پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال دوم، شماره ۳، زمستان ۱۳۹۲
صص. ٤٤-۳۳

نوسانات دریای خزر و تأثیر آن بر سواحل جنوب شرقی دریای خزر

عطا عبدالهی کاکرودی* ـ استادیار دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۶/۲۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۲/۱۱/۲۱

چکیده

سطح دریای خزر در سال ۱۸۵۰، تقریباً در ارتفاع ۲۵- و ۲٦- متری بوده و از سال ۱۹۲۹ تا سال ۱۹۷۷ سطح آن از حدود ۲۵/۵- متر به ۲۹- متر کاهش یافت و بر اثر این رویداد، زمین‌های بسیاری از سیطرهٔ آب خارج شدند و همهٔ فعالیت‌های کنارهٔ ساحلی مرتبط با آب دریا، به‌ویژه بنادر، دچار اخلال شد. اما به‌طور ناگهانی از سال ۱۹۷۷ تا سال ۱۹۹۵ دوباره سطح آن سیر صعودی داشته و تقریباً به ۲٦/۵ – متر رسید. در نتیجه قسمت‌های اعظمی که از آب خارج شده بودند، بار دیگر دچار آب گرفتگی شدند. افزایش تراز آب، نفوذ و سیطرهٔ آبهای تقریباً شور در مناطق کشاورزی، پیشروی به سمت تأسیسات صنعتی، شهری و روستایی، آسیب‌های بی‌شماری را به‌ویژه در بخش‌های کم‌شیب تحمیل کرده است. به‌دلیل مورفولوژی ناهمگون مناطق ساحلی، تأثیر نوسانات دریای خزر در خطوط ساحلی ایران یکسان نیست. در حالیکه سواحل بخش میانی با شیب تقریباً زیاد به خط ساحلی منتهی می‌شوند؛ سواحل بخش شمال شرقی ایران با شیب بسیار ملایم به خط ساحلی می‌رسند. سواحل جنوب شرقی دریای خزر به‌دلیل شرایط ویژهٔ ساحلی و مورفولوژیکی، یکی از مناطق مهم برای بازسازی تراز دریای خزر به‌شمار می‌روند. هدف از این پژوهش بررسی تغییرات تراز آب سواحل جنوب شرقی دریای خزر با استفاده از تصاویر ماهواره، نقشه‌های تاریخی و مشاهدهٔ میدانی در آخرین چرخهٔ آن (۱۹۲۹- ۱۹۹۵) است. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد، مورفولوژی ساحلی در شمال شرقی ایران تحت تأثیر تغییرات تراز آب به کلی تغییر می‌کند.

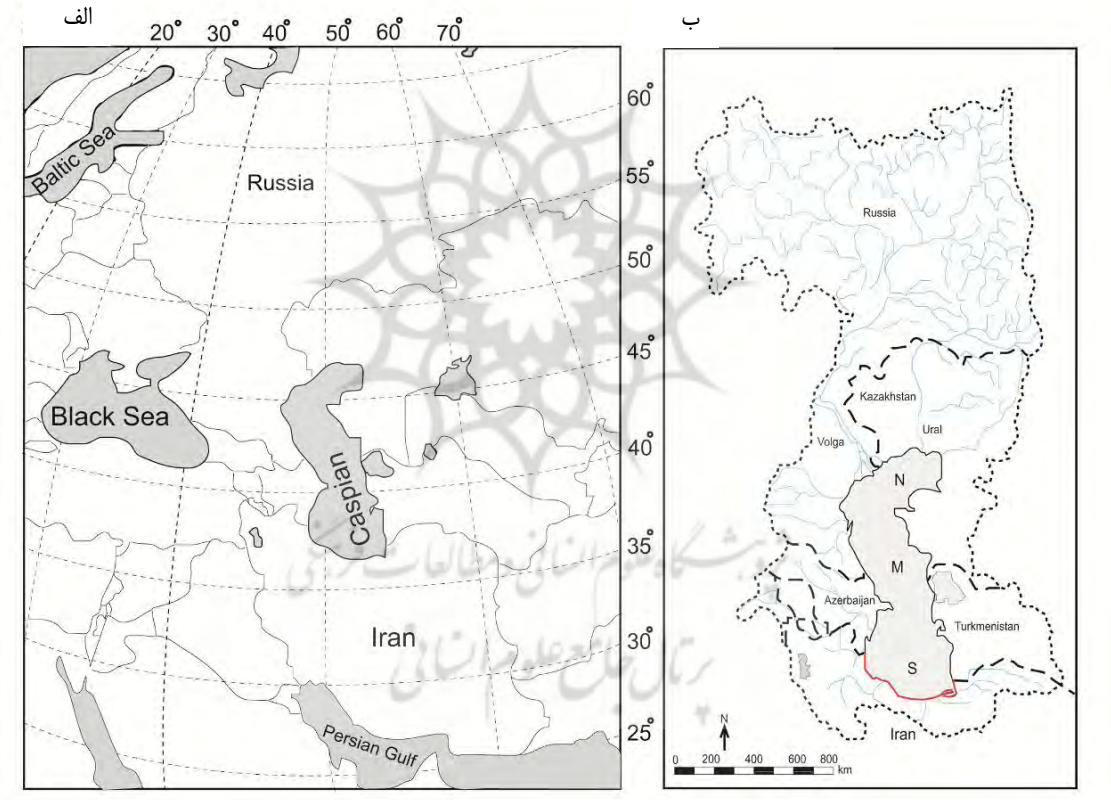
کلیدواژه‌ها: افزایش تراز آب، تالاب، چرخهٔ دریای خزر، خلیج گرگان، دریای خزر.

