن لایه آمیخته شده است. به طوریکه در این زمان لایه سطحی از سطح دارای لایه بندی شدید است. لازم به ذکر است که وقوع فراجوشی در حاشیه یخ در زمان اندازه‌گیری‌ها، توسط [۵] نیز تأیید شده است.

تغییر جهت بادهای پس از ۲۲ دسامبر و از بین رفتن فراجوشی پس از ۲۴ دسامبر منجر به شکل‌گیری مجدد لایه آمیخته می‌شود (شکل ۴-ب و ۴-ج). در ماه ژانویه و فوریه لایه آمیخته دارای نوسانات زیادی می‌شود و عمیق شدن تدریجی در ماه مارس با افزایش سرعت شکل‌گیری یخ عمق آن به سرعت افزایش یافته به طوری که در اوایل آوریل به بیشینه مقدار خود (۴۲ متر) می‌رسد و پس از آن با گرم شدن تدریجی دمای هوا به آرامی کاهش یافته به طوریکه در ماه می به کمترین مقدار خود (۱۰ متر) می‌رسد. برش مقطعی شوری در شکل ۴-ب به همراه عمق لایه آمیخته نشان داده شده است. همانطور که در شکل نشان داده شده است، فراجوشی اتفاق افتاده در دسامبر ۲۰۰۳ باعث انتقال آب‌های گرم و شور بستر به نزدیک سطح شده است و باعث افزایش لایه‌بندی در سطح و از بین رفتن لایه آمیخته شده است. همان‌طور که در شکل نشان داده شده است در ابتدای اندازه‌گیری در اوایل دسامبر شوری در سطح کمترین مقدار و حدود ۲۸ psu و با افزایش سرعت شکل‌گیری یخ همزمان با افزایش عمق لایه آمیخته شوری آب‌های سطحی نیز افزایش می‌یابد. به طوریکه از اواسط فوریه شوری لایه آمیخته به بیش از ۳۰ psu می‌رسد و تا پایان دوره اندازه‌گیری در حدود ۳۰/۷ psu می‌ماند.

شکل ۵ تغییرات دما و شوری لایه آمیخته را در فاصله‌ی زمان داده‌برداری از دسامبر ۲۰۰۳ تا می ۲۰۰۴ نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود، در فصل زمستان با آغاز روند شکل‌گیری یخ، از آنجا که به هنگام شکل‌گیری یخ شوری آب از یخ پس زده شده و به داخل آب‌های سطحی آزاد می‌شود، شوری لایه‌ی سطحی اقیانوسی (لایه آمیخته) و چگالی آن افزایش می‌یابد. شوری در لایه آمیخته که لایه سطحی اقیانوسی است، کمترین مقدار و با افزایش عمق افزایش یافته

