

مغزه‌های یخی

رمزگشای رازهای اقلیم گذشته

زهرا صمدی، دانشجوی دکترای اقلیم‌شناسی دانشگاه تهران
سعید جوی‌زاده، کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی

چکیده:

درک سیستم زمین و بویژه اقلیم آن، یکی از دغدغه‌ها و چالش‌های فکری عمده در مقابل دانشمندان است. فرایندهای تأثیر اقلیم، مکانیزم‌های عمل‌کننده و واکنش‌های آنها، به نسبت اهمیت آنها پیچیده بوده و کمتر درک می‌شوند. از آنجایی که گزارشات ناشی از فرایندهای اقلیمی در سال‌های اخیر تاریخ زمین، صرفاً متأثر از دخالت‌ها و فعالیت‌های انسانی در طبیعت بوده است، گزارش‌های مربوط به اقلیم در گذشته برای پیشرفت درک علمی سیستم‌های اقلیمی محلی، منطقه‌ای و جهانی حائز اهمیت فراوانی می‌باشد. در این زمینه، مغزه‌های یخی بیشترین توان تجزیه و تحلیل و بررسی جو گذشته را فراهم می‌کند که در این مقاله به تجزیه و تحلیل آن به عنوان راهنمایی جهت نتیجه‌گیری از اقلیم در گذشته پرداخته شده است.

واژه گان کلیدی: سیستم زمین، اقلیم، مغزه یخی، اقلیم گذشته، تغییر اقلیم

مقدمه

در طی چند دهه گذشته، محققان وجود سیستم اقلیمی را در روی زمین تأیید کرده‌اند که با ترکیب پیچیده مشخص شده است. خورشید و تمامی قسمت‌های زمین (اقیانوس‌ها، جو، توده‌های خشکی، برف و توده‌های یخ، تمامی حیات و درون زمین) قسمت‌هایی از این سیستم هستند. تغییر در هر قسمت روی تمامی

بخش‌های دیگر اثر گذاشته و در نهایت باعث تغییر اقلیم می‌گردد. در واقع تغییرات اقلیم یک فرایند متوالی است [۹] که معمولاً با زمان و طول مقیاسی که در آن اتفاق می‌افتد، توصیف می‌شوند [۱۵]. با آنالیز آرشیوهای اقلیمی دوران گذشته می‌توان سه نوع تغییرات را تشخیص داد [۲۳]:

۱- افت و خیزهای^۱ طبیعی حول و حوش یک وضعیت میانه مانند هولوسن [۲۲]. تغییراتی از این نوع مانند نوسان جنوبی النینو^۲ (ENSO) و نوسان اطلس شمالی^۳ (NAO) [۲۷] با زمان خاص و طول مقیاسی به ترتیب با ۱۵-۳ سال و ۱۰^۷-۱۰^۶ متر است.

۲- تسلسلی از تغییرات ناگهانی در طی آخرین یخبندان شامل حوادث دانسگارد- اوسجر^۴ (D/O) [۱۶]، حوادث هاینریچ^۵ [۷] و پایان عصرهای یخ [۶] و زمان خاص و طول مقیاسی به ترتیب با ۱۰۰-۳ سال و ۱۰^۶ متر برای جهان که اختلاف عمده آن با نوع اول، دامنه تغییرات بسیار بزرگتر آنها می‌باشد.

۳- تغییرات آرام که احتمالاً بوسیله تغییر در پارامترهای مدار زمین ایجاد می‌شود. تئوری میلانکوویچ یکی از بنیادهای فکری وابستگی دانشمندان از عصریخی کواترنری است [۱۰] گرچه سوالات مهمی هنوز بدون جواب مانده‌اند. مقیاس‌های زمانی خاص آن ۲۰۰۰۰، ۴۰۰۰۰، ۱۰۰۰۰۰ و ۴۰۰۰۰۰ سال بوده و تغییرات در سطح جهانی می‌باشد.