---

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۹۲۱۱۹۸۷۱
E-mail: a.a.kakroodi@ut.ac.ir

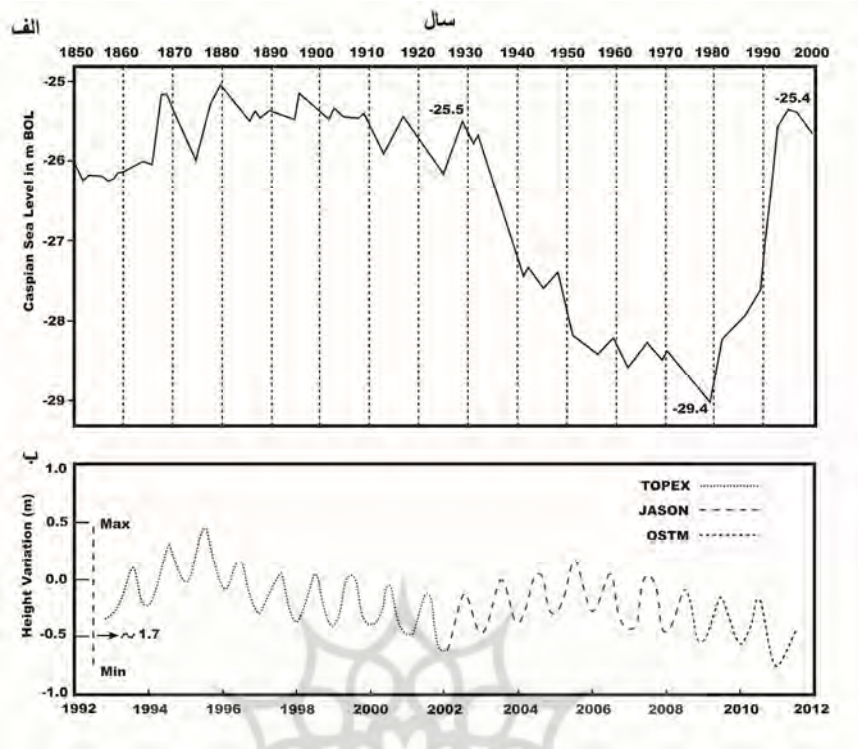
مقدمه

کف جنوبی دریای خزر بقایای پوستهٔ اقیانوسی تتیس است، شیب ساختمانی دریای خزر از شمال به جنوب افزایش یافته و به‌ترتیب عمق آب دریای خزر تقریباً از ۵ متر در بخش شمال به ۱۰۳۰ متر به کف عمیق گودال جنوبی منتهی می‌شود. دریای خزر مشخصاتی دارد که یک دریای آزاد واجد آن است. این مشخصات عبارتند از: اشغال سطح وسیعی از زمین، داشتن حجم وسیعی از آب (بیش از ۴۰ درصد کل دریاچه‌ها) و داشتن خصوصیات هیدرودینامیکی (کاکرودی و همکاران، ۲۰۱۲). رودخانه‌ها نقش بسیار مهمی در بیلان دریای خزر برعهده دارند. رودخانهٔ ولگا حجمی برابر با ۷۸ درصد کل ورودی دریای خزر را تأمین می‌کند و حوضهٔ زهکشی آن کمابیش برابر با کل وسعت ایران است (۱۳۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع) است (شکل ۱).



شکل ۱. الف) نقشهٔ موقعیت دریای خزر و حوضه‌های آبی پیرامون آن و ب) حوزهٔ آبخیز دریای خزر

تنها کمتر از ۵ درصد از ورودی‌های دریای خزر به‌کمک رودخانه‌های بخش ساحلی ایران تأمین می‌شود (لاهیجانی، توکلی و امینی، ۲۰۰۸). خصوصیات مورفولوژیک بخش سواحل ایران نقش بسیار مهمی در پاسخ به نوسان‌های دریای خزر دارند. نوسان‌های ۱۵۰ سال اخیر سطح دریای خزر در ایستگاه آبنگاری باکو و نوسان‌های ده سال گذشته نیز براساس اندازه‌گیری‌های ماهواره، به‌طور نسبتاً دقیقی ثبت شده است (شکل ۲).

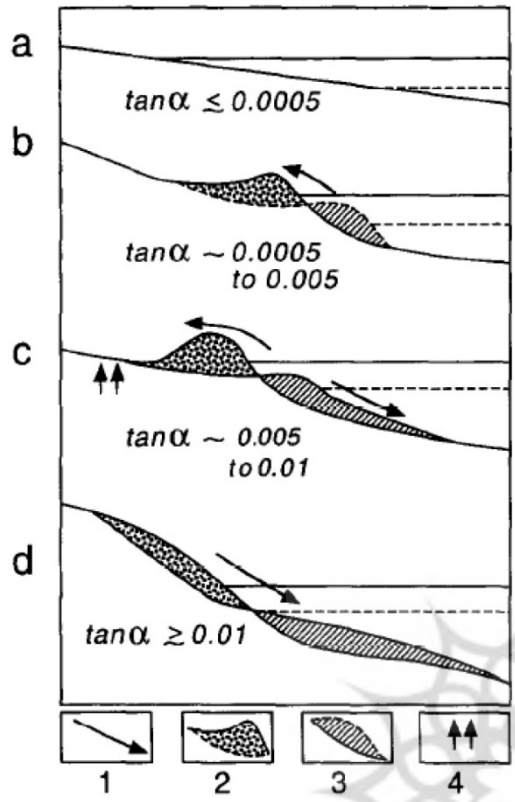


شکل ۲. الف) تراز دریای خزر بر اساس ایستگاه آبنکاری باکو بین سال‌های ۱۸۵۰ و ۲۰۰۰
ب) تراز دریای خزر بر اساس داده‌های ماهواره بین در سال‌های ۲۰۱۲-۱۹۹۲

از آنجاکه تغییرات تراز اقیانوس‌ها به‌کندی صورت می‌گیرد و با مقیاس زمانی انسان نامحسوس است، اغلب مدل‌های ساحلی بر اساس مدل‌های ریاضی ارائه می‌شود. دریای خزر بین سال‌های ۱۹۲۹ و ۱۹۹۵ حدود ۳ متر کاهش و افزایش داشته است. این تغییرات اجازه می‌دهد مدل‌های ساحلی ارائه شده مورد ارزیابی قرار گیرد، یا مدل‌های جدید دیگری ارائه شود. اولین مدل ساحلی که در آخرین چرخهٔ دریای خزر مورد ارزیابی قرار گرفت، مدل ساحلی برروون (۱۹۷۳) بود. کاپلین و سیلیوانف نخستین‌بار مدل برروون را در سواحل دریای خزر مورد ارزیابی قرار دادند (شکل ۳) و به این نتیجه رسیدند که مدل ریاضی برروون در بیشتر مواقع با مدل‌های پاسخ طبیعی ساحل در برابر افزایش تراز دریا، همخوانی ندارد و عوامل دیگری مانند انتقال رسوب توسط جریان‌های ساحلی[1] باید در نظر گرفته شود. در مطالعه‌ای که کاکرودی و همکاران (۲۰۱۳) برای ارزیابی افزایش تراز آب بین سال‌های ۱۹۷۷ تا ۱۹۹۵ در امتداد سواحل ایران انجام دادند نیز، ثابت شده است عقب‌نشینی ساحل فقط یک رابطهٔ خطی ساده نیست و متغیرهای زیادی در آن دخالت دارند.