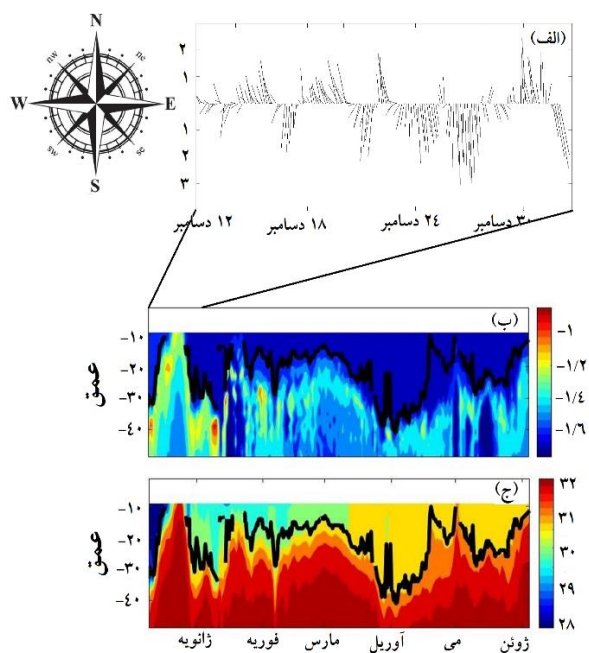
و هالوکلاین قطبی را تشکیل می‌دهد. لازم به ذکر است وجود لایه آمیخته همیشگی نیست و بسته به شرایط جوی و تبدلات با آب‌های عمیق‌تر ممکن است از بین برود. به عنوان مثال در فصل زمستان و در اواسط ماه دسامبر، لایه آمیخته به دلیل فراجوشی در حاشیه یخ کاملاً از بین می‌رود. این لایه پس از گذر فراجوشی به علت تشکیل یخ عمیق شده به طوریکه به بیشینه مقدار خود در ماه آوریل رسیده و پس از آن با گرم شدن هوا و ذوب یخ عمق آن کاهش می‌یابد. در اواسط ماه ژانویه دمای لایه آمیخته متأثر از شکل‌گیری یخ، به دمای انجماد نزدیک می‌شود و نوساناتی در شوری این لایه مشاهده می‌شود و بطور کلی از اواخر ماه ژانویه تا پایان دوره‌ی اندازه‌گیری، شوری در لایه آمیخته روبه افزایش است. در ماه فوریه دمای لایه آمیخته همچنان نزدیک به دمای انجماد است و عمق این لایه از نوسانات بسیاری برخوردار است. از ابتدا تا اواسط ماه مارس نیز دمای لایه آمیخته نزدیک به دمای انجماد است و نوسانات دمایی این لایه در این ماه نسبت به ماه‌های قبل بیشتر است. در ماه می لایه آمیخته بطور کلی تغییرات دمایی بسیار کمی را شامل می‌شود و بالاترین شوری را دارد. همانطور که در شکل ۵ تغییرات دمای لایه آمیخته در مقایسه با سایر لایه‌های آب کمتر و بین $1/15^{\circ}\text{C}$ و $1/7^{\circ}\text{C}$ در نوسان است که بیشترین گستره دمایی و شوری در ماه دسامبر مشاهده شد. از اواخر ماه دسامبر و به‌ویژه از اواسط ژانویه تا اوایل ماه آوریل، دمای لایه آمیخته تحت تأثیر شکل‌گیری یخ نزدیک به نقطه انجماد (در حدود $1/6^{\circ}\text{C}$) می‌باشد که به علت تغییرات فصلی نوسانات دمای لایه آمیخته در پاییز و اوایل بهار بیشتر از زمستان است. همچنین به علت تشکیل یخ دمای این لایه نسبت به ماه دسامبر کاهش می‌یابد. همانطور که در شکل ۵ نشان داده شده است، چگالی لایه آمیخته در دسامبر کمینه است تنها در موارد محدود چگالی لایه آمیخته بیشینه و حدود $25/5\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ است که به علت وقوع پدیده فراجوشی و انتقال آب‌های شور و چگال به نزدیک سطح است. پس از آن با کاهش دمای هوا و افزایش شوری لایه آمیخته در ماه‌های بعدی، دمای لایه آمیخته کاهش و شوری آن افزایش می‌یابد به طوریکه دمای لایه آمیخته در ماه آوریل و می به کمینه و شوری آن به بیشینه مقدار خود می‌رسد.

۳. توابع توزیع چگالی خصوصیات لایه آمیخته

در این مطالعه همچنین تابع چگالی احتمال خصوصیات لایه آمیخته شامل عمق، دما و شوری به منظور بررسی دقیق‌تر و چگونگی توزیع این خصوصیات مورد بررسی قرار گرفته است. شکل ۶-الف و ۶-ب چگونگی توزیع MLD در فصل‌های زمستان و بهار در خلیج فرانکلین را نشان می‌دهد. تابع احتمال توزیع MLD، اطلاعاتی را در خصوص فراوانی وقوع MLD در فواصل مختلف نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۶-الف نشان داده شده است، گستره‌ی تغییرات MLD در زمستان ۳۵-۵ متر می‌باشد، بیشترین فراوانی MLD در زمستان در محدوده

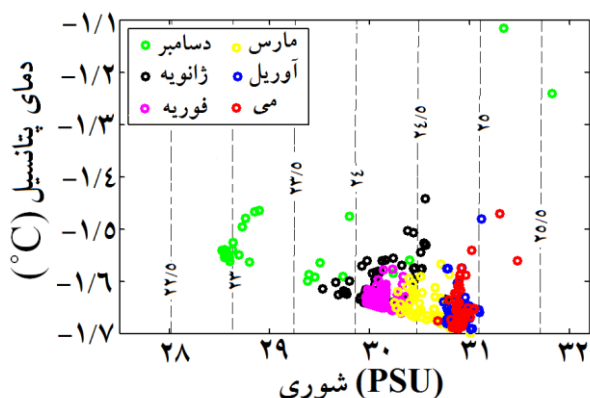
² Ice_edge upwelling

¹ North American Regional Reanalysis



شکل ۴: (الف) اندازه سرعت و جهت باد ($m.s^{-1}$) در منطقه اندازه‌گیری در فاصله زمانی ۱۲-۳۰ دسامبر (ب) برش مقطعی دما و (ج) برش مقطعی شوری. خط ضخیم سیاه نشان‌دهنده عمق لایه آمیخته در طول دوره اندازه‌گیری می‌باشد.

