

بررسی تغییرات دمایی اواخر کواترنری با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار در بخش جنوب شرقی دریای خزر

حسین باقری

۱- گروه علوم غیرزیستی دریا، پژوهشکده علوم دریایی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی. پست الکترونیکی: baghery1@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۹/۵/۲۳

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۹۹/۱/۲۴

چکیده

در این مطالعه با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن، دمای محیط رسوب‌گذاری و در نتیجه تغییرات عمده اقلیمی در بخش جنوب شرقی دریای خزر بررسی گردید. بدین منظور دو مغزه رسوبی (K, N1) به طول‌های ۱۷۰ و ۷۱۲ سانتی‌متری از بخش شرقی و جنوبی خلیج گرگان برداشت گردید. جهت تعیین دمای محیط رسوب‌گذاری نمونه‌ها به روش آنالیز طیف‌سنجی آنالیز گردیدند. محدوده تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مغزه K1 بین % ۴/۰۴- تا % ۱/۹۰- با میانگین % ۳/۲۶- و محدوده تغییرات ایزوتوپ کربن برای این مغزه بین % ۲/۶۶- تا % ۱/۷۳- و میانگین % ۲/۲۱- به دست آمد. مقادیر $\delta^{18}O$ در مغزه N1، % ۴/۲۲- تا % ۱/۱۷- با میانگین % ۳/۳۴- و محدوده $\delta^{14}C$ برای این مغزه بین % ۲/۶۶- تا % ۰/۹۴- با میانگین % ۲/۱۱- به دست آمد. بر اساس نتایج به دست آمده از سن‌سنجی کربن ۱۴ و ایزوتوپ‌های پایدار، تغییرات دمایی ۱۵ درجه در بازه حدود ۲۲۰۰۰ سال به وقوع پیوسته است. بر این اساس ۸ دوره گرم و سرد شناسایی گردید که سردترین زمان مربوط به آخرین دوره یخبندان (Wurm) با دمای ۱۳/۷ درجه سانتی‌گراد و گرم‌ترین زمان مربوط به دوره قبل از یخبندان بزرگ و عهد حاضر در محدوده ۲۷- تا ۲۷/۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. همچنین نتایج داده‌های رسوب‌شناسی و پذیرفتاری مغناطیسی نیز نتایج به دست آمده فوق را تأیید نمودند.

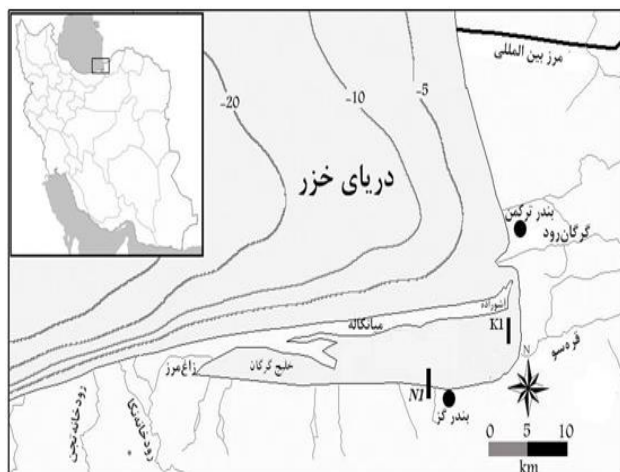
کلمات کلیدی: دریای خزر، مغزه، ایزوتوپ‌های پایدار، دیرینه اقلیم.

فعالیت‌های انسانی در محیط‌های رسوبی در گذر زمان باشد (Harikumar and Nasir, 2010) (Karbassi et al., 2005; Sun et al., 2012; Mohamed et al., 2005; Vallius, 2014; مطالعه‌ی نوسانات و تغییرات آب و هوایی در طی اواخر کواترنری اهمیت قابل توجهی دارد زیرا این دوره با گسترش سیطره‌ی بشر بر کره‌ی خاکی همراه بوده است (Rudimann., 2008). این نوسانات

۱. مقدمه

مطالعه رسوبات مغزه‌ای و بررسی داده‌های ژئوشیمیایی و آماری حاصله، می‌تواند ابزار بسیار کارآمدی جهت شناسایی فرایندهای مختلف طبیعی مانند تغییرات آب و هوای دیرینه و

شرقی و $36^{\circ} 46'$ تا $36^{\circ} 54'$ شمالی است (شکل ۱). طول خلیج گرگان ۶۰ کیلومتر و عرض آن ۱۲ کیلومتر و بیشینه ژرفای آن ۴ متر می‌باشد. این حوضه توسط بار ماسه‌ای میانکاله از دریای خزر جدا می‌شود. اکنون اتصال آبی خلیج گرگان با دریای خزر از طریق دهانه چابقلی در حد فاصل آشوراده با سرزمین اصلی برقرار است (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت ایستگاه‌ها برداشت نمونه‌های مغزه در خلیج گرگان

این ارتباط به گونه‌ای نیست که خلیج گرگان انرژی امواج دریای خزر را دریافت کند، بنابراین خلیج گرگان از این نظر بیشتر متأثر از فرایندهای داخل حوضه است (Lahijani, 1997). رودخانه‌هایی که خلیج گرگان را تحت تأثیر قرار می‌دهند، عبارتند از: گرگان‌رود، قره سو و باغو که در این میان گرگان‌رود از نزدیک دهانه خلیج گرگان وارد دریا می‌شود (Lahijani, 1997). حوضه آبریز خلیج گرگان یکی از زیرحوضه‌های دریای خزر می‌باشد که به طور عمده در استان گلستان و بخش کمی از آن در استان‌های مازندران و خراسان واقع است (افشین، ۱۳۷۳). 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 (Terziev, 1992). قرارگیری خلیج گرگان در منتهی‌الیه جنوب شرقی دریای خزر باعث شده است که رژیم جریان در آن ویژگی خاصی پیدا کند. رژیم جریان آبی در طول سواحل جنوب و شمال خلیج گرگان حرکت داشته و از غرب به شرق تحت تأثیر بادهای غالب حرکت می‌کند در ناحیه شمالی آن نیز با ورود دو جریان غربی- شرقی از ساحل جنوبی و جریان شمالی- جنوبی از ساحل شرقی، بار

موضوع مطالعات بسیاری به ویژه در حوزه علوم زمین بوده است (مانند Varushchenko et al., 1987; Mamedov, 1997; Rychagov, 1997; Kroonenberg et al., 2000; Leroy et al., 2007; Lahijani et al., 2009; Leroy et al., 2011; Kakroodi et al., 2012; Naderi Beni et al., 2013; Hamzeh et al., 2015). پژوهش‌ها اغلب بر پایه‌ی تفسیر ویژگی‌ها و داده‌های مختلفی است که به طور غیر مستقیم اطلاعاتی را از گذشته‌ی زمین‌شناسی و اقلیمی در اختیار محققین قرار می‌دهند. بازسازی تغییرات اقلیمی گذشته می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در رابطه با زمان، بزرگی و دلایل تغییرات اقلیم در اختیار ما قرار دهد. از آنجاکه بررسی مستقیم دستگامی تغییرات اقلیمی و تراز سطح آب دریا تنها برای چند دهه گذشته امکان پذیر است، لذا نشانگرهای این تغییرات در گذشته می‌تواند درک بهتری از ماهی تغییرات اقلیمی سده‌ها و هزاره‌های گذشته و دلایل آن در اختیارمان قرار دهد. در بازسازی شرایط اقلیمی دیرینه در کواترنری از روش‌های مختلفی از جمله استفاده از لس‌ها، دیرینه مغناطیس و استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار، پالینولوژی و... استفاده می‌شود. یکی از روش‌های مطالعه تغییرات اقلیمی استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار به‌ویژه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن است که اطلاعات با ارزشی در زمینه دمای محیط رسوب‌گذاری، دمای دیاژنتیکی، روند دیاژنز در محیط‌های دیاژنتیکی مختلف، تفکیک کربنات‌ها در نواحی مختلف (Marshall, 1992; Rao, 1996) (شوری) ارائه می‌دهد. مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها تعیین دمای تشکیل آن‌ها است (Morse and Mackenzie, 1990).

در این پژوهش سعی شده است با استفاده از داده‌های مختلف حاصله از مغزه‌های رسوبی برداشت شده از بخش جنوب شرقی دریای خزر (خلیج گرگان) تغییرات دمایی و شرایط محیطی منطقه در اواخر کواترنری بررسی گردد.

۲. مواد و روش‌ها

۲-۱ منطقه مورد مطالعه

خلیج گرگان با وسعت بیش از ۴۰۰ کیلومتر مربع در منتهی‌الیه جنوب شرقی دریای خزر قرار دارد و بزرگترین خلیج کرانه خزر به شمار می‌آید. مختصات جغرافیایی آن از $53^{\circ} 25'$ تا $53^{\circ} 2'$

دمای ۵۵۰ درجه قرار داده و پس از توزین مجدد درصد ماده الی گزارش می‌گردید (Abernates et al, 1999). 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 گردید (Heiri et al, 2001).

بررسی رسوبات از نظر پذیرفتاری مغناطیسی (Magnetic susceptibility)، مغزه‌ها به صورت مرطوب به آزمایشگاه رسوب شناسی پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی ارسال گردید و جهت دقت بیشتر اندازه‌گیری با فواصل ۲ سانتیمتری انجام شد.