شکل ۳، مدل ارائه‌شدهٔ کاپلین و سیلیوانف است (۱۹۹۵) که پاسخ سواحل دریای خزر را در برابر افزایش تراز آب نشان می‌دهد. در مناطقی که شیب بسیار کم است ($\tan\alpha$ < ۰/۰۰۵)، انرژی موج پیش از آنکه به یک خط ساحلی برسد، تحلیل می‌رود (شکل ۳- الف)، برحسب شیب حالت‌های مختلف سواحل را می‌توان مشاهده کرد.

1. Long shore current



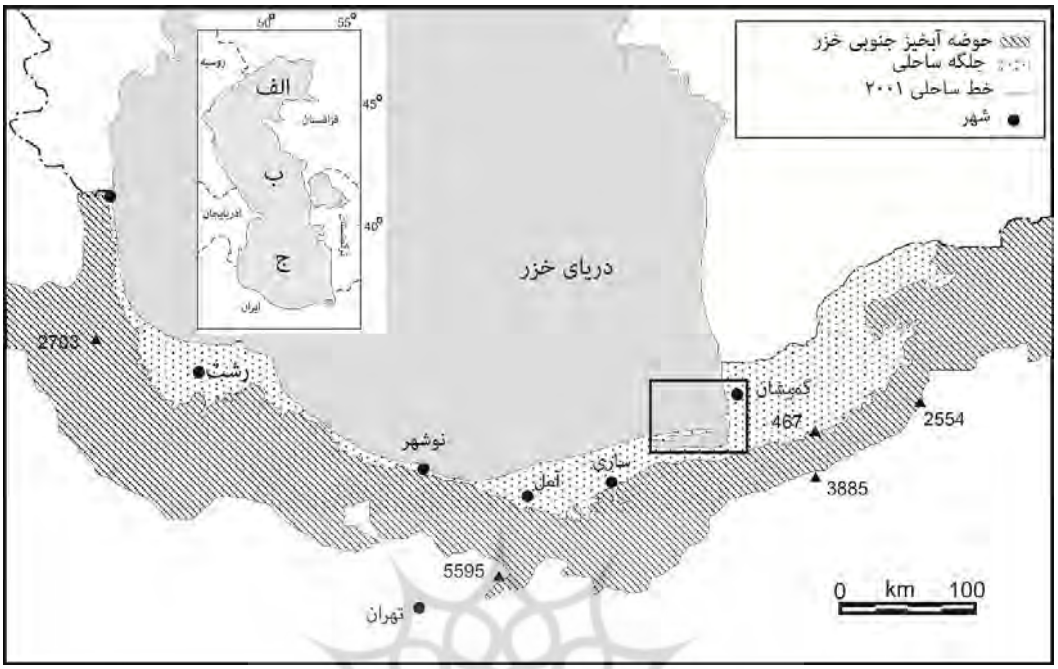
شکل ۳. مدل ارائه‌شدهٔ کاپلین و سیلیوانف برای افزایش تراز آب. ۱. بخش فرسایش‌یافتهٔ نیمرخ؛ ۲. بخش رسوب‌گذاری نیمرخ؛ ۳. جهت غالب حرکت رسوبات حاصل افزایش تراز آب و ٤. افزایش سفرهٔ آب زیرزمینی و ایجاد باتلاق و مرداب.

تراز سطح دریای خزر در سال ۱۹۲۹ به‌طور ناگهانی کاهش یافته و طی ۴۰۰ سال اخیر به پایین‌ترین سطح خود، یعنی ۲۹- متر رسیده است (ریچا گوف ، ۱۹۹۷). از سال ۱۹۷۷ تا سال ۲۰۰۰ دوباره سطح تراز آن افزایش‌یافته و به ۲۶/۵ – متری رسیده است. مورفولوژی ساحل در پاسخ به این تغییرات بسیار متفاوت بوده است و بی‌شک مناطق ساحل کم‌شیب حساسیت بیشتری از خود نشان داده‌اند.

به‌دلیل پیشرفت‌های اخیر در تکنولوژی ماهواره‌ای و دسترسی داشتن به داده‌های متوالی در تمام زمینه‌های فعال و غیر فعال، هم‌اکنون شناخت پدیده‌هایی که در تراز دریا دخیل هستند، با دقت بیشتری انجام می‌شود (رنسن و همکاران، ۲۰۰۷؛ آرپ و لروی، ۲۰۰۷). بنابراین پیش‌بینی‌های مختلفی صورت گرفته است، اما بی‌شک بازسازی دینامیکی دریای خزر و پاسخ به سؤال‌های بالا، نیاز به مطالعهٔ دقیق مورفولوژی کنونی و دینامیک گذشتهٔ دریای خزر (حداقل ۱۰۰۰۰ سال قبل) دارد. هدف از این تحقیق پاسخ اشکا ل مورفولوزیکی نسبت به تغییرات ترازآب بین ۱۹۲۹ و ۱۹۹۵ در سواحل جنوب شرقی دریای خزر می باشد.

منطقهٔ مورد مطالعه

منطقهٔ مورد مطالعه در جنوب شرقی دریای خزر و شمال شرقی سواحل ایران واقع شده است و منطبق بر عوارض مورفولژیکی خلیج گرگان و لاگون و گمیشان واقع در مرز شمال شرقی ایران و ترکمنستان است. محدودهٔ جغرافیای آن بین ۵۳ درجه و ۱۸ دقیقه تا ۵۴ درجه ۱۵ دقیقه طول شرقی و ۳۶ درجه و ۴۷ دقیقه تا ۳۷ درجه ۱۹ دقیقهٔ عرض جغرافیایی واقع شده است (شکل ۴).