Fig 4. (A) The magnitude of the wind speed and direction ($1m.s^{-1}$) in the measuring zone in the period of December 12-30 (b) Temperature cross-section and (C) Salinity cross-section. The thick black line indicates the depth of the mixed layer during the measurement period



شکل ۵. نمودار دما-شوری لایه آمیخته در خلیج فرانکلین در دوره اندازه‌گیری بین ژانویه ۲۰۰۳ تا می ۲۰۰۴ و خطوط خط‌چین خطوط هم‌چگال در گستره دما و شوری نشان داده شده در نمودار هستند.

Fig 5. Temperature-salinity diagram of the mixed layer in Franklin Bay during the measurement period between January 2003 and May 2004 and dashed lines are homogeneous lines in the temperature and salinity range shown in the diagram.

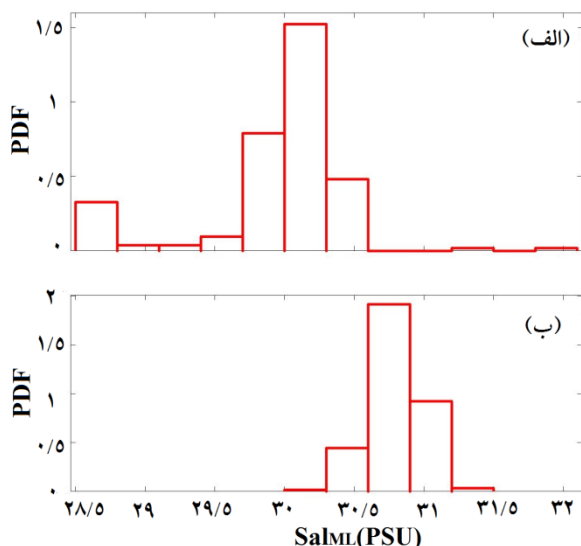
بیشترین شوری لایه آمیخته در این فصل در گستره‌ی $30.3-30$ psu و کمترین فراوانی شوری از $31.5-31.2$ psu و $32.1-31.8$ psu می‌باشد. همانطور که در شکل ۸-ب مشاهده می‌شود، در فصل بهار بیشترین فراوانی شوری $30.9-30.6$ psu و کمترین فراوانی شوری از $31.5-31.2$ psu می‌باشد. با مقایسه‌ی شکل‌های ۸-الف و ۸-ب شاهد شوری بیشتر لایه آمیخته در فصل بهار هستیم که می‌تواند نشانی از افزایش ضخامت و سرعت شکل‌گیری یخ باشد. همچنین، گستره‌ی

۱۵-۲۰ متر و کمترین فراوانی MLD مربوط به عمق ۱۰-۵ متر می‌باشد. نحوه‌ی توزیع MLD در فصل بهار در شکل ۶-ب نشان‌دهنده است. در تمامی فواصل تقسیم‌بندی شده بین ۴۰-۱۵ متر فراوانی MLD بالاست که نشان‌دهنده‌ی گستره‌ی بالای تغییرات MLD می‌باشد در این فصل بیشترین فراوانی لایه آمیخته از عمق ۲۵ تا ۲۰ متر است. احتمال وقوع MLD $25-40$ متر تقریباً یکسان می‌باشد. علت بروز چنین رفتاری، ماهیت در حال گذار بودن فصل بهار در قطب شمال است که تغییرات آب و هوایی شدیدی در این فصل اتفاق می‌افتد و منجر به افزایش گستره‌ی تغییرات عمق لایه آمیخته می‌گردد. قطب شمال در واقع دارای دو فصل زمستان و تابستان است و فصول بهار و پاییز فصل‌های در حال گذار هستند.

توزیع دمای لایه آمیخته در فصل زمستان در شکل ۷-الف و در بهار در شکل ۷-ب نشان داده شده است. در زمستان دمای لایه آمیخته از $1.68-1.44$ $^{\circ}C$ تغییر می‌کند. بیشترین فراوانی دما از $1.64-1.16$ $^{\circ}C$ می‌باشد. توزیع دمای لایه آمیخته از $1.52-1.44$ $^{\circ}C$ بسیار اندک است. همان‌طور که در شکل ۷-ب مشاهده می‌شود، گستره‌ی دمای لایه آمیخته در فصل بهار از 1.72 تا 1.54 $^{\circ}C$ متغیر است. بیشترین فراوانی دمای این لایه در این فصل از 1.68 تا 1.44 $^{\circ}C$ است. همان‌طور که در شکل نیز نشان داده شده است، دمای لایه آمیخته در بهار دارای بیشینه فراوانی در دماهای پایین‌تری ($1.68-1.44$ $^{\circ}C$) و نزدیک به نقطه انجماد (1.7 $^{\circ}C$) نسبت به زمستان (1.64 تا 1.6 $^{\circ}C$) است و در سراسر بهار دمای آن پایین‌تر از 1.55 $^{\circ}C$ می‌باشد. علت این رویداد تفاوت فصول در قطب نسبت به تعریف رایج آن در اقیانوس‌ها در عرض‌های میانی است به طوری‌که فصل بهار (۲۱ مارس-۲۰ ژوئن) سردتر از فصل زمستان (۲۱ دسامبر، ژانویه، فوریه، ۲۰ مارس) است. به عبارتی می‌توان فصول در قطب شمال را به دو دسته تابستان و زمستان تقسیم کرد و بهار را اواخر زمستان نامید چرا که بهار به نسبت زمستان فصلی سردتر می‌باشد.

