دوفصلنامهٔ هیدروفیزیک

دورهٔ چهارم، شمارهٔ دوم (پاییز و زمستان ۱۳۹۷)

مقالهٔ پژوهشی

بررسی تغییرات فصلی و مکانی خصوصیات فیزیکی آب در منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود

عزیز عبدالهی[۱]، سمیه نهاوندیان اصفهانی[*۲]

[۱] دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه فیزیک دریا، دانشکدهٔ منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، نور
aziz.abdoalhi@modares.ac.ir

[*۲] نویسندهٔ مسئول، استادیار، گروه فیزیک دریا، دانشکدهٔ منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، نور
s.nahavandian@modares.ac.ir

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۲/٦ **تاریخ پذیرش:** ۹۸/٤/۲۲

چکیده

ساختار قائم دما، شوری و چگالی بر اساس داده‌های اندازه‌گیری شده در پاییز، بهار و تابستان ۹۵-۹۶ در دو منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود در مازندران مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان‌دهندهٔ سهم غالب دما در تعیین چگالی است که می‌تواند به دو علت دامنهٔ تغییرات کوچک شوری در دریای خزر و نقش غالب دما در تعیین چگالی در مناطق گرمسیر اشاره کرد. بااین‌وجود، نمی‌توان از نقش شوری در تعیین چگالی آب صرف‌نظر نمود. در فصل پاییز با وجود مشابهت زیاد ساختار دما در دو منطقه، تفاوت ساختار شوری به تفاوت ساختار چگالی در این دو منطقه منجر شده است. در فصل بهار منطقه لاویج‌رود شاهد فرارفت تودهٔ آب گرم و کم‌شور در فاصله ۴-۸ کیلومتر از ساحل است که به تغییر کامل ساختار قائم آب انجامیده است و عمق لایه آمیخته در این محدوده کم می‌شود. عمق لایهٔ آمیخته در فصل پاییز بیشینه و در فصل بهار کمینه است. در فصل تابستان با اینکه گرمای ناشی از تابش خورشید در سطح به تقویت لایه‌بندی و قاعدتاً کاهش عمق لایه آمیخته می‌انجامد، افزایش شوری به علت تبخیر زیاد به افزایش همرفت و عمق لایهٔ آمیخته منجر می‌شود. به همین علت در هر دو منطقه برخلاف انتظار عمق لایهٔ آمیخته در تابستان بیشتر از بهار است. ساختار قائم آب در تابستان در هر دو برش عرضی مناطق مورداندازه‌گیری مشابه است.

واژه‌های کلیدی: دما، شوری، چگالی، دریای خزر، آلاشت‌رود، لاویج‌رود

۱. مقدمه

دریاها نقش بسزایی در شکل‌گیری سیستم‌های جوی، بارش، طوفان، تغییرات اقلیمی و اقلیم ایفا می‌کنند. ازآنجاکه دریاها و سواحل به‌طور گسترده مورد بهره‌برداری انسان قرار دارند و مناطق ساحلی اغلب مناطقی پرجمعیت محسوب می‌شوند، شناخت فرایندهای اقیانوسی و دریایی، به‌ویژه فرایندهای

ساحلی، اهمیت زیادی دارند. ازآنجاکه عوامل فیزیکی از مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر فرایندهای دریایی هستند، شناخت آن‌ها در فرایندهای ساحلی و نقش آن‌ها در زندگی روزمره در این مناطق مهم است. یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های دریایی که بررسی پیوستهٔ آن ما را به درک بیشتر تبعات تغییر اقلیم و اقلیمی رهنمون می‌سازد، ساختار قائم آب است که تحت‌تأثیر تغییرات فیزیکی شامل دما، شوری و چگالی است. بخشی از لایه سطحی در دریاها و اقیانوس‌ها که به‌واسطه برهم‌کنش جو با دریا (ناشی از وزش باد، بارش باران، تبخیر، تولید یخ)، دارای ویژگی‌های فیزیکی مانند دما، شوری و چگالی تقریباً یکنواخت است، لایهٔ آمیخته نامیده می‌شود. ازآنجاکه لایهٔ آمیخته بر فرایندهای مختلف از تبادلات انرژی میان هوا و دریا گرفته تا فعل‌وانفعالات بیوشیمیایی، تأثیرات قابل‌توجهی می‌گذارد، حائز اهمیت است [۱ - ۲]. از طرفی با توجه به اینکه هفتاد درصد سطح کره زمین از اقیانوس‌ها و دریاها پوشیده شده است، به دلیل ظرفیت گرمایی بالای آب و جذب عمده تابش خورشیدی در لایهٔ سطحی اقیانوس، تغییرات تبادلات شار گرمایی در سطح به‌طور مستقیم متأثر از تغییرات عمق این لایه است. همچنین اقیانوس‌ها، دریاها و دریاچه‌ها و به‌ویژه تغییرات ساختار قائم آب، نقش بسزایی درزمینهٔ چرخه جهانی کربن و تبادلات گازهای گلخانه‌ای ازجمله دی‌اکسیدکربن ایفا می‌کند [۳]. امروزه شواهد فراوانی از تأثیرات زیست‌محیطی تغییرات آب و هوایی در حوضه‌های آبی از مناطق قطبی گرفته تا گرمسیری مشهود است. اگرچه در حال حاضر باوجود اینکه در مراحل اولیه روند درک و پیش‌بینی گرم شدن کره زمین ناشی از تغییرات اقلیم هستیم، پاسخ‌های اکولوژیکی به تغییرات اخیر اقلیمی در حال حاضر نیز به‌وضوح قابل‌مشاهده است [۴].

دریای‌خزر به‌عنوان بزرگ‌ترین دریاچهٔ دنیا و دارای ذخایر هیدروکربن غنی و منابع زیستی بسیار متنوع، از اهمیت زیادی برخوردار است. این دریا به علت منزوی بودن و نداشتن ارتباط مستقیم با دریاهای آزاد، دارای ویژگی‌های منحصربه‌فردی است. به علت کشیدگی این دریاچه در راستای عرض جغرافیایی نسبت به طول جغرافیایی (۱۰۰۰ کیلومتر در مقابل ۲۰۰-۴۰۰ کیلومتر)، شرایط متنوع آب و هوایی بر این دریا حکم‌فرماست. آب‌وهوا در قسمت جنوبی دریای خزر نیمه گرمسیری است، درحالی‌که قسمت شمالی سردسیری است، به‌طوری‌که در طول زمستان کاملاً یخ می‌زند. اکوسیستم منحصربه‌فرد دریای خزر به همراه ویژگی‌های غیرزیستی آن مانند تغییرات تراز آب مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است [۵ ، ۶]. پیش‌ازاین اهمیت مطالعه بر ساختار قائم آب و لایه‌های مختلف دما، شوری و چگالی مورد اشاره قرار گرفت. دما و شوری، همراه با فشار، خواص فیزیکی مهم مؤثر بر چگالی آب دریا هستند که در کنترل دینامیک و رفتار ترمودینامیکی دریاها و اقیانوس‌ها نقش بسزایی دارند [۷]. طبق مطالعات انجام‌شده، وجود لایهٔ آمیخته و ترموکلاین فصلی تأثیرات زیادی بر گردش آب دریاها، اقیانوس‌ها و تغییرات پارامترهای زیستی و شیمیایی آب به‌خصوص در مناطق نزدیک به ساحل دارد. به علت بسته بودن دریای خزر، تغییرات ساختار قائم آب در لایهٔ سطحی آن به‌طور مستقیم تحت‌تأثیر شرایط جوی و ورودی رودخانه‌هاست [۸-۹].