شکل ٤. دریای خزر با سه حوضهٔ شمالی و عمق کم؛ الف) حوضهٔ میانی و عمق متوسط؛ ب) حوضه جنوبی عمیق و ج) منطقهٔ مورد مطالعه در داخل کادر

مهم‌ترین رودخانه‌های فعلی منطقهٔ مورد مطالعه، شامل قره‌سو، گرگانرود و اترک، در منطقهٔ مرزی قرار دارد. رودخانهٔ اترک طی سال‌های اخیر دبی زیادی نداشته و به‌طور مستقیم وارد دریا نمی‌شود؛ در حالیکه در گذشتهٔ نه‌چندان دور با دبی بیشتر به خلیج قدیمی حسنقلی می‌ریخته است. رودخانهٔ گرگانرود در گذشته وارد خلیج گرگان می‌شده، اما اکنون به سمت شمال تغییر مسیر داده است (کاکرودی و همکاران، ۲۰۱۲). رودخانهٔ قره‌سو تنها رودخانهٔ مهمی است که در حال حاضر از بخش شرقی جلگهٔ ساحلی وارد خلیج گرگان می‌شود.

منطقهٔ مورد مطالعه یکی از مناطق وسیع جلگهٔ ساحلی ایران محسوب می‌شود که شیب آن به سمت خشکی و دریا بسیار اندک است. اثر امواج در مورفولوژی ساحلی بخش‌های لاگون گمیشان، به‌دلیل شیب بسیار کم، چندان محسوس نیست و انرژی موج در سطح وسیعی از شیب ساحلی تحلیل می‌رود. از عوارض مشخص دیگر در منطقهٔ مورد مطالعه، گلفشان‌ها هستند که گستردگی تکتونیکی آنها از آذربایجان آغاز شده و با عبور از بخش میانی دریای خزر در منطقهٔ کم‌شیب ساحلی گمیشان و بندر ترکمن ظاهر می‌شوند. گلفشان‌ها را می‌توان یکی از منابع تأمین رسوب در نظر گرفت.

سواحل منطقهٔ شمال شرقی را می‌توان به دو دستهٔ عمده تقسیم کرد: سواحل اولیه و سواحل ثانویه. سواحل ثانویه در واقع در محیطی آرام و به دور از امواج مستقیم دریا قرار دارد. رسوبات عمدهٔ سواحل ثانویه به‌صورت گِل و رس بوده و معمولاً رسوبات ریزدانه، رسوبات غالب این محیطها را تشکیل می‌دهند. این نوع سواحل معمولاً دور از جریان‌های دریایی و امواج هستند. سواحل اولیه همان سواحل خط مستقیم دریا هستند که تحت تأثیر مستقیم امواج و جریان‌های دریایی قرار دارند و عمده رسوبات آن درشت‌دانه و به‌صورت ماسه است.

مواد و روش‌ها

آخرین چرخهٔ دریای خزر در فاصلهٔ سال‌های ۱۹۲۹ و ۱۹۹۵ رخ داد. تراز دریا طی یک دورهٔ ۴۸ ساله (۱۹۷۷–۱۹۲۹) حدود ۳ متر کاهش نشان داده و در یک دورهٔ ۱۸ ساله (۱۹۹۵–۱۹۷۷) حدود ۳ متر افزایش تراز را تجربه کرده است. داده‌های تاریخی استفاده شده در این پژوهش به نقشهٔ قدیمی‌ای تعلق دارد که مهندسان هندی در سال ۱۸۹۰ تهیه کرده‌اند (اعلایی، ۲۰۰۵). تراز دریا در آن سال حدود ۲۵- بوده است. از آنجایی که قدیمی‌ترین داده‌های ماهواره‌ای در دسترس مربوط به داده‌های لندست است، لذا در این پژوهش از داده‌های سال ۱۹۷۷ (MSS) استفاده شده، یعنی زمانی که تراز دریای خزر حدود ۲۹- متر بوده و تقریباً در پایین‌ترین سطح خود قرار داشته است. آرشیو کامل ثبت خطوط ساحلی از سال ۱۹۷۷ تا حال حاضر توسط سنجده‌های لندست در دسترس است (از لندست ۱ تا لندست ۸) و در اندازه‌گیری‌های تغییرات خط ساحلی کمک شایانی به پژوهشگران می‌کند.[۱]

نقشه‌های توپوگرافی قدیمی با استفاده از داده‌های موجود نقشه، زمین‌مرجع شدند. تصاویر ماهوارهٔ لندست زمین‌مرجع‌شده از USGS با نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ منطقه تطبیق داده شد. در مرحلهٔ بعد، اندازهٔ پیکسل همهٔ داده‌های تصاویر را به پیکسلی در اندازهٔ ۵۰ متر تبدیل کرده و درنهایت بخش‌های مورد نیاز انتخاب و در قالب نقشه ترسیم شد. پس از اندازه‌گیری‌ها و برآورد اولیه از تغییرات خطوط ساحلی با استفاده از نقشه‌های تاریخی و تصاویر لندست، بازدید میدانی صورت گرفت و خطوط ساحلی قدیمی کنترل شد. اندازه‌گیری تغییرات خط ساحلی و پاسخ مورفولوژیکی ساحل بر اساس مطالعهٔ عوارض مورفولوژیکی منطقهٔ مورد مطالعه، عبارتند از: ۱. اسپیت[۲] میانکاله و خلیج گرگان؛ ۲. دلتای گرگانرود؛ ۳. لاگون[۳] گمیشان.