¹- Fluctuations

² - El Nino Southern Oscillation(ENSO)

³ - North Atlantic oscillation(NAO)

⁴ - Dansgaard/oeschger

⁵ - Heinrich Events

بدین ترتیب محیط طبیعی در گذشته در سطوح مختلف (محلی، منطقه‌ای، جهانی) تغییر داشته و در آینده نیز تغییر می‌کند. چنین تغییرات محیطی (از آرام و تدریجی گرفته تا سریع و ناگهانی) می‌تواند اثرات منفی بر روی بسیاری از نواحی جهان بگذارد. تغییرات در آینده نزدیک می‌تواند در اثر تغییرپذیری طبیعی اقلیم (که بیش از چند میلیون سال گذشته باعث توالی دوره‌های سرد و گرم، دوره‌های یخچالی-بین‌یخچالی) شده است و تغییرات ناشی از فعالیت‌های انسان در ترکیبات جوی (بوئیه در گازهای گلخانه‌ای مانند دی‌اکسید کربن (CO_2), متان (CH_4) و ترکیبات نیتروژن (NO_2) و گیاهان، هر دو باشد. در صورتی که بخواهیم اثرات نامساعد چنین تغییراتی را از طریق برنامه‌ریزی و سیاست‌های طولانی‌مدت کاهش دهیم، تغییرات محیطی موردانتظار در طی چند دهه (یا چند قرن) آینده بایستی با دقت بیشتر و مفصل‌تر از آنچه امروزه تصور می‌شود، پیش‌بینی گردد. این امر نیاز به درک تعامل پیچیده بین عوامل تعیین‌کننده اقلیم (میزان تابش دریافتی، جو، اقیانوس، بیوسفر و یخ کره) دارد [۹، ۱۱، ۱۹، ۲۳، ۲۶]. اندازه‌گیری سیستماتیک پارامترهای اقلیمی (مثلاً دمای هوای سطح و فشار سطح دریا) تقریباً به ۱۵۰ سال پیش برمی‌گردد، درست زمانی که در طی آن غلظت CO_2 جوی به بیش از سطح ماقبل صنعتی شدن رسید و اولین اثرات انسانی بر روی سیستم اقلیم قابل‌شناسایی گردید [۱۳]. با گسترده‌تر کردن مقیاس زمانی به گذشته، دستیابی به اطلاعات ذخیره شده در آرشیوهای اقلیمی گذشته ضروری است [۵] زیرا اینها سیستم محیطی هستند که قادر به حفظ اطلاعات پارامترهای محیطی در گذشته می‌باشند و بطور خاص دارای سیستمی هستند که در آن مواد بطور پیوسته رسوب می‌کنند مانند حلقه‌های رشد سالیانه مرجانی^۱ یا

^۱ - Annual Growth Rings of Coral

حلقه‌های درختی^۱، گرده‌های گیاهی^۲، رسوبات دریاچه‌ها یا اقیانوس^۳ و یا رسوبات برف بر روی پوشش یخ دائمی مناطق قطبی یا عرض‌های جغرافیایی بالا. از آنجایی که اطلاعات محیطی اغلب بصورت کدگذاری شده درچنین آرشیوهایی موجود است، تکنیک‌های خاصی برای ترجمه متغیرهای اندازه‌گیری شده، بایستی ایجاد شده و توسعه یابد [۲۳].

شواهد مغزه‌های یخی^۴

۱- دلایل مطالعه مغزه‌های یخی

مغزه‌های یخی بیش از هر رکورد^۵ طبیعی دیگر اقلیم (مانند حلقه‌های درختی یا لایه‌های رسوبی) دارای اطلاعات اقلیمی فراوان است و تنها آرشیوی است که بطور مستقیم تعدادی از متغیرهای کلیدی و مهم سیستم زمین را ثبت می‌کند [۲۳، ۲، ۹]. مغزه‌های عمیق دریا نیز اطلاعاتی درباره اقلیم از طریق رسوبات کف اقیانوس اما بطور غیرمستقیم فراهم می‌کند. مثالی از غیرمستقیم بودن اطلاعات، روش تعیین دما است. هنگامی که مغزه‌های رسوبی آنالیز می‌شوند، محققین به سختی ورقه‌های پلانکتونی را که در جهات مختلف و بسته به دمای آبی که در آن رشد کرده و حالت گرفته‌اند، جدا می‌کنند. با شمارش تعداد ورقه‌های پیچ‌خورده، دمای سطح آب در زمان رشد آنها را می‌توان تعیین نمود. درک رفتار و عملکرد پلانکتون‌ها برای یافتن رکورد تاریخی دمای اقیانوس ضروری است. از سوی دیگر تجمع رسوبات نسبت به تجمع برف بر روی ضخامت یخ، خیلی کند صورت می‌گیرد.

