

دو فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره ۸، شماره ۱ و ۲، بهار و تابستان ۱۴۰۱  
ص ۱۶۱ تا ۱۷۸

## بازسازی دیرینه اقلیم و تغییرات بارش با استفاده از ایزوتوپ‌های استالاگمیت

### در زاگرس مرکزی

پرستو همه زاده؛ دانشجوی دکتری سازه های آبی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

حسن ترابی پوده\*؛ دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

حجت اله یونسی؛ دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

سید یحیی میرزایی ارجنکی؛ استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز،  
خوزستان، ایران

حسن زمانیان؛ استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۰۹

#### چکیده

دیرینه اقلیم، شاخه‌ای جدید از علم محسوب می‌شود که به بررسی تغییرات اقلیمی گذشته می‌پردازد. در تحقیق حاضر در نظر است به کمک اطلاعات دریافتی از غار مغار واقع در استان لرستان، اقلیم گذشته بازسازی شود. یک استالاگمیت به طول ۱۸ و قطر ۸ سانتیمتر برش داده شد. بدین منظور ۳۴ نمونه برای آنالیز ایزوتوپ پایدار، ۴ نمونه برای آزمایش XRD و محاسبه درصد آراگونیت و سه نمونه نیز برای سن سنجی به آزمایشگاه کوئینزلند استرالیا ارسال شد. سن سه نمونه به ترتیب ۵۵۰، ۳۶۸ و ۸/۶ هزار سال برآورد شد. تحلیل نتایج ایزوتوپی ۱۸۵O در طول زمان نشان داد داده‌های ایزوتوپی با شیب نسبتاً زیادی در حال افزایش است که نشان می‌دهد اقلیم منطقه در طول ۵۵۰ هزار سال گذشته به سمت خشک‌تر شدن و کاهش بارندگی می‌رود. دوره‌های اقلیمی همواره در حال تغییر بوده و دوره‌های ترسالی و خشکسالی در مقیاس بزرگتر یعنی به صورت دوره‌های یخبندان و بین یخبندان رخ داده است. در گذشته این تغییرات بسیار آهسته رخ داده اما در حدود ۸ هزار سال اخیر سرعت تغییر اقلیم افزایش یافته است. تحقیقات بیشتر مشابه تحقیق حاضر می‌تواند اقلیم گذشته را با جزئیات بیشتری بازگو کند تا بتوان با کمک آن تصمیمات درستی اتخاذ نمود.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ اکسیژن، دیرینه اقلیم، زاگرس، استالاگمیت، سن سنجی.

## مقدمه

دیرینه اقلیم شاخه‌ای جدید از علم محسوب می‌شود که به بررسی تغییرات اقلیمی گذشته می‌پردازد. عمده مطالعات دیرینه اقلیم شناسی در ایران شامل بررسی رسوبات دریاچه‌ای است. اسماعیلی و ثروتی (۱۳۸۲) دیرینه اقلیم لس‌ها در شمال مرکزی ایران را بررسی نمودند. مدارک دیرینه اقلیم نشان داد که لس‌های شمال مرکزی ایران تحت شرایط سرد و خشک نهشته شده‌اند. لشکری و همکاران (۱۳۹۲) به تحلیل دیرینه اقلیم دریاچه دشت ارژن به کمک استراکودها پرداختند و مشخص شد نوسانات شدیدی در تعداد استراکودها وجود داشته است که نشان دهنده نوسانات طبیعی در اقلیم این منطقه می‌باشد. لک و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی تغییر اقلیم هولوسن در ایران با مطالعه رسوبات دریاچه پرداختند. بررسی‌های ایشان نشان داد که دریاچه مهارلو دارای یک فاز عمده خشکسالی از ۵۵۰۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش بوده است و علاوه بر آن، خشکسالی‌های دیگری در ۱۸۰۰ سال قبل دیده شد. سعادت (۱۳۹۵) به ارزیابی تغییرات اقلیم دیرینه به کمک ردیاب شیمیایی کلر در رسوبات منطقه غیر اشباع دشت اردبیل پرداخت. نتایج بررسی ایشان نشان داد منطقه اردبیل یک‌روند به‌سوی خشکسالی در پیش دارد. حسینی و همکاران (۱۳۹۵) به بازسازی دیرینه اقلیمی در حوضه دشت ارژن فارس بر اساس مطالعه گرده‌های گیاهی پرداختند. این مشاهدات تایید کرد که اگر چه نوسانات در اقلیم در طول هولوسن میانی و پسین رخ داده است، اما الگوهای بارشی در این منطقه از ۶۰۰۰ سال قبل به بعد به الگوی تقریباً ثابت امروزی رسیده است. اسفندیاری درآباد و همکاران (۱۳۹۷) به بازسازی تغییرات محیط دیرینه با استفاده از رسوبات غار کوله تاریکه کردستان پرداختند. نتایج نشان داد که بین ۵۵۱۳ الی ۵۸۱۴ سال قبل منطقه دارای آب و هوای گرم و مرطوب و بین ۴۴۰۰ الی ۵۵۱۳ سال قبل دارای آب و هوای گرم و خشک بوده است. کربنات‌ها نوعی از انواع سنگ‌ها می‌باشند که در ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار بسیار مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و در همه فواصل زمانی حتی قدیمی‌ترین دوره‌ها نیز یافت می‌شوند (White., 1988). نوع رایجی از سنگ‌های کربناته، غارسنگ‌ها<sup>۱</sup> هستند که قادر به ارائه سوابق قابل اعتمادی از تغییرات اقلیمی از سال‌های دور می‌باشند (Vanghi et al., 2018). مطالعاتی که در دهه اخیر انجام شده است، نشان می‌دهد که اقلیم گذشته به کمک بررسی  $^{18}O$  و  $^{13}C$  قابل درک است (Baker et al., 2011) البته جداسازی رطوبت و دما در گذشته بر روی این مشخصه‌ها همچنان به‌عنوان چالش بزرگی در تحقیقات باقی مانده است (Fohlmeister et al., 2012). یکی از اشکال رایج غارسنگ، استالاگمیت‌ها هستند که لایه‌های آن به‌عنوان یک منبع بالقوه اطلاعات اقلیمی با کیفیت بالا شناخته شده است (Genty and Quinif., 1996). پروکتور و همکارانش (۲۰۰۲) به کمک استالاگمیت‌های اسکاتلند، تغییرات را برای ۳۰۰۰ سال گذشته بررسی نمودند. در تحقیق ایشان کالیبراسیون سن سنجی خوبی با آب و هوای محلی، اقلیم و دمای سطح دریا مشاهده شد. فلایتمن و همکارانش (۲۰۰۹) از اطلاعات اکسیژن و کربن حل شده در استالاگمیت غاری در ترکیه تا ۵۰ هزار سال گذشته استفاده نمودند. نتایج نشان داد یک فاصله زمانی ۱۰۰ ساله بین آب و هوا و پاسخ اکوسیستم آشکار است. فوهلمیستر و همکاران (۲۰۱۲) استالاگمیت‌های غار بانکر را برای بررسی تغییرات آب و هوایی هولوسن در اروپای مرکزی انتخاب نمودند در این تحقیق دوره‌های سرد و خشک بین ۸ تا ۷ هزار سال پیش، ۶/۵ تا ۵/۵ هزار سال پیش، ۴ تا ۳ هزار سال پیش و بین ۰/۷ تا ۰/۲ هزار سال پیش مشاهده شد. سینها و همکاران (۲۰۱۸) بارش‌های موسمی هند را بر اساس تغییرات  $^{18}O$  برای غار کاداپا بررسی نمودند. در تحقیق دیگر ارتباط بین دوره مرطوب آفریقا، زمان سکونت انسان و انقراض بزرگ‌زیاگان در طول هولوسن با استفاده از اطلاعات بدست آمده از غار بررسی شد (Wang et al., 2019). نتایج نشان داد تغییرات سریع آب و هوا در اوایل و میانه هولوسن بزرگ‌زیاگان ماداگاسکار را نابود کرد و جمعیت انسانی افزایش یافت.

