

بازسازی و بررسی تغییرات اقلیمی اواخر کواترنری پسین در بخش جنوب شرقی دریای خزر

حسین باقری؛ مربی پژوهشی، پژوهشکده علوم دریایی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی

آرش امینی*؛ استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۰۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۱۲

چکیده

در این مطالعه جهت بازسازی تغییرات عمده اقلیمی در بخش جنوب شرقی دریای خزر یک مغزه رسوبی (N1) به طول ۷۱۲ سانتی‌متر توسط مغزه‌گیر لوزه‌ای از بخش جنوبی خلیج گرگان و ساحل نوکنده برداشت شد. در آزمایشگاه، جهت بررسی نوع رسوبات، ۸۹ نمونه در طول مغزه برداشت شد و آنالیز لیزری دانه‌بندی روی آن‌ها انجام گرفت. همچنین، جهت بررسی دمای دیرینه آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در ۲۰ نمونه فرامینیفر و جهت سن‌سنجی نمونه‌ها آنالیز کربن ۱۴ در ۳ نمونه حاوی ماده آلی صورت پذیرفت. نتایج دانه‌بندی نشان داد این مغزه از ۶ رخساره اصلی تشکیل شده؛ شامل ۳۹ رخساره سیلت ماسه‌ای (sZ)، ۲۸ رخساره سیلتی (Z)، ۹ رخساره ماسه سیلتی، ۹ رخساره گل ماسه‌ای گراول‌دار، ۳ رخساره ماسه گلی گراولی، ۱ رخساره ماسه گراولی. محدوده سنی آن نیز از حدود ۲۲۰۰۰ در قدیمی‌ترین واحدها تا عهد حاضر است. در جمع‌بندی نهایی مشخص شد بیشترین دما ۲۷/۴ درجه سانتی‌گراد مربوط به دوره قبل از یخبندان بزرگ و کمترین دما ۱۳/۹ درجه سانتی‌گراد مربوط به آخرین اوج یخبندان (Wurm) بوده است. در نهایت، با انطباق داده‌های مختلف، ۷ دوره تغییرات عمده اقلیمی سرد و گرم طی ۲۲۰۰۰ سال در این منطقه مشخص شد. کلیدواژگان: تغییرات اقلیمی، جنوب شرقی دریای خزر، رخساره‌های رسوبی، کواترنری، مغزه‌های رسوبی.

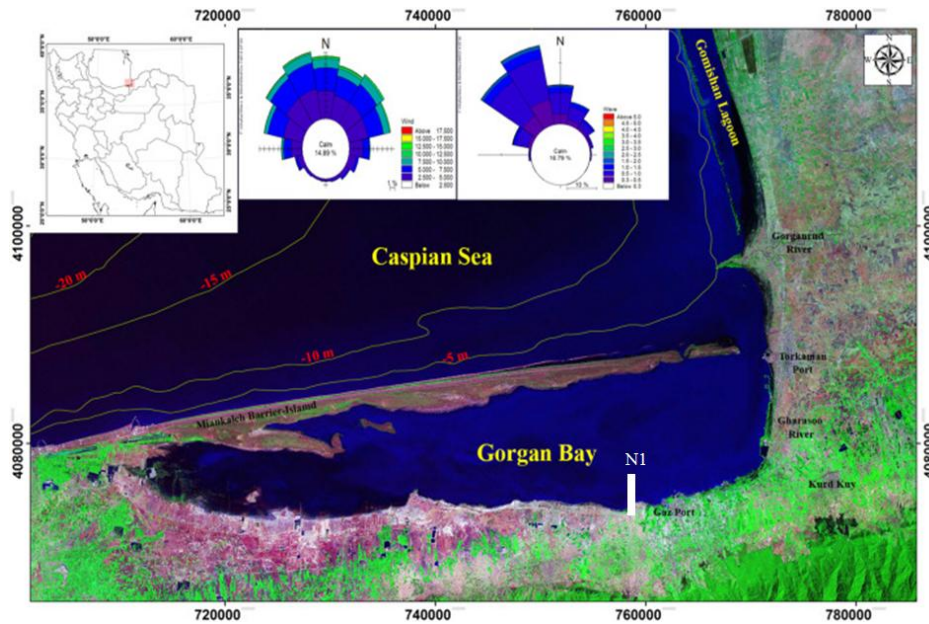
مقدمه

وقوع تغییرات اقلیمی، حتی به صورت جزئی، بر همه ارکان زندگی بشر و حیات طبیعی آثار قابل توجهی دارد (عزیزی و همکاران ۱۳۹۸). از این رو، بازسازی تغییرات اقلیمی گذشته می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در رابطه با زمان و بزرگی آن‌ها و برنامه‌ریزی برای آینده در اختیار ما قرار دهد. از آنجا که بررسی مستقیم و دستگاهی تغییرات اقلیمی و تراز سطح آب دریا فقط برای چند دهه گذشته امکان‌پذیر است، نشانگرهای این تغییرات در گذشته می‌تواند درک بهتری از ماهیت تغییرات اقلیمی سده‌ها و هزاره‌های گذشته و دلایل آن در اختیار ما قرار دهد (IPCC 2014). یکی از روش‌های مهم مطالعه تغییرات اقلیمی بررسی رسوبات دریایی و دریاچه‌ای است و تا کنون بیشتر مطالعات انجام‌شده روی آب‌وهوای دیرینه ایران شامل دریاچه‌ها بوده است. شواهدی وجود دارد مبنی بر اینکه آخرین دوره یخچالی در شمال ایران و کوه‌های زاگرس همراه با اقلیم سرد و خشک بوده است. در شمال ایران و حاشیه جنوب شرقی دریای خزر بررسی دیرینه اقلیم منطقه از جنبه‌های مختلف از جمله با بهره‌گیری از مطالعه لس‌ها و دیرینه خاک‌ها (فرچن و همکاران ۲۰۰۹؛ طاهری و همکاران ۲۰۱۶؛ ملکی و همکاران ۱۳۹۸)، گرده‌شناسی (رضانی و همکاران ۲۰۰۸؛ لروی و همکاران ۲۰۱۳ و ۲۰۱۹)، شواهد باستان‌شناسی (فاضلی نشلی و همکاران ۲۰۰۹؛ فاضلی نشلی و گرگ ۲۰۱۸؛ لروی و همکاران ۲۰۱۹) - زوایای تغییرات اقلیمی منطقه را مشخص ساخته است. جمالی (۲۰۰۸) در مورد دریاچه ارومیه و رضانی و همکاران (۲۰۰۸) در مورد جنگل‌های جنوب خزر

مطالعات دیرینه اقلیم‌شناسی انجام داده‌اند. دریاچه نئور توسط عزیزی و همکارانش (۱۳۹۲) و سلمانی (۱۳۹۲) مطالعه کرده‌شناسی شده است. پونل و همکارانش (۲۰۱۳) نیز مطالعه کرده‌شناسی و فسیل حشرات این دریاچه را انجام داده‌اند. حسینی (۱۳۹۰) تغییرات اقلیم را با تحلیل ایزوتوپ پایدار در رسوبات دشت ارژن مطالعه کرده است. لشکری و همکارانش (۱۳۸۹) تغییرات اقلیمی دریاچه بختگان را بر اساس شواهد کانی‌شناسی رسی بازسازی کردند. همچنین، چندین مطالعه تغییرات اقلیمی ایران نیز روی لس‌ها انجام شده است که از آن‌ها می‌توان به لطیف (۱۹۸۸)، کهل (۲۰۰۵)، و لائور و همکارانش (۲۰۱۷) اشاره کرد. اگرچه در منطقه خلیج گرگان و اطراف آن مطالعات تغییر تراز دریا توسط محققانی مانند لاهیجانی و همکارانش (۲۰۰۹)، کاکرودی (۲۰۱۲)، و لروی (۲۰۱۳) انجام گرفته است، مطالعات مدوتی در خصوص تغییرات اقلیمی دیرینه و بازسازی آن انجام نگرفته است. بنابراین، با توجه به حساسیت زیست‌محیطی و همچنین ویژگی‌های منحصربه‌فرد این منطقه از جنبه جاذبه‌های گردشگری و باستانی و پناهگاه حیات وحش و اکولوژی این زیست‌بوم‌های حساس و حفاظت‌شده این پژوهش سعی دارد با بازسازی شرایط اقلیمی محیطی دیرینه را بر مبنای تفسیر اطلاعات ذخیره‌شده در توالی رسوبات بازسازی کند. این دست مطالعات می‌تواند به سؤالات مهمی در زمینه شرایط گذشته و حال حوضه‌های آبی و پیش‌بینی شرایط احتمالی آینده پاسخ دهد و ما را در اتخاذ تصمیمات مدیریتی صحیح یاری کند.