¹ - Tree Rings

² - Plant Pollen

³ - Ocean or Lakes sediments

⁴ - Ice Core

⁵ - Record

این امر موجب رکوردهای طولانی‌تر از مغزه‌های رسوبی ولی باقابلیت کمتر برای تحلیل تغییرات کوتاه‌مدت می‌شود. بطوری که دوره‌های چندین ساله را می‌توان در مغزه‌های رسوبی تحلیل کرد اما تجزیه و تحلیل‌های سالیانه و حتی فصلی از طریق مغزه‌های یخی امکان‌پذیر است. به عبارت دیگر گرچه مغزه‌های رسوبی می‌توانند رکوردهایی چند میلیون ساله فراهم کنند که با چند صد هزار سال مغزه‌های یخی برابری می‌کند ولی رکوردهای مغزه یخی بخوبی و بطور مفصل قابل شرح بوده و شامل رکوردهای اقلیمی مفصل و غیر منقطع مربوط به صدها هزار سال می‌باشد. این رکوردها می‌توانند دربرگیرنده دما، بارش، سرعت باد، رطوبت، ترکیب شیمیایی و گاز جو پایین، فوران‌های آتشفشانی، ایزوتوپ‌های مواد کیهانی، مواد فرازمینی، تغییرپذیری خورشیدی و تنوعی از دیگر شاخص‌های اقلیم باشند. به دلیل همزمانی این خصوصیات ثبت‌شده در یخ است که مغزه‌های یخی ابزار قدرتمندی در تحقیقات اقلیم گذشته بوده و با داشتن اطلاعات مستقیم و بی‌واسطه، قدرت تجزیه و تحلیل بالاتری را در پیش‌روی محققین قرار می‌دهند [۲ ، ۲۳ ، ۲۹].

۲- نحوه حفاری و ترتیب مغزه‌های یخی

مغزه اصطلاحی است که برای توصیف یک بخش استوانه‌ای یا رشته‌ای از مواد به هم پیوسته بکار می‌رود که در اینجا بطور خاص، مغزه‌های یخی استوانه‌های^۱ یخ حفر شده از یخچال‌های طبیعی و صفحات یخ قطبی است [۱ ، ۹]. بازیابی مغزه کار ساده‌ای نیست. یخ بایستی از عمق و تحت فشارهای زیاد دوباره بدست آید. اطلاعات درباره زاویه کندن، عمق، نیروهایی که باید صرف گردد، همه بایستی در طی حفاری تقویت شود و اندکی نقص در لوله مته می‌تواند برای مغزه زیان‌آور باشد.

^۱ - Cylinder

کندن ۲۰ متر یخ، دربرگیرنده نوک مته خاص، لوله مغزه، گیرنده تراشه، موتور، بسته ابزار وتیغه‌های ضدگشتاوری است که به طورمثال دریک مغزه ۳۰۰۰ متری، همه از کابل ۴۰۰۰ متری آویزان هستند. در حالی که مته برای ایجاد سوراخ و یخ در درون زمین پایین می‌رود، بخشی از مغزه بین ۲ و ۶ متر بریده شده و از پایه یخ جدا گردیده، به سطح کشیده می‌شود. سپس این مغزه به اتاق بزرگی برای برش جهت پردازش و آنالیزهای بعدی فرستاده می‌شود. در این محل مغزه‌ها پس از پردازش ونمونه‌گیری، جهت ارسال به آزمایشگاه‌هایی درایالت‌متحده بسته‌بندی می‌شوند. از آنجایی که غلظت ترکیبات اندازه‌گیری شده در یخ خیلی پایین است، به آسانی نمونه‌های یخ آلوده می‌شوند بطوری که لمس نمونه یخ نهایی با دست لخت، آن راآلوده خواهد کرد. به همین دلیل در کلیه مراحل محققین باید بر روی لباس گرم خود، لباس تمیز خاصی را بپوشند تا از عدم آلودگی نمونه‌ها مطمئن گردند. سطح خارجی مغزه برای استفاده در آنالیز ایزوتوپ بریده می‌شود و قطعات تمیزتر درونی مغزه مختصراً در آب بی‌نهایت خالص تحت شرایط تمیز آبشویی می‌شودوبرای ارسال درکیسه‌های پلی‌اتیلن بسته‌بندی شده و در دمای زیر 15°C - عمل انتقال و ذخیره آنها صورت می‌گیرد. در آزمایشگاه نیز پس از وزن کردن، آلاینده‌های سطح ازطریق تصعید لبه‌های بیرونی مغزه برطرف می‌شود [۸، ۹].