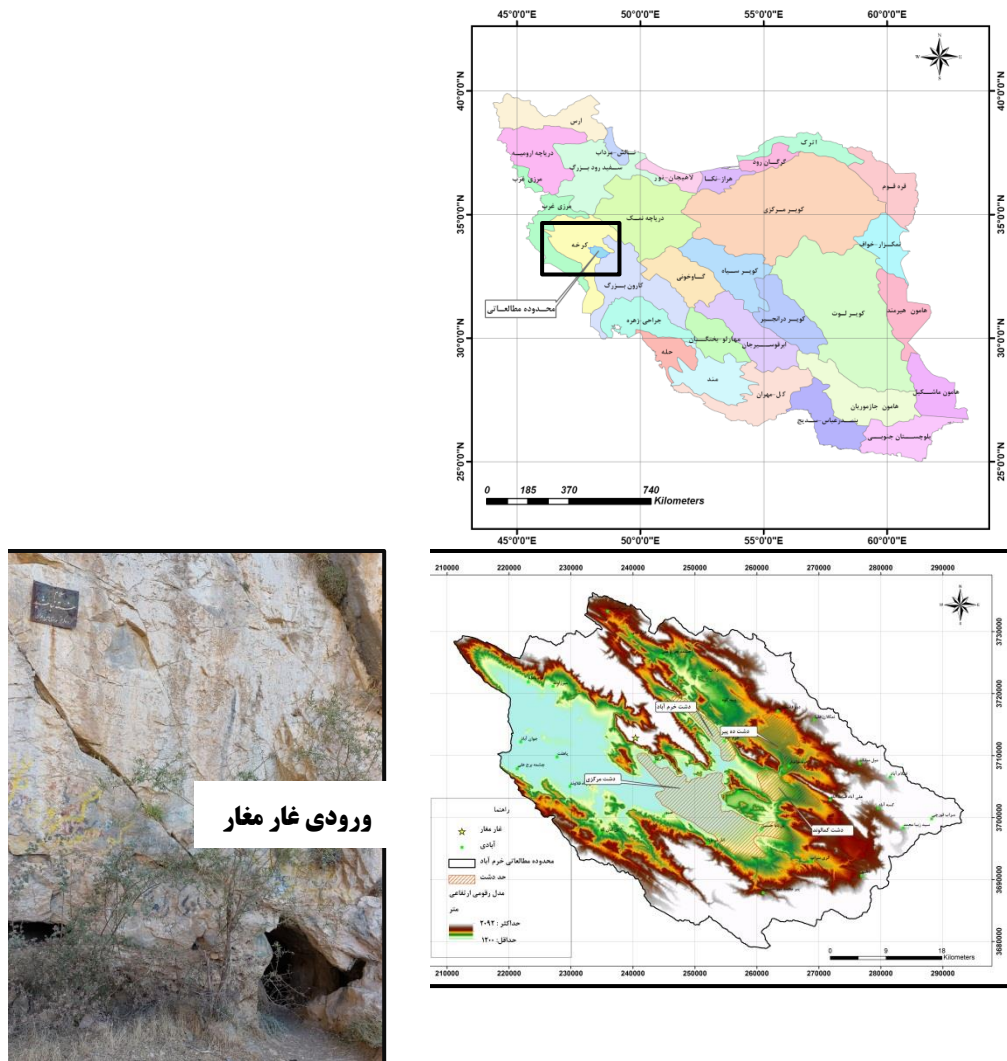
<sup>1</sup> speleothem

به منظور تحلیل دیرینه اقلیم به کمک استالاگمیت‌ها نکته مهم این است که غاری انتخاب شود که کمترین ارتباط را با محیط بیرون داشته باشد. دلیل این امر آن است که فرآیند تشکیل استالاگمیت تحت تأثیر تبخیر و دما قرار نگیرد و تعادل ایزوتوپی برقرار باشد. در صورت برقراری تعادل ایزوتوپی می‌توان از داده‌های ایزوتوپ پایدار برای بازسازی دیرینه اقلیم استفاده نمود. برقراری شرایط تعادلی توسط آزمون هندی قابل اثبات است (Hendy, 1971).

به منظور بازسازی دیرینه اقلیم از دو ایزوتوپ  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  استفاده می‌شود (Griffiths, 2020). مقادیر بالاتر  $\delta^{18}\text{O}$  نشان دهنده شرایط خشک‌تر و مقادیر کمتر (منفی‌تر) نشان‌دهنده شرایط مرطوب و افزایش بارش است. تغییرات  $^{13}\text{C}$  منعکس کننده تغییرات پوشش گیاهی منطقه است (Chen et al., 2021). هنگامی که پوشش گیاهی بیشتری در شرایط آب و هوایی مرطوب وجود داشته باشد،  $^{13}\text{C}$  سبکتر بوده و زمانی که پوشش گیاهی کمتر باشد سنگین‌تر است.  $\text{CO}_2$  تولید شده توسط گیاهان و فعالیت‌های بیولوژیکی خاک متأثر از  $^{13}\text{C}$  است (Bergel et al., 2017). در طول دوره فصل سرد و خشک سرعت رشد گیاهی محدود شده و  $\text{CO}_2$  تولید شده توسط گیاهان و فعالیت‌های بیولوژیکی خاک و مقدار آب تغذیه کننده استالاگمیت کاهش یافته که سبب افزایش  $^{13}\text{C}$  می‌شود. بنابراین آنالیز ایزوتوپی  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  شرایط بارش و پوشش گیاهی را که هر دو از مشخصه‌های اقلیمی هستند به خوبی نشان می‌دهد. کربنات رسوب شده در استالاگمیت‌ها ترکیبی از  $^{18}\text{O}$  کلسیت و  $^{18}\text{O}$  آراگونیت است. وجود آراگونیت در استالاگمیت‌ها را می‌توان به عنوان پیامد شرایط آب و هوایی خشک یا فصلی تفسیر کرد (McMillan et al., 2005؛ Wassenburg et al., 2012). از آنجایی که وجود آراگونیت سبب تغییر در مقادیر  $^{18}\text{O}$  می‌شود لذا این عدد نمی‌تواند به درستی نشان دهنده اقلیم گذشته باشد. آراگونیت در ایزوتوپ سنگین‌تر در مقایسه با کلسیت، از اکسیژن غنی شده است. در چنین مواردی استالاگمیت اندازه‌گیری شده بر اساس نسبت آراگونیت موجود تصحیح می‌شود (Yadava et al., 2014). بنابراین برای جلوگیری از بروز هر گونه خطا در برآورد شرایط اقلیمی گذشته، لازم است درصد آراگونیت به کمک دستگاه XRD مشخص شود. تحلیل نتایج ایزوتوپی بدون انجام آزمایش سن سنجی امکان پذیر نیست. برای سن سنجی روش‌های مختلفی وجود دارد که مهم‌ترین آنها روش  $^{14}\text{C}$  و  $\text{U/Th}$  می‌باشند (Thompson et al., 1975). در برخی از مطالعات از روش  $^{14}\text{C}$  برای سن سنجی استفاده شده است (Brook and Nickman, 1996) اما استفاده از  $^{14}\text{C}$  برای سن سنجی استالاگمیت‌ها با دو محدودیت عمده روبه روست: (۱) این روش فقط تا ۵۰ هزار سال قادر به سن سنجی است. (۲) به علت ماندن جریان آب روی سنگ بستر، برای برآورد سن استالاگمیت قطعاً خطا رخ خواهد داد. زیرا این سن ممکن است به سن سنگ بستر ارتباط پیدا کند (Vanghi et al., 2018). روش  $\text{U/Th}$  قابلیت سن سنجی تا بیش از ۶۰۰ هزار سال را نیز داراست (Latham et al., 1982). با توجه به محدودیت‌های روش  $^{14}\text{C}$ ، در سن سنجی استالاگمیت‌ها عمدتاً از روش  $\text{U/Th}$  استفاده می‌شود (Richards et al., 2003). در مورد شرایط اقلیمی و محیطی ایران قبل از دوره هولوسن اطلاعات جامع و کاملی در دسترس نیست. این در حالی است که موقعیت قرارگیری ایران به عنوان یک منطقه گذار بین اروپا، آسیا و آفریقا از اهمیت زیادی جهت بررسی اقلیم گذشته برخوردار است؛ با این حال در مقایسه با دیگر مناطق کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است (Rowe et al., 2012) که این امر جایگاه ویژه‌ای را برای این پژوهش فراهم آورده است. در تحقیق حاضر در نظر است به کمک اطلاعات دریافتی از استالاگمیتی در غار معار واقع در بخش زاگرس اقلیم گذشته ایران تحلیل شود.