همان‌طور که پیش‌تر در شکل ۴ نیز نشان داده شد، عمیق‌ترین لایه آمیخته با دمای کمینه در ماه آوریل مشاهده شد و پس از آن عمق لایه آمیخته به تدریج کاهش می‌یابد ولی همچنان عمق لایه آمیخته در ماه می بیشتر و دمای آن کمتر از ماه‌های فصل زمستان است.

شکل ۸-الف نشان‌دهنده توزیع شوری لایه آمیخته در فصل زمستان و شکل ۸-ب نمایانگر توزیع شوری لایه آمیخته در بهار است. همان‌طور که در شکل ۸-الف مشاهده می‌شود، شوری در زمستان از 32.1 تا 28.5 psu متغیر است.



شکل ۸: تابع توزیع چگالی (Pdf) شوری لایه آمیخته (MLD) در (الف) زمستان ۲۰۰۳-۲۰۰۴ و (ب) بهار ۲۰۰۴

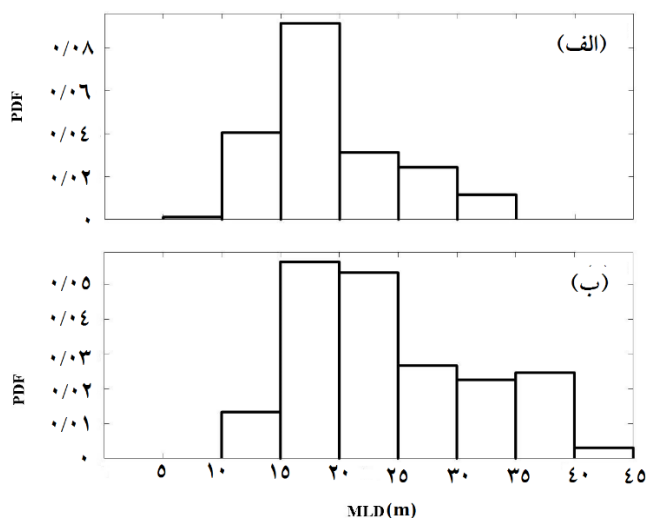
Fig 8. Mixed layer salinity density (Pdf) function (MLD) in (a) winter 2003-2004 and (b) spring 2004

بطورکلی، لایه آمیخته در اقیانوس منجمد شمالی تحت تأثیر فرایندهای دینامیکی و ترمودینامیکی بین اتمسفر، یخ، لایه‌ی سطحی آب و حرکت‌های عمودی زیر لایه‌ی سطحی آب قرار دارد. به‌ویژه اینکه خلیج فرانکلین در منطقه‌ای واقع شده که در معرض جریان‌ات و پدیده‌های مختلفی همچون پدیده‌ی فراجوشی، عبور گردابه‌ها و جزر و مد و غیره می‌باشد. به علاوه، تغییر در حجم آب شیرین به دنبال ذوب یخ و تغییرات فصلی رودخانه‌ی مکنزی که بر جریان‌اتی که به داخل این خلیج تأثیر می‌گذارد. همچنین تحولات فصلی در لایه‌بندی و ساختار هالوکلاین، توده‌های آب را با تغییرات فراوان عمق، نوسانات دمایی شدید و تغییرات گسترده‌ی شوری مواجه می‌کند و مشخصه‌های آنها را در این منطقه دستخوش تحولات فراوان می‌کند. همچنین این منطقه علاوه بر تأثیر پذیرفتن از جریان‌های آبی بزرگ مقیاسی همچون جابر بوفرت، فراجاهی، جزرومد ساحل رودخانه‌ی مکنزی و عبور گردابه‌ها از این منطقه تحت تأثیر تحولاتی با مقیاس فصلی می‌باشد. بارزترین نمود تحولات فصلی در این منطقه شکل‌گیری و ذوب یخ است که با ایجاد هالوکلاین فصلی، لایه‌بندی ستون آب را به شدت تحت تأثیر قرار می‌دهد.