منطقه مورد مطالعه

خلیج گرگان با وسعت بیش از ۴۰۰ کیلومتر مربع در منتهی‌الیه جنوب شرقی دریای خزر قرار دارد و یکی از خلیج‌های بزرگ کرانه خزر به شمار می‌آید، با مختصات جغرافیایی از $53^{\circ} 20'$ تا $53^{\circ} 25'$ شرقی و $36^{\circ} 46'$ تا $36^{\circ} 54'$ شمالی (شکل ۱). طول خلیج گرگان ۶۰ کیلومتر و عرض آن ۱۲ کیلومتر و بیشینه ژرفای آن ۴ متر است. این حوضه توسط سیستم سدی ساحلی میان‌کاله از دریای خزر جدا می‌شود. اتصال آبی خلیج گرگان با دریای خزر از طریق دهانه چابقلی در حد فاصل آشوراده با سرزمین اصلی برقرار است (لاهیجانی و همکاران ۱۳۸۹). رودخانه‌های عمده‌ای که خلیج گرگان را تغذیه می‌کنند عبارت‌اند از: گرگان‌رود، قره‌سو، باغو که در این میان گرگان‌رود از نزدیک دهانه خلیج گرگان وارد دریا می‌شود (لاهیجانی و همکاران ۱۳۸۹). حوضه آبریز خلیج گرگان یکی از زیرحوضه‌های دریای خزر است که از نظر تقسیمات کشوری به طور عمده در استان گلستان و بخش کمی از آن در استان‌های مازندران و خراسان واقع است. جهت باد غالب در زمستان در ناحیه گرگان‌رود شمال شرقی و شمالی، در بهار غربی و شمال غربی، در تابستان غربی، و در پاییز در محدوده شمال غربی تا شمال شرقی است (ترزبو ۱۹۹۲). خلیج گرگان دارای چرخه منظم فصلی دماست و میانگین دمای آب در خلیج گرگان $21/3$ درجه سانتی‌گراد ثبت شده است. بیشینه مقدار حرارت ($29/2$) در فصل بهار و کمینه حرارت ($9/6$) در فصل پاییز مشاهده شده است (باقری و همکاران ۱۳۹۳). میانگین شوری در خلیج گرگان $10/1$ ppt ثبت شده که نشان‌دهنده لب‌شور بودن خلیج است. بیشینه مقدار شوری ($11/6$) در فصل تابستان و کمینه مقدار شوری ($5/6$) در فصل زمستان است. همچنین میانگین میزان اکسیژن محلول در خلیج گرگان $7/5$ میلی‌گرم بر لیتر و بیشینه مقدار اکسیژن محلول ($8/9$) در فصل زمستان و کمینه مقدار آن ($6/4$) در تابستان ثبت شده است؛ درحالی‌که میانگین میزان PH آب خلیج گرگان $8/1$ ثبت شده است (باقری و همکاران ۱۳۹۳).



شکل ۱. موقعیت برداشت نمونه مغزه در خلیج گرگان

مواد و روش‌ها

نمونه‌برداری

به منظور بررسی دوره‌های اقلیمی در پلیستوسن پسین (بازه ۲۲۰۰۰ سال گذشته) در بخش جنوب شرقی دریای خزر، مغزه N1 به عمق ۷۱۲ سانتی‌متر از بخش جنوبی خلیج گرگان (ساحل نوکنده) برداشت شد (شکل ۱). جهت نمونه‌برداری از مغزه‌گیر لرزشی^۱ استفاده شد. پس از بستن ابتدا و انتهای نمونه‌ها، موقعیت برداشت نمونه روی آن‌ها یادداشت و به آزمایشگاه پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوئی انتقال داده شد.

آنالیزهای آزمایشگاهی

دانه‌بندی

در آزمایشگاه، دانه‌بندی نمونه‌ها، پس از باز کردن مغزه‌ها و برداشت نمونه، با توجه به ویژگی‌های ظاهری هر لایه و تغییرات رخساره‌ای مشاهده‌شده، انجام گرفت. سپس به کمک دستگاه دانه‌بندی لیزری پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی^۲ دانه‌بندی نمونه‌ها مشخص شد. همچنین، جهت مشخص کردن محتوای کل مواد آلی (TOM) از روش جرم‌گاهی گرمایشی^۳ استفاده شد و درصد ماده آلی برای هر نمونه تعیین شد (آبرناتز و همکاران ۱۹۹۹). بدین منظور، مقداری از هر نمونه (حدود ۳ گرم) داخل یک بوتله چینی ریخته و به مدت ۴ تا ۵ ساعت در دمای ۵۵۰ درجه قرار داده شد. پس از

1. vibro corer
2. horbia la-950
3. loss on ignition

توزین مجدد، درصد ماده آلی محاسبه و گزارش شد. همچنین جهت تعیین درصد کربنات نمونه‌ها از روش کوره الکتریکی (۱ ساعت در دمای ۹۵۰ درجه) استفاده شد و پس از تعیین تغییر وزن نمونه‌ها درصد کربنات کلسیم نمونه‌ها مشخص شد (هیری و همکاران ۲۰۰۱).

پذیرفتاری مغناطیسی

به منظور بررسی رسوبات از نظر پذیرفتاری مغناطیسی^۱، مغزه‌ها به صورت مرطوب به آزمایشگاه رسوب‌شناسی پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی ارسال شد و جهت دقت بیشتر اندازه‌گیری با فواصل ۲ سانتی‌متری توسط دستگاه MS3 مدل Bartington انجام شد. حساسیت مغناطیسی که در اینجا محاسبه شده به صورت نسبت گشتاور القایی (Mi) یا (Ji) است که به صورت یک میدان مغناطیسی بسیار کم‌شدت (Hj) تعریف شده است:

$$1 - J_i = K_{ij} H_j (\text{density} - \text{specific}) \quad \text{رابطه ۱ و ۲}$$

$$2 - M_i = K_{ij} H_j (\text{volum} - \text{specific})$$

در معادلات فوق z و i عناصر میدان مغناطیسی هستند و Xij و Kij میزان پذیرفتاری مغناطیسی را نشان می‌دهند. در این معادلات (در واحد SI) زمانی که میزان پذیرفتاری مغناطیسی برابر K باشد نشان‌دهنده این است که اندازه‌گیری نسبت به حجم ۱ متر مکعب (m³) صورت گرفته است و بنابراین پذیرفتاری مغناطیسی بدون واحد است. زمانی که مقدار پذیرفتاری مغناطیسی X باشد نشان می‌دهد که اندازه‌گیری نسبت به جرم کیلوگرم انجام گرفته و واحد آن m³/kg است (الوود و همکاران ۲۰۰۶). جهت تعیین دوره‌های سرد و گرم از پروکسی پذیرفتاری مغناطیسی با توالی ۲ سانتی‌متری استفاده شد. در اکثر مطالعات انجام‌شده با پروکسی پذیرفتاری مغناطیسی رابطه مستقیم بین میزان پذیرفتاری مغناطیسی و شرایط دمایی این منطقه وجود دارد؛ طوری که در دوره‌های گرم میزان پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها به شدت افزایش و در دوره‌های سرد کاهش یافته است (باقری و همکاران ۱۳۹۸؛ شاه‌کرمی و همکاران ۱۳۸۸؛ حقانی ۱۳۸۷).