حساسیت مغناطیسی که در اینجا محاسبه گردیده به صورت نسبت گشتاور القایی (Mi و Ji) است که به صورت یک میدان مغناطیسی بسیار کم شدت (Hj) تعریف شده است:

$$1 - Ji = Xij Hj(\text{density} - \text{specific})$$

$$2 - Mi = Kij Hj(\text{volum} - \text{specific})$$

در معادلات فوق z و i عناصری که بردار میدان مغناطیسی هستند و Xij, Kij میزان پذیرفتاری مغناطیسی را نشان می‌دهند. در این معادلات (در واحد SI) زمانی که میزان پذیرفتاری مغناطیسی برابر K باشد، نشان دهنده این است که اندازه‌گیری نسبت به حجم یک متر مکعب (m³) صورت گرفته است و لذا پذیرفتاری مغناطیسی بدون واحد است. زمانی که مقدار پذیرفتاری مغناطیسی X گرفته شود نشان می‌دهد که اندازه‌گیری نسبت به جرمی کیلوگرم انجام گرفته و واحد آن m³/kg است (Ellwood et al., 2006, 2008).

به منظور بررسی سن نمونه‌های برداشت شده در این پژوهش، تعداد ۳ نمونه ماده آلی از مغزه N1 در اعماق ۹۴ و ۳۷۷ و ۷۰۶ سانتی متری برداشت و به آزمایشگاه Poznan در کشور لهستان ارسال گردید، همچنین جهت محاسبه سرعت رسوبگذاری در منطقه علاوه بر نتایج فوق از مطالعات پیشین (نزدیک ترین فاصله با محل مغزه‌های این تحقیق داشتند) که توسط افراد مختلف انجام گرفته (karbassi et al., 2004, kakroodi et al., 2012, Amini et al., 2012)، استفاده گردید، با استناد به این مطالعات میزان رسوبگذاری در این ناحیه ۰/۵ تا ۸ میلی متر در سال گزارش شده است (جدول ۲).

رسوبی و تجمع آلاینده‌های حمل شده توسط این دو جریان در ناحیه شبه جزیره میانکاله و شمال آن را سبب می‌شود. این جریان از نوع جریان ناشی از موج^۱ است. با توجه به قرارگیری خطوط ساحلی منطقه نسبت به جبهه ورودی امواج، به نظر می‌رسد بادهای شمال غربی علت اصلی وجود همزمان این دو جریان هستند. ریخت‌شناسی ساحلی (وجود شبه جزیره میانکاله و جزایر کوچک) و کانی شناسی رسوبات، دلیل دیگری بر وجود چنین رژیم جریان ساحلی^۲ می‌باشد (Sharbati., 2010).

۲-۲ نمونه برداری

به منظور بررسی تغییرات دمایی اواخر کواترنری با استفاده از ایزوتوپ های پایدار در بخش جنوب شرقی دریای خزر، ۲ مغزه رسوبی ۱/۷۸ و ۷/۱۲ متری (جدول ۱) از بخش های شرقی و جنوبی خلیج گرگان برداشت شد. جهت نمونه برداری در آبازدستگاه مغزه گیرثقلی (Gravity Corer) و در خشکی از مغزه گیر لرزشی (Vibro Corer) استفاده گردید. پس از برداشت نمونه‌ها ابتدا و انتهای نمونه‌ها و موقعیت برداشت نمونه بر روی آنها یادداشت شده و به آزمایشگاه انتقال داده شد.

جدول ۱: موقعیت جغرافیایی مغزه‌ها، طول هر مغزه و عمق برداشت آن در خلیج گرگان

شماره مغزه	عمق (m)	طول مغزه (m)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
K1	۲/۶۰	۱/۷۸	۵۳° ۰۴' ۲۳"	۳۶° ۵۱' ۴۹٫۹"
N1	۰/۱	۷/۱۲	۵۳° ۵۴' ۶۲٫۵۳"	۳۶° ۴۷' ۶٫۱۹"

۳-۲ آنالیزهای آزمایشگاهی

به منظور دانه بندی نمونه‌ها، پس از باز نمودن مغزه‌ها و برداشت نمونه با فواصل معین، به کمک دستگاه دانه بندی لیزری (Horbia LA-950) دانه بندی نمونه‌ها مشخص گردید (جدول ۲). همچنین جهت مشخص کردن محتوای کل مواد آلی (TOM) از روش سوزاندن (L.O.I) استفاده شد و درصد ماده آلی برای هر نمونه تعیین گردید. بدین منظور مقداری از هر نمونه (حدود ۳ گرم) را در داخل یک بوته چینی ریخته و به مدت ۴-۵ ساعت در

¹Wave induced currents

²Coastal Currents

جدول ۲: سرعت رسوبگذاری در دوره‌های مختلف در خلیج گرگان (اقتباس با تغییرات از (Amini et al, 2012))

سرعت رسوبگذاری (میلی متر در سال)	زمان (سال)	عمق (سانتی متر)	دوره	ماخذ
۸/۶	۲۲۲۵	۱۹۱۷	هولوسن	Amini et al., 2012
۵/۹	۸۸۰	۵۲	هولوسن	Amini et al., 2012
۱/۴	۵۰۰	۷۰	هولوسن	Karbbassi and Amirnezhad., 2004
۲/۱	۲۴۰۰	۵۲۰	هولوسن	Lahijani et al., 2009
۸/۴	۲۲۸۰	۲۰۰	هولوسن	Kakrudidi., 2012
۴/۶	۶۵۰	۳۴۰	هولوسن	
۱/۳	۵۹۹۰	۸۰۰	هولوسن	Kakrudidi., 2012
۱/۵	۸۹۹۰	۱۴۰۰	هولوسن	
۷/۸	۲۲۰۳	۱۸۰	هولوسن	Kakrudidi., 2012
۱/۲	۳۶۶۹	۴۵۰	هولوسن	
۱	۲۵۵	۲۵	هولوسن	Bagheri et al., 2019
-/۵۷	۲۲۶۸	۱۳۰	هولوسن	Bagheri et al., 2019
۲/۸	۳۳۴	۹۴	هولوسن	در این پژوهش (N1)
۱	۳۸۰	۳۷۷	هولوسن	در این پژوهش (N1)
-/۱۸	۲۲۰۸۰	۷۰۶	پلیستوسن	در این پژوهش (N1)

T: دما برحسب درجه سانتی گراد،

δC: مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت،

δw: مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW.

بر طبق بررسی‌های به عمل آمده بر روی میزان δw آب در نواحی شمالی، میانی و جنوبی و میزان دریای خزر و شوری آب منطقه مورد مطالعه، در ناحیه جنوبی دریای خزر δw South Caspian = 1.78% Sea water می باشد (Ferronski et al., 1995).

۳. نتایج و بحث

۳-۱ توزیع اندازه ذرات در رسوبات عمقی

مغزه K1: این مغزه از بخش شرقی خلیج گرگان (در نزدیکی شهر بندر ترکمن) برداشت گردید. رنگ رسوبات مغزه خاکستری تیره و ۶۰ سانتی متر بالای آن سبز زیتونی است. در طول این مغزه خرده‌های فسیلی، صدف دوکفه‌ای‌های به هم چسبیده، شکم‌پایان و پوسته استراکدا به وفور دیده شد. جهت بررسی نوع رسوبات آن ۳۵ نمونه با فاصله ۵ سانتی متر در طول مغزه برداشت گردید. به‌طور کلی روند آن در بخش‌های پایینی بیشتر سیلتی و سیلت ماسه‌ای و به سمت بالا به سیلت ماسه‌ای با میان لایه‌هایی از ماسه سیلتی تغییر می کند. به این ترتیب و براساس طبقه بندی فولک ۳ رخساره ماسه سیلتی (Sz)، ۱۸ رخساره سیلت ماسه‌ای (Zs) و ۱۴ رخساره سیلتی (Z) تشکیل شده است (شکل ۲).

جهت بررسی تغییرات ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن تعداد نمونه‌ها ۲۸ نمونه روزنبران کفزی (AmmoniaBeccari) از دو مغزه K1, N1 جداسازی گردید به آزمایشگاه Winsor کانادا ارسال گردید. در این آزمایشگاه، نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت تحت تأثیر اسید فسفریک در دمای ۲۵ درجه سانتی گراد قرار گرفته و گاز دی اکسیدکربن متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری شده است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن نمونه‌ها به صورت δ و برحسب در هزار (‰) طبق نسبت به استاندارد مرجع VPDB و از رابطه زیر به دست می‌آید.

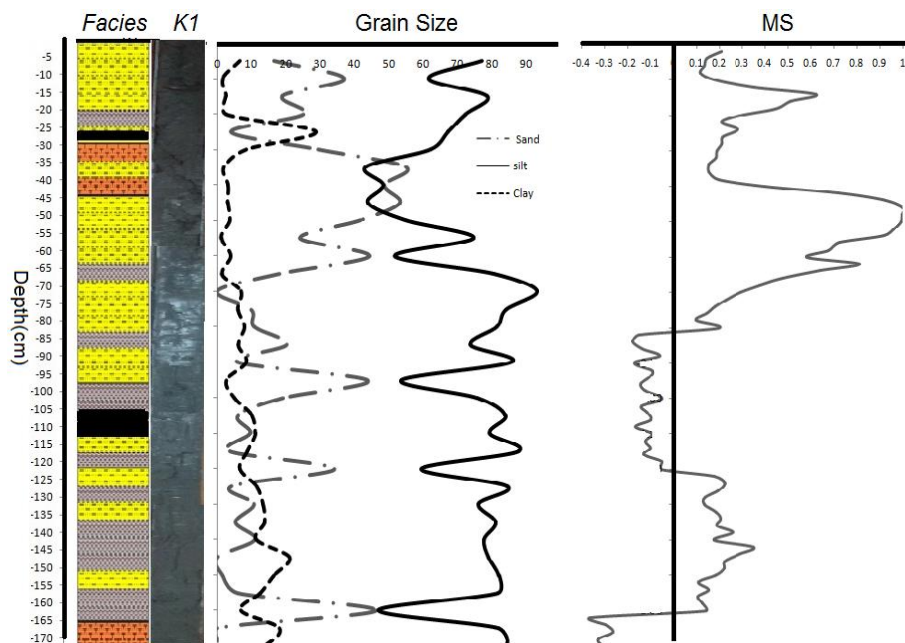
$$\delta sample (\%) = [(R_{samples}/R_{standara})^{-1}] \times 1000$$

در این رابطه R نسبت انباشتگی $^{13}C/^{12}C$ یا $^{18}O/^{16}O$ را در نمونه‌ها و استانداردهای مرجع ایزوتوپی نشان می دهد.