مطالعه‌ای روی تغییرات فصلی لایه‌بندی ستون آب در سه فصل بهار، تابستان و زمستان ۱۳۷۸ در مجاور بندر انزلی انجام شد. نتایج نشان داد که در فصل تابستان لایهٔ ترموکلاین بین ۵۰-۲۰ متری تشکیل شده است. دمای پایهٔ ترموکلاین ۱۰ درجهٔ سانتی‌گراد بوده و به ۷/۵ درجه سانتی‌گراد در اعماق بیش از ۱۰۰ متر می‌رسد. دمای لایه آمیخته در پاییز به ۱۵ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. چگالی در آگوست از حدود ۶/۷ در لایه آمیخته تا ۱۰/۹ کیلوگرم بر مترمکعب در عمق متغیر است. عمق لایه آمیخته در این منطقه در فصل‌های بهار، تابستان و پاییز به ترتیب برابر ۸، ۲۰ و ۳۵ متر بود [۱۰]. طبق نتایج به‌دست‌آمده از اندازه‌گیری‌ها در منطقهٔ رودسر در تابستان ۱۳۸۷، عمق لایهٔ آمیخته تا عمق ۱۰ متر با دمای ۲۸-۲۹ درجهٔ سانتی‌گراد و ترموکلاین در اعماق ۱۰-۴۰ متر با تغییر دمای حدود ۱۸ درجهٔ سانتی‌گراد در پایه لایه آمیخته مشاهده شد. شوری در محدودهٔ اندازه‌گیری در حدود ۱۳/۱۸-۱۲ (پی.اس.یو) مشاهده شد [۱۱]. در مطالعهٔ دیگری که بر اساس اندازه‌گیری‌های فصلی در سال ۱۳۸۸ انجام شد

[۱۲]، تغییرات فصلی دما، شوری و چگالی موردبررسی قرار گرفت. طبق نتایج به‌دست‌آمده، عمق ترموکلاین فصلی بین ۵۰-۲۰ متر متغیر بوده است. از طرفی شوری با تغییرات بین ۳۷/۲۷-۱۲/۱۲ (پی.اس.یو) به‌طور محسوسی تحت‌تأثیر تغییرات فصلی قرار نداشت. مطالعهٔ مشابهی بر اساس اندازه‌گیری‌های فصلی در منطقهٔ انزلی در سال ۲۰۰۸ انجام شد [۱۳]. نتایج به‌دست‌آمده نشان داد که عمق لایهٔ‌آمیخته در بهار، تابستان و پاییز به ترتیب ۸، ۲۰ و ۳۵ متر و عمق ترموکلاین در تابستان بین ۲۰-۵۰ متر، تابستان و پاییز به ترتیب بین گسترهٔ تغییرات شوری بین ۱۲/۲۷-۱۲/۳۷ بوده است. چگالی لایهٔ‌آمیخته در تابستان کمینه ۶/۵-۶/۸ کیلوگرم بر مترمکعب و در پاییز بیشینه ۸/۶-۸/۷ کیلوگرم بر مترمکعب است. چگالی در پیکنوکلاین نیز به‌طور هماهنگ با تغییرات چگالی لایهٔ آمیخته متأثر از تغییرات فصلی است به‌طوری‌که در تابستان کمینه ۶/۸-۱۰ کیلوگرم بر مترمکعب و در پاییز بیشینه ۸/۷-۱۰ کیلوگرم بر مترمکعب بوده است. این در حالی است که تغییرات فصلی چگالی در لایهٔ عمیق مشاهده نشده است. در مطالعه‌ای که در منطقهٔ کیاشهر روی پارامترهای فیزیکی آب در فصل تابستان انجام شده است، عمق لایهٔ‌آمیخته حدود ۱۰ متر و ترموکلاین با ضخامت ۳۰ متر، بین اعماق ۱۰-۴۰ متر و در زیر آن لایه عمیق قرار دارد [۱۴]. در مطالعه‌ای که روی دریاچهٔ ایسو[1] در ایتالیا انجام شد، نقش امواج داخلی و لایه‌بندی در خصوصیات شیمیایی آب، به‌خصوص تغییرات اکسی‌کلاین[2] موردبررسی قرار گرفت. نتایج این تحقیقات نشان داد که لایه‌بندی دمایی دریاچهٔ ایسو نقش قابل‌توجهی در لایه‌بندی خصوصیات شیمیایی آب بازی می‌کند. به‌طوری‌که لایه‌بندی خصوصیات شیمیایی منطبق بر لایه‌بندی دمایی بوده است [۱۵].

در این مطالعه تغییرات فصلی و مکانی دما، شوری و چگالی در سواحل جنوبی خزر، واقع در استان مازندران در منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده در سه فصل پاییز، بهار و تابستان ۹۵-۹۶ موردبررسی قرار می‌گیرد. هدف از این مطالعه بررسی تغییرات فصلی دما، شوری و چگالی در دو خط عمود بر ساحل است. همچنین پارامترهای فیزیکی بیان‌شده به‌منظور بررسی تغییرات مکانی مقیاس کوچک در دو منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود به فاصله ۱۰ کیلومتر موردبررسی قرار می‌گیرد. آلاشت‌رود و لاویج‌رود دو رود با ورودی محدود هستند که به‌ترتیب در موقعیت جغرافیایی شمالی "۳۶°۳۵'۳۶/۵۲، شرقی "۵°۵۲'۳۱/۸۹ و شمالی "۳۶°۳۷'۱۱/۲۱، شرقی "۱۱°۵۲'۵۲/۶۳ به دریای خزر می‌ریزد(شکل ۱). از طرفی با استفاده از اندازه‌گیری‌های عمود بر خط ساحلی در دو منطقهٔ موردمطالعه در ایستگاه‌های تنظیم‌شده از نزدیک ساحل به‌دور از ساحل در اعماق ۵-۹۰ متر، تغییرات مکانی پارامترهای فیزیکی مربوطه با فاصله گرفتن از ساحل موردبررسی قرار می‌گیرد. مطالعه حاضر به‌منظور بررسی تغییرات فصلی و مکانی خصوصیات فیزیکی آب در دو منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود به فاصله ۱۰ کیلومتر از هم انجام شده است. منطقهٔ موردمطالعه تابه‌حال در مطالعات پیشین موردبررسی قرار نگرفته است. در این مطالعه ابتدا به معرفی منطقه مورد مطالعه، داده‌های اندازه‌گیری شده و روش محاسبهٔ پارامترهای موردمطالعه می‌پردازیم. سپس در مورد نتایج به بحث و بررسی می‌پردازیم.