نتیجه‌گیری

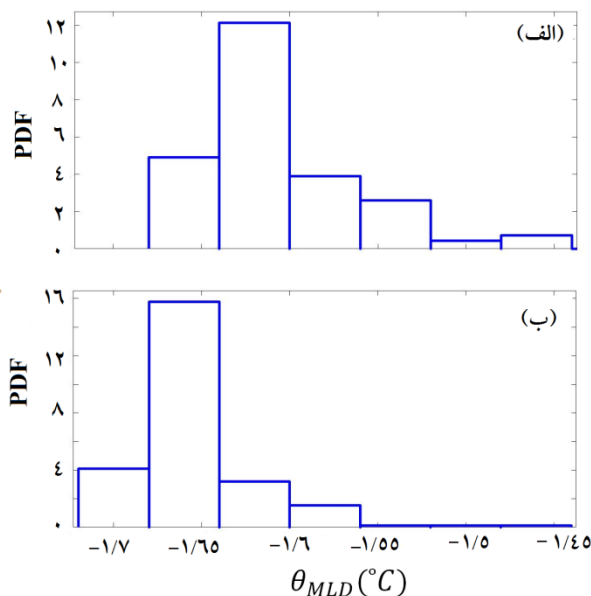
در مطالعه حاضر با در دست داشتن بیش از ۴۰۰ اندازه‌گیری CTD در جریان گشت دریایی CASES از اواخر پاییز ۲۰۰۳ تا اواسط بهار ۲۰۰۴ در ایستگاه ثابتی در خلیج فرانکلین به دست آمده، خصوصیات فیزیکی لایه آمیخته اعم از عمق لایه آمیخته (MLD)، دمای لایه آمیخته (θ_{MLD}) و شوری لایه آمیخته (Sal_{MLD}) مورد بررسی قرار گرفتند. برای تخمین عمق لایه آمیخته، از روش آستانه بر پایه چگالی با مقادیر آستانه ۰/۰۵، ۰/۲، ۰/۴ و ۱ ($kg.m^{-3}$) استفاده شد. با مقایسه

تغییرات شوری در فصل زمستان بالاتر از فصل بهار است. از اواخر دسامبر که شروع اندازه‌گیری‌ها است، لایه آمیخته دارای پایین‌ترین شوری در طول دوره اندازه‌گیری است چرا که هنوز یخ به‌طور کامل شکل نگرفته است. به علت ضخیم شدن یخ با گذشت زمان به شوری لایه آمیخته افزوده می‌شود و از ماه فوریه شوری لایه آمیخته به بیش از ۳۰ psu می‌رسد. به همین علت بیشترین فراوانی شوری در لایه آمیخته در فصل زمستان است.



شکل ۶: تابع توزیع چگالی (Pdf) عمق لایه آمیخته (MLD) در (الف) زمستان ۲۰۰۳-۲۰۰۴ و (ب) بهار ۲۰۰۴

Fig 6. Density distribution function (Pdf) of the depth of the mixed layer (MLD) in (a) winter 2003-2004 and (b) spring 2004



شکل ۷: تابع توزیع چگالی (Pdf) دمای لایه آمیخته (MLD) در (الف) زمستان ۲۰۰۳-۲۰۰۴ و (ب) بهار ۲۰۰۴

Fig 7. Density distribution (Pdf) function of mixed layer temperature (MLD) in (a) winter 2003-2004 and (b) spring 2004

در خلیج فرانکلین 0.4 kg.m^{-3} در حالیکه عمق لایه آمیخته در مطالعه‌ای که توسط Jackson و همکاران (۲۰۱۲) انجام شد، با استفاده از آستانه 0.3 kg.m^{-3} محاسبه شد. تفاوت مقدار آستانه‌های مورد استفاده در دو منطقه نشان‌دهنده ساختار متفاوت لایه آمیخته در خلیج فرانکلین با حوضه کانادای اقیانوس منجمد جنوبی است. عمق لایه آمیخته در خلیج فرانکلین (بیشینه مقدار ۴۵ متر) عمیق‌تر از حوضه کانادا (بیشینه مقدار ۳۰ متر) و شوری لایه آمیخته در خلیج فرانکلین به طرز قابل ملاحظه‌ای بیشتر (بیشینه مقدار 31.5 psu) از شوری لایه آمیخته در حوضه کانادا (کمتر از 29 psu) است. تفاوت عمق لایه آمیخته در این دو منطقه از اقیانوس منجمد شمالی را می‌توان به جریانات رایج در این مناطق، خواص ژئومورفولوژی بستر، موقعیت جغرافیایی، رواناب‌ها و پوشش یخ متفاوت این مناطق نسبت داد. در خلیج فرانکلین لایه آمیخته بیش از هر چیز تحت تأثیر تشکیل و ذوب یخ است در حالیکه در حوضه کانادا بیشتر تحت تأثیر چرخابه بوفورت و رواناب رودخانه مکنزی قرار دارد که باعث شده لایه آمیخته در حوضه کانادا کم‌عمق‌تر و کم‌شورتر از خلیج فرانکلین باشد. از طرفی شیب زیاد بستر در خلیج فرانکلین، جریان‌های ورودی، گردابه‌های گذرا از این خلیج و همچنین فراجوشی که پدیده‌ای رایج در این منطقه است، این منطقه را تبدیل به منطقه‌ای متلاطم از لحاظ خصوصیات فیزیکی کرده و خصوصیات لایه آمیخته را تحت تأثیر قرار می‌دهد [۳۴].