۳-۲ محاسبه تغییرات دمایی

به‌طور کلی به ازای هر پرمیل ۱٪ کاهش اکسیژن یا سبکتر شدن ایزوتوپ ۵-۴/۵ درجه سانتی گراد به دما افزوده می‌شود. مثلاً در نمونه‌ای که میزان ایزوتوپ اکسیژن ۱- باشد، دما ۲۰-۲۰/۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. اما برای محاسبه دقیق دما از معادله اندرسون و آرتور (Anderson and Arthur, ۱۹۸۳) استفاده گردیده است (Adabi, ۲۰۰۵).

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



شکل ۲: تصویر مغزه و نمودار دانه‌بندی، رخساره‌ها و تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در مغزه K1

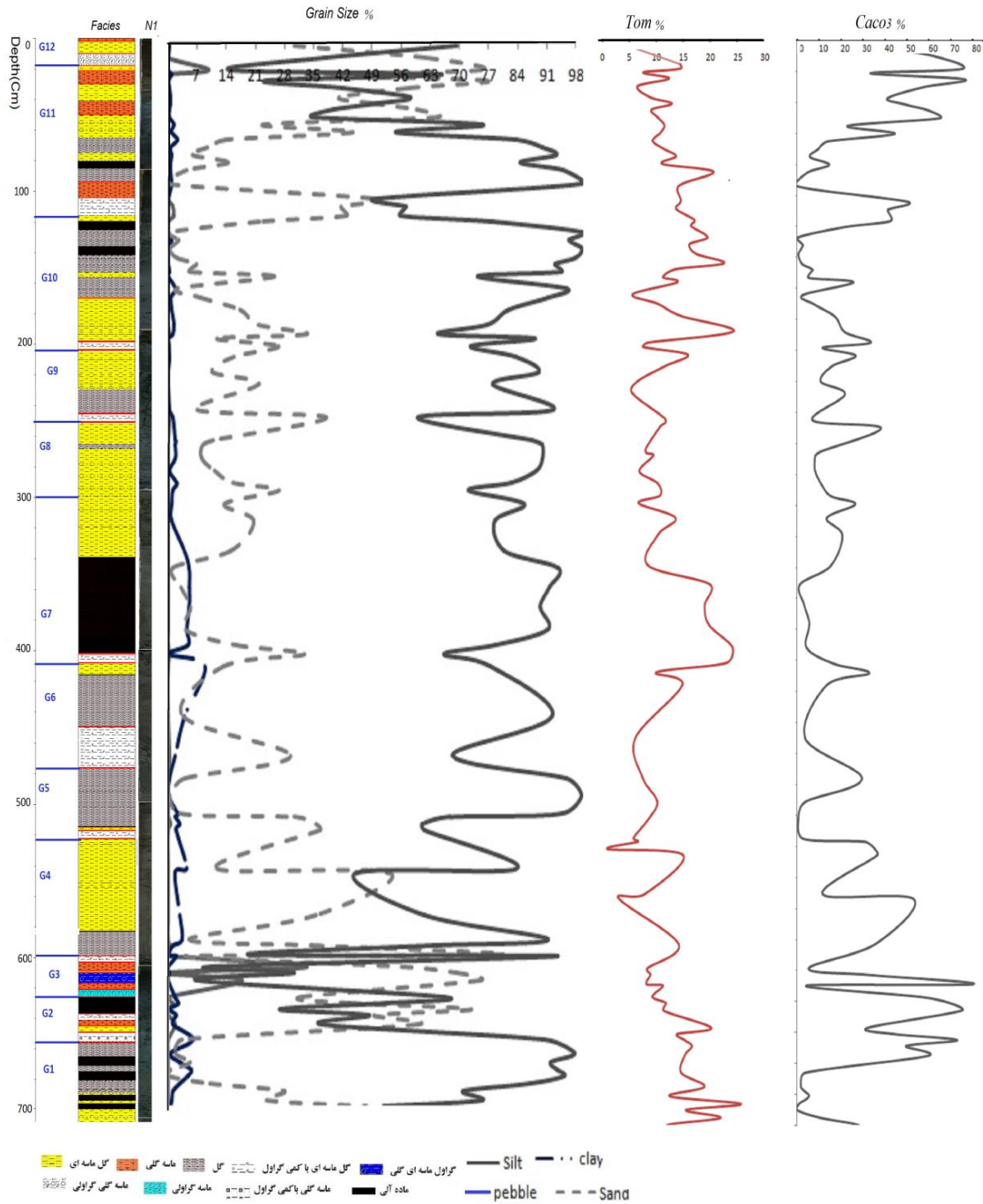
مغزه برداشت گردید. بر اساس نتایج دانه بندی این مغزه از ۳۹ رخساره سیلت ماسه ای (S_Z)، ۲۸ رخساره سیلتي (Z)، ۹ رخساره ماسه سیلتي، ۹ رخساره گل ماسه ای گراول دار، ۳ رخساره ماسه گلی گراولی و ۱ رخساره ماسه گراولی تشکیل شده است (شکل ۵). بیشترین و کمترین مقادیر ماسه در اعماق ۶۱۷ و ۶۹۰ سانتی متری (۸۰/۲۷٪ و ۱۰٪) مشاهده گردید در حالی که بیشترین مقادیر سیلت و رس به ترتیب در اعماق ۱۳۸ و ۴۱۶ سانتی متری (۹۹/۴۵٪ و ۸/۹۵٪) و کمترین میزان سیلت در عمق ۶۲۶ سانتی متری (۷/۲۳٪) مشاهده گردید. براین اساس میانگین ماسه، سیلت و رس در مغزه فوق به ترتیب ۲۵/۱۳ و ۷۲/۵۲ و ۱/۵۶ درصد برآورد گردید. همچنین بیشترین مقدار ماده آلی در افق‌های ۳۶۴ تا ۴۰۲ سانتی متری و ۶۳۷ تا ۷۰۰ سانتی متری مشاهده گردید و کمترین آن در ۵۲۲ سانتی متری مشاهده شد و بیشترین میزان کربنات در عمق ۴۰۲ تا ۴۰۸ سانتی متری و کمترین آن در عمق ۶۸۶ مشاهده گردید با توجه به عمق زیاد این مغزه و با توجه به رسوب شناسی متفاوت در بخش‌های مختلف این مغزه به ۱۲ واحد تقسیم بندی گردید (شکل ۳). از انتهای مغزه تا عمق ۶۵۵ سانتی واحد G1 می باشد که شامل ۴ رخساره سیلت ماسه ای و ۵ رخساره سیلتي می باشد. میزان ماسه در این واحد به شدت پایین است و به سمت بالا ریز شونده می باشد همچنین میزان ماده آلی و کربنات در بخش زیرین این افق به

بیشترین مقدار ماسه در عمق ۱۷۵ سانتی متری، کمترین مقادیر ماسه به ترتیب و ۷۰، ۱۴۵ و ۱۶۵ سانتی متری (۶۴/۶۹٪، ۰٪) مشاهده گردید در حالی که بیشترین مقادیر سیلت و رس به ترتیب در اعماق ۷۰- و ۲۵- سانتی متری (۹۳٪ و ۲۸٪) و کمترین آنها در اعماق ۱۷۵- و ۵۵- سانتی متری (۳۱/۶۸٪ و ۱/۱۷) مشاهده گردید. براین اساس میانگین ماسه، سیلت و رس در مغزه فوق به ترتیب ۲۰/۷۰، ۷۹/۷۰ و ۸/۳۱ درصد برآورد گردید. همچنین بیشترین مقدار ماده آلی و کربنات در عمق ۱۲۰ و ۷۵ سانتی متری و کمترین آن در ۵۰ و ۱۲۰ سانتی متری مشاهده گردید. در افق ۳۰ تا ۴۰ سانتی متری و ۱۰۵ تا ۱۲۵ سانتی متری ماده آلی به بیشترین مقادیر را نشان داد (جدول ۴-۲). تغییرات کربنات کلسیم در طول مغزه قابل توجه است. باتوجه به اینکه میزان خرده های فسیلی در این مغزه به مقدار فراوانی وجود دارد، بنابراین بخشی از کربنات کلسیم در این مغزه می تواند آواری باشد. همچنین در زمان افزایش میزان ماسه مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی نیز افزایش داشته است (شکل ۲).

مغزه N1: این مغزه از بخش جنوبی خلیج گرگان (ساحل شهر نوکنده) برداشت گردید. رنگ رسوبات از خاکستری تیره تا قهوه ای روشن و بیز زیتونی متغیر بود در بخش‌هایی صدف های فراوان و در بخش‌هایی ماده آلی و صدف کم همراه بود. جهت بررسی نوع رسوبات آن ۸۹ نمونه با فواصل مختلف در طول

درشت نسبت به واحد پایینی مشخص می شود و به سمت ریز شونده می باشد. این واحد از پایین به بالا از ۵ رخساره ماسه گلی گراول دار، ماسه گلی (سیلتی)، سیلت ماسه ای، گل ماسه ای گراول دار و سیلت ماسه ای تشکیل شده است.