۲. مواد و روش‌ها

۲-۱. منطقهٔ مورد مطالعه

دریای خزر به‌عنوان بزرگ‌ترین دریاچهٔ جهان میان کشورهای ایران، ترکمنستان، قزاقستان، روسیه و آذربایجان قرار گرفته است. مساحت این دریا ۴۰۰۰۰۰ کیلومترمربع، طول خط ساحلی آن حدود ۷۵۰۰ کیلومتر، میانگین و حداکثر عمق به ترتیب ۲۰۸ متر و ۱۰۲۵ متر و در حدود ۲۷ متر عمق زیر سطح اقیانوس‌ها واقع است. این دریا از شمال و جنوب بین عرض‌های جغرافیایی "۳۶ '۵۵ °۴۷ و "۵۳ '۵۴ °۴۳ واقع است. با توجه به شرایط فیزیکی، جغرافیایی و ویژگی‌های توپوگرافی بستر، این دریا به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیم شده است. نسبت مساحت بخش‌های مختلف به مساحت کل دریای خزر در خزر شمالی ۲۴/۳٪، خزر میانی ۳۶/۴٪ و خزر جنوبی ۳۹/۳٪ است. بیشینهٔ عمق در بخش شمالی، میانی و جنوبی به ترتیب ۲۵، ۱۰۲۵، ۷۸۸ متر و متوسط عمق این بخش‌ها به ترتیب ۴/۴، ۱۹۲، ۳۴۵ متر است [۶]. به دلیل تفاوت زیادی که در کشیدگی این دریاچه در

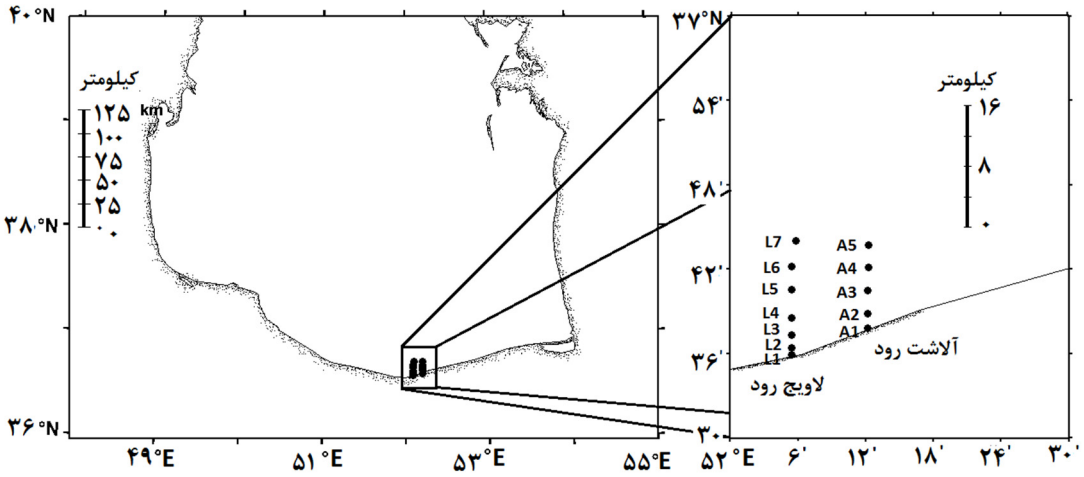
راستای عرض جغرافیایی با طول جغرافیایی آن دارد (۱۰۰۰ کیلومتر در مقابل ۲۰۰-۴۰۰ کیلومتر)، شرایط آب و هوایی متنوعی بر این دریاچه حکم‌فرماست. آب‌وهوا در قسمت جنوبی دریای خزر نیمه گرمسیری است، درحالی‌که قسمت شمالی در طول زمستان کاملاً یخ می‌زند. به‌طورکلی شرایط آب و هوایی این دریاچه تحت تأثیر موقعیت جغرافیایی، چرخه‌های اتمسفری، کوه‌ها و بیابان‌های اطراف آن است. آب‌وهوای این دریا در شمال و شرق متأثر از بیابان‌ها و در قسمت غربی و جنوبی متأثر از رشته‌کوه‌های قفقاز و البرز است. از طرفی باد نقش بسزایی در شکل‌گیری جریان‌ها، انتشار و انتقال آلاینده‌ها در لایهٔ بالایی دریا ایفا می‌کند [۶]. حدود ۱۳۰ رودخانه بزرگ و کوچک به این دریا سرازیر می‌شوند. میانگین رواناب سالانهٔ رودخانه‌هایی که از روسیه به دریای خزر می‌ریزند (ولگا، اورال، ترک، سولاک و کورا) بیش از ۹۰٪ از کل رواناب تمام رودخانه‌هایی است که به خزر می‌ریزند و ۱۰ درصد باقی‌مانده نیز در ایران و دیگر کشورهای همسایه خزر و مقدار اندکی نیز در ترکیه قرار دارد. در تغذیهٔ دریای خزر، مهم‌ترین رودخانه، رودخانهٔ ولگا بوده که حدود ۸۰ ٪ آب ورودی را تأمین می‌کند. این امر خود نشان‌دهندهٔ نقش ویژهٔ حوضهٔ شمالی و این رودخانه در خصوصیات فیزیکی و بیوشیمیایی دریای خزر است. تمامی رودخانه‌های اصلی از قسمت شمالی یا از سواحل غربی به این دریا می‌ریزند. بزرگ‌ترین رودخانه ورودی به دریای خزر در ایران سفیدرود با میانگین ۴ کیلومترمکعب آب ورودی به دریای خزر در سال است [۱۶،۱۱].