مشارکت نویسندگان

مقاله حاضر حاصل بخشی از مطالعات انجام شده در پایان نامه کارشناسی ارشد نویسنده او آیدا اجدری (زیر نظر تیم راهنمایی) دکتر سمیه نهبوندیان و دکتر جنیفر جکسون انجام شده است.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از پروفسور Yves Gratton مجری بخش فیزیک پروژه CASES، برای در اختیار قرار دادن و مجوز استفاده از داده‌ها، مرکز ملی پیش بینی‌های محیط زیست کانادا و کنسول علوم طبیعی و تحقیقات مهندسی کانادا برای تأمین بودجه پروژه‌های تحقیقاتی CASES و همچنین مسئولین و خدمه کشتی تحقیقاتی CCGS Amundsen کمال تقدیر و تشکر به عمل می‌آید. لازم به ذکر است که دکتر نهبوندیان به عنوان عضو Québec Ocean و ArcticNet در گشت تحقیقاتی تابستان ۲۰۱۱ شرکت داشته است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافع توس نویسندگان بیان نشده است.

مقادیر چشمی لایه آمیخته با مقادیر محاسبه شده عمق لایه آمیخته با استفاده از شاخص‌های آماری مانند ضریب پیرسون (R^2)، RMSE و PDIFF، مناسب‌ترین مقدار آستانه‌ای برای تخمین عمق لایه آمیخته 0.4 kg.m^{-3} بود که در ادامه تحقیق برای تخمین عمق لایه آمیخته از این مقدار آستانه استفاده شد. نتایج این تحقیق نشان داد خصوصیات لایه آمیخته به صورت ماهیانه تغییرات بسیاری متحمل می‌شوند. در آغاز اندازه‌گیری‌ها در ابتدای زمستان عمق لایه آمیخته در حدود 30 m و دمای لایه آمیخته در حدود $-1/6 \text{ }^\circ\text{C}$ و شوری آن کمینه مقدار در طول دوره اندازه‌گیری (28 psu) می‌باشد. در فاصله زمانی ۱۲ تا ۲۰ دسامبر بادهای غالب بادهای شرقی باعث فراجوشی در لبه یخ‌های چسبیده به ساحل شد و از آنجا که فراجوشی منجر به بالا آمدن آب‌های نسبتاً گرم و شور به سطح شده، باعث اضمحلال لایه آمیخته گردید. بعد از ۲۴ دسامبر که جهت بادهای تغییر کرده و فراجوشی به اتمام رسید لایه آمیخته مجدداً شروع به شکل‌گیری کرد. سپس از اواسط ماه ژانویه تا پایان این ماه، لایه آمیخته با تغییرات زیاد شوری مواجه گردید و پس از آن با شیب ملایم‌تری تا پایان دوره‌ی اندازه‌گیری روند افزایشی خود را ادامه داد. در سراسر زمستان عمق لایه آمیخته دارای نوسانی بوده و به آرامی و با شکل‌گیری یخ و پس زده شدن شوری آب‌های سطحی، شوری لایه آمیخته افزایش یافت. عمق لایه آمیخته در ماه آوریل به بیشینه مقدار خود و دما/شوری آن نیز کاهش/افزایش و چگالی نیز افزایش یافت. توزیع دمای لایه آمیخته در دو فصل زمستان و بهار، نشان داد که دمای لایه آمیخته در این فصل نزدیک به نقطه انجماد در گستره ($-1/75$ تا $-1/55 \text{ }^\circ\text{C}$) و دارای بیشترین فراوانی در گستره دمایی $-1/68$ و $-1/64 \text{ }^\circ\text{C}$ بوده که نسبت به فصل زمستان سردتر است. دامنه تغییرات شوری در فصل زمستان نسبتاً بالاتر ($28.1/5$ – $31.5/5 \text{ psu}$) از مقدار آن در بهار ($30.0/5$ – $31.5/5 \text{ psu}$) است. دمای نزدیک به انجماد و شوری بالا، با تغییرات محدود دما در فصل بهار نشان‌دهنده ادامه روند شکل‌گیری یخ در این فصل است. این نتیجه برخلاف نتایج مشاهده شده در اقیانوس‌ها و دریا‌های واقع در عرض‌های میانی و پایین‌تر است. چرا که در عرض‌های پایین‌تر بیشینه عمق لایه آمیخته در زمستان اتفاق می‌افتد و در بهار با گرم شدن فصل بهار عمق لایه آمیخته شروع به کاهش می‌کند [۱۶]. این اختلاف به علت تفاوت فصول در اقیانوس منجمد شمالی مشاهده می‌شود، به طوریکه همانطور که می‌توان فصول در قطب شما به دو فصل سرد (زمستان) و گرم (تابستان) تقسیم کرد و فصل بهار (ماه آوریل و می) را اواخر زمستان نامید. طبق این تعریف داده‌های استفاده شده در این تحقیق را به داده‌های اوایل (زمستان) و اواخر زمستان (بهار) قطبی می‌توان تقسیم کرد. آستانه استفاده شده برای تخمین عمق لایه آمیخته