## موقعیت و مشخصات جغرافیایی منطقه

به منظور تحلیل دیرینه اقلیم در زاگرس مرکزی، غار مغار در محدوده مطالعاتی خرم‌آباد واقع در استان لرستان و در حوضه آبریز کرخه انتخاب شد. شرایط این غار به گونه‌ای است که کمترین ارتباط را با محیط بیرون داشته و متأثر از باد و سایر پارامترهای هواشناسی در خارج از غار نیست. موقعیت غار مغار نسبت به محدوده مطالعاتی خرم‌آباد در شکل ۱ نشان داده شده است. این غار، اقامتگاه موقت شکارچیان است و در ارتفاع ۲۴۵۲ متری قرار دارد. طول مسیر صعود حدود ۵ کیلومتر و دارای شیب بسیار زیادی بود که صعود را مشکل‌تر می‌ساخت. مطابق نقشه‌های زمین‌شناسی معتبر، غار مغار از نظر چینه‌شناسی در دسته رسوبات دوران دوم (کرتاسه) K1 قرار گرفته است.



شکل ۱: موقعیت غار مغار

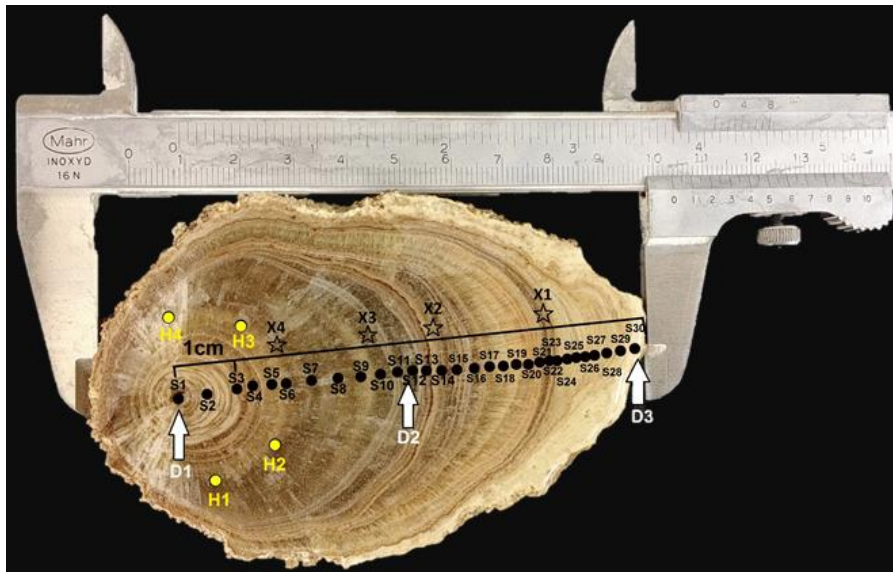
## مواد و روش‌ها

به منظور تحلیل دیرینه اقلیم زاگرس، غار مغار در محدوده مطالعاتی خرم آباد انتخاب شد. علت اصلی انتخاب این غار ایزوله بودن آن بود زیرا به علت ورودی کوچک آن، بنظر می‌رسید که تعادل ایزوتوپی برقرار باشد. پس از مشاهده فضای درون غار مغار، در نگاه اول استالاگمیت‌های عظیمی دیده شد که امکان برش و جابه‌جایی آنها وجود نداشت. زیرا با توجه به مشکلات جابه‌جایی و محیط زیستی باید نمونه‌ای کوچک البته توسعه یافته انتخاب می‌شد؛ به همین منظور یک استالاگمیت به طول حدود ۱۸ سانتیمتر و قطر ۸ سانتیمتر برش داده شد. پس از برش استالاگمیت، نمونه سنگ به آزمایشگاه مکانیک خاک دانشگاه لرستان منتقل و در آنجا به‌منظور مشاهده لایه‌ها سطح آن صیقل داده شد. از آن جایی که هسته استالاگمیت در مرکز واقع نشده و در کنار آن است (شکل ۱) می‌توان این نکته را دریافت که بستر اولیه تشکیل استالاگمیت بر روی سطح شیب‌دار قرار گرفته است که سبب شده قطره آب پس از برخورد به سطح غار، بر روی سطح شیب‌دار جابه‌جا شود. همچنین این استالاگمیت از آن جایی که محدودیت افزایش طول داشته، به صورت عرضی رشد کرده است.

هر لایه رشد در استالاگمیت نشان دهنده شرایط اقلیمی زمان تشکیل آن است. به همین منظور تعداد ۳۰ نمونه برای آنالیز  $^{13}\text{C}$  و  $^{18}\text{O}$  بر روی لایه‌های رشدی که واضح بودند به کمک مته دندانپزشکی به صورت پودر شده برداشت شد. همچنین برای اثبات وجود تعادل ایزوتوپی در هنگام تشکیل استالاگمیت به کمک آزمون هندی، چهار نمونه بر روی یک لایه رشد مشخص نیز برداشت شد. بنابراین ۳۴ نمونه برای آنالیز ایزوتوپ پایدار در نظر گرفته شد. نمونه‌های پودر شده که وزن هر کدام حدود ۵۰ میلی گرم بود، در ویال پلاستیکی قرار گرفت و برای آنالیز با دستگاه طیف سنجی جرمی نسبت ایزوتوپی<sup>۱</sup> (IRMS) به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال شد. برای مشخص کردن درصد آراگونیت، ۴ نمونه پودر شده (هر کدام حدود ۵۰ گرم) به کمک مته دندانپزشکی تهیه شد و در ویال پلاستیکی قرار گرفت (در شکل ۱ با نام‌های X۱ تا X۴ مشخص شده‌اند) و به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان جهت آنالیز با دستگاه XRD ارسال شد. به دلیل محدودیت‌های روش  $^{14}\text{C}$ ، روش U/Th برای سن سنجی انتخاب شد. با توجه به هزینه بالای سن سنجی تنها سه نقطه هسته اولیه استالاگمیت (D۱)، وسط (D۲) و روی آن (D۳) برای آزمایش در نظر گرفته شد. به منظور آماده سازی نمونه‌ها برای سن سنجی، در نقاط D۱، D۲ و D۳ با مته دندانپزشکی حدود ۱۵۰ میلی گرم از هر نمونه پودر شد و در ویال پلاستیکی قرار گرفت و به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کوئینزلند استرالیا ارسال و سن سنجی نمونه به کمک دستگاه طیف سنج پلاسما جرمی جفت شده القایی چند جمع کننده<sup>۲</sup> (MC-ICP-MS) انجام شد. در شکل ۲ نقاط D۱، D۲ و D۳ محل انجام آزمایش‌های سن سنجی، نقاط S۱ تا S۳۰ محل انجام آزمایش‌های ایزوتوپ پایدار، نقاط H۱ تا H۴ برای آزمون هندی و نقاط X۱ تا X۴ محل انجام آزمایش XRD را نشان می‌دهد.

<sup>1</sup> Isotope Ratio Mass Spectrometer

<sup>2</sup> Multi-Collector Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer



شکل ۲: نمونه سنگ صیقل داده شده (D1، D2 و D3 محل سن سنجی، S1 تا S30 محل انجام آزمایش‌های ایزوتوپی، نقاط H1 تا H4 آزمون هندی و X1 تا X4 محل انجام آزمایش XRD را نشان می‌دهد).

### استانداردهای مرجع

اختلافات نسبی در نسبت‌های ایزوتوپی را می‌توان با دقت بسیار بیشتری از نسبت‌های ایزوتوپی مطلق تعیین نمود. مقدار دلته داده‌های ایزوتوپی پایدار این گونه مشخص می‌شود (Mc Kinney et al., 1950):

$$\delta X = (R_x / R_{std} - 1) \times 1000 \quad \text{معادله (۱)}$$

R نسبت فراوانی ایزوتوپ‌های سنگین به سبک می‌باشد، X بر نمونه دلالت دارد و std مخفف استاندارد است. مقادیر  $\delta$  بر حسب در هزار (پر میل) مشخص می‌شود و نشانه در هزار علامت ‰ می‌باشد، مقدار مثبت دلته به این معناست که نسبت ایزوتوپ سنگین به سبک در نمونه نسبت به استاندارد بالاتر است و مقدار منفی معنای عکس دارد. مقایسه‌های بسیار دقیق ترکیب ایزوتوپی مواد را می‌توان در یک آزمایشگاه معین انجام داد، اما برای مقایسه داده‌های به دست آمده در آزمایشگاه‌های مختلف مجموعه‌ای از استانداردهای مرجع که مورد توافق بین‌المللی هستند در اختیار تمامی پژوهشگران این زمینه قرار دارد. ترکیب ایزوتوپی اندازه‌گیری شده هر ماده‌ای پس از کالیبراسیون با این استانداردهای بین‌المللی، بایستی در تمامی آزمایشگاه‌ها یکی باشد. تاریخچه مواد مرجع ایزوتوپی طولانی و پیچیده می‌باشد. گروه ابتدایی شیکاگو مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  کربنات‌ها را نسبت به ترکیبات ایزوتوپی نمونه پودر شده فسفیل بلمنیت گونه آمریکانا<sup>۱</sup> در جنوب کارولینا گزارش نمودند. آنها این استاندارد کلسیت را PDB<sup>۲</sup> نامیدند. این استاندارد همواره در گزارش مربوط به آنالیز تمامی ایزوتوپ‌های کربن و نیز آنالیز اکثر ایزوتوپ‌های اکسیژن در کربنات‌های تشکیل شده در دمای پایین مورد استفاده است. گروه شیکاگو همچنین آنالیزهای ایزوتوپی اکسیژن را نسبت به استاندارد که آنها متوسط آب اقیانوس می‌نامیدند گزارش کردند. نمونه‌ای از آب اقیانوس واقعی که به‌منظور ارائه ترکیب ایزوتوپی اکسیژن از تمام اقیانوس‌های اصلی با یک تناسب کم و