۲-۲. اندازه‌گیری‌ها

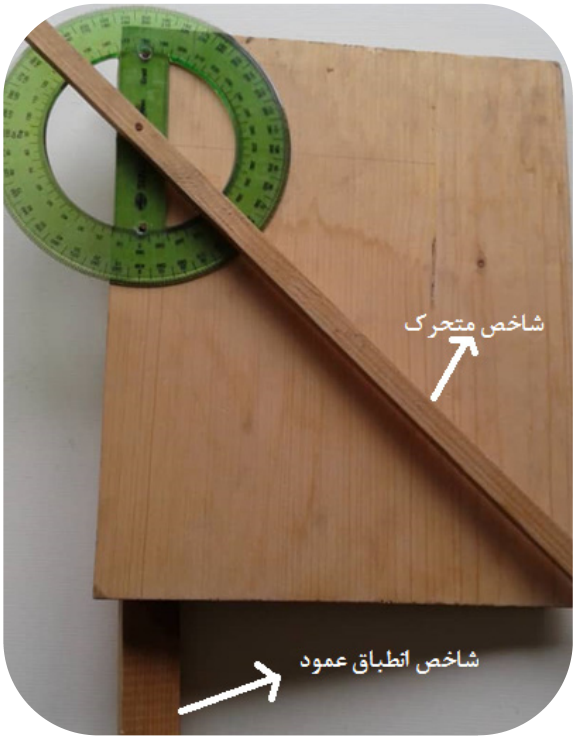
داده‌های استفاده‌شده در این مطالعه شامل داده‌های اندازه‌گیری شده در سه فصل پاییز، بهار و تابستان ۱۳۹۵-۱۳۹۶ در منطقه لاویج‌رود و آلاشت‌رود است. مشخصات زمانی و مکانی اندازه‌گیری‌ها در جدول ۱ و شکل ۱ نشان داده شده است. اندازه‌گیری‌ها با استفاده از دو دستگاه سی.تی.دی[۳] و در فصل پاییز آر.بی.آر[۴] در فصل بهار و تابستان انجام شده است. دستگاه سی.تی.دی مورداستفاده در این تحقیق ساخت کارخانه سی‌اند سان تکنولوژی[۵]، مدل سی.تی.دی مدل ام.۱۱۵[۶] و دستگاه آر.بی.آر ساخت شرکت آر.بی.آر گلوبال[۷]، مدل سی.تی اکس.آر-۴۴۲۰[۸] است. دستگاه سی.تی.دی دما، هدایت الکتریکی و فشار را اندازه‌گیری می‌کند و می‌تواند مجهز به سنسورهای چندگانه سنجش پارامترهای مختلف اعم از کدورت، اکسیژن محلول، پی.اچ[۹] و کلروفیل-آ باشد. ازآنجاکه فشار در عمق ۱۰۰۰ متر برحسب دسی بار متناظر با عمق برحسب متر است و پس‌ازآن نیز انحراف بسیار کمی دارد، با اندازه‌گیری فشار، عمق متناظر پارامتر موردنظر نیز به دست می‌آید. دستگاه آر.بی.آر مورداستفاده در این تحقیق را می‌توان نمونه کوچک سی.تی.دی دانست که فاقد سنسور فشار بوده است. دستگاه آر.بی.آر مورداستفاده در اندازه‌گیری‌های بهار و تابستان ۹۶، قابلیت اندازه‌گیری دما، هدایت الکتریکی و زمان را به‌صورت خودکار داشته است. به‌طوری‌که از زمانی که دستگاه با فواصل مشخص از زمان روشن می‌شود تا زمان خاموشی پارامترهای موردنظر را به‌صورت خودکار اندازه‌گیری می‌کند. ازآنجاکه دستگاه آر.بی.آر مورداستفاده فاقد سنسور فشار بوده، به‌منظور اندازه‌گیری عمق با استفاده از طناب مدرج و خط کش نقاله طراحی شده و محاسبه شیب طناب نسبت به قائم عمق اندازه‌گیری محاسبه شده و هم‌زمان با آن، زمان نیز ثبت می‌شود (شکل ۲). نحوهٔ تعیین عمق با استفاده از خط‌کش نقاله نشان داده شده در شکل ۲ به این صورت است که شاخص متحرک در راستای طناب مدرج که دستگاه به آن متصل است، قرار داده می‌شود و شاخص انطباق عمود در راستای عمود قرار داده می‌شود. میزان انحراف شاخص متحرک از شاخص انطباق عمود زاویه طناب مدرج را از عمود (θ) می‌دهد. عمق واقعی حاصل‌ضرب عمق طناب مدرج در $\cos\theta$ است. به‌منظور کالیبراسیون دستگاه، در هر بار اندازه‌گیری دستگاه در نزدیکی سطح در عمق کمتر از یک متر به مدت چند ثانیه نگه داشته می‌شود و پس از اتمام اندازه‌گیری‌ها نیز با آب شیرین دستگاه و سنسورها به‌طور کامل شستشو می‌شود. پس از انتقال داده‌ها به رایانه، اعماق اندازه‌گیری شده همراه با زمان ثبت آن وارد و با تطبیق زمان ثبت عمق با زمان ثبت خودکار پارامترهای موردنظر (دما و رسانایی)، دما و رسانایی در زمان ثبت عمق استخراج می‌شود. درنهایت نیز به‌منظور استخراج ساختار عمود آب، پارامترها در فاصله ۱ متر با استفاده از متلب[۱۰] درون‌یابی می‌شود.

جدول ۱.مشخصات زمانی اندازه‌گیری‌ها

ردیف	روز	تاریخ شمسی	تاریخ میلادی
۱	یکشنبه	۹۵/۰۹/۲۹	۲۰۱۶/۱۲/۱۸
۲	یکشنبه	۹۶/۰۳/۰۷	۲۰۱۷/۰۵/۲۸
۳	سه‌شنبه	۹۶/۰۶/۲۸	۲۰۱۷/۰۹/۱۹



شکل ۱. مکان برش‌های عرضی و ایستگاه‌های اندازه‌گیری در منطقهٔ آلاشت‌رود (A5-A1) و لاویج‌رود (L7-L1)، منطقهٔ آلاشت‌رود در فاصله حدود ۱۰ کیلومتری شرق لاویج‌رود قرار دارد.



شکل ۲. خط‌کش نقاله طراحی‌شده به‌منظور محاسبهٔ زاویهٔ انحراف طناب نسبت به عمود، با استفاده هم‌زمان با طناب مدرج می‌توان عمق مورد نظر را تخمین زد.

۲-۳. تصحیحات شوری و چگالی

در حالت کلی شوری اندازه‌گیری شده با دستگاه سی.تی.دی با استفاده از هدایت الکتریکی اندازه‌گیری شده به دست می‌آید و چگالی نیز در هر عمق با در دست داشتن دما، فشار و شوری با معادلهٔ حالت برای آب دریا استاندارد محاسبه می‌شود. ازآنجاکه ترکیب یونی آب خزر متفاوت از آب استاندارد اقیانوس‌هاست و روابط تجربی ارائه‌شده نیز برای آب اقیانوس‌های استاندارد است، به همین منظور آزمایش‌هایی برای ارائه یک معادله حالت تجربی در آب‌های خزر انجام شده است [۱۹،۱۷]. در مطالعه حاضر از معادله‌های زیر که به‌ترتیب روابط تصحیح پیشنهادشده برای محاسبهٔ شوری (۱) و چگالی (۲) است، استفاده شده است[۱۹].

$$S_{Caspian} = 1.1017\, S_{Sea} \qquad (۱)$$

که در آن S_{Sea} شوری اندازه‌گیری شده با دستگاه سی.تی.دی به‌دست‌آمده از معادله‌های ارائه‌شده یونسکو (۱۹۸۱) است [۱۷]. برای محاسبهٔ چگالی از فرمول (۲) استفاده شده است.

$$\rho_{solution} = \rho_{sea}(T,0,P) + f(T,P)[\rho_{sea}(T,S,P) - \rho_{sea}(T,0,P)] \qquad (۲)$$

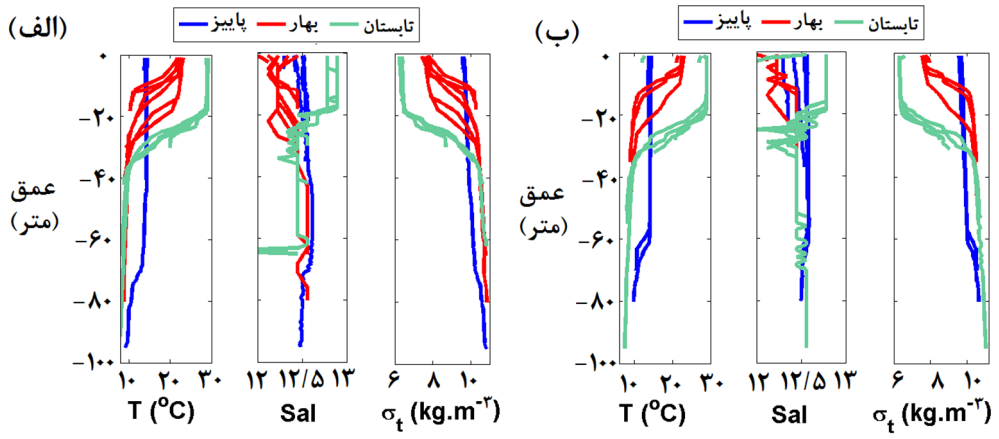
که در آن $\rho_{sea}(T,0,P)$ چگالی به‌دست‌آمده از فرمول‌بندی یونسکو (۱۹۸۱) در شوری صفر و با جایگذاری فشار، دمای اندازه‌گیری شده و $\rho_{sea}(T,S,P)$ چگالی به‌دست‌آمده از فرمول‌بندی یونسکو (۱۹۸۱) در شوری، فشار و دمای اندازه‌گیری شده است. $f(T,P)$ ضریب تصحیح پیشنهادشده است [۱۷]. لازم به یادآوری است در اندازه‌گیری‌های بهار و تابستان ۹۶، ازآنجاکه آر.بی.آر مورداستفاده دما، رسانایی و زمان را اندازه‌گیری می‌کرد، برای محاسبهٔ شوری با استفاده از فرمول یونسکو، جاگذاری دما و عمق متناظر در آن، شوری محاسبه و پس از اعمال تصحیح‌های پیشنهادشده با استفاده از فرمول تصحیح اشاره‌شده در بالا، چگالی محاسبه می‌شود [۱۹].