اگرچه اکثر آنالیزها بایستی تحت شرایط آزمایشگاه روی دهد ولی اندازه‌گیری در محل حفاری نیز حائزاهمیت فراوان است. اندازه‌گیری در محل استخراج مغزه ضمن آن که تنش عمودی، کجی سوراخ، دمای یخ، پژواک‌شناختی و خصوصیات الکتریکی را آشکار می‌کند به دانشمندان اجازه می‌دهد تا دینامیک ورقه‌های یخ و تغییرات اثرگذار بر چینه‌شناسی مغزه یخ را تعیین نمایند [۸].

تمامی مغزه‌های یخی برابر نیستند و تغییرات بستگی به عمق حفاری و عرض جغرافیایی محل دارد. مغزه‌ها را از نظر عمق به سه دسته کم‌عمق، متوسط و عمیق طبقه‌بندی می‌کنند. رکوردهای مغزه‌یخی بلند (10^5 سال) به مناطق قطبی محدود می‌شود. گرفتن یک مغزه بلند، نیاز به چند فصل حفاری و عملیات لجستیکی عمده دارد. برای بهینه‌سازی عملکرد علمی چنین سرمایه‌گذاری بزرگ (از نظر زمان و پول)، محل حفاری براساس مقادیر تجمع سطحی، شرایط برف دانه‌ها، توپوگرافی بستر و سطح و جریان یخ، بایستی با دقت انتخاب شود. در ابتدا توسط رادار هوایی سیستماتیک و مخصوص یخ، از طریق ژرفاسنجی پتانسیل محل‌های مغزه شناسایی می‌گردد. لازمه این کار برنامه‌ریزی دقیق و طولانی‌مدت است زیرا به طور معمول تنها یک سیستم رادار وجود دارد که قادر به نفوذ در چند هزار متر یخ است و زمان پرواز آن خیلی محدود است. علاوه بر این ژرفاسنجی رادار یخی سطحی، نمونه‌گیری جوی، گودال‌های برف و مغزه‌های کم‌عمق در این محل‌ها باید انجام گیرد و جزئیات به داده‌های بررسی شده رادار هوایی اضافه گردد تا کیفیت اطلاعات محیطی گذشته موردانتظار از محل، تعیین گردد. بدین ترتیب چندسال از زمان تحقیق صرف انتخاب محل مناسب قبل از حفاری مغزه‌های عمیق خواهد شد. [۲۶]

مغزه‌های یخی کم‌عمق و متوسط (۱۰۰۰-۱۰ متر، 10^1 - 10^2 سال) نه تنها از مناطق قطبی که از محل‌هایی با عرض جغرافیایی بالا- پایین نیز تهیه می‌شوند. حفاری این مغزه‌ها از نظر لجستیکی آسان‌تر است چون معمولاً می‌توان در یک فصل و بوسیله یک گروه نسبتاً کوچک انجام داد. با وجود این، انتخاب محل برای مغزه‌های کم‌عمق و متوسط نیز نیاز به چندسال مطالعه میدانی قبل از حفاری دارد. بررسی راداری در اینجا چندان عامل محدودکننده نیست چون بیش از یک

سیستم راداری می‌تواند به اعماق صدتا هزارمتری نفوذ کند. از طرف دیگر انتهای مغزه‌های یخی به اندازه کافی از بالای سنگ بستر دور است که توپوگرافی بستر صرفاً یک عامل فرعی در انتخاب محل به حساب آید. آنچه در برنامه‌ریزی عرض-های پایین مشکل‌زا است، از یک طرف توسعه حمایتی و تشریک مساعی در پروژه تحقیقاتی کشورهایی است که مغزه در آنها می‌باشد و از طرف دیگر پیدا کردن توده یخ مناسب در زمین‌های متغیر از نظر توپوگرافی و اقلیمی است. علاوه بر این مطالعه گازهای حبس شده در یخ نیز مشکل می‌باشد زیرا نیاز به حمل و انتقال نمونه مغزه‌های یخ‌زده از یک محل دور دارد [۲۶].