<sup>۱</sup> Belemnite americana

<sup>۲</sup> Pee Dee Belemnite

بیش صحیح آماده سازی شده بود. بعدها نمونه‌ای ساختگی که بر حسب ترکیب ایزوتوپی نمونه آب شیرین تعیین شده بود، معرفی گردید و متوسط استاندارد آب اقیانوس<sup>۱</sup> (SMOW) نامیده شد. هر آزمایشگاه، نتایج را بر اساس یکی از این دو استاندارد بیان می‌کند. البته با داشتن یکی از نتایج می‌توان بر اساس فرمول زیر به استاندارد دیگر تبدیل نمود.

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.97 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}) - 29.9 \quad (2)$$

## - آزمون هندی

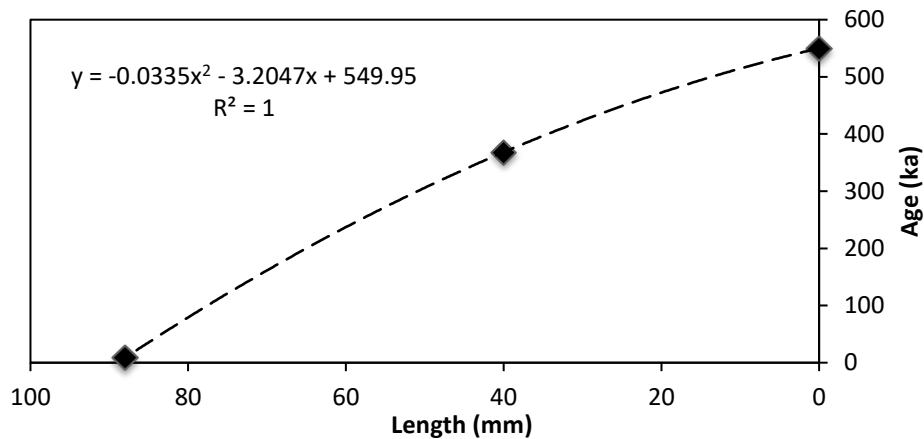
هندی (۱۹۷۱) نشان داد در شرایطی که عمدتاً در غارهای عمیق رخ می‌دهد (غارهایی که تقریباً ایزوله هستند و تهویه هوای کمی دارند) استلاگمیت‌ها در تعادل ایزوتوپی اکسیژن با قطره آب تشکیل می‌شوند. این فرایند زمانی رخ می‌دهد که رسوب گذاری با خروج آهسته کربن دی اکسید از قطره آب همراه باشد. او نشان داد که کلسیت رسوب شده در این مسیر به تدریج از  $^{18}\text{O}$  غنی شده است. بنابراین آزمون مناسب برای بررسی وضعیت تعادل، اندازه گیری نسبت  $^{18}\text{O}$  در امتداد چندین نقطه با فاصله چند سانتی متری از هم روی لایه رشد است. برای رسوبات تعادلی انتظار می‌رود که نسبت مذکور ثابت باشد در حالی که لایه‌های رشد نامتعادل تغییرات دارای روند و معنی دار در  $^{18}\text{O}$  و  $^{13}\text{C}$  و همبستگی بین  $^{18}\text{O}$  و  $^{13}\text{C}$  رخ می‌دهد. کشف این موضوع که استلاگمیت در حالت تعادل رسوب شده، امکان استفاده از  $^{18}\text{O}$  را در استلاگمیت‌ها به عنوان معیاری برای اقلیم دیرینه فراهم می‌نماید (McDermott et al., 2006). در تحقیق حاضر نیز آزمون هندی بر روی یک لایه رشد استلاگمیت انجام شد.

## یافته‌های پژوهش

### - سن سنجی

پس از دریافت نتایج سن سنجی هم نقاط قوت و هم نقاط ضعفی مشاهده شد. هسته اولیه با سن حدود ۵۵۰ هزار سال، وسط آن حدود ۳۶۸ هزار سال و روی استلاگمیت ۸/۶ هزار سال برآورد شد. نقطه قوت این نتایج، سن بالای استلاگمیت است که مشابه آن در دنیا تنها در غاری در چین مشاهده شد. نقطه ضعف این نتایج، فعال نبودن استلاگمیت بود که آخرین رشد آن مربوط به ۸/۶ هزار سال پیش بود. توقف رشد استلاگمیت نشان می‌دهد که تأمین آب صورت نگرفته و شرایط به سمت خشک‌تر شدن ادامه یافته است. جدول ۱ نتایج دریافتی از آزمایشگاه سن سنجی را نشان می‌دهد. از آنجاییکه در مطالعه حاضر تنها ۳ نقطه سن سنجی شده، بهترین راه تخمین سن در سایر نقاط استفاده از نمودار طول-سن در محیط اکسل بود (شکل ۳).

<sup>1</sup> Standard Mean Ocean Water



شکل ۳: نمودار طول-سن در استلاگمیت غار مغار

مطابق نمودار طول-سن، رابطه همبستگی به صورت زیر به دست آمد.

$$y = -0.0335x^2 - 3.2047x + 549.95 \quad (\text{معادله ۲})$$

تخمین سن در نقاط اندازه گیری ایزوتوپ پایدار، با استفاده از معادله بالا در ستون چهارم جدول ۲ ارائه شده

است.

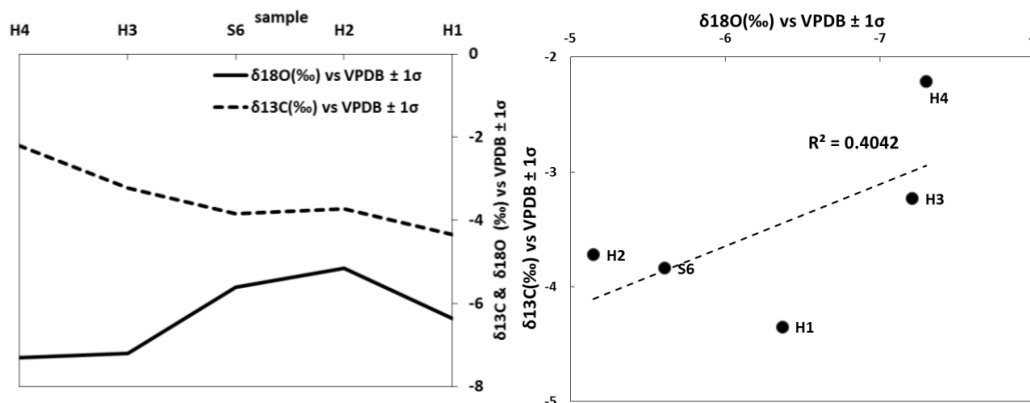
جدول ۱: نتایج سن سنجی (برحسب هزار سال)

	wt.(g)	Spike wt.(g)	U (ppm)	$\pm 2s$	$^{232}\text{Th}$ (ppb)	$\pm 2s$	$(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$	$\pm 2s$	$(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$
	D1	0.1537	0.03058	0.16953	0.00005	4.766	0.004	122.86	0.18
	$\pm 2s$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$	$\pm 2s$	uncorr. $^{230}\text{Th}$ Age (ka)	$\pm 2s$	corr. $^{230}\text{Th}$ Age (ka)	$\pm 2s$	corr. Initial $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$	$\pm 2s$
	0.001	1.1034	0.0008	551	20	550	22	1.4929	0.0275
D2	0.159	0.03053	0.17050	0.00006	11.936	0.015	49.77	0.13	1.1484
	$\pm 2s$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$	$\pm 2s$	uncorr. $^{230}\text{Th}$ Age (ka)	$\pm 2s$	corr. $^{230}\text{Th}$ Age (ka)	$\pm 2s$	corr. Initial $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$	$\pm 2s$
	0.003	1.1394	0.0008	369.7	6.5	368.2	8.4	1.4023	0.0079
D3	0.0848	0.03060	1.0326	0.0005	275.8	1.0	1.751	0.010	0.1542
	$\pm 2s$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$	$\pm 2s$	uncorr. $^{230}\text{Th}$ Age (ka)	$\pm 2s$	corr. $^{230}\text{Th}$ Age (ka)	$\pm 2s$	corr. Initial $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$	$\pm 2s$
	0.001	1.1416	0.0010	15.79	0.08	8.6	3.7	1.1565	0.0064