شدت بالا است و میزان کربنات به ۵۱ درصد و ماده آلی به ۳۰ درصد می رسد. با توجه به رنگ قهوه ای کم رنگ رسوبات مغزه در بخش های انتهایی این مغزه به نظر میرسد خروج از آب اتفاق افتاده و محیط حالت اکسیدان داشته است. واحد G2 از ۶۵۵ تا عمق ۶۲۶ سانتی متری را شامل میشود که با ورود رسوبات دانه



شکل ۳: نمودار دانه بندی، رخساره ها و پذیرفتاری مغناطیسی در مغزه N1

۳-۲ نتایج داد های ایزوتوپ پایدار و تخمین دما

محدوده تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مغزه K1 بین %۴/۰۴- تا %۱/۹۰- با میانگین %۳/۲۶- به ترتیب در اعماق ۵ و ۵۰ سانتی متری و محدوده تغییرات ایزوتوپ کربن برای این مغزه بین %۲/۶۶- تا %۱/۷۳- در عمق ۳۵ و ۷۰ سانیمتری و میانگین %۲/۲۱- به دست آمد (جدول ۳). میزان مقادیر $\delta^{18}O$ در مغزه N1 بین %۴/۲۲- تا %۱/۱۷- با میانگین %۳/۳۴- به ترتیب در عمق ۵۸۳ و ۶۸۶ سانتی متری و محدوده تغییرات ایزوتوپ کربن برای این مغزه بین %۴/۴۷- تا %۰/۹۴- با میانگین %۲/۱۱- در عمق ۱۴۴ و ۵۵۴ سانتی این مغزه مشاهده گردید (جدول ۳).

واحد G3 از عمق ۶۲۶ تا حدود ۶۰۰ سانتی متری بوده که به ترتیب شامل رخساره های ماسه گراولی (۶۲۶ سانتی متری)، ماسه سیلتی (۶۲۱ سانتی متری)، ماسه گلی گراولی (۶۱۷ سانتی متری)، سیلت (۶۱۰ سانتی متری) و ماسه سیلتی (۶۰۳ سانتی متری) می باشد. از این عمق تا سطح مغزه واحد های G4 تا G12 را شامل می شود که همگی با رخساره گل ماسه ای گراول دار شروع می شوند و به نظر می رسد احتمالاً تغییرات تراز دریا و ورود رسوبات توریدایتی و یا رودخانه ای یک توالی تکراری را برای هر واحد ایجاد کرده که به شکل کاملاً کلاسیک در طول مغزه تکرار گردیده است. در واقع در هر واحد با افزایش موقتی انرژی رسوبات دانه درشت پیل دار وارد محیط شده و کم کم انرژی کاسته شده و رخساره های سیلتی شکل گرفته اند.

جدول ۳: میزان ایزوتوپ های پایدار اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ در مغزه های K1 , N1 (برحسب در هزار نسبت به استاندارد مرجع VPDB)

Sample ID	Depth	$\delta^{13}C_{VPDB}$ (‰)	$\delta^{18}O_{VPDB}$ (‰)
N1-3	-18	-2.19	-3.54
N1-17	-85	-1.62	-2.71
N2-2	-109	-2.39	-4.03
N2-8	-144	-4.47	-4.15
N2-12	-164	-2.32	-4.17
N2-15	-188	-2.06	-3.98
N3-5	-228	-1.66	-3.09
N3-13	-299	-2.54	-4.03
N4-1	-308	-1.88	-2.99
N4-7	-392	-2.18	-3.98
N5-1	-408	-2.45	-3.21
N5-3	-450	-1.47	-3.67
N6-3	-522	-1.96	-2.89
N6-4	-526	-2.12	-3.35
N6-6	-554	-0.93	-2.64
N6-7	-583	-1.70	-1.17
N7-2	-617	-1.60	-3.16
N7-5	-637	-1.72	-2.96
N7-13	-686	-2.67	-4.22
N7-15	-690	-2.20	-2.87
بیشترین		-0.93	-1.17
کمترین		-4.47	-4.22
میانگین		-2.11	-3.34
Sample ID			
K1-2	-5	-2.55	-1.90
K1-7	-35	-1.73	-3.67
K1-10	-50	-1.93	-4.04
K1-12	-60	-2.27	-3.61
K1-14	-70	-2.66	-2.99
K1-25	-125	-2.34	-3.15
K1-28	-140	-2.05	-3.34
K1-33	-165	-2.11	-3.36
بیشترین		-1.73	-1.90
کمترین		-2.66	-4.04
میانگین		-2.21	-3.26

شدگی آب‌های سطحی توسط 13C می‌گردد. در حالی که کاهش سطح دریا و اکسید شدن یا افزایش تجزیه مواد آلی موجب کاهش مقدار $\delta^{13}C$ می‌گردد.

جدول ۴: میزان دما براساس ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ در مغزه های K1 و N1

Depth	T (°C)	Depth	T (°C)
-18	24.1	-5	16.9
-85	20.4	-35	24.8
-109	26.5	-50	26.5
-144	27.1	-60	24.5
-164	26.2	-70	21.6
-188	22.1	-125	22.4
-228	26.5	-140	23.2
-299	21.7	-165	23.3
-308	22.6	میانگین	22.9
-392	21.2	بیشترین	26.5
-408	20.1	کمترین	16.9
-450	13.9		
-522	21.1		
-526	23.3		
-554	20.1		
-583	13.9		
-617	22.4		
-637	21.5		
-686	27.4		
میانگین	22.2		
بیشترین	27.4		
کمترین	13.9		

در حوضه های بسته ای چون دریای خزر که تحت تاثیر آب‌های رودخانه های ورودی و تبخیر (خصوصاً ولگا) هستند، تفسیر ایزوتوپی با سختی بیشتری همراه است. در زمان بالا آمدن سطح دریا با ورود آب های شیرین به سطح موجب کم شدن شوری و تهی شدگی بیشتر ایزوتوپ اکسیژن می‌گردد. اگرچه تغییرات فصلی ورودی آب شیرین به محیط به صورت محلی می‌تواند موجب تغییرات ایزوتوپ اکسیژن شود اما در مقیاس وسیع نمی‌تواند تاثیر گذار باشد (Hosseini, 2011). بر این اساس تغییرات دمایی اواخر کواترنری با استفاده از ایزوتوپ های پایدار دو مغزه در بخش جنوب شرقی دریای خزر بررسی گردید. مغزه N1 به ۱۲ واحد بر اساس تغییرات شارپ تقسیم گردید. از انتهای مغزه N1 تا عمق ۶۵۵ سانتی واحد G1 می‌باشد که شامل ۴ رخساره سیلت ماسه ای و ۵ رخساره سیلتی است. میزان ماسه در این واحد به شدت پایین است و نوع دانه بندی به سمت بالا ریز شونده می‌باشد. همچنین میزان ماده آلی و کربنات در بخش زیرین این افق با افزایش دما بشدت بالا رفته است (۵۱ درصد کربنات و ۳۰ درصد ماده آلی). با توجه به رنگ قهوه ای کم‌رنگ رسوبات در بخش های انتهایی این مغزه به نظر می‌رسد محیط

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در هر دو مغز در اعماق مختلف با تغییرات ناگهانی همراه است که گواهی بر تغییرات شرایط اقلیمی و محیطی است. در مغزه N1 با توجه به عمق بیشتر تغییرات بیشتری قابل مشاهده است بطوری که در عمق های ۲۰، ۸۰، ۱۵۰، ۲۲۵، ۳۰۰، ۳۱۰، ۳۹۰، ۴۱۰، ۴۶۰، ۵۲۵، ۵۲۷، ۵۸۰، ۶۲۰، ۶۴۸، ۶۸۵ افزایش یا کاهش ناگهانی مشاهده می‌گردد.

دامنه تغییرات $\delta^{13}C$ نسبت به تغییرات $\delta^{18}O$ در این مغزه بیشتر است در حالی که در مغزه K1 مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تغییرات بیشتری دارد. در این مغزه در عمق های ۱۴۰، ۱۷۰، ۳۵۰، ۵۳۵ تغییر ناگهانی اتفاق افتاده است (نوسانات $\delta^{18}O$ در مغزه N1 اغلب با افزایش و کاهش درصد کل ماده آلی همراه است).

بیشترین دمای ثبت شده در مغزه N1 مربوط به عمق های ۱۴۴ و ۶۸۶ سانتی متری و (۲۷/۴ و ۲۷/۱ درجه) و کمترین دما مربوط به عمق ۴۵۰ سانتی متری (۱۳/۷ درجه) ثبت شده است. همچنین میانگین دمایی ۲۲/۲ بدست آمد از سوی دیگر در مغزه K1 بیشترین دمای ثبت شده مربوط به عمق ۵۰ سانتی (۲۶/۵ درجه) و کمترین دما مربوط به عمق ۵ سانتی متری (۱۶/۹ درجه) و میانگین دمایی ۲۲/۹ بود. بر اساس نتایج بدست آمده و قرار دادن دمای میانگین به عنوان تعادل دمایی می‌توان چندین دوره گرم و سرد در روی دیاگرام های دمای این دو مغزه مشخص نمود. مغزه N1 توجه به سن سنجی (کربن ۱۴) و نتایج ایزوتوپ پایدار تغییرات دمایی ۱۵ درجه، سن حدود ۲۲۰۰۰ سال و ۸ دوره گرم و سرد را نشان داد در حالی که مغزه K1 با سن حدود ۶۰۰ سال تغییرات ۱۰ درجه ای و یک دوره گرم و سرد را نشان داد (جدول ۴).

در مطالعات مربوط به اقلیم دیرینه عموماً از تغییرات ترکیب ایزوتوپی اکسیژن درسیلیکات ها یا کربنات های دریاچه ای استفاده می‌شود. پوسته Ammonia Beccari به عنوان یک ماده مناسب جهت تعیین میزان ایزوتوپ‌های پایدار در بسیاری از مطالعات دریاچه ای مورد مطالعه قرار گرفته است (Liu et al., 2013; Walton and Sloan, 1990). ترکیبات ایزوتوپی $\delta^{13}C$ صدف Ammonia Beccari وابسته به خصوصیات شیمیایی آبی که وارد حوضه شده، تبادل بخار آب با محیط و میزان بارآوری زیستی دریاچه است (O'leary et al., 1992).