یافته‌های پژوهش

اسپیت میانکاله و خلیج گرگان

پاسخ اسپیت میانکاله هنگام بالا و پایین رفتن تراز آب بر اساس اسناد تاریخی و نقشه‌های قدیمی (۱۸۹۰) است. اسپیت میانکاله در زمانی که تراز دریای خزر حدود ۲۵- متر قرار داشت، از چندین جزیرهٔ مجزا تشکیل شده بود. به‌گفتهٔ دیگر، زمانی که تراز دریای خزر در سطح بالا قرار داشت، اسپیت به‌صورت بخش‌های مجزا، کشیده و متشکل از چند شبه‌جزیره بود (شکل ۵). از زمانی که تراز دریا بین سال‌های ۱۹۲۹ و ۱۹۷۷ حدود ۳ متر کاهش یافت، به‌دلیل دسترسی نداشتن به داده‌ها، پاسخ دقیق اسپیت به کاهش تراز مشخص نیست، اما داده‌های سنجدهٔ MSS در سال ۱۹۷۷، به‌وضوح نشان می‌دهند که ارتباط کامل دریا با خلیج به‌دلیل گسترش اسپیت و رشد آن قطع شده (شکل ۵) و چنانچه کاهش تراز دریا ادامه می‌یافت، خلیج به‌طور کامل خشک شده یا به باتلاق تبدیل می‌شد. نبود رودخانهٔ مهم با دبی زیاد نیز می‌توانست

---

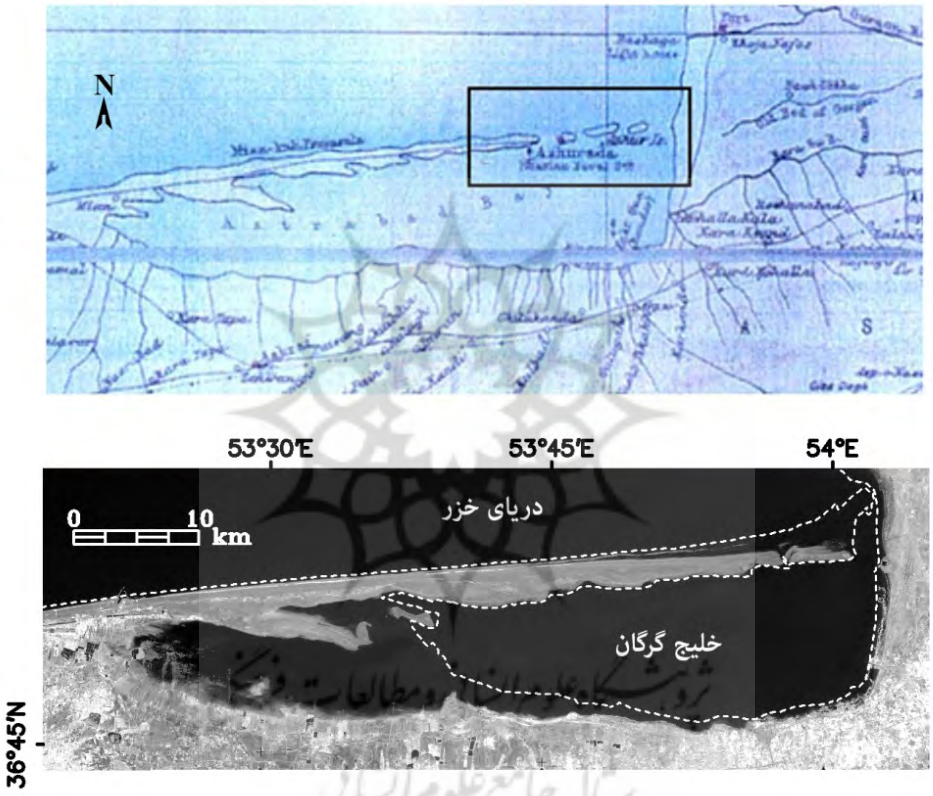
۱. این داده‌ها را می‌توان از تارنمای USGS با آدرس اینترنتی http://glcf.umd.edu/data دانلود کرد.

۲. عارضهٔ ژمورفولوژیکی، عمدتاً ماسهٔ درشت‌دانه که از یک طرف به دریا و از طرف دیگر به خشکی متصل است (Spit).

۳. عارضه ژمورفولوژیکی، عمدتاً سیلت و رس که پشت سدهای ساحلی تشکیل می‌شود (Lagoon).

یکی دیگر از عوامل خشک‌شدن سریع خلیج باشد؛ زیرا خلیج تغذیهٔ کافی نداشته و ادامهٔ تبخیر، حجم آب داخل آن را به‌شدت کاهش می‌داد.

همزمان با رشد اسپیت و عریض‌شدن آن، به‌دلیل غلبهٔ انتقال رسوب[1] از غرب به شرق در زمان کاهش تراز آب و جدا شدن خلیج از دریا، میزان وسعت خلیج دو برابر کاهش یافت (شکل ۵). در سال ۱۹۷۷ تراز دریا به پایین‌ترین سطح خود، یعنی حدود ۲۹- متری رسید، اما افزایش شدید تراز آب طی یک دورهٔ هجده‌ساله تا ۱۹۹۵ ادامه یافت و آثار مهمی بر سواحل منطقه به جا گذاشت.



شکل ۵. پاسخ اسپیت میانکاله نسبت به تغییرات تراز آب در زمانی که سطح آب در سال ۱۸۹۰ بالا بوده و نیز زمانی که تراز آب ابتدا پایین (۱۹۷۷) و دوباره در سطح بالا (۱۹۹۵) قرار گرفت. خطوط نقطه‌چین مربوط به سال ۱۹۷۷ است.

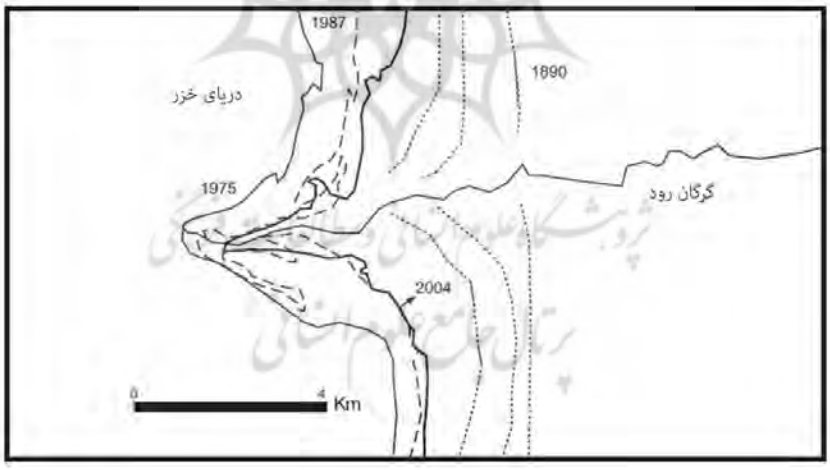
افزایش ناگهانی ترازآب از سال ۱۹۷۷ مورفولوژی اسپیت را تغییر داد. بخش عمده‌ای از اسپیت، به‌دلیل فرسایش شدید حاصل از افزایش ناگهانی تراز آب از بین رفت و پس از آنکه جریان آب اسپیت را شکافت، اولین جزیره در انتهای شرقی آن شکل گرفت. ارتباط آبی خلیج با دریا در گوشهٔ شرقی آن دوباره برقرار شد و خلیج تقریباً به دو برابر وسعت قبلی خود گسترش یافت (شکل ۵). بسیاری از مناطق مسکونی روی اسپیت به زیر آب رفت و بسیاری از ساکنان منطقه را ترک کردند.