۳. یافته‌ها

در این بخش به بررسی تغییرات فصلی و مکانی پارامترهای فیزیکی از قبیل دما، شوری و چگالی در منطقه آلاشت‌رود و لاویج‌رود می‌پردازیم.

۱-۳. تغییرات فصلی

تغییرات قائم دما، شوری و چگالی در ایستگاه‌های اندازه‌گیری در منطقهٔ آلاشت‌رود در شکل ۳ نشان داده شده است. نیم‌رخ چگالی در دریای خزر در مقایسه با شوری بیشتر از دما تأثیر می‌پذیرد، که به علت غالب بودن نقش دما نسبت به شوری در تعیین چگالی در مناطق گرمسیری است. از طرف دیگر گستره تغییرات بسیار کوچک شوری در دریای خزر، به کاهش نقش شوری در تعیین چگالی می‌انجامد. در فصل بهار به علت لایه‌بندی لایه سطحی، در بعضی از ایستگاه‌ها شاهد لایهٔ‌آمیخته نیستیم و عمق لایهٔ‌آمیخته در صورت وجود، حدود ۵-۷ متر است. دامنهٔ تغییرات شوری حتی با تغییر فصل‌ها بسیار کوچک است و در این دامنه کوچک به‌غیراز فصل پاییز تغییرات نوسانات زیادی دارد. همان‌طور که در جدول ۲ نیز نشان داده شده است، شوری لایهٔ‌آمیخته در بهار کمینه (۱۲ (پی.اس.یو)) و در تابستان بیشینه (۱۲/۸(پی.اس.یو)) است. به‌طوری‌که در ساختار قائم شوری در بسیاری از مواقع شاهد تفکیک لایه‌های مختلف ازقبیل؛ لایهٔ‌آمیخته، هالوکلاین و لایه عمیق نیستیم. محدودهٔ تغییرات دما، شوری و چگالی در لایه‌های مختلف در جدول ۲ نشان داده شده است. عمق لایهٔ‌آمیخته در بهار کمینه (حدود ۱۰ متر) و در پاییز به بیشینه مقدار خود (حدود ۷۰ متر) می‌رسد. طبق تقسیم‌بندی لایه‌های مختلف، لایهٔ‌آمیخته و لایهٔ ترموکلاین، هالوکلاین و پیکنوکلاین به‌واسطه ارتباط مستقیم لایهٔ‌آمیخته با جو، دمای این لایه‌ها در پاییز کمینه و در تابستان بیشینه است.



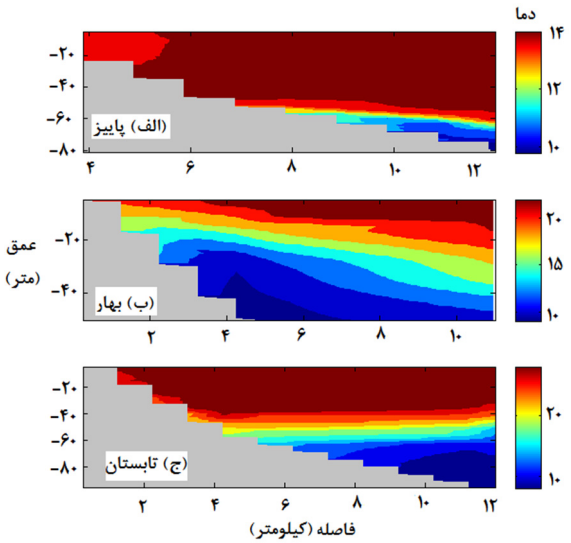
شکل ۳. نیم‌رخ دما، شوری و چگالی در منطقهٔ لاویج‌رود (الف) و آلاشت‌رود (ب)

جدول ۲. تغییرات دما (درجه سانتی‌گراد)، شوری (پی.اس.یو) و چگالی (کیلوگرم بر مترمکعب) در لایه‌های مختلف آمیخته و ترموکلاین (متر)

فصل	پارامتر	دامنهٔ تغییرات	عمق لایهٔ‌آمیخته	عمق ترموکلاین	میانگین لایهٔ آمیخته	میانگین ترموکلاین	میانگین لایهٔ عمیق
پاییز ۹۵	دما	۱۴/۹-۵/۸	۵۵-۶۰	۵۵-۶۰	۱۳/۸	۱۲	۹
	شوری	۱۲/۱۲-۶/۳			۱۲/۵۶	۱۲/۵	۱۲/۵
	چگالی	۱۰/۹-۷/۶			۹/۹	۱۰/۵۵	۱۰/۶۵
بهار ۹۶	دما	۸-۲۳/۷	۵-۱۰	۵-۱۰	۲۲/۵	۲۱	۱۰/۸
	شوری	۱۲/۱۲-۵			۱۲	۱۲/۲۵	۱۲/۴
	چگالی	۱۰/۷-۶/۵			۷/۷	۸	۱۰/۱۶
تابستان ۹۶	دما	۷-۲۹/۵	۱۶-۱۹	۱۶-۱۹	۲۸/۹	۱۷/۵	۸/۲۵
	شوری	۱۲/۱۲-۸			۱۲/۸	۱۲/۵	۱۲/۵
	چگالی	۶-۱۱/۲۵			۶/۳	۸/۹	۱۰/۸

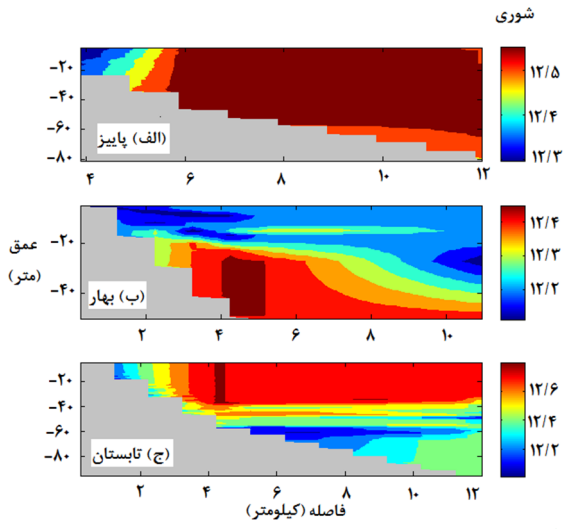
شکل ۴ تغییرات فصلی برش عمودی دما را در منطقهٔ آلاشت‌رود نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۴.الف نشان داده شده است، در فصل پاییز در نزدیکی ساحل دمای آب بیشتر از دور از ساحل است و در مناطق دور از ساحل تغییرات فصلی برش عمودی دما تا عمق حدود ۶۰ متر کاملاً یکنواخت است. این امر نشان‌دهندهٔ آمیختگی بالای لایه سطحی است که به علت وزش بادهای شدید و طوفان‌های رایج در این فصل و کاهش دمای هوا اتفاق می‌افتد. از طرفی شاهد عمیق شدن ملایم لایه هم‌دمای حدود ۱۴ درجه سانتی‌گراد از نزدیک ساحل به دور از ساحل هستیم. نزدیکی لایه‌های رنگی از عمق حدود ۶۰-۷۰ نشان‌دهندهٔ لایهٔ ترموکلاین است. برش عمودی دما در فصل بهار (شکل ۴. ب) نشان‌دهندهٔ لایه‌بندی شدید ستون قائم آب در این فصل است. وجود لایه‌های با رنگ‌های متفاوت در نزدیکی سطح، لایه ترموکلاین را نشان می‌دهد که خود نشان از کم‌عمق بودن و حتی گاهی عدم وجود لایهٔ‌آمیخته است. در فصل تابستان (شکل ۴. ج) علی‌رغم گرم‌تر بودن لایه سطحی، لایه‌بندی در اعماق بیشتر نسبت به فصل بهار مشاهده می‌شود.