به دلیل آنکه گیاهان طی فتوسنتز تمایل بیشتری به جذب ^{12}C نسبت به ^{13}C دارند بنابراین افزایش میزان فتوسنتز گیاهان آبی که به دنبال تراکم پوشش گیاهی صورت می‌گیرد، منجر به غنی

سیلت، ماده آلی و کربنات پایین، در مقابل میزان گراول و ماسه بالا است. تغییر ناگهانی دما از ۲۲/۴ درجه سانتی‌گراد به ۱۳/۹ درجه نیز گواهی بر تغییر شدید شرایط اقلیمی، محیطی و عصر یخبندان در این منطقه می‌باشد. در انتهای این افق افزایش $\delta^{13}\text{C}$ و کاهش نسبت $\delta^{18}\text{O}$ نشان‌دهنده حاکم شدن شرایط گرم و احتمالاً مرطوب و بارشی در منطقه است. بر مبنای شواهد زمین‌شناختی و ژئومورفیک نظرات مختلفی در مورد اقلیم دوره های یخچالی کواترنر ایران بیان شده است. معتمد (۱۳۶۷، ۱۳۷۶) شواهدی از دوره های مرطوب تر کواترنر در ایران ارائه کرده و اعتقاد دارد در فلات مرکزی ایران طی دوره های یخچالی دما در ارتفاعات در حدود ۸ و در بخش داخلی فلات در حدود ۵ درجه سانتیگراد کمتر از شرایط فعلی بوده است. کریزلی (۱۹۷۰) نیز با بررسی پلایاهای ایران به کاهش میانگین دما در حدود ۵-۸ درجه سانتیگراد و افزایش اندک بارش طی دوران های یخچالی کواترنر اعتقاد دارد اما معیری و همکاران (۱۳۸۷) با بررسی شواهد یخچالی شمال استان فارس نتیجه گرفتند طی دوره های یخچالی در حوضه صفاشهر میانگین سالانه دما در حدود ۸ درجه سانتیگراد کمتر و میانگین بارش سالانه در حدود ۲ برابر مقادیر فعلی بوده است و این افزایش بارش موجب تغییرات تراز دریای خزر گردیده است. پادگانه‌های گراولی در بخش‌های فوقانی البرز و زاگرس با سن پلیستوسن پیشین و میانی نشان‌دهنده شرایط اقلیمی سرد است (Bobek, 1969). شواهدی وجود دارد مبنی بر اینکه آخرین دوره یخچالی در شمال ایران و کوه های زاگرس همراه با اقلیم سرد و خشک بوده است. در نواحی پست سواحل جنوبی خزر رسوبات آواری طی آخرین دوره یخبندان ثبت شده و نهشته های لسی نکا و آق دربند نشان‌دهنده شرایط نسبتاً خشن و سرد این دوره است (Frechen et al, 2009).

در افق G4 کاهش شدید $\delta^{18}\text{O}$ مشاهده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده افزایش بارندگی باشد که احتمالاً منجر به ذوب یخ‌ها و ورود آب شیرین فراوان به حوضه خزر شده است. اگرچه مقایسه نوسان تراز آب دریای خزر با نوسان تراز آب های آزاد و چرخه های یخبندان و بین یخبندان نشان می‌دهد که اثر تغییرات جهانی بر ناحیه خزر همیشه همسان نیست و با اختلاف فاز همراه می‌باشد (عزیزی، ۱۳۸۳). با این وجود مشاهده می‌شود در افق G4 رخساره های سیلتی و سیلت ماسه ای شکل گرفته اند که نشان‌دهنده افزایش نسبتاً زیاد سطح دریا در بخش های انتهای آخرین عصر یخبندان (احتمالاً خوالین) می‌باشد. در واقع عصر

ابتدا حالت اکسیدان داشته و سپس با کاهش نسبی دما، پیشروی احتمالی دریا و عمیق شدن محیط، و نهشته شدن ذرات دانه ریز سیلت به شرایط دریاچه ای کم عمق تا نسبتاً عمیق تبدیل شده است (شکل ۴). همچنین میزان حساسیت مغناطیسی در این بخش بسیار پایین است که نشان‌دهنده محیط آرام و ورود رسوب کم است. سن سنجی انجام شده در این مغزه در انتهای این واحد (G1) سن حدود ۲۲۰۷۰ سال برآورد گردید که دوره قبل از آخرین یخبندان را نشان می‌دهد. بر اساس نظر Frechen و همکاران (۲۰۰۹) آخرین دوره یخبندان از ۲۰۷۰۰ تا ۱۵۴۰۰ سال پیش را شامل می‌شود و شاخص این دوره رسوبات قهوه ای روشن لسی است که به صورت آواری در محیط کم عمق رسوب کرده اند. در واقع در زمان قبل از یخبندان وورم (Wurm) منطقه شرایط گرم را تجربه می‌کرده است. با کاهش تدریجی دما از ۲۷ تا ۲۱ درجه و ورود بیشتر مواد تخریبی درشت دانه به حوضه در واحد G2 (از عمق ۶۵۵ تا عمق ۶۲۶ سانتی متری) از پایین به بالا ۵ رخساره ماسه گلی گراول دار، ماسه گلی (سیلتی)، سیلت ماسه ای، گل ماسه ای گراول دار و سیلت ماسه ای تشکیل شده است. ورود رسوبات دانه درشت گراول دار به سمت بالا ریز شونده نشانه تداوم ورود رسوبات آواری و تخریبی به محیط است که در بخش انتهایی با کاهش نسبی دما و افزایش مواد آلی در این واحد احتمالاً سطح دریا افزایش جزئی را نشان داده است. در واقع در واحد G1 احتمالاً با ورود مقادیر زیاد آب شیرین تهی شدگی شدید $\delta^{18}\text{O}$ اتفاق افتاده (۴/۲۲٪-) ماده آلی نیز به یکباره افزایش داشته است (سبک شدن ایزوتوپ کربن). با گذشت زمان به تدریج با افزایش شوری و کاهش ورودی در واحد G2 مقدار $\delta^{18}\text{O}$ به ۲/۹۶٪- افزایش و سپس به ۳/۱۶٪- کاهش می‌یابد. ازین افق به بعد کاهش ناگهانی دما را شاهد هستیم که احتمالاً آخرین عصر یخبندان می‌باشد. $\delta^{18}\text{O}$ در واحد G3 به یکباره با تغییرات شدید به ۱/۱۷٪- افزایش یافته است. در این بخش $\delta^{13}\text{C}$ با کمی تهی شدگی همراه است که نشان‌دهنده شرایط اکسیداسیونی و هوازگی ماده آلی در منطقه می‌باشد. در واقع با حاکم شدن آب و هوای سرد و خشک، (کاهش شدید دما) سطح آب دریا کاهش یافته و مواد آلی اکسیده شده اند. شکل‌گیری رخساره های ماسه گراولی (۶۲۶ سانتی متری)، ماسه گلی (۶۲۱ سانتی متری)، ماسه گلی گراولی (۶۱۷ سانتی متری)، سیلت (۶۱۰ سانتی متری) و گل ماسه ای با کمی گراول (۶۰۳ سانتی متری) همچنین میزان

مرطوب، افزایش بارش‌ها، بالا آمدن سطح دریا و احتمالاً پس از آن ایجاد شرایط کم اکسیژنی در منطقه است (شکل ۴) که منجر به تهی شدن گدازه‌های آلی نیز شده است.

سن این محدوده بر اساس سن‌سنجی صورت گرفته ۳۸۸۰ سال برآورد گردید. با توجه به روند مشابه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن از این افق به بعد به نظر می‌رسد شکل گیری خلیج گرگان به شکل امروزی از آن زمان اتفاق افتاده باشد (کاکرودی و همکاران، ۲۰۱۲)، شکل گیری احتمالی خلیج گرگان به شکل امروزی را در زمان حدود ۲۴۰۰ تا ۲۸۰۰ سال پیش در نظر گرفته‌اند). همچنین ماده آلی در ابتدای افق G7 به شدت افزایش یافته (حدود ۲۵ درصد) و میزان ماسه به حداقل رسیده است که نشان از شرایط لاگونی و حفظ بقایای گیاهی (کم اکسیژنی) در این بخش دارد. $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ ابتدا تهی شدن می‌دهند و در ادامه به سمت انتهای این افق با گرم شدن هوا و احتمالاً کاهش رطوبت، هر دو به تدریج غنی شدن می‌دهند. میزان ماسه نیز به سمت انتهای افق G7 افزایش و ماده آلی کاهش محسوس داشته است. در ابتدای افق G8 کاهش ناگهانی در هر دو ایزوتوپ کربن و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$ از ۲/۹۹٪- به ۴/۲۲٪- و $\delta^{13}\text{C}$ از ۱/۸۸٪- به ۲/۵۵٪-) و افزایش میزان ماسه و مغناطیس پذیری اتفاق افتاده است که شرایط آب و هوایی 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، تهی شدن اکسیژن تا ۵/۰۶٪- نشان داده است (Lahijani et al., 2007). در ادامه این افق از عمق ۲۷۰ تا ۲۵۵ سانتی متر روند برعکس گردیده است. $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ غنی شده‌اند و مقادیر ماسه کاهش و ماده آلی افزایش نشان دادند. با شرایط فوق، احتمالاً شرایط گرم و مرطوب در منطقه حکمفرما بوده است.

در افق G9 در ادامه روند افق قبل ابتدا غنی شدن در $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ سپس با افزایش میزان ماسه و حساسیت مغناطیسی و کاهش ماده آلی در بخش ابتدایی این افق گواهی بر شرایط خشک و افزایش تبخیر در آن زمان بوده است.