1. Longshore Current

دلتای گرگانرود

واکنش دلتاها در برابر تغییرات تراز آب همیشه مورد توجه محققان بوده است (هوخوندورن و همکـاران، ۲۰۰۵؛ اوریـم و همکاران، ۲۰۰۳). گاهی دلتا در برابر افزایش تراز آب مورفولوژی خود را حفظ می‌کنـد (کـاکرودی و همکـاران، ۲۰۱۲) و گاهی به کلی مورفولوژی دلتا تغییر می‌کند. دلتاها ممکن است زمان پسروی تراز دریا به سرعت یا با آهستگی بـه سـمت دریا پیشروی کنند. در سواحل ایران دو دلتای سفیدرود و دلتای گرگانرود، به‌دلیل حجم بار رسوبی و مورفولوژی آنها مورد توجه قرار می‌گیرد.

سیستم‌های رسوبگذاری، پیشروی دلتاها و رسوبات آبرفتی، از مهم‌ترین پیامدهای عملکرد کـاهش سـطح آب طـی سال‌های اخیر بوده است. برای مثال، دلتای رودخانهٔ گرگان به‌طور فزاینده به سمت دریا پیشروی داشته است؛ به‌گونـه‌ای که بر اساس آخرین تغییرات خط ساحلی، حدود ۷ کیلومتر پیشروی منظم داشته است. بین سال‌های ۱۹۲۹ و ۱۹۷۷ و بـا کاهش تراز دریا، دلتای گرگانرود به‌سرعت با عقب‌نشینی دریا پیشروی کرد. بر اساس نقشهٔ قـدیمی، دلتـای گرگـانرود از سال ۱۸۵۰ تا سال ۱۹۷۵ حدود ۸۵ متر در سال به‌سمت دریا پیش رفته است، پیشروی کلی آن طی این سـال‌هـا حـدود ۷۳۰۰ متر گزارش شده است. در زمان پیشروی و افزایش تـراز آب بـین سـال‌هـای ۱۹۷۷و ۱۹۹۵ میـزان عقـب‌نشـینی گرگانرود حدود ۱۴۰ متر در سال بود. در این سال‌ها دلتا به‌سرعت عقب‌نشینی کرد و مورفولوژی آن کـاملاً تغییـر یافـت (شکل ۶).



شکل ٦. پیشروی و پسروی دلتا هنگام تغییرات تراز آب

لاگون گمیشان

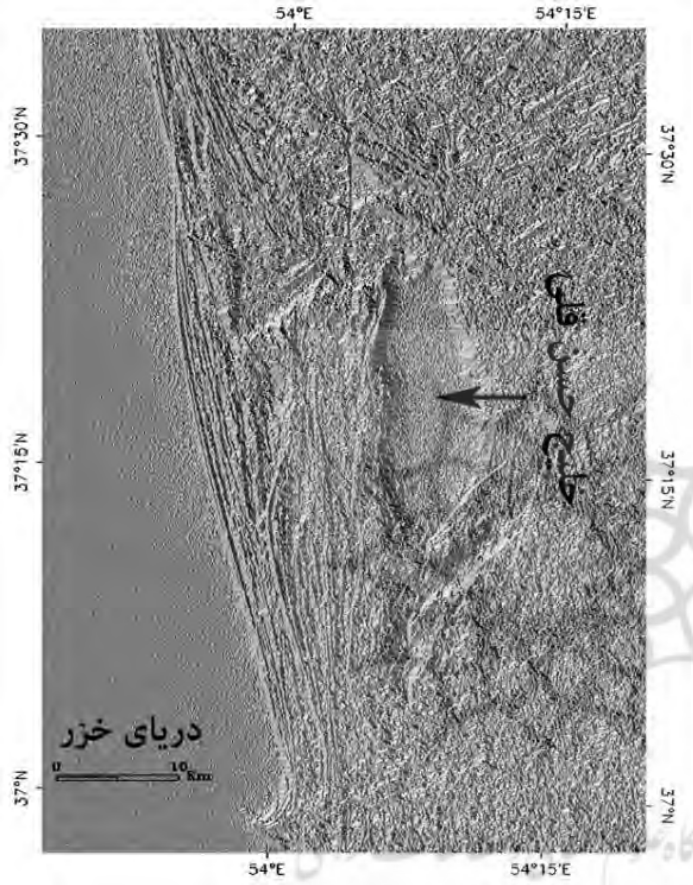
براساس نقشه‌های قدیمی مهندسان هندی، مناطق وسیعی از شمال گمیشان تحت سیطرهٔ خلـیج حسـنقلی قـرار داشـته است. خلیج حسنقلی به‌همراه یک خلیج دیگر (خلیج گمیشان) که تا شمال گمیشان کشیده می‌شد، در ۲۰۰ سال پیش بـا عمق کم، مهم‌ترین عارضهٔ مورفولوژیکی ساحلی شمال شرقی دریا خزر محسوب می‌شد (شکل ۷). تراز آب در زمان فوق در سطح ۲۴/۵- تا ۲۵- متر قرار داشته و مناطق وسیعی از منطقهٔ کم‌شیب گمیشـان از رسـوبات رسـی و سـیلتی خلـیج پوشیده شده بود (کاکرودی و همکاران، ۲۰۱۲). از اشکال مورفولوژی غالب در آن زمان، می‌توان به وجود دو اسـپیت بـه

موازات هم، همانند اسپیت میانکاله اشاره کرد که مانند سدی خلیج حسنقلی و خلیج گمیشان را از دریای خزر جدا می‌کرد. گرگانرود در منطقهٔ بصیرآباد به دو شاخه تقسیم شده و پس از ورود به دریا در دو بخش خواجه‌نفس و گمیشان، بخش عمدهٔ رسوبات خود را به‌شکل اسپیت در امتداد خط ساحل و در جهت جریان‌های ساحلی (جنوب به شمال) برجای می‌گذاشت. منطقهٔ مسکونی گمیشان حدود ۱/۵ کیلومتری خط ساحلی و شمال خلیج حسنقلی قرار داشت.