مطابق نتایج بدست آمده از XRD، درصد کلسیت در هر ۴ نمونه غالب بود و آراگونیت تطابق بسیار کمی داشت. بدین منظور درصد آراگونیت برای هر چهار نمونه صفر در نظر گرفته شد بنابراین نیازی به اصلاح نتایج ایزوتوپ اکسیژن نبود.

## – آزمون هندی

مطابق آزمایش هندی، همبستگی ضعیفی بین  $^{18}\text{O}$  و  $^{13}\text{C}$  ( $R^2 = 0.4042$ ) مشاهده شد. همچنین روند تغییرات  $^{18}\text{O}$  و  $^{13}\text{C}$  در طول لایه رشد بدون روند است. البته برای کربن در نمونه‌های H<sup>۳</sup>، H<sup>۴</sup> و S<sup>۶</sup> به نظر روند صعودی می‌رسد که این روند در اکسیژن با شدت کمتری رخ داده است. دلیل این امر می‌تواند خطای برداشت داده و تداخل با لایه‌های مجاور نیز باشد. با مشاهده نتایج بدست آمده از مقالات مختلف می‌توان گفت که این استلاگمیت در شرایط تعادل ایزوتوپی تشکیل شده است و می‌توان با اطمینان بالایی از نتایج  $^{18}\text{O}$  و  $^{13}\text{C}$  برای تحلیل دیرینه اقلیم استفاده نمود.



شکل ۴: نتیجه بررسی هم بستگی  $^{18}\text{O}$  و  $^{13}\text{C}$  (راست). روند تغییرات  $^{18}\text{O}$  و  $^{13}\text{C}$  در لایه رشد(چپ)

## نتایج ایزوتوپ پایدار

با انجام آزمون هندی این اطمینان حاصل شد که استلاگمیت، در شرایط تعادل ایزوتوپی تشکیل شده است و می‌توان از نتایج آنالیز ایزوتوپی استفاده نمود. به کمک نتایج XRD مشخص شد که عمده استلاگمیت از کلسیت تشکیل شده و به علت عدم وجود مقدار قابل توجهی آراگونیت، مقادیر ایزوتوپی نیازی به تصحیح ندارند. نتایج تحلیل ایزوتوپ پایدار در ستون دوم و سوم جدول ۲ ارائه شده است. ستون چهارم این جدول نتایج مربوط به سن سنجی است که به کمک رابطه ۳ برای نقاط اندازه گیری شده تخمین زده شده است. حداقل و حداکثر  $^{18}\text{O}$  به ترتیب در نقاط S<sup>۱۱</sup> (۳۸۰ هزار سال پیش) و S<sup>۲۹</sup> (۳۶ هزار سال پیش) مشاهده شد. مقادیر بالاتر  $^{18}\text{O}$  نشان دهنده شرایط خشک‌تر و مقادیر کمتر(منفی‌تر) نشان‌دهنده شرایط مرطوب و افزایش بارش است. همچنین حداقل و حداکثر  $^{13}\text{C}$  به ترتیب در نقاط S<sup>۲۲</sup> (۱۶۹ هزار سال پیش) و S<sup>۳۰</sup> (حدود ۹ هزار سال پیش) مشاهده شد. داده‌های ایزوتوپی با شیب نسبتاً زیادی در حال افزایش است که نشان می‌دهد با گذشت زمان شرایط اقلیمی منطقه به سمت خشک‌تر شدن (کمبود بارش) پیش رفته است.

جدول ۲: نتایج آنالیز ایزوتوپ پایدار (ستون آخر مربوط به نتایج سن سنجی بر حسب هزار سال است)

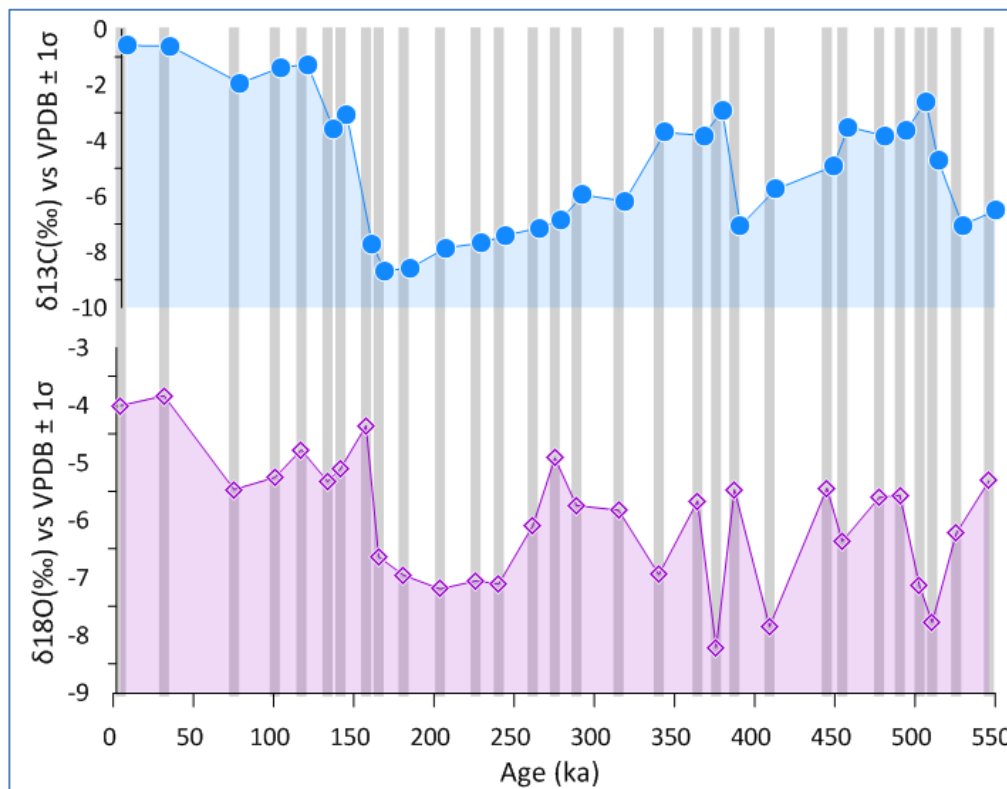
Sample Name	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ vs VPDB $\pm 1\sigma$	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ vs VPDB $\pm 1\sigma$	yr(ka)
S1	$-5.32 \pm 0.08$	$-6.52 \pm 0.02$	550

S2	-6.23±0.08	-7.04±0.04	530
S3	-7.78±0.08	-4.73±0.01	515
S4	-7.15±0.07	-2.61±0.02	507
S5	-5.57±0.01	-3.65±0.03	494
S6	-5.61±0.08	-3.84±0.04	481
S7	-6.37±0.08	-3.51±0.01	459
S8	-5.45±0.08	-4.93±0.04	449
S9	-7.85±0.06	-5.75±0.04	413
S10	-5.47±0.07	-7.06±0.04	391
S11	-8.22±0.03	-2.92±0.02	380
S12	-5.67±0.05	-3.82±0.04	368
S13	-6.95±0.08	-3.71±0.04	344
S14	-5.83±0.04	-6.18±0.03	319
S15	-5.75±0.05	-5.95±0.04	293
S16	-4.92±0.04	-6.84±0.01	279
S17	-6.10±0.07	-7.14±0.04	265
S18	-7.11±0.01	-7.41±0.01	244
S19	-7.06±0.08	-7.68±0.02	230
S20	-7.20±0.07	-7.85±0.01	208
S21	-6.96±0.06	-8.59±0.01	185
S22	-6.64±0.08	-8.67±0.01	169
S23	-4.36±0.07	-7.72±0.03	161
S24	-5.11±0.04	-3.07±0.02	146
S25	-5.33±0.07	-3.60±0.02	137
S26	-4.78±0.05	-1.27±0.04	121
S27	-5.26±0.07	-1.38±0.02	105
S28	-5.47±0.03	-1.94±0.04	79
S29	-3.84±0.06	0.61±0.04	36
S30	-4.01±0.06	-0.59±0.04	9
H1	-6.37±0.01	-4.35±0.04	-
H2	-5.15±0.08	-3.72±0.03	-
H3	-7.21±0.01	-3.23±0.01	-
H4	-7.31±0.08	-2.21±0.04	-