در افق G10 (از عمق ۲۰۵ تا ۱۱۵ سانتی متری) با کاهش شدید $\delta^{13}\text{C}$ (از ۱/۶۶٪- به ۴/۴۷٪- پر میل) همراه بوده است. در ابتدا افزایش شدید میزان ماده آلی و کاهش محسوس میزان ماسه، شرایط آب و هوایی گرم را نشان می‌نمایند. در این بخش دما از

یخبندان این ناحیه احتمالاً ابتدا با کاهش شدید رطوبت و بارش و کاهش تراز دریا همراه بوده و سپس با افزایش بارش به تدریج موجب افزایش تراز دریا تا گردیده است.

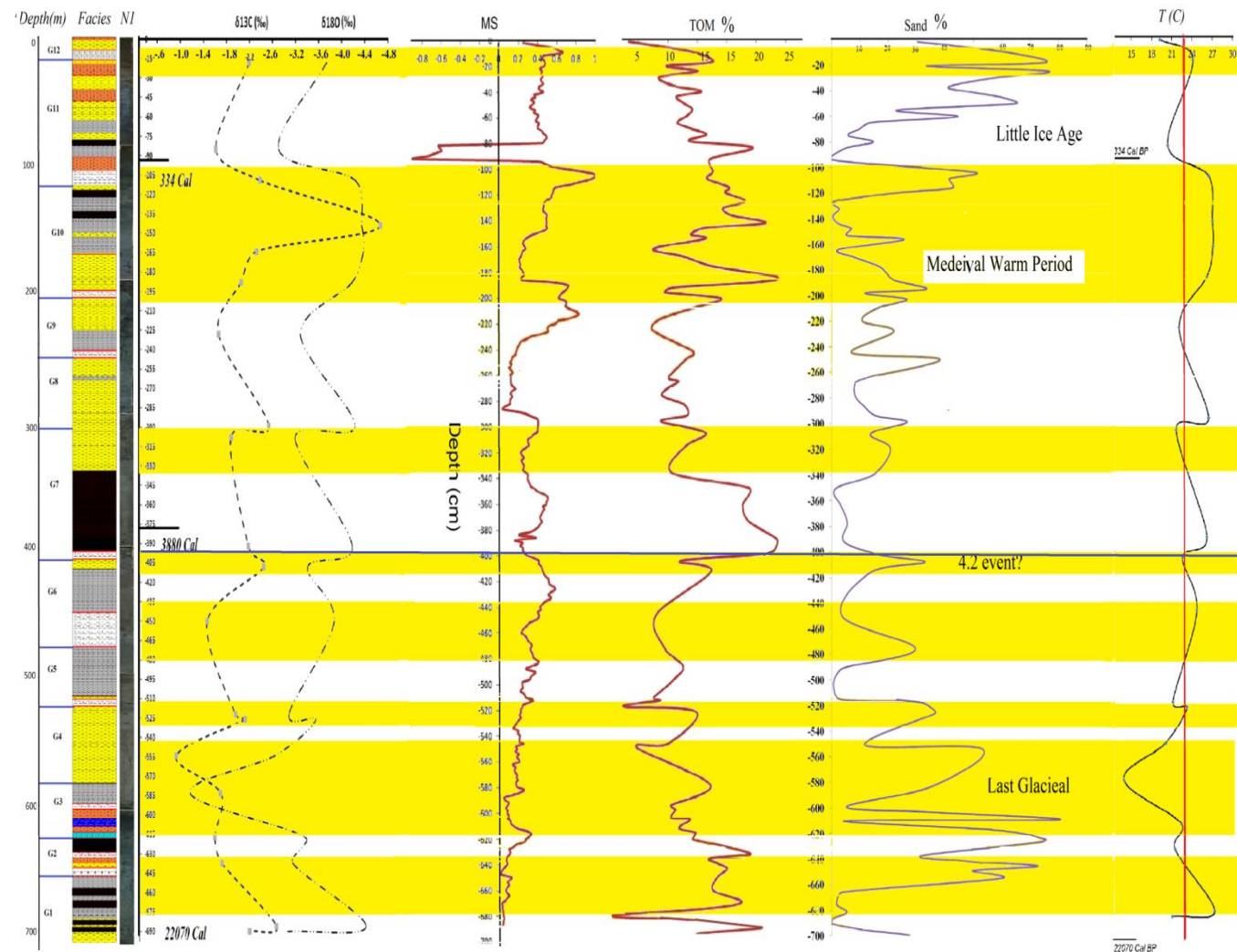
در ادامه در افق G5 و افق G6 تناوب ماسه گلی گراول دار و گل مشاهده می‌گردد. همچنین $\delta^{18}\text{O}$ تهی شدن و $\delta^{13}\text{C}$ غنی شدن داشته است که نشان دهنده دوره گرم و پر بارش می‌باشد (احتمالاً مربوط به اوایل دوره هولوسن می‌باشد). از این عمق تا عمق ۹۴ سانتی متر مغزه واحد‌های G6 تا G10 را شامل می‌شود که همگی با رخساره گل ماسه ای گراول دار شروع می‌شوند به سمت بالا با رخساره‌های ماسه سیلنتی و سیلنتی با ماده آلی فراوان همراه می‌شوند.

مطالعات تغییرات تراز آب دریای خزر توسط Leroy و همکاران نشان داده است که بلافاصله پس از آغاز هولوسن، میزان آب ورودی به دریای خزر افزایش زیادی داشته که حاصل دبی زیاد رودخانه آمودریا بوده است. آنان بر این عقیده‌اند که دلیل افزایش دبی آمودریا در این دوره، گسترش مونسون بر روی حوزه آبریز این رودخانه و ذوب یخچال‌های ارتفاعات (پامیر و تینشان) است. بررسی تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن جهت دریاچه‌شناسی دیرینه ایسیک کول قرقیزستان با حوضه آبریز نزدیک دریای خزر نیز نشان داد که میزان زیاد آب شیرین با منشأ یخچالی در اوایل هولوسن وارد این دریاچه شده است.

در انتهای افق G6 با افزایش نسبی $\delta^{18}\text{O}$ (تهی شدن) و در مقابل کاهش $\delta^{13}\text{C}$ و ماده آلی نشان از شرایط نسبتاً خشک دارد (دما در محدوده ۲۷ درجه). این بخش از این افق مقارن با دوره اقلیمی خشک است (Bond et al., 1997). که به نام واقعه خشکی معروف ۴/۲ هزار سال قبل در سرتاسر نیمکره شمالی از شمال اقیانوس اطلس تا شمال آفریقا و جنوب آسیا روی داده است (Thompson et al., 2000). این دوره خشکی شدید ۲۰۰ تا ۳۰۰ ساله دقیقاً در ۴۲۰۰ سال قبل در خاورمیانه و شمال آفریقا روی داده است (Cullen et al., 2000; Gasse, 2000). که منجر به اضمحلال امپراتوری آکاد و تمدنهای اولیه یونان، مصر و دره ایندوس در پاکستان گردیده است (Cullen et al., 2000; Staubwasser et al., 2003). داده‌های اقلیم دیرینه ثبت شده در رسوبات و نهشته‌های غارها در ترکیه و یمن نیز حاکی از یک دوره خشکسالی در این زمان می‌باشد (Dalfes et al., 1997; Frumkin et al., 2001). در ادامه با کاهش شدید $\delta^{18}\text{O}$ و افزایش ماده آلی در عمق ۴۰۰ تا ۳۵۰ سانتی متری، نشان از شرایط گرم و

در افق G11 با کاهش شدید میزان ماسه و مغناطیس پذیری (MS) رسوبات و افزایش مقادیر ماده آلی همراه شده است. با توجه به سن سنجی کربن ۱۴ (عمق ۹۴ سانتی متر و سن ۳۳۴ سال) این بخش مربوط به عصر یخبندان کوچک می باشد (۱۵۰ تا ۵۵۰ سال قبل) که در این منطقه با افزایش بارش و رطوبت همراه بوده است، دما در این زمان از ۲۷ به ۲۰/۴ درجه کاهش یافته است. تهنی شدگی $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ موید کاهش شوری محیط در نتیجه ورود آب شیرین و اکسیژن دار به محیط و هوازدهگی مواد از قبل موجود در نتیجه پیشروی سزيع دریا به وقوع پیوسته و موجب حفظ ژيپس های فوق الذکر گردیده است (شکل ۵).