علی‌رغم مشکلات فوق، به دلیل آن‌که استفاده از مغزه‌های یخی عرض‌های جغرافیایی متفاوت، چشم‌اندازهای مختلفی از نوسانات اقلیمی را به روی محققین می‌گشاید، سعی در بازیابی آنها از اطراف جهان می‌شود. به طوری که از مناطق حفاری مغزه‌های یخی در جهان می‌توان به مغزه‌های حفاری شده در گرینلند که شامل کرت^۱، میل‌سنت^۲، سامیت^۳، پروژه ضخامت یخی گرینلند ایالات متحده^۴ (GISP)، GISP₂، پروژه مغزه‌یخی گرینلند^۵ (GRIP) (حاصل تلاش‌های مشترک فرانسه- ایالات متحده- روسیه) و GRIP₂ می‌باشد و مغزه‌های حفاری شده در قطب جنوب که شامل بایرد^۶، وستک^۷ و دوم سی^۸ می‌باشد، اشاره کرد [۸].

¹ - Crete

² - Milcent

³ - Summit

⁴ - The U.S.Greenland Ice sheet project

⁵ - Greenland Ice Core project

⁶ - Byrd

⁷ - Vostok

⁸ - Dome C

۳- بازسازی اقلیم گذشته (آرشیو یخ)

برف در موقع بارش، ترکیباتی را که در آن لحظه در هوا وجود دارد با خود حمل می‌کند، این ترکیبات شامل یون‌های سولفات، نیترات و یون‌های دیگر، گرد و غبار، ذرات رادیواکتیو و فلزات ناچیز می‌باشد. زمانی که برف در مکانی می‌بارد، دماهای بالای درجه یخ‌زدگی (صفر درجه سانتی‌گراد) بندرت وجود دارد. مانند مناطق قطبی یا عرض‌های جغرافیایی بالا، در نتیجه برف یکسال روی برف‌های ذوب نشده سال قبل می‌ریزد. همچنان که برف هر سال بوسیله بارش برف بعدی دفن می‌شود، ترکیبات آن نیز با آن دفن می‌شود. با حفاری از سطح صفحات یخ و آنالیز برف از عمق‌های بیشتر و بیشتر، تاریخ و گذشته ترکیبات موجود در هوا می‌تواند بدست آید. بدین ترتیب برفی که در عمق بیش از ۸۰ متری است در اثر وزن برف بالای آن، به یخ تبدیل شده و حباب‌های کوچک هوا در آن حبس می‌شود. بنابراین صفحات یخ علاوه بر حبس ترکیبات هوا، نمونه کوچکی از هوای خود را نیز حبس می‌کنند. به‌عنوان مثال، دی‌اکسید کربن و اکسیژن به همان نسبتی که در جو بوده‌اند، باقی می‌مانند. این هوای حبس شده نیز آنالیز شده و اطلاعاتی درباره ترکیب جو در زمان شکل‌گیری یخ فراهم می‌کند [۸، ۹]. یخچال نتیجه تجمع و تراکم برف در طی دوره‌های زمانی طولی‌المدت است. هنگامی که تراکم برف کمتر گردد و به عبارتی خشکی اتفاق افتاده باشد، این موضوع در لایه‌های یخ حفظ می‌گردد. آب حبس شده در یخچال‌ها، در شرایط اصلی و اولیه خود باقی می‌ماند و تا امروز شرایط اقلیمی حاکم در زمان خود را با خود نگه داشته است. بقایای عناصر و آئروسول‌ها بر روی سطح برف و یخ ته‌نشین می‌شود. تجزیه و تحلیل همین ناخالصی‌ها است که می‌تواند اطلاعات مفیدی بدست دهد و راز اقلیم گذشته را آشکار نماید. بدین ترتیب ضخامت یخ قطبی و توده‌های یخ عرض‌های بالا، در سردترین نواحی خود،

رکورد تفصیلی از شرایط اقلیمی و ترکیب جوی و حدود زمانی رسوب برف را حفظ می‌کنند. جدول شماره (۱) مولفه‌هایی که تغییرات جهانی آنها می‌تواند با استفاده از رکوردهای مغزه یخی اثبات گردد، نشان می‌دهد [۲۶] .