ایزوتوپ‌های پایدار و تعیین سن

جهت بررسی تغییرات ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن ۲۰ نمونه فرامینیفر کفزی^۲ از مغزه N1 جدا و به آزمایشگاه وین زور^۳ در کشور کانادا ارسال شد. در این آزمایشگاه، نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفت و گاز دی‌اکسیدکربن متصاعدشده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری شد. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن نمونه‌ها به صورت δ و بر حسب در هزار (‰) طبق نسبت به استاندارد مرجع VPDB و با رابطه (۳) به دست می‌آید:

$$\delta \text{sample} (\text{‰}) = [(R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}})^1 - 1] \times 1000 \quad \text{رابطه (۳)}$$

1. magnetic susceptibility
2. ammonia beccari
3. winsor

Sample No.	Age(Cal)	Depth(cm)	Lab No.	Sedimentation Rate(mm/Cal)
N1-18	334 ± 30	94	Poz-104370	2.81
N4-6	3880 ± 78	377	Poz-104371	.97
N7-17	22068± 35	706	Poz-104372	.32

در این رابطه R نسبت انباشتگی $^{13}C/^{12}C$ یا $^{18}O/^{16}O$ را در نمونه‌ها و استانداردهای مرجع ایزوتوپی نشان می‌دهد. همچنین به منظور بررسی سن نمونه‌های برداشت شده تعداد ۳ نمونه ماده آلی از مغزه N1 در اعماق ۹۴ و ۳۷۷ و ۷۰۶ سانتی‌متری برداشت و به آزمایشگاه پوزنان^۱ در کشور لهستان ارسال شد (جدول ۱).

جدول ۱. نتایج سن‌سنجی و سرعت رسوب‌گذاری در مغزه N1

محاسبه تغییرات دمایی

به طور کلی به ازای هر پرمیل % کاهش اکسیژن یا سبک‌تر شدن ایزوتوپ ۴/۵ تا ۵ درجه سانتی‌گراد به دما افزوده می‌شود. مثلاً در نمونه‌ای که میزان ایزوتوپ اکسیژن ۱- باشد دما ۲۰ تا ۲۰/۵ درجه سانتی‌گراد است. اما برای محاسبه دقیق دمای محیط در زمان تشکیل کلسیت از معادله اندرسون و آرتور (۱۹۸۳) استفاده شده است (آدابی ۲۰۰۵).

$$T^{\circ}C = 16 - 4.14 (\delta_C - \delta_W) + 0.13 (\delta_C - \delta_W)^2 \quad (۴)$$

T دما بر حسب درجه سانتی‌گراد، δ_C مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه‌شده در کلسیت، و δ_W مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW است. طبق بررسی‌های به‌عمل‌آمده در ناحیه جنوبی دریای خزر δ_W South Caspian Sea water = 1.78‰ است (فرونسکی و همکاران ۲۰۰۳).

یافته‌های پژوهش

نتایج توزیع اندازه ذرات در مغزه N1

نمونه‌ها با فواصل مختلف در طول مغزه برداشت شد (۸۹ نمونه) که در ۶ رخساره اصلی قابل طبقه‌بندی هستند. بر اساس نتایج دانه‌بندی این مغزه ۳۹ نمونه در محدوده رخساره سیلت ماسه‌ای (sZ)، ۲۸ نمونه در محدوده رخساره سیلتی (Z)، ۹ نمونه در محدوده رخساره ماسه سیلتی، ۹ نمونه در محدوده رخساره گل ماسه‌ای گراول‌دار، ۳ نمونه در محدوده رخساره ماسه گلی گراولی، و ۱ نمونه در محدوده رخساره ماسه گراولی قابل طبقه‌بندی هستند (شکل ۲). جهت سهولت در بررسی، مغزه به ۱۲ واحد تقسیم شد؛ طوری که هر واحد با یک ویژگی خاص از قبیل نوع دانه‌بندی و میزان مواد آلی و کربنات از واحدهای دیگر قابل شناسایی باشد.

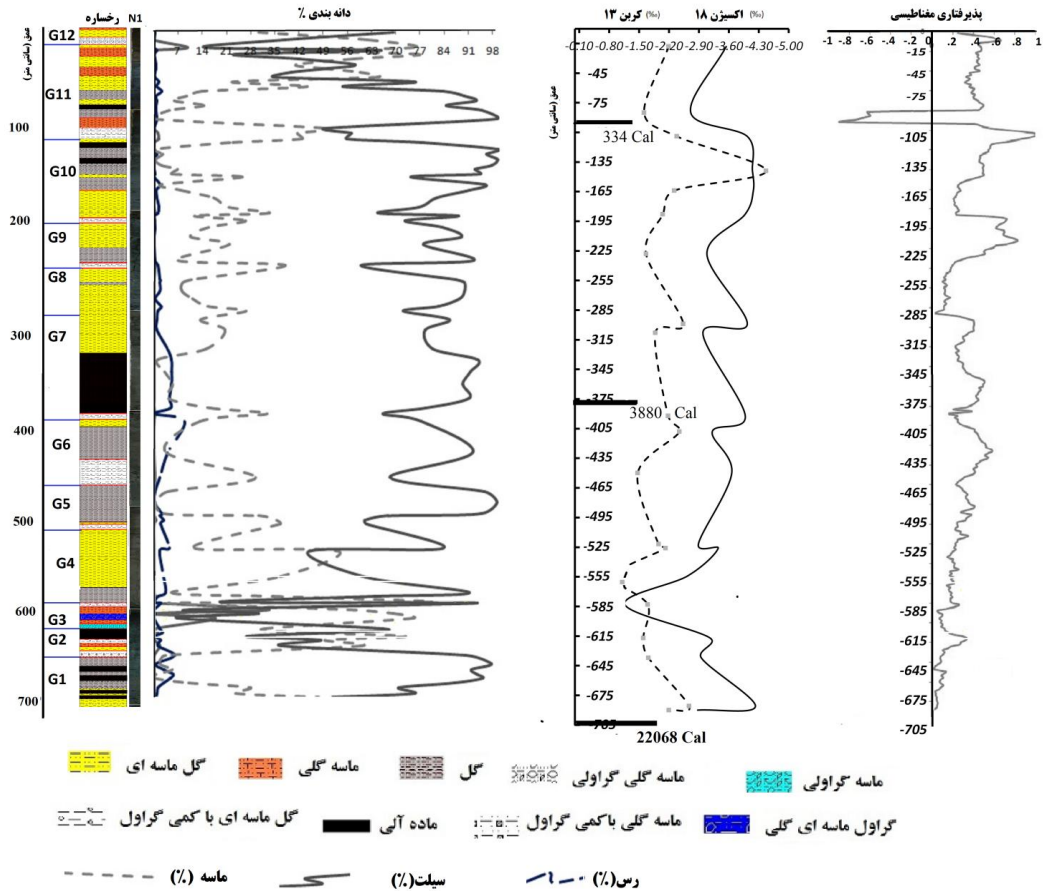
بیشترین و کمترین مقادیر ماسه در اعماق ۶۱۷ و ۶۹۰ سانتی‌متری (۸۰/۲۷ و ۰ درصد) مشاهده شد؛ درحالی‌که

1. Poznan

بیشترین مقادیر سیلت و رس به ترتیب در اعماق ۱۳۸ و ۴۱۶ سانتی‌متری (۹۹/۴۵ و ۸/۹۵ درصد) و کمترین میزان سیلت در عمق ۶۲۶ سانتی‌متری (۷/۲۳ درصد) مشاهده شد. بر این اساس میانگین ماسه و سیلت و رس در مغزه فوق به ترتیب ۲۵/۱۳ و ۷۲/۵۲ و ۱/۵۶ درصد برآورد شد. همچنین بیشترین مقدار ماده آلی در افق‌های ۳۶۴ تا ۴۰۲ سانتی‌متری و ۶۳۷ تا ۷۰۰ سانتی‌متری و کمترین آن در عمق ۵۲۲ سانتی‌متری مشاهده شد. بیشترین میزان کربنات در عمق ۴۰۲ تا ۴۰۸ سانتی‌متری و کمترین آن در عمق ۶۸۶ مشاهده شد (شکل ۲).