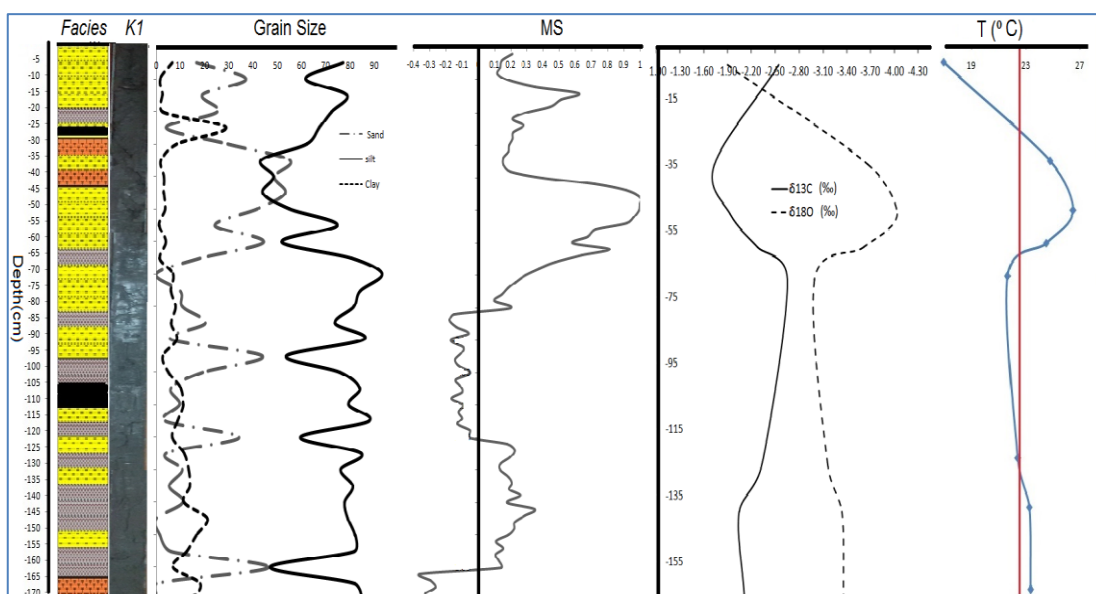
حدود ۲۱ به ۲۷ درجه رسیده است. تهنی شدگی شدید $\delta^{13}C$ احتمالاً مربوط به هوازدهگی حجم زیاد کربن آلی ورودی (تخریبی و درون حوضه ای) باشد. همچنین ورود آب شیرین به محیط نیز (تهنی شدگی $\delta^{18}O$ از ۳/۰۹- به ۴/۱۵-) موید این مطلب است. در ادامه با توجه به ادامه دار بودن شرایط گرم و خشک و محدود شدن بیشتر خلیج گرگان، افزایش دما و تبخیر موجب تشکیل تبخیری از جمله ژيپس های گل رزی در منطقه گردیده است (شکل ۵). اکسیژن سبک در طی تبخیری و حفظ شدن مواد آلی در ادامه موجب غنی شدن $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ به سمت انتهای این افق گردیده است. این افق احتمالاً مربوط به ناهنجاری های آب و هوایی معروف به عصر گرم میانه باشد (۸۵۰ تا ۱۲۰۰ سال قبل).



شکل ۴: نمودار تغییرات میزان ایزوتوپهای اکسیژن و کربن مغزه NI همراه تغییرات مغناطیس پذیری، دانه بندی و تغییرات دمایی منطقه



شکل ۵: تشکیل ژپس‌های گل رزی در منطقه مورد مطالعه به دلیل فراوانی و اشباع سولفات کلسیم در عصر گرم میانه



شکل ۶: روند تغییرات رخساره‌ها، ایزوتوپ‌های پایدار و دما در مغزه K1

می‌توان تغییرات دمایی در ۶۰۰ سال گذشته بازسازی گردید (شکل ۶).

از انتهای مغزه (سال ۱۴۰۰ تا ۱۴۵۰ میلادی) تا عمق ۱۴۵ سانتی متری با توجه به افزایش میزان ماسه، تهی شدگی نسبی ایزوتوپ اکسیژن و افزایش نسبی دما، نشان دهنده ورود آب شیرین در این بازه است. در مرحله بعدی تا عمق ۸۵ سانتی متری این مغزه پذیرفتاری مغناطیسی و میزان ماسه کاهش یافته است. همچنین ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن به ترتیب تهی شدگی و غنی شدگی را نشان می‌دهند که با توجه به کاهش نسبی دما تا محدوده ۲۱/۴ درجه به نظر می‌رسد افزایش تراز دریا و اتصال خلیج به دریای خزر در این زمان موجب غنی شدگی $\delta^{18}O$ و

در افق G12 ابتدا با توجه افزایش میزان ماده آلی و کاهش در میزان ماسه و مغناطیس پذیری سطح دریا افزایش داشته و در ادامه با کاهش تراز دریا میزان ماسه افزایش و ماده آلی اکسید شده است (داده‌های ایزوتوپ در این افق ثبت نشده است).

در مغزه K1 محدوده تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مغزه K1 بین $4/04\%$ تا $1/90\%$ با میانگین $3/26\%$ به ترتیب در اعماق ۵ و ۵۰ سانتی متری و محدوده تغییرات ایزوتوپ کربن برای این مغزه بین $2/66\%$ تا $1/73\%$ در عمق ۷۰ و ۳۵ سانیمتری و میانگین $2/21\%$ به دست آمد. با توجه به مشاهدات فوق و منحنی تغییرات دمایی، نوع و سرعت رسوب‌گذاری محاسبه شده (۲/۸ میلی متر در سال) در این مغزه

ورودی، افزایش و کاهش تراز دریا و... می تواند موجب تغییر در ژئوشیمی ایزوتوپ های پایدار گردد، بنابراین پیشنهاد می گردد داده های تکمیلی جهت مطالعه دقیق تر انجام گیرد.

۵. تشکر و قدردانی

بدین وسیله از زحمات همه دوستان و همکاران که به نحوی به اینجانب کمک نمودند تشکر می‌نمایم، خصوصا آقایان ناصر قاسمی، دکتر مرتضی جمالی و دکتر امید حائری اردکانی که مساعدت‌های لازم را جهت نمونه‌برداری و آنالیز نمونه‌ها انجام دادند، سپاسگزاری می‌نمایم.

منابع

باقری، ح؛ نادری، ع؛ محمودی قرایی، م؛ درویش بسطامی، ک؛ بازسازی تغییرات تراز دریا با استفاده از نوسانات پذیرفتاری مغناطیسی در بخش جنوب شرقی دریای خزر، مجله اقیانوس شناسی، دوره ۱۰، شماره ۳۷، بهار ۱۳۹۸.

عزیزی، ق؛ ۱۳۸۳. تغییر اقلیم، انتشارات قومس، ۲۳-۹۸.

Adabi, M.H. (2005). Sedimentary geochemistry. Arian Zamin Pub, 2nd Ed., Tehran, 454 pp.

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), 267-283

Anderson, T.F. and M.A. Arthur (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.

Bobek, H. (1963). Nature and implications of Quaternary climatic changes in Iran. Changes of Climate, 20: 403-413.

Harikumar, P.S., Nasir, U.P., 2010. Ecotoxicological impact assessment of heavy metals in core sediments of a tropical estuary. Ecotoxicol. Environ. Saf. 73, 1742-

تهی شدگی بیشتر $\delta^{13}\text{C}$ گردیده است. از عمق ۸۴ تا ۵۰ سانتی متری این مغزه، تهی شدگی شدید $\delta^{18}\text{O}$ و غنی شدگی $\delta^{13}\text{C}$ در افزایش میزان ماسه و پذیرفتاری مغناطیسی احتمالا نشان دهنده کاهش زیاد تراز آب دریا خزر است. مطالعات نشان داده است که در یک بازه حدود صد ساله دریا تقریباً ۵ متر پسروی را متحمل شده است (باقری و همکاران، ۱۳۹۸). در ادامه با کاهش نسبی دما، سطح دریای خزر نیز افزایش یافته در نتیجه ایزتوپ های کربن و اکسیژن به ترتیب تهی شدگی و غنی شدگی شدید به شرایط کنونی رسیده است (شکل ۶).

۴. نتیجه‌گیری

مطالعه رسوبات مغزه ای و بررسی داده های ژئوشیمیایی و آماری حاصله، می تواند ابزار بسیار کارآمدی جهت شناسایی فرایندهای مختلف طبیعی مانند تغییرات آب و هوای دیرینه در گذر زمان باشد. در این مطالعات عموماً از تغییرات ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در سیلیکات ها یا کربنات های دریاچه ای استفاده می شود.

بر مبنای تغییرات ژئوشیمی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در ۲۲ هزار سال گذشته بخش جنوب شرقی دریای خزر ۸ دوره گرم و خشک شناسایی گردید. در این دوره ها با توجه به ورود آب های شیرین به محیط، کاهش تجزیه مواد آلی در نتیجه تغییر تراز دریا $\delta^{18}\text{O}$ تهی شدگی و $\delta^{13}\text{C}$ غنی شدگی نشان دادند. در حالی که در زمان اقلیم خشک در نتیجه افزایش شوری و کاهش تراز دریا $\delta^{18}\text{O}$ غنی شده و اکسیداسیون مواد آلی موجب تهی شدگی $\delta^{13}\text{C}$ گردیده است. در زمان آخرین یخبندان (LMG) نوسانات دمایی حدود ۱۵ درجه در منطقه اتفاق افتاده و در سردترین زمان به ۱۳/۷ درجه سانتی گراد رسیده است. همچنین داده های رسوب شناسی (تمرکز رسوبات دانه درشت گراول ماسه ای و ماسه گراولی)، کاهش محسوس مواد آلی و کربنات در رسوبات این افق و افزایش حساسیت مغناطیسی گواهی از تاثیر دوره آخرین یخبندان بر این منطقه است.