همان‌طور که در شکل ۵.الف و جدول ۲ نشان داده شده است، شوری در این فصل تغییرات ناچیز (۱۲/۳-۱۲/۶) دارد که به علت افزایش شدت باد و کاهش دمای هوا است که به افزایش آمیختگی منجر می‌شود و آمیختگی از سطح تا بستر آب را ایجاد می‌کند. به‌طوری‌که در هر ایستگاه از سطح تا عمق شوری تقریباً یکنواخت است. شوری از نزدیک ساحل (حدود ۱۲/۳) به دور از ساحل (۱۲/۶) افزایش می‌یابد.



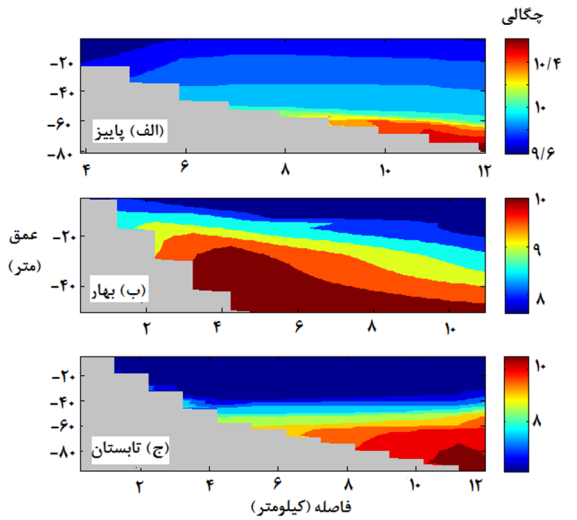
شکل ۴. تغییرات فصلی برش عمودی دما در منطقه آلاشت‌رود

در فصل بهار (شکل ۵. ب و جدول ۲) کمترین شوری را در سطح آب و لایهٔ‌آمیخته شاهد هستیم و با افزایش عمق، شوری افزایش می‌یابد که نشان از لایه‌بندی و تعادل ستون آب ازنظر شوری است. این نتیجه در هماهنگی با نتایج مشاهده شده در نمودار مربوط به دما در شکل ۵.ب است. در فصل تابستان شوری در سطح بیشتر از شوری در بستر است (شکل ۵. ج) و با تغییر بیشتر چگالی شاهد پیکنوکلاین هستیم (شکل ۶).



شکل ۵. تغییرات فصلی برش عمودی شوری در منطقه آلاشت‌رود

لازم به یادآوری است که گسترهٔ تغییرات چگالی در فصل پاییز بسیار کم است و اگر حد پایین تغییرات همانند بهار و تابستان (۷ کیلوگرم بر مترمکعب) قرار داده شود، برش عمودی از نزدیک ساحل تا به دور از ساحل یکرنگ نمایش داده خواهد شد. یکرنگ بودن برش عمودی تا عمق حدود ۶۰ متر نشان‌دهندهٔ آمیختگی زیاد در این فصل است که سازگار با دما و شوری است که نشان‌دهندهٔ نقش هردوی این پارامترها در تعیین چگالی در این فصل است.