نتایج داده‌های ایزوتوپی و محاسبات دمایی

میزان مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مغزه N1 بین $\% -۴/۲۲$ تا $\% -۱/۱۷$ با میانگین $\% -۳/۳۴$ به ترتیب در عمق ۵۸۳ و ۶۸۶ سانتی‌متری و محدوده تغییرات ایزوتوپ کربن برای این مغزه بین $\% -۴/۴۷$ تا $\% -۰/۹۴$ با میانگین $\% -۲/۱۱$ در عمق ۱۴۴ و ۵۵۴ سانتی‌متری این مغزه به دست آمد (شکل ۳). نوسانات $\delta^{18}\text{O}$ در مغزه N1 اغلب با افزایش و کاهش درصد کل ماده آلی همراه بوده است. بر اساس محاسبات دمایی انجام‌شده، بیشترین دمای ثبت‌شده در این مغزه در اعماق ۱۴۴ و ۶۸۶ سانتی‌متری (۲۷/۴ و ۲۷/۱ درجه) و کمترین دما در عمق ۴۵۰ سانتی‌متری (۱۳/۷ درجه) به دست آمد. همچنین میانگین دمایی این مغزه ۲۲/۲ درجه به دست آمد. سن‌سنجی سن این مغزه را حدود ۲۲۰۶۸ سال نشان داد (شکل ۲). بر این اساس، میانگین میزان رسوب‌گذاری در بخش‌های مختلف آن ۱/۳۶ میلی‌متر بر سال به دست آمد. از انتهای مغزه تا عمق ۳۷۷ سانتی‌متری میزان رسوب‌گذاری بسیار پایین (۰/۳۲ میلی‌متر بر سال) و در بخش‌های میانی مغزه حدود ۱ میلی‌متر بر سال و از عمق ۹۴ سانتی‌متر تا سطح مغزه ۲/۸۱ میلی‌متر بر سال به دست آمد (جدول ۱).



شکل ۲. نمودار رخساره‌ها، دانه‌بندی، تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار، و پذیرفتاری مغناطیسی در مغزه N1

بحث و نتیجه

بسیاری از مطالعات دیرینه اقلیم در ایران، به‌خصوص مطالعات قدیمی، فاقد سن‌سنجی دقیق است و مطالعات سیستماتیکی که در آن‌ها به‌طور توأم از گرده‌شناسی، سن‌سنجی رادیوکربن، ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن، پذیرفتاری مغناطیسی، و شواهد باستان‌شناسی استفاده شده باشد محدودند و در مقایسه با کشورهای پیشرفته در این زمینه در ابتدای راه قرار داریم (عزیزی و همکاران ۱۳۹۶).

بر اساس نتایج ارائه‌شده در این پژوهش، در بازه ۲۲۰۰۰ سال گذشته هفت دوره سرد و گرم شناسایی شد (شکل ۳). در یک تحلیل کلی در محدوده مورد مطالعه از انتهای مغزه N1 تا عمق ۶۵۵ سانتی‌متر (واحد G1) شامل ۴ رخساره سیلت ماسه‌ای و ۵ رخساره سیلتی است. میزان ماسه در این واحد به‌شدت پایین و میزان ماده آلی و کربنات در بخش زیرین این افق به‌شدت بالا رفته است (۵۱ درصد کربنات و ۲۲ درصد ماده آلی). با توجه به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ رسوبات در بخش‌های انتهایی این مغزه، به نظر می‌رسد محیط ابتدا حالت اکسیدان داشته و سپس با کاهش نسبی دما و عمیق شدن حوزه و نهشته شدن ذرات دانه‌ریز سیلت به شرایط دریاچه‌ای کم‌عمق تا نسبتاً عمیق تبدیل شده است. میزان

پذیرفتاری مغناطیسی در این بخش بسیار پایین است که نشان‌دهنده محیط آرام و ورود رسوب کم است. سن‌سنجی انجام‌شده در انتهای این واحد (G1) حدود ۲۲۰۷۰ سال را نشان داد که دوره قبل از آخرین یخبندان را منعکس می‌کند. بر اساس نظر فرچن و همکارانش (۲۰۰۹) آخرین اوج یخبندان از ۲۰۷۰۰ تا ۱۵۴۰۰ سال پیش را شامل می‌شود و شاخص این دوره رسوبات قهوه‌ای روشن رسی^۱ است که به صورت آواری در محیط کم‌عمق دریایی رسوب کرده‌اند (سولت و همکاران ۲۰۱۱). در واقع قبل از آخرین اوج یخبندان^۲ منطقه شرایط گرم را داشته است. با کاهش تدریجی دما از ۲۶ به ۲۱ درجه و ورود بیشتر مواد تخریبی درشت‌دانه به حوضه رسوبی در واحد G2 (از عمق ۶۵۵ تا عمق ۶۲۶ سانتی‌متری) از پایین به بالا پنج رخساره ماسه گلی گراول‌دار، ماسه گلی (سیلتی)، سیلت ماسه‌ای، گل ماسه‌ای گراول‌دار، و سیلت ماسه‌ای تشکیل شده است. ورود رسوبات دانه‌درشت گراول‌دار به سمت بالا ریزشونده نشانه پیش‌روی دریا و تداوم ورود رسوبات آواری و تخریبی به محیط است (شکل ۳). همچنین در واحد G1 تهی‌شدگی شدید $\delta^{18}\text{O}$ اتفاق افتاده ($-4/22\%$) و ماده آلی نیز یکباره افزایش یافته است (سبک شدن ایزوتوپ کربن)؛ که احتمالاً نشانه ورود مقادیر زیاد آب شیرین رودخانه‌ای در اثر پس‌روی دریا به محیط باشد. با گذشت زمان، با افزایش شوری و کاهش ورودی در واحد G2، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ به $2/96\%$ افزایش و سپس به $3/16\%$ کاهش یافته است. از عمق ۶۲۶ تا حدود ۶۰۰ سانتی‌متری واحد G3 است که به ترتیب شامل رخساره‌های ماسه گراولی (۶۲۶ سانتی‌متری)، ماسه گلی (۶۲۱ سانتی‌متری)، ماسه گلی گراولی (۶۱۷ سانتی‌متری)، سیلت (۶۱۰ سانتی‌متری)، و گل ماسه‌ای با کمی گراول (۶۰۳ سانتی‌متری) است. رنگ رسوبات قدری کم‌رنگ و میزان سیلت و ماده آلی و کربنات به شدت پایین و در مقابل میزان گراول و ماسه به شدت در این افق بالاست. $\delta^{18}\text{O}$ در این واحد (G3) یکباره با تغییرات شدید به $1/17\%$ افزایش یافته است. در این بخش $\delta^{13}\text{C}$ با کمی تهی‌شدگی همراه است که شرایط اکسیداسیونی و هوازگی ماده آلی در منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۲). در واقع با حاکم شدن آب‌وهوای سرد و خشک (کاهش شدید دما) سطح آب دریا کاهش یافته و مواد آلی اکسیده شده‌اند. همچنین تغییرات ناگهانی دما از $22/4$ درجه سانتی‌گراد به $13/7$ درجه گواهی بر تغییر شدید شرایط اقلیمی و محیطی و احتمالاً عصر یخبندان در این منطقه است. کاهش شدید دما تا $13/7$ درجه در این افق احتمالاً موجب تمرکز نهشته‌های تخریبی دانه‌درشت در حوضه شده است (شکل ۳). در افق G4 کاهش شدید $\delta^{18}\text{O}$ مشاهده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده افزایش بارندگی در منطقه باشد و احتمالاً به افزایش ذوب یخ‌ها و ورود آب شیرین فراوان به حوضه خزر منجر شده است. همچنین شکل‌گیری رخساره‌های سیلتی و سیلت ماسه‌ای نیز گواهی بر افزایش نسبتاً زیاد سطح دریا در بخش‌های انتهایی آخرین اوج یخبندان (احتمالاً خوالین) است. بر اساس شواهد، در اوج یخبندان، این ناحیه احتمالاً ابتدا دچار کاهش شدید رطوبت و بارش و کاهش تراز دریا بوده و سپس با گذشت زمان در انتهای این دوره، با افزایش بارش، به تدریج افزایش دما و ذوب یخ‌ها و ورود آب فراوان به حوضه موجب افزایش تراز دریا شده است. در افق G5 دوباره با کاهش نسبی دما و کاهش سطح آب دریا ابتدا رخساره گل ماسه‌ای با کمی گراول و به سمت بالا به رخساره گل ماسه‌ای و سیلتی تبدیل می‌شود. این افق احتمالاً دوره سرد یانگر دریاس^۳ باشد؛ دوره سردی که حدود