از سوی دیگر در ۶۰۰ سال گذشته (معزه K1) بیشترین دمای ثبت شده مربوط به عمق ۵۰ سانتی متری (۲۶/۵ درجه) و کمترین دما مربوط به عمق ۵ سانتی متری (۱۶/۹ درجه) بوده است. با توجه به شکل گیری خلیج گرگان و محدود شدن آن در صدهای اخیر، تغییرات جزئی مثل تغییر دبی رودخانه های

- 230:237-248.
- Ellwood, B.B., Tomkin, J.H., Ratcliffe, K.T., Wright, M., & Kafafy, A.M., 2008. High-resolution magnetic susceptibility and geochemistry for the Cenomanian/Turonian boundary GSSP with correlation to time equivalent core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261: 105-126.
- 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 Volume 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, 220-233.
- Frumkin, A., G Kadan, Enzel, Y., Eyal Y., 2001. Radiocarbon chronology of the Holocene Dead Sea: attempting a regional correlation. *Quaternary Science Reviews* 20, 1179-1189.
- Gasse, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* 19, 189-211.
- Hamzeh, M.A.; Mahmudy Gharaie, M.H.; Alizadeh Ketek Lahijani, H.; Djamali, M.; Moussavi Harami, R. and Naderi Beni, A. (2015). Holocene hydrological changes in SE Iran, a key region between Indian Summer Monsoon and Mediterranean winter precipitation zones, as revealed from a lacustrine sequence from Lake Hamoun. *Quaternary International*: 1-15.
- Heiri, O., Lotter, A. F., and Lemcke, G.: Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results, *J. Paleolimnol.*, 25, 101–110, 2001.
- Hoogendoorn, R. M., Boels, J. F., Kroonenberg, S. B., Simmons, M. D., Aliyeva, E., Babazadeh, A. D., and Huseynov, D.: Development of the Kura delta, 1747.
- Amini, A., Mousavi Harami, R., Lahijani, H., Mahboobi, A., 2012. Sedimentological, geochemical and geomorphological factors in formation of coastal dunes and nebkha fields in Miankaleh coastal barrier system (Southeast of Caspian Sea, North Iran), *Geosciences Journal* 16, 139 – 152.
- 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)*, 1452-1459.
- Bond, G. C., et al., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, 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, 351-364.
- Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H. (Eds.), 1997. Third Millenium B.C. Climate change and Old World Collapse. *NATO ASI Series*, vol. I 49.
- Ellwood, B.B., Tomkin, J.H., Ratcliffe, K.T., Wright, M., & Kafafy, A.M., 2008. High-resolution magnetic susceptibility and geochemistry for the Cenomanian/Turonian boundary GSSP with correlation to time equivalent core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* , 261: 105-126.
- 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*, 230:237-248.
- Ellwood, B.B., Balsam, W.L., & Roberts, H.H., 2006a. Gulf of Mexico sediment sources and sediment transport trend from magnetic susceptibility measurements of surface samples. *Marine geology*,

- high-stands in Central Gilan-East Mazanderan, South Caspian coast, Iran, *Quaternary Int.*, 197, 55–71, 2009.
- Leroy, S. A. G., Arpe, K., Mikolajewicz, U., 2011a. Vegetation context and climatic limits of the Early Pleistocene hominin dispersal in Europe. *Quaternary Science*
- Leroy, S. A. G., Lahijani, H. A. K., Djamali, M., Naqinezhad, A., Moghadam, M. V., Arpe, K., Shah-Hosseini, M., Hosseindoust, M., Miller, C. S., Tavakoli, V., Habibi, P., and Naderi, M., 2011b, Late Little Ice Age palaeoenvironmental records from the Anzali and Amirkola lagoons (south CS): vegetation and sea level changes: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 302, p. 415-434.
- Leroy, S. A. G., Kakroodi, A. A., Kroonenberg, S. B., Lahijani, H.A. K., Alimohammadian, H., and Nigarov, A.: Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate, *Quaternary Sci. Rev.*, 70, 28–47, 2013.
- Liu, C., Franz T.F., Wu, J., Dong, Y., Yang, T., Yin, J., Wang, Y., 2013. Late Quaternary palaeoenvironmental changes documented by micro faunas and shell stable isotopes in the southern Pearl River Delta plain, South China. *Journal of Paleogeography*. 2(4), 344-361.
- Moayeri, M., M. H., Ramesht, M. H., Taghvaei M., Taghizadeh, M. M., 2009, *Glacial Evidence in Safa Shahr's Basin in Fars Province*, Isfahan University Research Journal, NO. 2, pp. 109-130.
- Mohamed, A.W., 2005. Geochemistry and sedimentology of core sediments and the influence of human activities, Qusier, Safaga and Hasighada Harbors, Red sea coast Egypt. *J. Aquat. Res.* 31 (1), 92–103.
- Motamed, A., 1988, On the climatic condition of the Central Iran in Quaternary, *Journal of Science*, University of Tehran, No. 17, pp.115-128.
- Motamed, A., 1997, *Quaternary*, Tehran University Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea level changes, *Mar. Geol.*, 222–223, 359–380, 2005.
- Hung, H., M.T. Carson, P. Belwood, F.Z. Campos, P.J. Piper, E. Dizon, M.J.L.A. Bolunia, M., 2011. The first settlement of Remote Oceania: the Philippines to the Marianas. *Antiquity* 85: 909–26.
- Huseynov, D., Kalashnikov, A., Kasimov, N. S., Rychagov, G. I., Svitoch, A. A., Vonhof, H. B., and Wesselingh, F. P.: Solar forced 2600 BP and Little Ice Age high-stands of the CS, *Quaternary Int.*, 173–174, 137–143, 2007.
- Karbassi, A.R., Nabi-Bidhendi, G.R., Bayati, I., 2005. Environmental geochemistry of heavy metals in a sediment core of Bushehr, Persian Gulf, Iran. *J. Environ. Health Sci. Eng.* 2(4), 255–260.
- Kakroodi, A. A.: Rapid Caspian Sea-level change and its impact on Iranian coasts, PhD, Department of Geotechnology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Delft, Netherlands, 121 pp., 2012.
- Kakroodi, A. A., Kroonenberg, S. B., Hoogendoorn, R. M., Mohammad Khani, H., Yamani, M., Ghassemi, M. R., and Lahijani, H. A. K. 2012. Rapid Holocene sea level changes along the Iranian Caspian coast, *Quaternary Int.*, 263, 93–103,
- Kroonenberg, S. B., Abdurakhmanov, G. M., Aliyeva, E. G., Badyukova, E. N., van der Borg, K., Hoogendoorn, R. M.,
- Lahijani, H. and Tavakoli, V.: Identifying provenance of South Caspian coastal sediments using mineral distribution pattern, *Quaternary Int.*, 261, 128–137, 2012.
- Lahijani, H. A. K., Tavakoli, V., and Amini, A. H.: South Caspian river mouth configuration under human impact and sea level fluctuations, *Environ. Sci.*, 5, 65–86, 2008.
- Lahijani, H. A. K., Rahimpour-Bonab, H., Tavakoli, V., and Hosseindoust, M.: Evidence for Late Holocene

- and wind pattern changes proceeding of first conference of Caspian sea ecology. NRCES (2010),Sari.Iran.
- Staubwasser, M., Sirocko, F., Grootes, P., Segl, M., 2003. Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geophysical Research Letters* 30, 372-387.
- Sun, Q.L., Liu, D.Y., Liu, T., Di, B.P., Wu, F., 2012. Temporal and spatial distribution of trace metals in sediments from the northern Yellow Sea coast, China: implications for regional anthropogenic processes. *Environ. Earth Sci.* 66, 697–705.
- 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.
- Vallius, H. 2014. Heavy metal concentrations in sediment cores from the northern Baltic Sea: Declines over the last two decades *Mar. Poll. Bull.* 79, 359-364.
- Varushchenko, S., Varushchenko, A., and Klige, R., 1987. Changes in the regime of the Caspian Sea and closed basins in time, Nauka, Moscow,
- Walton, W.R., Sloan, J., 1990. The genus *Ammonia* Brunnich, 1772: Its geographic distribution and morphologic variability. *J. Foram. Res.* 20: 128-156.
- Publications. Tehran
- Mamedov, A. V.: The late Pleistocene-Holocene history of the CS, *Quaternary Int.*, 41–42, 161–166, 1997.
- Marshall, J.D. (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation: *Geol. Mag.*,129:143-160.
- Naderi Beni, A., Lahijani, H., Moussavi Harami, R., Leroy, S. A.G., Shah-hosseini, M., Kabiri, K., and Tavakoli, V.: Development of spit-lagoon complexes in response to Little Ice Age rapid sea level changes in the central Gil'an coast, South CS, Iran, *Geomorphology*,187, 11–26, 2013.
- O'leary, M. H. , Madhavan, S. , Paneth, P., 1992. Physical and chemical basis of carbon isotope fractionation in plants. *Plant, Celt and Environment.* 15, 1099-110.
- Rao, C.P. 1996. *Modern Carbonates, tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry: Arts of Tasmanian*, 206 p.
- Ruddiman, W. F.: *Earth Climate, Past and Future*, W. H. Freeman and Company, New York, 2008.
- Rychagov, G. I.: Holocene oscillations of the Caspian Sea and forecasts based on paleogeographical reconstructions, *QuaternaryInt.*, 41–42, 167–172, 1997.
- Rychagov, G. I.: Holocene oscillations of the Caspian Sea and forecasts based on paleogeographical reconstructions, *QuaternaryInt.*, 41–42, 167–172, 1997.
- Sharbati,S., Hosseini, S., Taghizadeh, V ., Imanpour, M and G orgin, S. 2010.Two dimensional modeling in Gorgan Bay Currents influence by sea level changes

Study of Late Quaternary temperature variations using stable isotopes in the southeastern part of the Caspian Sea

Hossein Bagheri

Department of marine Sciences, Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science (INIOAS)

Abstract

In the present study depositional temperature and consequently major climatic changes are investigated in the Southeastern part the of Caspian Sea using oxygen and carbon stable isotopes. For this purpose, two sediment cores (K, N1) with lengths of 170 and 712 cm were collected from eastern and southern parts of Gorgan Bay. The paleotemperature was obtained based on mass spectrometry analysis of sediment samples. The range of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) in the K1 core varied between 4.04-1.90‰ (mean 3.26 ‰) and -2.66 ‰ to -1.73 (mean 2.21‰) respectively. Whereas, in N1 core fluctuation of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ was between -4.22 to -1.17‰ and 2.66 to -0.94‰ with a mean of 3.34 and -2.11 ‰ correspondingly. Based on the results of ^{14}C age and stable isotopes 15 centigrade changes in temperature have occurred during about 22,000 years, Accordingly, 8 warm and cold periods were identified, which the coldest period being the last glacial maximum (Wurm) with a temperature of 13.7°C. Furthermore the highest temperatures related to the pre-glacial and the present periods (about 27- 27.4 ° C). Moreover the sedimentology and magnetic susceptibility data confirmed the above results.

Keywords: Caspian Sea, Core, Stable Isotopes, Paleoclimate