اقلیم منطقه غار مغار در طول ۵۵۰ هزار سال گذشته به سمت خشک‌تر شدن و کاهش بارندگی است. وقوع نوسانات ایزوتوپ اکسیژن در طول استلاگمیت طبیعی بوده و نشان دهنده دوره‌های پربارش و کم بارش است. مطابق شکل ۵ در سال‌های ۳۵/۵ و ۸/۶ هزار سال پیش کمترین پوشش گیاهی و بارش رخ داده است. در بین سال‌های ۱۷۰ تا ۲۵۰ هزار سال پیش بیشترین میزان بارش، پوشش گیاهی مشاهده شد. بیشتر بارش در حدود ۳۸۰ هزار سال پیش اتفاق افتاده اما با کاهش پوشش گیاهی روبه روست که نشان دهنده سرمای زیاد در منطقه و عدم توسعه پوشش گیاهی است. در برخی موارد نظیر ۱۶۰ هزار سال پیش ناهماهنگی‌هایی بین اکسیژن و کربن مشاهده شد. بدین صورت که با وجود کاهش بارندگی اما افزایش پوشش گیاهی و فعالیت‌های بیولوژیکی خاک مشاهده شد. لازم به ذکر است که کاهش پوشش گیاهی در برخی از نقاط در گذشته نشان دهنده شرایط یخبندان نیز می‌باشد.

با توجه به این که پارامترهای مختلفی در تغییرات  $^{13}\text{C}$  تأثیر گذار هستند در بسیاری از پژوهش‌ها تنها به بررسی  $^{18}\text{O}$  پرداخته می‌شود. از آن جایی که غار مغار تقریباً در نزدیکی قله قرار گرفته و با توجه به اینکه پوشش

گیاهی قابل توجهی بر روی آن تشکیل نمی‌شود (کوهستانی و فاقد خاک) لذا از تحلیل جزئی‌تر این پارامتر صرف‌نظر می‌شود.



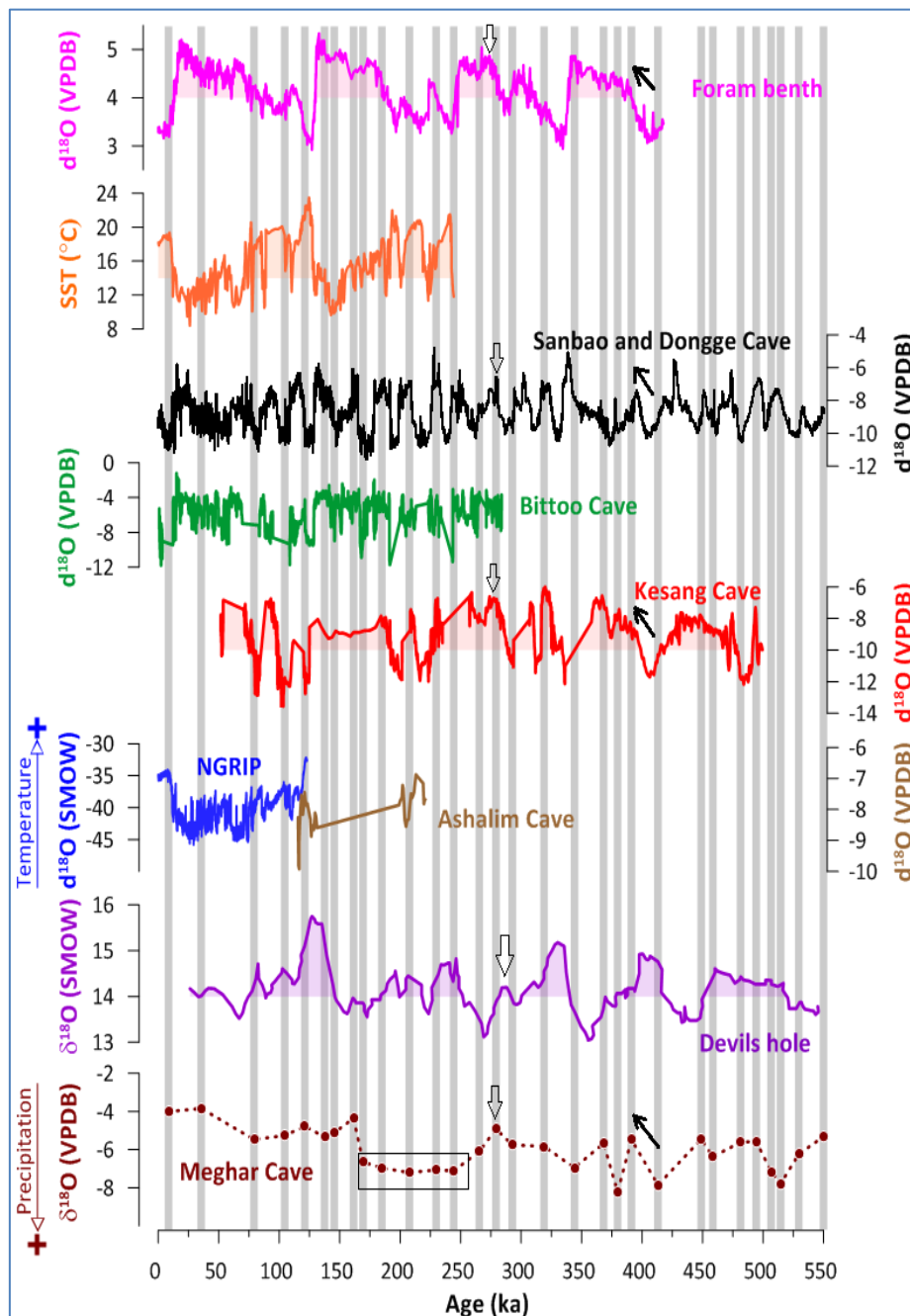
شکل ۵: مقایسه  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  بدست آمده از استالاگمیت غار مغار

## بحث

تحلیل نتایج ایزوتوپی دیرینه اقلیم، بدون مقایسه با سایر مطالعات در دنیا، فاقد اعتبار است. با توجه به این که تشکیل استالاگمیت حدود ۵۵۰ هزار سال پیش بوده است لذا مطالعاتی در نظر گرفته شد که این محدوده زمانی را بررسی نموده‌اند. متأسفانه مطالعات بسیار کمی در مشخصه دیرینه اقلیمی این تاریخ را پوشش می‌دهد. تنها مطالعاتی که در این محدوده انجام شده‌اند شامل موارد ذکر شده در شکل ۶ هستند. همچنین مطالعاتی در نظر گرفته شد که در نیمکره شمالی قرار داشتند زیرا چرخه‌های اقلیمی در نیمکره جنوبی با شمالی متفاوت است. با این وجود انتظار اینکه همه مطالعات روند یکسانی را نشان دهند نباید وجود داشته باشد. علت این امر خطای اندازه گیری (نمونه برداری از روی لایه، مدل سن سنجی و...) می‌باشد. پایان یافتن رخداد سرد یانگر دریاس در ۱۱۵۰۰ سال پیش با تغییرات شدید آب و هوایی همراه بوده و بین ۱۱۵۰۰ تا ۱۰۵۰۰ سال پیش آب و هوا هنوز سردتر از امروز بوده است و این در حالی است که ۹۰۰۰ تا ۸۲۰۰ سال پیش آب و هوا به تدریج شروع به گرم شدن نموده است (Alley et al., 1993). از ۱۱۰۰۰ تا ۹۰۰۰ سال تنوع کم پوشش گیاهی و نبود پوشش گیاهی نشان دهنده خشکی در این دوره بوده است (حسینی و همکاران، ۱۳۹۵). رشد ورقه‌های یخی از ۳۳ هزار سال پیش آغاز شد و حداکثر پوشش آن بین ۲۶ هزار و پانصد سال تا ۱۹ هزار سال پیش بود.