References

- Serreze MC, Walsh JE, Chapin FS, Osterkamp T, Dyurgerov M, Romanovsky V, et al. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*. 2000;46(1):159-207. doi: 10.1023/A:1005504031923
- Aagaard K, Carmack EC. The Arctic Ocean and climate: A Perspective. In Johannessen, O. M., Muench, R. D., and Overland, J. E., editors, The Polar

- oceans and their role in shaping the global environment, The Nansen Centennial Volume, Geophysical Monograph Series 85, pages 5_20, Washington, D.C. American Geophysical Union.1994.
3. Stewart RJ, Raskin P, Robinson J. The problem of the future: sustainability science and scenario analysis. *Global Environ Change*. 2004;**14**(2):137-146. doi: 10.1016/j.gloenvcha.2003.10.002
 4. Ghasemi AR, Khalili D. The effect of the North Sea-Caspian pattern (NCP) on winter temperatures in Iran. *Theoretic Appl Climatol*. 2008;**92**(1-2):59-74. doi: 10.1007/s00704-007-0309-1
 5. Mundy CJ, Gosselin M, Ehn J, Gratton Y, Rossnagel A, Barber DG, et al. Contribution of under-ice primary production to an ice-edge upwelling phytoplankton bloom in the Canadian Beaufort Sea. *Geophysic Res Letter*. 2009;**36**(17):L17601. doi: 10.1029/2009GL038837
 6. S. NE. Temporal and spatial evolution of the mixed layer in the southern Beaufort Sea and the Amundsen Gulf. Doctoral dissertation, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique (INRS)2014.
 7. Wu B, Wang J, Walsh JE. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion. *J Climat*. 2006;**19**(2):210-225. doi: 10.1175/JCLI3619.1
 8. Kraus EB, Turner JS. "A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences.". *Tellus*. 1967;**19**(1):98-106. doi: 10.3402/tellusa.v19i1.9753
 9. Sarkar N. Mixed layer dynamics along the Seward Line in the northern Gulf of Alaska.2007.
 10. Schneider N, Müller P. The meridional and seasonal structures of the mixed-layer depth and its diurnal amplitude observed during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle experiment. *J Physic Oceanograph*. 1990;**20**:1395-1404. doi: 10.1175/1520-0485(1990)0202.0.CO;2
 11. Liu H. Global oceanic mixed layer properties. Ph.D. thesis, University of Maryland2009.
 12. Lavigne H, D'Ortenzio F, Mignon C, Claustre H, Testor P, d'Alcalà M, et al. Enhancing the comprehension of Mixed layer depth control on the mediterranean phytoplankton phenology. *J Geophysic Res Ocean*. 2013;**118**(7):3416-3430. doi: 10.1002/jgrc.20251
 13. Philips EJ, Cichra M, Havens K, Hanton C, Badylak S, Rueter B, et al. Relationships between phytoplankton dynamics and the availability of light and nutrients in a shallow sub-tropical lake. *J Plankton Res*. 1997;**19**(3):319-342. doi: 10.1093/plankt/19.3.319
 14. Thomson RE, Fine IV. Estimating mixed layer depth from oceanic profile data. *J Atmospheric Oceanic Technol*. 2003;**20**:319-329. doi: 10.1175/1520-0426(2003)0202.0.CO;2
 15. Kara AB, Rochford PA, Hurlburt HE. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J Geophysic Res Ocean*. 2000;**105**(C7):16803-16821. doi: 10.1029/2000JC900072
 16. De Boyer Montégut C, Madec G, Fischer AS, Lazar A, Iudicone D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J Geophysic Res Ocean*. 2004;**109**(C12). doi: 10.1029/2004JC002378
 17. Thompson RO. Climatological numerical models of the surface mixed layer of the ocean. *J Physic Oceanograph*. 1976;**6**(4):496-503. doi: 10.1175/1520-0485(1976)0062.0.CO;2
 18. Kelly KA, Qiu B. Heat flux estimates for the western North Atlantic. Part I: Assimilation of satellite data into a mixed layer model. *J Phys Ocean*. 1995;**25**:2344-2360. doi: 10.1175/1520-0485(1995)0252.0.CO;2
 19. Monterey GI, Levitus S. Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean, NOAA atlas Nesdis, Vol. 14, U. S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.1997.
 20. Obata A, Ishizaka J, Endoh M. Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. *J Geophys Res*. 1996;**101**:20657-20667. doi: 10.1029/96JC01734
 21. Price JF, Weller RA, Pinkel R. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *J Geophysic Res Ocean*. 1986;**91**(C7):8411-8427. doi: 10.1029/JC091iC07p08411
 22. Qu T, Du Y, Gan J, Wang D. Mean seasonal cycle of isothermal depth in the South China Sea. *J Geophysic Res Ocean*. 2007;**112**(C2). doi: 10.1029/2006JC003583
 23. Lamb PJ. On the mixed layer climatology of the north and tropical Atlantic. *Tellus*. 1984;**36**:292-305.
 24. Wagner RG. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. *J Climate*. 1996;**9**(9):2009-2010. doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<2010:MCVOTI>2.0.CO;2
 25. Jackson JM, Williams WJ, Carmack EC. Winter sea-ice melt in the Canada Basin, Arctic Ocean. *Geophysic Res Letter*. 2012;**39**(3). doi: 10.1029/2011GL050219
 26. McLaughlin FA, Carmack EC, Macdonald RW. Physical and Geochemical properties across the Atlantic/Paci_c water mass front in the southern Canadian Basin. *J Geophysic Res*. 1996;**101**(1):1183-1197. doi: 10.1029/95JC02634
 27. Garneau MÈ, Roy S, Lovejoy C, Gratton Y, Vincent WF. Seasonal dynamics of bacterial biomass and production in a coastal arctic ecosystem: Franklin Bay, western Canadian Arctic. *J Geophysic Res Ocean*. 2008;**113**(C7). doi: 10.1029/2007JC004281
 28. Unesco I, SCOR I. Background papers and supporting data on the international equation of state of seawater.1980.