1. chocolate clays
2. wurm
3. younger drayas

۱۲۹۰۰ سال قبل شروع شد و حدود ۱۰۰۰ سال به طول انجامید. شاخص این دوره تجدید رشد یخچال‌ها و برقراری دوباره جریان جوی دوره یخچالی است (عزیزی ۱۳۸۳). در انتهای این افق $\delta^{18}\text{O}$ تهی‌شدگی و $\delta^{13}\text{C}$ غنی‌شدگی داشته است که دوره گرم و پربارش را نشان می‌دهد (احتمالاً مربوط به اوایل دوره هولوسن است). بررسی تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن جهت مطالعات دریاچه ایسبک کول قرقیزستان با حوضه آبریز نزدیک دریای خزر نیز نشان داد میزان زیاد آب شیرین با منشأ یخچالی در اوایل هولوسن وارد این دریاچه شده است (ریکت و همکاران ۲۰۰۱). در انتهای افق G5 و ابتدای افق G6 افزایش نسبی $\delta^{18}\text{O}$ و در مقابل کاهش $\delta^{13}\text{C}$ نشان از شرایط نسبتاً خشک دارد و میزان کربنات و ماده آلی رسوبات به شدت کاهش یافته است که نشان‌دهنده خشکی محیط است (احتمالاً معادل دوره خشک ۸۲۰۰ سال قبل باشد). مطالعات مغزه‌های عمیق در دریای خزر نیز نشان داده پایین‌تر از رسوبات نووکاسپی (حدود ۶۰۰۰ سال) سه افق متعلق به خوالین بالایی قرار دارند. افق مانقشلاق (افق پس‌روی بزرگ دریای خزر که سطح دریا به ۵۰- متر رسیده است) حاوی رسوبات درشت‌دانه‌تر و به رنگ قهوه‌ای است. مقدار کربنات آن‌ها دو تا سه بار کمتر از کربنات رسوبات نووکاسپی و بیشتر از کربنات دیگر افق‌های خوالین است. مقدار مواد آلی در آن‌ها نسبت به رسوبات نووکاسپی کاهش شدید نشان می‌دهد (کاکرودی ۲۰۱۲؛ لروی و همکاران ۲۰۱۳). در این مغزه نیز از ۴۵۰ تا ۵۸۳ سانتی‌متری (افق G6) میزان کربنات و ماده آلی رسوبات به شدت کاهش نشان داده است. این شرایط با نتایجی که بزروندیخ و همکارانش (۲۰۱۹) از مغزه‌های رسوبی، با طول‌های متفاوت از ۵ متر تا ۱۳ متر، در شمال دریای خزر به دست آورده‌اند انطباق دارد. توزیع و قرارگیری رسوبات ماسه گراول‌دار (G6) بر رسوبات ماسه سیلتی افق G5 نشان می‌دهد که این افق باید در شرایط پس‌روی دریا تشکیل شده باشد. افزایش میزان پذیرفتاری مغناطیسی نیز گواهی بر شرایط گرم و خشک سطح در این افق است. در بخش انتهایی این افق و ابتدای افق G7 در عمق ۴۱۶ سانتی‌متری بیشترین میزان کربنات مشاهده شد. افزایش نسبی $\delta^{18}\text{O}$ (تهی‌شدگی) و در مقابل کاهش $\delta^{13}\text{C}$ و ماده آلی نشان از محیط اکسیدان و شرایط نسبتاً خشک دارد. این بخش احتمالاً مقارن با واقعه خشکی، معروف به خشکی ۴۲۰۰ سال، است (بوند و همکاران ۲۰۰۱) که در سرتاسر نیم‌کره شمالی، از شمال اقیانوس اطلس تا شمال آفریقا و خاورمیانه، روی داده است (تامپسون و همکاران ۲۰۰۰). اگرچه دوره‌های اقلیمی در ایران با شمال اروپا و امریکا شباهت‌های نزدیک نشان داده است، چرخه‌های یخبندان و بین یخبندان نشان داده است که اثر تغییرات جهانی بر ناحیه خزر همیشه همسان نیست و با اختلاف فاز ۲۰۰ تا ۳۰۰ ساله همراه است (عزیزی ۱۳۸۳). این دوره خشکی شدید حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ سال ادامه داشته است (گولن و همکاران ۲۰۰۰؛ گیس ۲۰۰۰). داده‌های اقلیم دیرینه ثبت‌شده در رسوبات و نهشته‌های غارها در ترکیه و یمن نیز حاکی از یک دوره خشک‌سالی در این زمان است (دالفس و همکاران ۱۹۹۷؛ فرومکین و همکاران ۲۰۰۱).

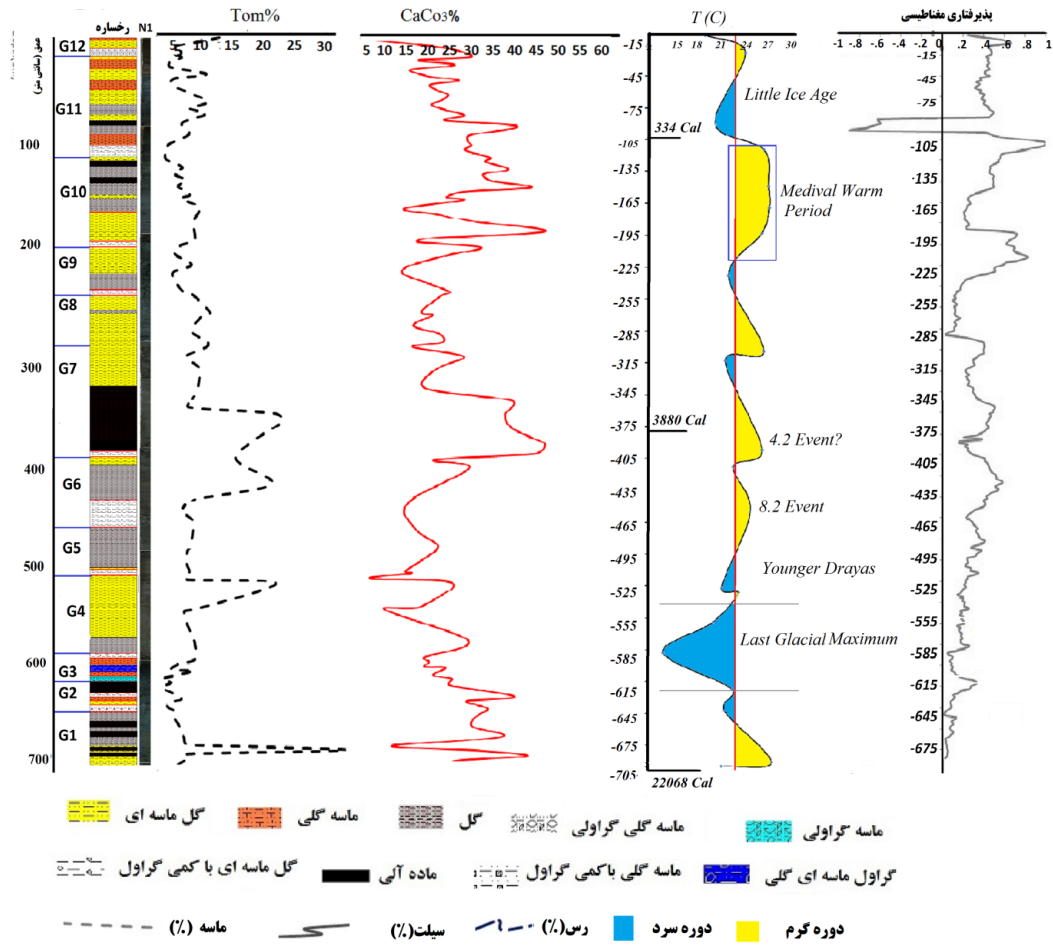
کاهش شدید $\delta^{18}\text{O}$ و افزایش ماده آلی در عمق ۴۰۰ تا ۳۵۰ سانتی‌متری (حدود ۲۵ درصد) و کاهش میزان ماسه نشان از تشکیل محیط لاگونی و حفظ بقایای گیاهی در شرایط کم‌اکسیژنی و گرم و خشک در این بخش دارد. سن این محدوده بر اساس سن‌سنجی صورت‌گرفته در عمق ۳۷۷ سانتی‌متری ۳۸۸۰ سال برآورد شد. با توجه به روند مشابه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن از این افق به بعد به نظر می‌رسد شکل‌گیری خلیج گرگان به شکل امروزی از آن زمان اتفاق افتاده باشد. $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ ابتدا تهی‌شدگی و در ادامه به سمت انتهای این افق به تدریج غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