شکل ۷. خلیج حسنقلی به‌همراه یک لاگون؛ الف) زمانی که تراز آب بالا بوده (۱۸۹۰)؛ ب) خشک شدن آنها (۱۹۷۵)

حدود ۱۲۰ سال پیش، خلیج حسنقلی و خلیج گمیشان سطح اساس ثانویه محسوب می‌شدند (سطح دریای خزر، سطح اساس اولیه بوده است). رودخانهٔ اترک مهم‌ترین رودخانهٔ منطقهٔ گمیشان بود که بخش عمدهٔ رسوبات خود را در خلیج حسنقلی تخلیه می‌کرد و اصولاً بار رسوب آن به‌طور مستقیم وارد خلیج حسنقلی می‌شد. پاسخ مورفولوژی ساحلی طی سال‌های ۱۹۲۹ و ۱۹۹۵ در طول خط ساحل دریای خزر، بسیار متفاوت بود. بدیهی است پاسخ مورفولوژی مناطق کم‌شیب بسیار شدیدتر بوده است. اولین پاسخ مورفولوژیک در شمال گمیشان، پسروی و خشک‌شدن کامل خلیج حسنقلی و خلیج گمیشان بود؛ به‌طوری که این منطقه حدود ۶۹۲ کیلومترمربع از سیطرهٔ آب خارج شد. زمان دقیق خشک‌شدن خلیج مشخص نیست، اما تصاویر ماهواره‌ای و عکس هوایی نشان می‌دهند که در سال ۱۹۷۵ خلیج حسنقلی و خلیج گمیشان خشک شده‌اند. حاصل عقب‌نشینی و خشک‌شدن این دو خلیج، پیدایش زمین‌های پست و کم‌شیب همراه با رسوبات بسیار ریز است که هم‌اکنون بخشی از آن زیرکشت و بخش دیگر به‌دلیل رسوبات نمکی لم‌یزرع باقی مانده‌اند. به هرحال عقب‌نشینی و خشک‌شدن تدریجی خلیج حسنقلی با افزایش رسوبات نمکی و تشکیل پلایا نیز همراه بود. در حالیکه پسروی تدریجی دریا در امتداد خط ساحلی، باعث ایجاد تراس پلکانی شده است (خطوط طولی روی شکل ۸)؛ در داخل خلیج هیچ‌گونه آثاری از این تراس‌ها دیده نمی‌شود. درواقع اگر از جهت شرق به غرب به طرف دریا حرکت

کنیم، سواحل پلکانی در دو سوی خلیج به چشم می‌خورد و به محض ورود به خلـیج، بـا سـواحل وسـیع و پهـن روبـه‌رو می‌شویم، اما خروج کامل خلیج حسنقلی هیچ‌گونه تراسی را برجای نگذاشته اسـت کـه ایـن امـر مـی‌توانـد در شناسـایی خلیج‌های گذشته مؤثر باشد.

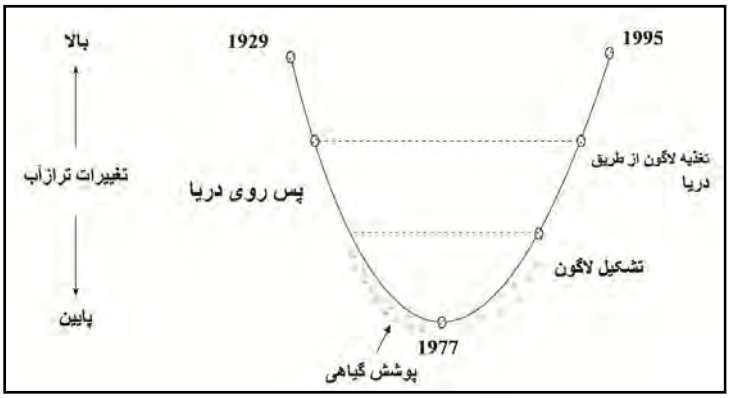


شکل ۸. خشک‌شدن خلیج حسنقلی و خلیج گمیشان در اثر پایین افتادن سطح تراز آب بـین سـال‌هـای ۱۹۲۹ و ۱۹۷۷.

به خطوط سواحل قدیمی دریا در مجاورت خلـیج بـه سمت دریا توجه شود. تصویر مربوط به سال ۱۹۷۵ است.

از سال ۱۹۷۷ تا سال ۲۰۰۰، سطح دریای خزر به‌طور ناگهانی افزایش یافت و بـه ۲۶/۵- متـر رسـید. بـر اثـر ایـن افزایش، تقریباً ۴۳۲ کیلومتر مربع از زمین‌های آزادشدهٔ ناشی از پسروی قبل از سـال ۱۹۷۷ بـه زیـر آب رفـت. ایـن بـار بخش‌های گسترده‌ای از شمال گمیشان و ورودی قدیمی آن، تحت سیطرهٔ آب دریا قرار گرفتند.

به‌طور کلی می‌توان گفت محیط‌های لاگونی دریای خزر بر اثر افزایش تراز آب، گسترش مـی‌یابنـد (کرونبـر گ و همکاران، ۲۰۰۰). افزایش سطح تراز آب از سال ۱۹۷۷، منجر به تشکیل یک لاگون بزرگ در پشت خـط سـاحلی شـده است که عمق آن تقریباً تا ۱/۵ متر تغییر می‌کند. عمدهٔ این رسوبات ریزدانه بوده و محیط کم‌انـرژی را نشـان مـی‌دهـد. شکل ۹ تأثیرات آخرین چرخهٔ دینامیکی دریای خزر را در منطقهٔ سواحل گمیشان نشان می‌دهد.