زمانی که ذوب یخ‌ها در نیمکره شمالی آغاز شد، باعث افزایش ناگهانی سطح آب دریا شد. کاهش ورقه یخی غرب قطب جنوب بین ۱۴ تا ۱۵ هزار سال پیش رخ داد که با شواهدی مبنی بر افزایش ناگهانی سطح دریا در

حدود ۱۴ هزار و پانصد سال پیش مطابقت دارد. با توجه به اینکه دو نمونه استالاگمیت در سال‌های ۳۵/۵ و ۸/۶ هزار سال پیش برداشت شده‌اند، لذا بنظر می‌رسد که یانگر دریا در آن دیده نشده است.



شکل ۶: مقایسه نتایج با سایر مطالعات. نمودار "نارنجی" هسته رسوب دریایی از حاشیه ایبری (Martrat., 2007); "مشکی" استالاگمیت غار سان باوو و دانگی (Cheng et al., 2009); "آبی" هسته های یخی (North Kathayat et al., 2004); "سبز" استالاگمیت غار بیتو در هند (Greenland Ice Core Project members., 2004); "قهوه‌ای" استالاگمیت غار اشلیم در صحرای نقف (Vaks et al., 2018); "قرمز" استالاگمیت غار کسینگ در چین (Cheng et al., 2016); "صورتی" روزن داران اعماق دریا (Martrat., 2007); "بنفش" هسته رسوب دریایی در چاله دویس واقع در نوادا (Winograd et al., 1992); "زرشکی" غار مغار (مطالعه حاضر).

حدود ۴۱۰ تا ۳۹۰ سال پیش افزایش شدید مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در غار مغار، غار کسینگ، غار سان باوو و دانگی و ایزوتوپ روزن داران مشاهده شد. این موضوع نشان می‌دهد در این دوره بارش کم شده است. کمترین مقدار ایزوتوپ اکسیژن در استالاگمیت غار مغار حدود ۳۸۰ هزار سال پیش رخ داده است این در حالی است که حداقل مقدار در چاله دویس ۳۶۰ هزار سال پیش و در غار کسینگ چین و روزن داران حدود ۳۴۰ هزار سال پیش رخ داده است. می‌توان گفت در این دوره بارش‌های خوبی رخ داده است. در حدود ۲۸۰ هزار سال پیش یک دوره خشک در میان دوره‌های مرطوب (قبل و بعد از آن) قرار گرفته که با بررسی سایر منابع این پیک نیز مشاهده شد. این پیک‌ها با فلش توخالی بر روی شکل ۶ نشان داده شده است. نتایج ایزوتوپی استالاگمیت در غار مغار نشان می‌دهد در دوره ۲۴۵ تا ۱۷۰ هزار سال پیش نوسانات کم و البته بارش‌ها زیاد بوده است البته با مقایسه با سایر منابع مشخص شد که آنها در این دوره نوسانات زیادی داشته‌اند. در دوره ۸۰ تا ۳۵/۵ هزار سال پیش افزایش ایزوتوپی و در نتیجه کاهش بارش مشاهده شد این روند در چاله دیس، روزن داران و بخشی از داده‌های دمای سطح آب و یخ‌های گرینلند مشاهده شد. آنچه که در داده‌های یخ‌های قطبی، دمای سطح آب و ایزوتوپ استالاگمیت غار مغار مشاهده شد کاهش بارش و افزایش دما در حدود ۸۰۰۰ سال پیش است. از آن جایی که حداقل سن استالاگمیت غار مغار مربوط به ۸/۶ هزار سال پیش است نمی‌توان داده‌های بعد از این تاریخ را تحلیل نمود. این در حالی است که عمده مطالعات دیرینه اقلیم شناسی در ایران مربوط به دوره هولوسن می‌باشند (برای مثال تحقیق اسفندیاری درآباد و همکاران ۱۳۹۷).

### نتیجه گیری

در تحقیق حاضر از داده‌های  $^{18}O$  و  $^{13}C$  استالاگمیت غار مغار برای تحلیل دیرینه اقلیم زاگرس مرکزی استفاده شد. استالاگمیت در حدود ۵۵۰ هزار سال پیش تشکیل شده و تا ۸/۶ هزار سال پیش به رشد خود ادامه داده است. توقف رشد استالاگمیت نشان می‌دهد که تأمین آب صورت نگرفته و شرایط به سمت خشک‌تر شدن ادامه یافته است. عمده مطالعات دیرینه اقلیم شناسی در ایران مربوط به دوره هولوسن می‌باشند بنابراین نتایج این تحقیق با سایر مطالعات در دنیا مقایسه شد. با توجه به اینکه دو نمونه آخر استالاگمیت در سال‌های ۳۵/۵ و ۸/۶ هزار سال پیش تشکیل شده‌اند، لذا بنظر می‌رسد که یانگر دریا در آن دیده نشده است. در حدود ۴۱۰ تا ۳۹۰ هزار سال پیش کاهش بارش در غار مغار، غار کسینگ، غار سان باوو و دانگی و ایزوتوپ روزن داران مشاهده شد. این مطلب اثبات می‌کند که تغییرات اقلیمی مختص یک محل نیست و دوره‌های اقلیمی در جهان روندی مشابه دارند. حدود ۳۸۰ هزار سال پیش بارش‌های خوبی رخ داده است. در حدود ۲۸۰ هزار سال پیش یک دوره خشک در میان دوره‌های مرطوب (قبل و بعد از آن) قرار گرفته که با بررسی سایر منابع این پیک نیز مشاهده شد. در دوره ۲۴۵ تا ۱۷۰ هزار سال پیش نوسانات کم و البته بارش‌ها زیاد بوده است در دوره ۸۰ تا ۳۵/۵ هزار سال پیش افزایش بارش مشاهده شد که مشابه روند در سایر مطالعات بود. آنچه که داده‌های یخ‌های قطبی، دمای سطح آب و ایزوتوپ استالاگمیت غار مغار نشان می‌دهد کاهش بارش و افزایش دما در حدود ۸۰۰۰ سال پیش است. دوره‌های اقلیمی همواره در حال تغییر بوده و دوره‌های ترسالی و خشکسالی در مقیاس بزرگتر یعنی به صورت دوره‌های یخبندان و بین یخبندان رخ داده است. مطابق شواهد تاریخی، اولین انسان‌ها حدود ۲/۵ میلیون سال پیش وجود داشته‌اند. بنابراین همواره انسان این نوسانات را تجربه کرده؛ البته سرعت این تغییرات بسیار آهسته بوده است. در حالیکه آب و هوا می‌تواند یک عامل محدود کننده برای بقای انسان باشد، پتانسیل سازگاری انسان نیز وجود دارد. اما موضوع بسیار مهمی که نباید از آن غافل شد تغییرات سریع در حدود ۸ هزار سال اخیر است. تحقیقات

بیشتر مشابه تحقیق حاضر می‌تواند اقلیم گذشته را با جزئیات خوبی بازگو کند و می‌توان دیرینه اقلیم را در سایر نقاط ایران با نتایج تحقیق حاضر مقایسه نمود.