میزان ماسه نیز به سمت انتهای افق G7 افزایش و ماده آلی کاهش محسوس می‌یابد. در انتهای افق G7 با کاهش دما احتمالاً شرایط آب‌وهوایی سرد و خشک در منطقه حاکم شده است و با تغییر اقلیم به شرایط اکسیدانی و کاهش تراز آب مواد آلی محیط تجزیه شده و میزان ماده آلی به حداقل رسیده است.

در ابتدای افق G8 کاهش ناگهانی در هر دو ایزوتوپ کربن و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$ از $-2/99\%$ به $-4/22\%$ و $\delta^{13}\text{C}$ از $-1/88\%$ به $-2/55$) و افزایش میزان ماسه و مغناطیس‌پذیری اتفاق افتاده است که شرایط آب‌وهوایی گرم و خشک و ورود آب شیرین به محیط را نشان می‌دهد. با تغییر شرایط محیط لاگونی خلیج گرگان به شرایط اکسیدان، مواد آلی تجزیه شده‌اند. همچنین داده‌های $\delta^{18}\text{O}$ با سن ۲۴۰۰ سال آنالیز شده در این منطقه تهی‌شدگی اکسیژن تا $5/06\%$ را نشان داده است (لاهیجانی و همکاران ۲۰۰۸)؛ که تأییدی بر ورود آب‌های شیرین به محیط و محدود شدن خلیج گرگان در این زمان است.

افق G9 نیز با کاهش دما و شکل‌گیری رسوبات به سمت بالا ریزش‌شونده به‌وضوح نشان‌دهنده شرایط آب‌وهوایی سرد و مرطوب است. در ادامه در افق G10 (از عمق ۲۰۵ تا ۱۱۵ سانتی‌متری) افزایش شدید میزان ماده آلی و کاهش محسوس میزان ماسه شرایط آب‌وهوایی گرم را می‌نمایاند. در این بخش، دما از حدود ۲۱ به ۲۷ درجه رسیده است. با توجه به ادامه‌دار بودن شرایط گرم و خشک و محدود شدن بیشتر خلیج گرگان، افزایش دما و تبخیر موجب تشکیل تبخیری‌ها، از جمله ژپس‌های گل رزی، در منطقه شده است (شکل ۴). این افق احتمالاً مربوط به ناهنجاری‌های آب‌وهوایی معروف به عصر گرم میانه^۱ باشد (۸۵۰ تا ۱۲۰۰ سال قبل). به باور رضانی (۱۳۹۲) از شواهد دیگری که دوره گرم میانه را تأیید می‌کند فراوانی گرده‌های درختان لرگ در مغزه‌های رسوبی جنوب خزر است که نشان‌دهنده افزایش دما و خشک‌سالی‌های طولانی است. از سوی دیگر فراوانی گرده گیاهانی مانند گردو و فندق و گندم نشانه تأثیر نقش فعالیت‌های انسانی به دلیل ارزش تغذیه‌ای است و کاهش گرده‌های گیاهی بلوط را می‌توان به گسترش فعالیت‌های انسانی، مانند ساختمان‌سازی، نسبت داد. در افق G11 میزان ماسه و مغناطیس‌پذیری رسوبات کاهش یافته و مقدار ماده آلی با افزایش همراه شده است. با توجه به سن‌سنجی کربن ۱۴ (عمق ۹۴ سانتی‌متر و سن ۳۳۴ سال) این بخش احتمالاً مربوط به عصر یخبندان کوچک^۲ است (۱۵۰ تا ۴۵۰ سال قبل)؛ که در این منطقه با افزایش بارش و رطوبت همراه بوده است. تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ مؤید کاهش شوری محیط در نتیجه ورود آب شیرین و اکسیژن‌دار به محیط است. هوازدگی مواد از قبل موجود هم در نتیجه پیش‌روی سریع دریا به وقوع پیوسته و سپس دریا پس‌روی کرده است. طی دوره گرم میانه در مناطق بیابانی شرق خزر از رطوبت هوا کاسته شده و بارندگی تا حدی کاهش یافته است؛ حال آنکه در دوره یخبندان کوچک منطقه آسیای میانه دوران مرطوب‌تری را پشت سر گذاشته است (چن و همکاران ۲۰۰۸). در نهایت، با افزایش دما در نتیجه فعالیت‌های انسانی از محدوده ۱۸۵۰ میلادی دوره گرم معاصر شکل گرفته است.

1. medieval warm periods
2. little ice age



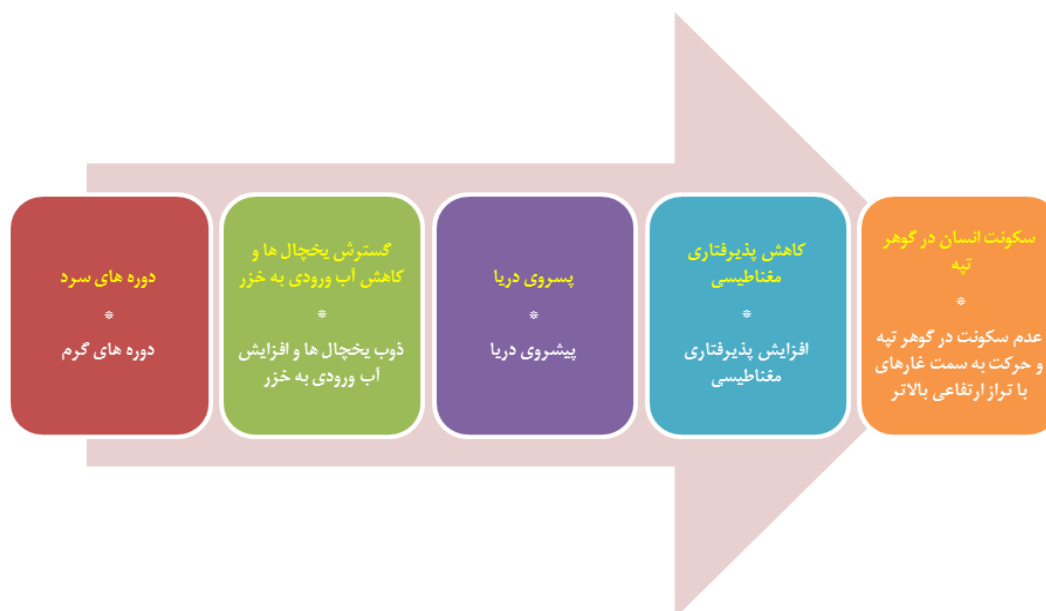
شکل ۳. تغییرات رخساره‌ها و دما و پذیرفتاری مغناطیسی منطقه بر اساس داده‌های ایزوتوپ پایدار و سن‌سنجی در ۲۲۰۰۰ سال گذشته، آخرین عصر یخبندان، عصر گرم میانه، و عصر یخبندان کوچک مشخص شده است.