29. Gaube PJ, McGillicuddy Jr D, Moulin AJ. Mesoscale eddies modulate mixed layer depth globally. *Geophysic Res Letter*. 2019;**46**(3):1505-1512. doi: [10.1029/2018GL080006](https://doi.org/10.1029/2018GL080006)
30. Toole JM, Timmermans ML, Perovich DK, Krishfield RA, Proshutinsky A, RichterMenge JA. Influences of the ocean surface mixed layer and thermohaline stratification on Arctic Sea ice in the central Canada Basin. *J Geophysic Res Ocean*. 2010;**115**(C10). doi: [10.1029/2009JC005660](https://doi.org/10.1029/2009JC005660)
31. Wyrski K. The thermal structure of the eastern Pacific Ocean. *Dtsch. Hydrogr. Z.* 1964.
32. Dawson CW, Abrahart RJ, See LM. HydroTest: a web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts. *Environ Modell Software*. 2007;**22**(7):1034-1052. doi: [10.1016/j.envsoft.2006.06.008](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2006.06.008)
33. Manly BF, Alberto JAN. Multivariate statistical methods: a primer. Chapman and Hall/CRC 2016.
34. Sévigny C, Gratton Y, Galbraith PS. Frontal structures associated with coastal upwelling and ice-edge subduction events in southern Beaufort Sea during the Canadian Arctic Shelf Exchange Study. *J Geophysic Res Ocean*. 2015;**120**(4):2523-2539. doi: [10.1002/2014JC010641](https://doi.org/10.1002/2014JC010641)

AUTHOR(S) BIOSKETCHES

Ajdari A. M.Sc. in Marine Physics M.Sc. in Marine Physics, Faculty of Natural Resources and Marine Sciences, Tarbiat Modarres University, Nur, Iran.

aida.ajdari@modares.ac.ir

 0000-000-7699-4636

Nahavandian S. Assistant Professor Assistant Professor, Department of Marine Physics, Faculty of Natural Resources and Marine Sciences, Tarbiat Modarres University, Nur, Iran

snahavandyan@yahoo.com

 0000-0002-8763-4983

Jackson J. Research Scientist Research Scientist, Hakai Institute, Victoria, Canada

jennifer.jackson@hakai.org

 0000-0002-2318-8814



HOW TO CITE THIS ARTICLE

Citation (Vancouver) Ajdari A, Nahavandian S, Jackson J. Monthly Variations of the Mixed Layer Properties in the Franklin Bay in the Arctic Ocean, between Fall 2003 and Spring 2004. *J Oceanography*. 2021; 12(47): 26-40.

 <http://doi.org/10.52547/joc.12.47.26>

 <http://joc.inio.ac.ir/article-1-1591-fa.html>

 <https://orcid.org/0000-0002-8763-4983>



COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.