۴- روش‌های تفسیر اطلاعات و سن‌یابی از مغزه‌های یخی

- تفسیر اطلاعات

ویژگی‌ها و خصوصیات که در تحقیقات حاصل از مغزه‌های یخی می‌تواند اندازه‌گیری شود و اطلاعات محیطی که از آنها حاصل می‌گردد در جدول (۲) نشان داده شده است. در اینجا به جهت اختصار به عمده‌ترین روش‌های تفسیر اطلاعات اقلیمی گذشته حاصل از مغزه‌های یخی اشاره می‌گردد.

جدول (۱): اجزای متغیر سیستم زمین و قابل اثبات از طریق رکوردهای مغزه یخی •

نمونه	اجزاء سیستم زمین
<ul style="list-style-type: none"> - گازهای گلخانه‌ای - آنروسل‌ها - دمای جوی - تبادل استراتوسفر- تروپوسفر - منابع توده هوا - الگوهای بارش 	<ul style="list-style-type: none"> • اقلیم جهان
<ul style="list-style-type: none"> - توزیع یخچال‌ها، برف و یخ‌های دریا - حجم یخ و سطح دریا - دینامیک یخچال و ویژگی‌های یخ 	<ul style="list-style-type: none"> • یخ جهان
<ul style="list-style-type: none"> - گازهای بیوژنیک - آنروسل‌های بحری - آنروسل‌های بری - تبدیلات درون جوی 	<ul style="list-style-type: none"> • چرخه‌های زیست گیاه‌شناسی
<ul style="list-style-type: none"> - گازهای تابشی فعال و آنروسل‌ها - آلاینده‌های ارگانیکی و غیرارگانیکی 	<ul style="list-style-type: none"> • مواد حاصل از فعالیت‌های انسانی
<ul style="list-style-type: none"> - فعالیت آتشفشانی - میدان جاذبه زمین - فعالیت خورشیدی - شارهای فرازمینی 	<ul style="list-style-type: none"> • فعالیت‌های زمین‌شناسی و فرازمینی

• اقتباس از منبع شماره (۲۶)

• **ضریب (دلتا) ایزوتوپ اکسیژن-۱۸.** ایزوتوپ‌های ثابت^۱ ناچیز که بصورت مقادیر دلتا محاسبه می‌شود از زمان توسعه ابزار دقیق اندازه‌گیری‌های آنها در دهه ۱۹۵۰، جزء لاینفک تحقیقات اقلیم شده‌اند. اختلاف‌های ایزوتوپی، ناشی از تعداد متفاوت نوترون‌ها در هسته اتم می‌باشد. برای مثال اکثر اتم‌های اکسیژن^۲ (^{16}O) ۸ نوترون و ۸ پروتون دارند و باعث می‌شود تا اکسیژن دارای جرم اتمی ۱۶ (^{16}O) گردد که به ایزوتوپ سبک معروف است. ایزوتوپ دیگر اکسیژن دارای ۱۰ نوترون و جرم اتمی ۱۸ (^{18}O) می‌باشد (با فراوانی طبیعی 0.2%) که ایزوتوپ سنگین می‌گویند. در مجموع به ترکیبات مختلف یک ساختمان اتمی اصطلاحاً «ایزوتروپومرس^۳» می‌گویند [۸].

آب اقیانوس‌ها شامل مقادیر زیادتری ^{16}O و مقدار کمی ^{18}O می‌باشد. مولکول‌های آب با ^{18}O همان نظم آب را در جنبه‌های دیگر دارند جز این که چون سنگین‌تر است (12% سنگین‌تر از اکسیژن معمولی) در روی زمین به طرف قطبین حرکت می‌کنند، سرد می‌شوند و آب کمتری را می‌توانند در خود نگه دارند در نتیجه آب از توده هوا بصورت بارش (باران یا برف) از دست می‌رود. بدین ترتیب برف حاصل از بارش دارای مقادیر بیشتری از ^{16}O ، نسبت به ^{18}O می‌شود، زیرا هم مقدار آن در بخارات کم بوده و هم به دلیل انقباض آسان‌تر از ^{16}O ، در اثر بارش زودتر به زمین می‌رسد. اگر یخچال‌ها گسترش یابند، نسبت ایزوتوپ اکسیژن آب اقیانوس بطور فزاینده‌ای از نظر ^{18}O غنی می‌شود، زیرا به هر طریق ^{16}O در یخ یخچال‌ها کاهش و کمبود دارد. از سوی دیگر این فرایند به دما بستگی دارد، بنابراین برفی که در زمستان می‌بارد از ^{16}O غنی شده است.