شکل ۴. شکل‌گیری ژیبس‌های گل رزی در دوره عصر گرم میانه در منطقه مورد مطالعه

دوره‌های گرم و سرد به طور مستقیم بر تراز آب دریای خزر در جنوب شرقی خزر تأثیر گذاشته است؛ طوری که خط ساحلی قدیمی در اواخر کواترنری به شدت نوسان یافته و دوره‌های گرم با ذوب بیشتر یخچال‌ها از نواحی شمالی خزر و

به خصوص با افزایش آب ورودی حوضه آبریز رودخانه ولگا نسبت به خط ساحلی فعلی پیش‌روی کرده است و با سرد شدن دما و کاهش آب ورودی به خزر خط ساحلی نسبت به خط ساحلی فعلی پس‌روی کرده است (امینی و همکاران ۲۰۱۲) و به طور مستقیم بر وضعیت و شرایط تخریب سکونتگاه‌های ساحلی جنوب خزر مؤثر بوده و باعث جابه‌جایی و کوچ ساکنان از دشت ساحلی هموار به غارها در ترازهای ارتفاعی بالاتر شده است (شکل ۵). شواهد این تغییرات را می‌توان در تمرکز استقرار انسان در دوره‌های زمانی خاص در غارهای مشابه هوتو و کمربند در شمال البرز و غرب بهشهر جست‌وجو کرد. در زمان هولوسن و به خصوص در دوره نوسنگی این مسئله را احتمالاً می‌توان با یافته‌های باستان‌شناسی (پیلر و ماهفروزی ۲۰۰۹) در خصوص سکونت و عدم سکونت و استقرار انسان در برخی دوره‌های زمانی در محوطه‌های باستانی گوهرتپه در غرب بهشهر و احتمالاً نرگس‌تپه و تورنگ‌تپه در شمال گرگان توجیه کرد.



شکل ۵. ارتباط دوره‌های آب‌وهوایی گرم و سرد با تغییر موقعیت خط ساحلی و تأثیر آن بر سکونتگاه‌های ساحلی در دوره نوسنگی جنوب شرقی دریای خزر

با وجود یکسان نبودن دقیق محدوده سنی و شرایط رسوب‌گذاری در مغزه رسوبی مورد مطالعه با مغزه‌های رسوبی مطالعه‌شده توسط بزروندبخ و همکارانش (۲۰۱۹)، در جدیدترین مطالعات دیرینه اقلیم سواحل شمالی خزر انطباق قابل قبولی بین نتایج به‌دست‌آمده از سواحل جنوبی و شمالی خزر به چشم می‌خورد و با توجه به تأثیر مستقیم تغییرات اقلیمی بر زندگی انسان‌ها به نظر می‌رسد تحقیقات و پژوهش‌های بین‌رشته‌ای جامع‌تر در زمینه اقلیم دیرینه ایران می‌تواند رهگشای برنامه‌ریزی بهتر و دقیق‌تر در آینده باشد.

تشکر و قدردانی

این مقاله حاصل بخشی از نتایج طرح تحقیقاتی شماره ۹۷۰۲۴۷۶۵ صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور، تحت عنوان «مطالعه تغییرات اقلیم دیرینه در سواحل جنوب شرقی دریای خزر و واکنش‌های متقابل زیست‌محیطی» است. همچنین از همه پژوهشگران و همکاران پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی که در مراحل مختلف کار، شامل نمونه‌برداری و آنالیزهای آزمایشگاهی، به نحوی کمک کردند تشکر می‌کنیم. همچنین از آقای دکتر جمالی به جهت تسهیل در فرایند سن‌سنجی نمونه‌ها بدین وسیله قدردانی می‌شود.

منابع

- باقری، ح.؛ نادری، ع.؛ محمودی قرایی، م.؛ درویش بسطامی، ک. (۱۳۹۸). «بازسازی تغییرات تراز دریا با استفاده از نوسانات پذیرفتاری مغناطیسی در بخش جنوب شرقی دریای خزر»، *اقیانوس‌شناسی*، س ۱۰، ش ۳۷.
- رضائی، ا. (۱۳۹۲). «بازسازی پالینولوژیک (گرده‌شناختی) تاریخچه پوشش گیاهی، تغییرات آب‌وهوایی و فعالیت‌های انسان در اواخر هولوسن در منطقه کلاردشت»، *تحقیقات جنگل و صنوبر*، س ۲۱، ش ۱، صص ۴۸ - ۶۲.
- حقانی، ص. (۱۳۸۷). «رسوب‌شناسی نهشته‌های دور از ساحل بخش جنوب غربی دریای خزر و بررسی عوامل کنترل‌کننده رسوب‌گذاری در آن‌ها»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- سلمانی، د. (۱۳۹۲). «شواهد گرده‌شناسی تغییرات اقلیمی هولوسن در شمال غرب کشور (مورد: دریاچه نئور)»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد با گرایش اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
- شاه‌کرمی، س.؛ رحیم‌پور بناب، ح.؛ علی‌زاده کتک‌لاهیجانی، ح.؛ لروی، س.؛ شاه‌حسینی، م. (۱۳۸۸). «تفسیر تغییرات تراز آب دریای خزر با استفاده از داده‌های پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات بستر»، *رخساره‌های رسوبی*، ج ۲، ش ۱.
- عزیزی، ق. (۱۳۸۳). *تغییر اقلیم*، قومس، صص ۲۳ - ۹۸.
- عزیزی، ق.؛ اکبری، ط.؛ هاشمی، ح.؛ یمانی، م.؛ مقصودی، م.؛ عباسی جغنا، ع. (۱۳۹۲). «تحلیل پالینولوژیکی رسوبات دریاچه نئور به منظور بازسازی فازهای رطوبتی دیرینه دریاچه نئور در اواخر پلیستوسن و اوایل هولوسن»، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، س ۴۵، ش ۱، صص ۱ - ۲۰.
- عزیزی، ق.؛ ملکی، س.؛ کریمی، م.؛ شهبازی، ر.؛ رستمی، ه. (۱۳۹۶). «تغییرات اقلیم و پوشش گیاهی هولوسن در ایران»، *کواترنری ایران*، س ۳، ش ۳، صص ۲۰۵ - ۲۲۹.
- عزیزی، ق.؛ داودی، م. (۱۳۹۸). «تغییرات اقلیمی ایران در هولوسن»، *کواترنری ایران*، س ۵، ش ۱، صص ۱ - ۲۵.
- لاهیجانی، ح.؛ حایری اردکانی، الف.؛ شریفی، الف.؛ نادری‌بنی، ع. (۱۳۸۹). «شاخص‌های رسوب‌شناختی و ژئوشیمیایی رسوبات خلیج گرگان»، *اقیانوس‌شناسی*، س ۱، ش ۱.
- لشکری، ح.؛ ابوطالبی جهرمی، ف.؛ امیرزاده، م. (۱۳۸۹). «بررسی تغییرات اقلیمی دریاچه بختگان در هولوسن پایانی با استفاده از کانی‌شناسی رسی»، *مجموعه مقالات چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم*، سازمان هواشناسی کشور، تهران.