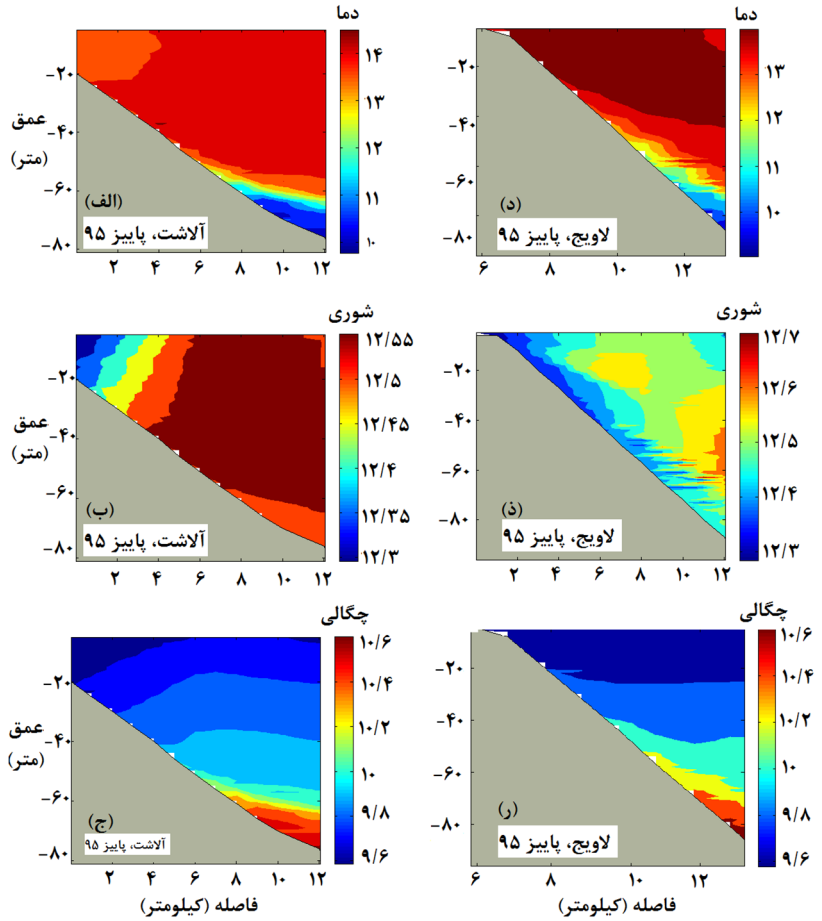


شکل ۶. تغییرات فصلی برش عمودی چگالی در منطقهٔ آلاشت‌رود

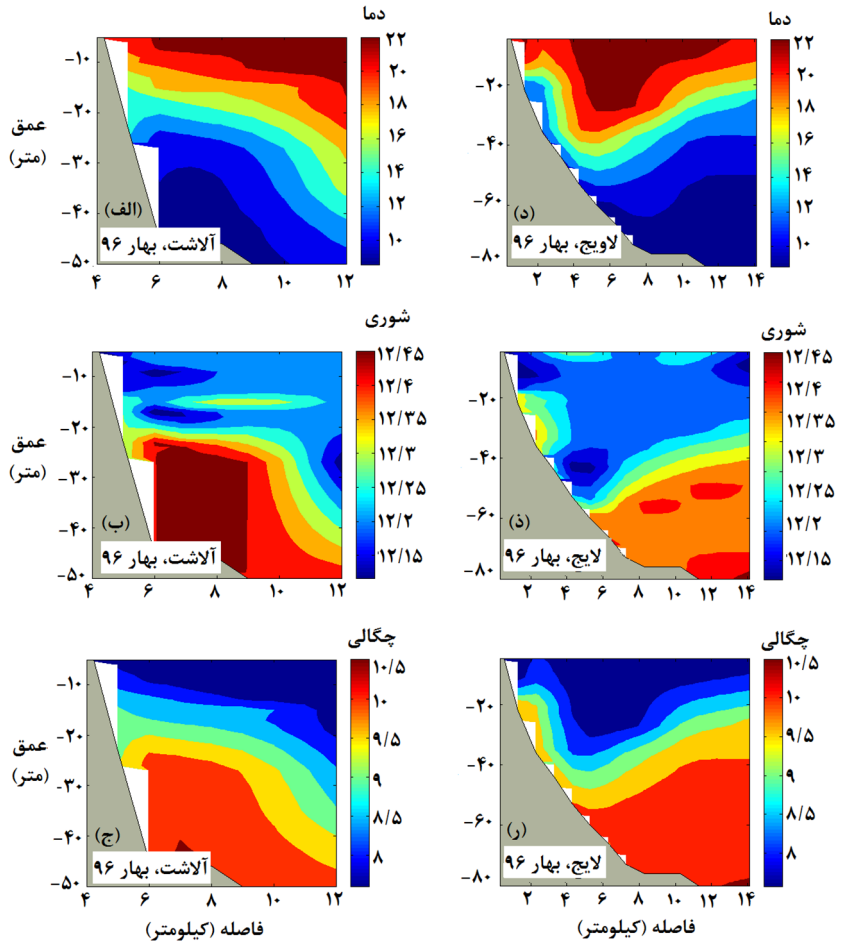
۳-۲. تغییرات مکانی

شکل‌های ۷ و ۸ مقایسهٔ مکانی خصوصیات فیزیکی میان دو منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود در فصل‌های پاییز و بهار را نشان می‌دهد. در شکل ۷.الف نیز نشان داده شده است ساختار قائم دما در فصل پاییز در هر دو منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود دامنهٔ تغییرات کمی دارد، از حدود ۱۴ درجه سانتی‌گراد از سطح تا حدود ۹ درجه سانتی‌گراد در بستر. تغییرات مکانی ساختار قائم دما در این دو منطقه مشاهده نمی‌شود. عمق آمیختگی با مشاهده شکل‌های ۳ و ۷ در منطقه لاویج‌رود در فصل پاییز کمی عمیق‌تر از منطقهٔ آلاشت‌رود است، به‌طوری‌که عمق لایه آمیخته در منطقهٔ آلاشت‌رود حدود ۶۰ متر و در منطقهٔ لاویج‌رود حدود ۶۵ متر است. بااین‌حال در حالت کلی تفاوت بارزی میان برش عمودی دمای این دو منطقه که نشان‌دهندهٔ تغییرات شکل هم‌زمان عمودی و افقی دما است، وجود ندارد. شوری در دو منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود در فصل پاییز تفاوت قابل‌توجهی دارد. به‌طوری‌که شوری در منطقه آلاشت‌رود در هر ایستگاه از سطح تا عمق آمیخته است و بیشینه مقدار آن بین محدوده

۱۲-۴ کیلومتر از ساحل در حدود ۱۲/۵۵ است. درحالی‌که در منطقهٔ لاویج‌رود ستون آب به اندازه آلاشت‌رود تا بستر آمیخته نیست و در نزدیکی بستر در منطقه لاویج‌رود شوری ثابت و کمینه (حدود ۱۲/۳-۱۲/۴) باقی می‌ماند. در منطقهٔ آلاشت‌رود شوری در نزدیک بستر از حدود ۱۲/۳ در نزدیک ساحل تا مقدار ۱۲/۵۵ دور از ساحل متغیر است. گسترهٔ تغییرات چگالی در دو منطقهٔ اندازه‌گیری شده یکسان ۶/۶-۱۰/۹ کیلوگرم بر مترمکعب است. با در نظر گرفتن کوچکی دامنهٔ تغییرات چگالی در هردوی این مناطق در فصل پاییز و با نگاه دقیق‌تر به شکل ۳، می‌بینیم که شدت پیکنوکلاین در این فصل به علت آمیختگی زیاد بسیار کوچک است. همچنین با دقت در برش عمودی چگالی در شکل ۷.ج و ر، می‌بینیم لایه‌بندی در منطقهٔ آلاشت‌رود کمی از منطقه لاویج‌رود بیشتر است. به همین دلیل عمق لایهٔ آمیخته در منطقهٔ آلاشت‌رود (حدود ۶۰ متر) کمی از منطقه لاویج‌رود (حدود ۶۵ متر) کمتر است. مقایسه برش‌های عمودی دما، شوری و چگالی در فصل بهار (شکل۸)، تفاوت بارزی را میان این دو منطقه به نمایش می‌گذارد. در منطقهٔ لاویج‌رود تودهٔ آب گرم و کم‌شور از فاصله ۴-۸ کیلومتر مشاهده می‌شود که به کشیدگی خطوط هم‌دمای گرم‌تر به سمت اعماق بیشتر منجر شده است. در منطقهٔ آلاشت‌رود همان‌طور که در هردو شکل ۳ و ۸ مشهود است، ورود تودهٔ آب گرم و کم‌شور به کاهش عمق لایه آمیخته نسبت به منطقه آلاشت‌رود منجر شده است. از طرف دیگر در لاویج‌رود عمق لایهٔ‌آمیخته با فاصله گرفتن از ساحل در جایی که فرارفت توده آب گرم و کم‌شور مشاهده شده است، کاهش می‌یابد و پس از آن با روند افزایشی عمق لایهٔ‌آمیخته مواجه هستیم. از مشابهت‌های دو منطقه مورد اندازه‌گیری لایه‌بندی شوری است که در هر دو منطقه در راستای پایداری ستون قائم آب قابل‌مشاهده است. به‌طوری‌که در نزدیکی سطح در هردو منطقه شوری در حدود ۱۲/۱ (پی.اس.یو) و در اعماق تا حدود ۱۲/۴۵ (پی.اس.یو) مشاهده می‌شود.



شکل ۷. مقایسهٔ مکانی تغییرات دما (الف و د) شوری (ب و ذ) و چگالی (ج و ر) میان آلاشت‌رود و لاویج‌رود در فصل پاییز



شکل ۸ مقایسهٔ مکانی تغییرات دما (الف و د)، شوری (ب و ذ) و چگالی (ج و ر) میان آلاشت‌رود و لاویج‌رود در فصل بهار