شکل ۹. آثار آخرین چرخهٔ دینامیکی دریای خزر روی سواحل گمیشان در سال‌های ۱۹۹۵-۱۹۲۹ و چگونگی خشک‌شدن و شکل‌گیری لاگون

نکتهٔ بسیار جالب در آخرین تأثیرات چرخهٔ دریای خزر، به میزان پسروی و پیشروی طی یک چرخهٔ ۶۵ ساله با دامنهٔ ۳ متر مربوط می‌شود. مشاهدات میدانی از منطقهٔ مورد مطالعه نشان می‌دهد که به‌طور کلی تغییرات تراز آب درهنگام پسروی به‌آرامی صورت گرفته و رسوبات پلکانی‌شکل را برجای گذاشته است، اما افزایش ناگهانی تراز آب در سال‌های ۱۹۷۷ و ۱۹۹۵، به تشکیل لاگون در منطقهٔ مورد مطالعه منجر شده است. ثبت رکوردهای پیشروی و پسروی از سال ۱۸۵۰، این نکته را به خوبی نشان می‌دهد. در منطقهٔ مورد مطالعه، تراز آب طی یک چرخهٔ ۶۵ ساله با دامنهٔ ۳ متر بوده است، اما میزان پسروی و پیشروی در زمان افزایش تراز آب به میزان ۱/۲ پسروی بوده است. به هرحال در زمان افزایش تراز آب، دریا به فضای رسوبگذاری بیشتری نیاز دارد.

بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و بازدیدهای میدانی از سواحل شرقی ایران، اثرات تغییر تراز آب با دامنهٔ ۳ متر مورد بررسی قرار گرفت. عوارض مورفولوژیکی (اسپیت، لاگون، دلتا) در پاسخ به تغییرات تراز آب، یا به‌طور کلی تغییر یافتند، یا اینکه خود را با دامنهٔ تراز ۳ متر تنظیم کردند. تحول این اشکال نشان داد که تغییرات تراز آب، عامل اصلی کنترل‌کنندهٔ اشکال مورفولوژی ساحلی هستند. مناطق جنوب شرقی دریای خزر یکی از مناطق حساس در برابر تراز آب به‌شمار می‌رود، در حالیکه تغییرات مورفولوژی ساحلی در مناطق دیگر دریای خزر چندان محسوس نبوده است. بنابراین این محدوده، یکی از مناسب‌ترین مناطق برای بازسازی تراز دریای خزر محسوب می‌شود. به‌دلیل تغییرات سریع تراز دریای خزر نسبت به اقیانوس‌ها، مدل‌های ریاضی ارائه‌شدهٔ مربوط به تغییرات تراز آب، مورد ارزیابی قرار گرفت و مشخص شد که پیشروی تراز آب صرفاً از یک رابطهٔ خطی پیروی نمی‌کند.

منابع

Alai, C., 2005, **General Maps of Persia 1477-1925**, Brill Academic Pub, Netherlands.

Arpe, K., Leroy, S.A.G., 2007, **The Caspian Sea Level Forced by the Atmospheric Circulation, As Observed and Modelled**, Quaternary International, Vol. 173-174, PP.144–152.

Hoogendoorn, R. M., Boels, J.F., Kroonenberg, S. B., Simmons, M. D., Aliyeva, E., Babazadeh,A. D., Huseynov, D., 2005, **Development of the Kura Delta, Azerbaijan; a Record of Holocene Caspian Sealevel Changes**, Marine Geology, Vol. 222–223, PP.359–380.

Kakroodi, A.A., Kroonenberg, S.B., Hoogendoorn, R.M., Mohammadkhani, H., Yamani, M., Ghassemi, M.R., Lahijani, H.A.K., 2012, **Rapid Holocene Sea-level Changes along the Iranian Caspian Coast,** Quaternary International, Vol. 263, PP. 93-103.

Kakroodi, A.A., Kroonenberg, S.B., Goorabi, A. and Yamani, M., 2013, **Shoreline Response to Rapid 20th Century Sea-Level Change along the Iranian Caspian Coast.** The Journal of Coastal Research, http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00173.1.

Kaplin, P.A., Selivanov, A.O., 1995, **Recent Coastal Evolution of the Caspian Sea as a Natural Model for Coastal Response to the Possible Acceleration of Global Sea-level Rise**. Marine Geology, Vol. 124, No. 1-4, PP. 171-178.

Kroonenberg, S.B., Badyukova, E.N., Storms, J.E.A., Ignatov, E.I., Kasimov, N.S., 2000, **A Full Sea Level Cycle in 65 Years: Barrier Dynamics along Caspian Shores,** Sedimentary Geology, Vol. 134, No. 3-4, PP. 257-274.

Lahijani, H., Tavakoli, V., Amini, A., 2008, **River Mouth Configuration in South Caspian Coast, Iran,** Environmental Sciences, Vol. 5, No. 2, PP. 65-86.

Overeem, I., Kroonenberg, S.B., Veldkamp, A., Groenesteijn, K., Rusakov, G.V., Svitoch, A.A., 2003b, **Small-scale Stratigraphy in a Large Ramp Delta: Recent and Holocene Sedimentation in the Volga Delta**, **Caspian Sea,** Sedimentary Geology, Vol. 159, No. 3-4, PP. 133-157.

Overeem, I., Veldkamp, A., Tebbens, L., Kroonenberg, S.B., 2003a, **Modelling Holocene Stratigraphy and Depocentre Migration of the Volga Delta Due to Caspian Sea-level Change,** Sedimentary Geology, Vol. 159, No. 3-4, PP. 159-175.

Renssen H., B.C. Lougheed, J.C.J.H. Aerts, H. de Moel, P.J. Ward, J.C.J. Kwadijk, 2007, **Simulating Long-term Caspian Sea Level Changes: The impact of Holocene and Future Climate Conditions,** Earth and Planetary Science Letters, Vol. 261, No. 3-4, PP.685–693.

Rychagov, G.L., 1997. **Holocene Oscillation of the Caspian Sea, and Forecast Based on the Caspian, Sea and Forecast Based on Paleogeographical Reconstructions**, Quaternary International, Vol. 41-42, PP. 167-172.