- ملکی، س، عزیزی، ق، خرمالی، ف، شهبازی، ر، کهل، م، اصلانی، ع. (۱۳۹۸). «بازسازی تغییرات اقلیمی کواترنری پسین با استفاده از پذیرفتاری مغناطیسی لس‌های سعدآباد- گرگان»، *کواترنری ایران*، س ۵، ش ۳، صص ۲۷۹ - ۳۰۰.
- Abrantes, A., Pinto, F., & Moreira, M. (1999). "Ecology of polychaete *Nereis diversicolor*, in the Cannal de Mira (Ria de averio, Portugal). Population dynamics, production and oogenic cycle. *Acta*", *Oceanology*, 20 (4), pp. 267–283.
- Adabi, M.H. (2005). *Sedimentary geochemistry*, 2nd Ed., Tehran, Arian Zamin Pub.
- Amini, A., Harami, R.M., Lahijani, H., & Mahboubi, A. (2012). "Holocene sedimentation rate in Gorgan bay and adjacent coasts in southeast of Caspian sea", *J. Basic. Appl. Sci. Res*, 2 (1), pp. 289-297.
- Anderson, T.F. & Arthur, M.A. (1983). Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems: in *Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Short Course 10:1.101.151.
- Bagheri, H., Mahmudy Gharaei, M., Mousavi Harami, R., & Khanebad, M. (2019). "Reconstruction of Caspian Sea level changes using magnetic susceptibility during the last millennium", *IJMS*, Vol. 48 (09), pp. 1452-1459.
- Bezrodnykh, Y., Yanina, T., Sorokin, V., & Romanyuk, B. (2019). "The Northern Caspian Sea: Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene", *Quaternary International*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.01.041>.
- Bobek, H. (1969). *Nature and Implications Symposium on Changes of Climate*, Rome, UNESCO-WMO, pp. 403-413.
- Bond, G.C., Kromer, B., Beer, J., & Bonani, G. (2001). "Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene", *Science*, 294, pp. 2130–2136.
- Chen, F., Yu, Z., Yang, M., Ito, E., Wang, S., Madsen, D.B., Huang, X., Zhao, Y., Sato, T., John, B., & Birks, H. (2008). "Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history", *Quaternary Science Reviews*, 27, pp. 351-364.
- Dalfes, H.N., Kukla, G., & Weiss, H. (1997). "Third Millenium B.C. Climate change and Old World Collapsee", *NATO ASI Series*, Vol. I 49.
- Djamali, M., Beavliev, J.L., Shah-hosseini, M., Andriev-ponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhani, H., Leroy, S., Stevens, L., Lahijani, H., & Brewer, S. (2008). "A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran", *Quaternary Research*, 69 (3), pp. 413-420.
- Ellwood, B.B., Balsam, W.L., & Roberts, H.H. (2006). "Gulf of Mexico sediment sources and sediment transport trend from magnetic susceptibility measurements of surface samples", *Marine geology*, 230, pp. 237-248.
- Fazeli Nashli, H. & Gregg, M.W. (2018). "Excavations at Komishani Tappeh, Mazandaran Province, Iran", *A Preliminary Report Prepared for the Iranian*, Centre for Archaeological Research, Tehran, 278 p. (in Persian)
- Fazeli Nashli, H., Marinova-Wolff, E., Bendrey, R., & Gregg, M.W. (2009). Pre-agricultural Plant and Animal Management and the Emergence of a Low-Level, Food Producing Society in the Southern Caspian Basin during the Early Holocene in preparation.
- Ferronskii, V. A., Polyakov, V. S., Brezgunov, L. S., Vlasova, Yu. A., Karpychev, F., Bobkov, V. V., Romaniovskii, T., Johnson, D., & Ricketts, K. R. (2003). "Variations in the Hydrological

- Regime of Kara-Bogaz-Gol Gulf, Lake Issyk-Kul, and the Aral Sea Assessed Based on Data of Bottom Sediment Studies”, *Water Resources*, Vol. 30, Issue 3, pp. 252-259.
- Frechen, M., Kehl, M., Rolf, C., Sarvati, R., & Skowronek, A. (2009). “Loess chronology of the Caspian lowland in northern Iran”, *Quaternary International*, 198, pp. 220-233.
- Heiri, O., Lotter, A. F., & Lemcke, G. (2001). “Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results”, *J. Paleolimnol.*, 25, pp. 101–110.
- Kakroodi, A. A. (2012). “Rapid Caspian Sea-level change and its impact on Iranian coasts”, PhD, Department of Geotechnology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Delft, Netherlands, 121 p.
- Kehl, M. (2009). *Quaternary climate change in Iran—the state of knowledge*, Erdkunde, pp. 1-17.
- Lahijani, H. A. K., Rahimpour-Bonab, H., Tavakoli, V., & Hosseindoost, M. (2009). “Evidence for Late Holocene high-stands in Central Gilan–East Mazandaran, South Caspian coast, Iran”, *Quaternary Int.*, 197, pp. 55–71.
- Lahijani, H. A. K., Tavakoli, V., & Amini, A. H. (2008). “South Caspian river mouth configuration under human impact and sea level fluctuations”, *Environ. Sci.*, 5, pp. 65–86.
- Lauer, T., Valminck, S., Frechen, M., Rolf, C., Kehl, M., Sharifi, J., Lehendorff, E., & Khormali, F. (2017). “The Agh Band loess-palaeosol sequence—A terrestrial archive for climatic shifts during the last and penultimate glacial–interglacial cycles in a semiarid region in northern Iran”, *Quaternary Int.*, 429, pp. 13-30.
- Leroy, S. A. G., Kakroodi, A. A., Kroonenberg, S. B., Lahijani, H. A. K., Alimohammadian, H., & Nigarov, A. (2013). “Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate”, *Quaternary Science Reviews*, 70, pp. 28–47.
- Leroy, S.A.G., Amini, A., Gregg, M.W., Marinova, E., Bendrey, R., Zha, Y., Naderi Beni, A., & Fazeli Nashli, H. (2019). “Human responses to environmental change on the southern coastal plain of the Caspian Sea during the Mesolithic and Neolithic periods”, *Quaternary Science Reviews*, 218, pp. 343-364.
- Marshall, J.D. (1992). “Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation”, *Geology Mag.*, 129, pp. 143-160.
- Piller, K. & Mahfrouzi, A. (2009). *First preliminary report on the joint Iranian-German excavations at Gohar Tappe*, Mazandaran, Iran. AMIT Band 41.
- Ramezani, E., Marvie Mohadjer, M.R., Knapp, H.D., Ahmadi, H., & Joosten, H. (2008). “The late- Holocene vegetation history of the Central Caspian (Hyrceanian) forests of northern Iran”, *The Holocene*, 18, pp. 305-319.
- Rao, C.P. (1996). *Modern Carbonates, tropical, temperate, polar: Introduction to sedimentology and geochemistry: Arts of Tasmanian*, 206 p.
- Ricketts, R. D., Johnson, T. C., Brown, E., Rasmussen, K. A., & Romanovsky, V. V. (2001). “The Holocene paleolimnology of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan: Trace element and stable isotope composition of ostracodes”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176 (1), pp. 207-227.
- Soulet, G., Ménot, V., Garreta, V., Rostek, S., Zaragosi, G., & Lericolais, E. (2011). “Black Sea “Lake” reservoir age evolution since the Last Glacial—hydrologic and climatic implications”, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 308 (1–2), pp. 245-258.

- Taheri, M., Khormali, F., Wang, X., Amini, A., Wei, H., Kehl, M., Frechen, M., & Chen, F. (2016). Micromorphology of the lower Pleistocene loess in the Iranian Loess Plateau and its paleoclimatic implications, *Quaternary International*, DOI: 10.1016/j.quaint.2016.01.063.
- Terziev, S. F. (1992). "Hydrometeorology and Hydrochemistry of Seas", Vol. 6, *The Caspian Sea, No 1. Hydrometeorological Conditions*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Thompson, L.G., Yao, T., Mosley-Thompson, E., & Davis, M.E. (2000). "cutting, storing and melting the samples. K.A. Henderson, P.-N. Lin", *Science*, 289-1916. Vol. 176 (1-4), pp. 207-227.