## منابع

- اسفندیاری درآباد، فری‌با، مقصودی، مهران، رحیمی، امی‌د، (۱۳۹۷). بازسازی تغییرات محیطی دی‌ری‌نه با استفاده از گوانو خفاش و رسوبات غار کوله‌تاری‌که، دی‌وان‌دره، کردستان از اواسط تا اواخر هولوسن، فصلنامه کواترنری ایران، ۳، ۱۰، صص ۱۳۱-۱۵۳.
- اسماعیلی، رضا، ثروتی، محمدرضا، (۱۳۸۲). پراکندگی، منشأ، سن و آثار دی‌ری‌نه اقلیمی لس‌ها در شمال مرکزی ایران، جغرافیا و توسعه، ۱، ۱، صص ۱۰۵-۱۱۸.
- حسینی سادات، زهرا، خالدی، شهری‌ار، نادری، بنی‌عبدالمجید، (۱۳۹۵). بازسازی دی‌ری‌نه اقلیمی و پوشش گیاهی در حوضه دشت ارژن فارس در پلی‌ستوسن و هولوسن بر اساس مطالعه‌ی گرده‌های گیاهی نشری‌ه پژوهش‌های اقلیمی شناسی، ۷، ۲۷، صص ۱-۱۳.
- سعادت، حسین، (۱۳۹۵). ارزیابی تغییرات اقلیم دیرینه به کمک ردیاب شیمیایی کلر در رسوبات منطقه غیر اشباع دشت اردبیل، مهندسی و مدیریت آب‌خیز، ۸، ۳، صص ۳۱۰-۳۲۱.
- لشکری، حسن، امی‌رزاده، ماری، سادات حسینی، زهرا، (۱۳۹۲). تحلیل دی‌ری‌نه اقلیمی حوضه آبریز دری‌اچه دشت ارژن با تکیه بر فراوانی استراکودها، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۴، ۵۱، صص ۱۵-۲۴.
- لک، راضی‌ه، درویشی خاتونی، جواد، محمدی، علی، رضائی‌ان لنگرودی، سعید، (۱۳۹۲). بررسی تغییرات اقلیمی هولوسن در ایران با مطالعه رسوبات دری‌اچه فوق اشباع (مطالعه موردی دری‌اچه‌های مهارلو، ارومی‌ه، حوض سلطان)، وی‌ژه نامه زمین شناسی پزشکی و تغییرات اقلیمی در ایران، ۲۲، ۴، صص ۷۷-۸۸.
- Alley, R.B., Meese, D.A., Shuman, C.A., Gow, A.J, Taylor, K.C, Grootes, P.M, White, J.W.C, Ram, M, Waddington, E.D, Mayewski, P.A, Zielinski, G.A., (1993), Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event, *Nature*, 362, 6420, PP.527-529.
- Baker, A, Wilson, R, Fairchild, I.J, Franke, J, Spötl, C, Matthey, D., Trouet, V., Fuller, L., (2011), High resolution d18O and d13C records from an annually laminated Scottish stalagmite and relationship with last millennium climate, *Global and Planetary Change*, 79,3-4, PP.303-311.
- Bergel, S.J., Carlson, P.E., Larson, T.E., Wood, C.T., Johnson, K.R., Banner, J.L., Breecker, D.O., (2017), Constraining the subsoil carbon source to cave-air CO<sub>2</sub> and speleothem calcite in central Texas, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 217, PP. 112-127.
- Brook, G.A., Nickmann, R.J., (1996), Evidence of late Quaternary environments in northwestern Georgia from sediments preserved in Red Spider Cave, *Physical Geography*, 17, 5, PP. 465-484.
- Chen, C., Yuan, D., Cheng, H., Yu, T., Shen, C., Edwards, R. L., Wu, Y., Xiao, S., Zhang, J., Wang, T., Huang, R., Liu, Z., Li, T., Li, J., (2021), Human activity and climate change triggered the expansion of rocky desertification in the karst areas of Southwestern China, *Science China Earth Sciences*, 64, 10, PP. 1761-1773.

- Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., (2009), Ice age terminations, *Science* 326, PP. 248-252.
- Cheng, H.; Edwards, R.L.; Sinha, A.; Spötl, C.; Yi, L.; Chen, S.; Kelly, M.; Kathayat, G.; Wang, X., L.X., Kong, X., (2016), The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations, *nature*, 534, 7609, PP. 640-646.
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R.L., Mudelsee, M., Göktürk, O.M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, C.C., Matter, A. Kramers, J., (2009), Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey, *Geophysical Research Letters*, 36,19, PP.1-5.
- Fohlmeister, J., Schroder-Ritzrau, A., Scholz, D., Spötl, C., Riechelmann, D.F.C., Mudelsee, M., Wackerbarth, A., Gerdes, A., Riechelmann, S., Immenhauser, A., Richter, D.K., Mangini, A., (2012), Bunker Cave stalagmites: an archive for central European Holocene climate variability, *Climate of the Past*, 8, PP.1751-1764.
- Genty, D., Quinif, Y., (1996), Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites- importance for paleoclimatology, *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1, PP.275-288.
- Griffiths, H., (2020), *Stable isotopes: integration of biological, ecological and geochemical processes*, Bios Scientific Publishers.
- Hendy, C.H., (1971), The isotopic geochemistry of speleothems-I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35, PP.801-824.
- Kathayat, G., Cheng, H., Sinha, A., Spötl, C., Edwards, R.L., Zhang, H., Li, X., Yi, L., Ning, Y., Cai, Y., Lui, W.L., (2016), Indian monsoon variability on millennial-orbital timescales *Scientific reports*, 6, 1, PP.1-7.
- Latham, A., Schwarcz, H.P., Ford, D.C., Pearce, G.W., (1982), The paleomagnetism and U-Th dating of three Canadian speleothems: evidence for the westward drift, 5.4-2.1 ka BP, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 10, PP.1985-1995.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., de Abreu, L., Hutterli, M.A., Stocker, T.F., (2007), Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin, *Science*, 317, 5837, PP.502-507.
- McDERMOTT, F., Schwarcz, H., Rowe, P.J., (2006), Isotopes in speleothems , In *Isotopes in palaeoenvironmental research*, PP.185-225.

- McKinney, C.R., Mccrea, J.M., Epstein, S., Allen, H.A., Urey, H.C., (1950), Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios, *Review of Scientific Instruments*, 21, 8, PP. 724-730.
- McMillan, E.A., Fairchild, I.J., Frisia, S., Borsato, A., McDERMOTT, F.R.A.N.K., (2005), Annual trace element cycles in calcite aragonite speleothems: Evidence of drought in the western Mediterranean 1200–1100 yr BP, *The Journal of Quaternary Science*, 20, PP.423–433.
- North Greenland Ice Core Project members., (2004), High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature* 431, 7005, PP.147-151,
- Proctor, C., Baker, A., Barnes, W., (2002), A three thousand year record of North Atlantic climate, *Climate Dynamics*, 19, 5-6, PP.449-454.
- Richards, D.A., Dorale J.A., (2003), Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52, 1, PP.407-460.
- Rowe, P.J., Mason, J.E., Andrews, J.E., Marca, A.D., Thomas, L., Van Calsteren, P., Jex, C.N., Vonhof, H.B., S, Al-Omari., (2012), Speleothem isotopic evidence of winter rainfall variability in northeast Turkey between 77 and 6 ka, *Quaternary Science Reviews*, 45, PP.60-72.
- Sinha, N., Gandhi, N., Chakraborty, S., Krishnan, R., Yadava, M.G., Ramesh, R., (2018), Abrupt climate change at~ 2800 yr BP evidenced by a stalagmite record from peninsular India, *The Holocene*, 28, 11, PP.1720-1730.
- Thompson, P., Ford, D.C., Schwarcz, H.P., (1975), U234U238 ratios in limestone cave seepage waters and speleothem from West Virginia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 5, PP.661-669.
- Vaks, A., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Matthews, A., Frumkin, A., (2018), Pliocene–Pleistocene palaeoclimate reconstruction from Ashalim Cave speleothems, Negev Desert, Israel, *Geological Society, London, Special Publications*, 466, 1, PP. 201-216.
- Vanghi, V., Borsato, A., Frisia, S., Drysdale, R., Hellstrom, J., Bajo, P., (2018), Climate variability on the Adriatic seaboard during the last glacial inception and MIS 5c from Frasassi Cave stalagmite record, *Quaternary Science Reviews*, 201, PP.349-361.
- Wang, L., Brook, G. A., Burney, D. A., Voarintsoa, N.R.G., Liang, F., Cheng, H., Edwards, R. L., (2019), The African Humid Period, rapid climate change events, the timing of human colonization, and megafaunal extinctions in Madagascar during the Holocene: Evidence from a 2m Anjohibe Cave stalagmite, *Quaternary Science Reviews*, 210, PP.136-153.

Wassenburg, J.A., Immenhauser, A., Richter, D.K., Jochum, K.P., Fietzke, J., Deininger, M., Goos, M., Scholz, D., Sabaoui, A., (2012), Climate and cave control on Pleistocene/Holocenecalcite-to-aragonite transitions in speleothems from Morocco: Elemental and isotopic evidence, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92, PP.23–47.

White, W.B., (1988), *Geomorphology and hydrology of karst terrains*.

Winograd, I.J., Coplen, T.B., Landwehr, J.M., Riggs, A.C., Ludwig, K.R., Szabo, B.J., Kolesar, P.T., Revesz, K.M., (1992), Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada, *Science*, 258, PP. 255–260.

Yadava, M.G., Dayal, A.M., Ramesh, R., (2014), Effects of dead carbon fraction and the mineralogy of speleothem on their stable carbon and oxygen isotopic variations, *Gondwana Geological Magazine*, 29, 1, PP.53–59.