٤. نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده در دو برش عرضی عمود بر ساحل در منطقهٔ آلاشت‌رود و لاویج‌رود (با فاصله حدود ۱۰ کیلومتر) در سال ۹۵-۹۶، تغییرات ساختار قائم دما، شوری و چگالی به‌طور فصلی و مکانی موردبررسی قرار گرفت. نتایج به‌دست‌آمده نشان‌دهندهٔ نقش پررنگ‌تر دما در تعیین چگالی نسبت به شوری است ولی بااین‌وجود نقش شوری قابل‌چشم‌پوشی نیست. دما، شوری و چگالی در فصل پاییز در هردو منطقه از سطح تا نزدیک عمق (حدود ۶۰-۶۵ متر) تقریباً یکنواخت است که نشان از لایهٔ‌آمیخته عمیق در این فصل به علت وجود بادها و طوفان‌های شدید و کاهش شدید دمای آب است. لایه‌بندی در این فصل کم و به دنبال آن ترموکلاین، هالوکلاین و پیکنوکلاین نیز در این فصل بسیار ضعیف است. در فصل بهار لایه‌بندی افزایش می‌یابد و ساختار قائم دما، شوری و چگالی در هردو محور اندازه‌گیری در جهت پایداری کامل است، به‌طوری‌که دما از سطح تا عمق روند کاهشی و شوری و چگالی روند افزایشی دارند. در منطقهٔ لاویج‌رود در فاصله ۸ کیلومتری از ساحل شاهد نفوذ تودهٔ گرم و کم‌شور آب هستیم. همچنین فرارفت آب گرم و کم‌شور به کاهش عمق لایهٔ آمیخته و به تغییر قابل‌توجه ساختار قائم دما، شوری و چگالی در این منطقه با منطقهٔ آلاشت‌رود منتهی شده است. به‌طوری‌که برخلاف پدیده رایج افزایش عمق لایهٔ آمیخته با فاصله گرفتن از ساحل، شاهد کاهش عمق لایهٔ آمیخته در مناطق دور از ساحل، به‌خصوص در محدودهٔ فرارفت هستیم. در فصل تابستان پارامترهای فیزیکی در هر دو منطقهٔ اندازه‌گیری بسیار شبیه به هم و در مقایسه با دیگر فصل‌ها لایه‌بندی ستون قائم آب از بهار و پاییز شدیدتر است. به صورتی که در این فصل شاهد بیشترین دامنه تغییرات پارامترهای فیزیکی در ستون آب

هستیم. دما در سطح آب از ۲۹ درجه سانتی‌گراد در سطح تا ۹ درجه سانتی‌گراد در عمق و چگالی از ۶ کیلوگرم بر مترمکعب در سطح تا ۱۱ کیلوگرم بر مترمکعب متغیر است و نیم‌رخ قائم دما و چگالی در این فصل کاملاً پایدار است. شوری در سطح بیشینه و بین ۱۲/۷–۱۲/۸ و در عمق کاهش می‌یابد (۱۲/۲–۱۲/۴)، که بر خلاف پایداری است؛ زیرا انتظار می‌رود شوری در سطح کمینه و با افزایش عمق افزایش یابد، به‌طوری‌که در بستر بیشینه باشد. در تابستان به علت تبخیر زیاد در سطح شوری افزایش می‌یابد. همین ناپایداری در نیم‌رخ شوری به اختلاط بیشتر و افزایش عمق لایهٔ‌آمیخته در این فصل نسبت به بهار منجرشده است.

با مقایسهٔ نتایج مطالعهٔ حاضر با مطالعه پیشین دریافتیم که عمق لایهٔ‌آمیخته در فصل تابستان (۱۶–۱۹ متر) بیشتر از عمق این لایه در منطقهٔ کیاشهر (حدود ۱۰ متر) و گسترهٔ تغییرات شوری آن نیز بیشتر و بین ۱۲–۱۲/۸ (پی.اس.یو) از منطقه کیاشهر بین ۱۲/۲–۱۲/۵ (پی.اس.یو) بوده است [۱۴]. دلیل این تفاوت مکانی به علت تأثیرپذیری منطقهٔ کیاشهر از ورودی رودخانه سفیدرود است که به کاهش شوری، افزایش لایه‌بندی و کاهش عمق لایهٔ‌آمیخته منجر شده است. با مقایسه فصلی بین یافته‌های حاصل از اندازه‌گیری در نزدیکی بندر انزلی و منطقهٔ موردمطالعه درمی‌یابیم که عمق لایهٔ‌آمیخته در تمامی فصل‌های در منطقه موردمطالعه بیشتر از بندر انزلی است [۱۰].

منابع

[1] Stewart RH. Introduction to physical oceanography. College Station: Texas A & M University; 2008 Sep.

[2] Forest A, Coupel P, Else B, Nahavandian S, Lansard B, Raimbault P, et al. Synoptic evaluation of carbon cycling in the Beaufort Sea during summer: contrasting river inputs, ecosystem metabolism and air–sea CO2 fluxes. Biogeosciences.2014;11(10): 2827-56.

[3] Rutgersson A, Smedman A, Sahlée E. Oceanic convective mixing and the impact on air□sea gas transfer velocity. Geophysical Research Letters. 2011 Jan;38(2).

[4] Walther GR, Post E, Convey P, Menzel A, Parmesan C, Beebee TJ, Fromentin JM, Hoegh-Guldberg O, Bairlein F. Ecological responses to recent climate change. Nature. 2002 Mar;416(6879):389.

[5] Lebedev SA, Kostianoy AG. Satellite altimetry of the Caspian Sea. Sea, Moscow. 2005;366.

[6] Kostianoy AG, Kosarev AN, editors. The Caspian Sea Environment. Springer Science & Business Media; 2005.

[7] Chand S, Aung T, Rao S. Physical properties of southern Fiji waters. The South Pacific Journal of Natural and Applied Sciences. 2004;22(1):57-61.

[8] Tuzhilkin VS, Kosarev AN. The Caspian Sea Environment. Berlin, Heidelberg, Springer;2005. Thermohaline structure and general circulation of the Caspian Sea waters. p.33-57

[9] Kosarev AN. The Caspian Sea Environment. Berlin, Heidelberg: Springer;2005. Physico-geographical conditions of the Caspian Sea. p. 5-31.

[۱۰] جمشیدی سیامک. تغییرات فصلی پایداری و لایه‌بندی ستون آب در بخشی عمیق جنوب دریای خزر. اقیانوس‌شناسی. ۱۳۹۴؛۶(۲۲): ۸۳–۹۵.

[11] Jamshidi S, Bakar A, Noordin M. Temperature, salinity and density measurements in the coastal waters of the Rudsar, South Caspian Sea. Journal of Persian Gulf. .2010 Sep 15;1(1):27-36.

[12] Jamshidi S, Bakar NA. Seasonal variations in temperature, salinity and density in the southern coastal waters of the Caspian Sea. Oceanology. 2012 May 1;52(3):380-96.

[۱۳] علیزاده کتک لاهیجانی حمید، نادری بنی عبدالمجید. پایش محیطی و پردازش داده‌های دریایی خزر. پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی؛ ۱۳۹۳.ص.۷۳۰.

[۱۴] جمشیدی سیامک، سهیلی فر محمدرضا. اندازه‌گیری و تحلیل پارامترهای شیمیایی و انتشار امواج صوتی در آب‌های ساحلی جنوب دریای خزر. فصلنامه علوم و فناوری دریا. ۱۳۹۴؛ ۷۵.

[15] Valerio G, Pilotti M, Lau MP, Hupfer M. Oxycline oscillations induced by internal waves in deep Lake Iseo. Hydrology and Earth System Sciences. 2019 Apr 2;23(3):1763-77.

[۱۶] علیزاده حمید. مقدمه‌ای بر ویژگی‌های دریای خزر. انتشارات نور بخش؛ ۱۳۸۳. ص. ۱۱۹.

[17] Unesco I, SCOR I. Background papers and supporting data on the international equation of state of seawater,1980.

[18] Millero FJ, Chetirkin PV. The density of Caspian Sea waters. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1980 Apr 1;27(3-4):265-71.

[19] Peeters F, Kipfer R, Achermann D, Hofer M, Aeschbach-Hertig W, Beyerle U, Imboden DM, Rozanski K, Fröhlich K. Analysis of deep-water exchange in the Caspian Sea based on environmental tracers. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2000 Apr 1;47(4):621-54.

پی‌نوشت

1. Lake Iseo
2. Oxycline
3. Conductivity-Temperature-Depth (سی.تی.دی)
4. RBR
5. Sea & Sun Technology
6. M115
7. RBR Global
8. XR-420 CT
9. PH
10. Matlab