^۱- به ایزوتوپ‌های ثابت می‌گویند که تجزیه نمی‌شوند مانند ایزوتوپ‌های رادیواکتیو (مثل اورانیوم).

^۲- اکسیژن دارای سه نوع ایزوتوپ ۱۶، ۱۷، ۱۸ می‌باشد.

^۳- Isotopomers

جدول (۲): ویژگی‌های قابل اندازه‌گیری در تحقیقات مغزه یخی و اطلاعات محیطی حاصل از آنها •

ویژگی	نوع	اطلاعات محیطی
مقدار گاز	- مقدار کل گاز - غلظت CO ₂ - CH ₄ و گازهای ناچیز دیگر مثل N ₂ O، CH ₃ CL - و هیدروکربنات - نسبت O ₂ /AR و N ₂ /AR	- ارتفاع گذشته سطح یخ - گاز گلخانه‌ای با دما افزایش می‌یابد، باز خورد مثبت - گازهای گلخانه‌ای مانند CO ₂ و نیز شاخص‌های ظرفیت اکسیده کردن جو - جدا سازی گازهای حبس شده در یخ، تاثیرات سهم هریک
ایزوتوپ‌های ثابت	الف) در گازها - CO ₂ در 13-C/12-C - O ₂ در 18-O/16-O - N ₂ در 15-N/14-N - CH ₄ در D/H و 13-C/12-C - N ₂ O در 18-O/16-O و 15-N/14-N ب) در یخ - O ₂ /D/H و 18-O/16-O در یخ	- اندازه نسبی منابع کربن - چرخه O ₂ و علامت چینه‌شناختی جهانی - جداسازی ایزوتوپ گازهای حبس شده در یخ - توزیع منبع CH ₄ جوی - توزیع منبع NO ₂ جوی - شاخص‌های اولیه اقلیم گذشته، مازاد دوتریوم (d)
ایزوتوپ‌های کیهانی	- CO ₂ در 14-C/C - غلظت 36CL، 26AJ، 10Be - 81Kt/Kr در هوای حبس شده	- سن یابی برابر با ۳۰ تا ۴۰ هزار سال پیش - مقدار تولید اشعه کیهانی، مقدار تراکم - سن یابی یخهای قدیمی
شیمی	- آنیونها و کاتیونهای عمده - فلزات ناچیز (Pb, Ir) - اجزاء ارگانیکی (آلی) - H ₂ O ₂	- تعادل توده و مناسبت فصلی، حوادث آتشفشانی، گردش جوی، - گستردگی یخ دریا، چرخه زیست گیاه‌شناسی - منابع طبیعی فلزات ناچیز و تغییرپذیری آنها - چرخه زیست گیاه‌شناسی - شیمی جوی، فصلی بودن
غلظت‌های بسیار ناچیز		- گردش جوی، منابع غبار جهانی، حوادث آتشفشانی
قابلیت دایت الکتریکی		- افق‌های شیمیایی، فصلی بودن
فیزیکی		- پیوستگی چینه‌شناختی و مکانیکی، ضخامت لایه، مطالعه چاه‌های - گمانه، مدل‌سازی جریان یخ
مطالعات جوی		- عملکرد انتقال ایزوتوپ‌ها، بون‌ها و خردریزه‌ها - از جو به یخ

• اقتباس از منبع شماره (۲۶)

علاوه بر این در طی دوره‌های سرد، ^{16}O در یخچال‌ها بطور نسبی افزایش می‌یابد در حالی که اقیانوس‌ها از نظر ^{18}O بطور نسبی غنی می‌شوند. این عدم تعادل بیشتر برای اقلیم مناطق سردتر قابل توجه است تا اقلیم‌های گرمتر، بدین ترتیب بسته به دمای تبخیر و این که چقدر راه را آب قبل از این که بصورت برف روی مناطق مرتفع ریزش کند، طی کرده است، نسبت ^{18}O به ^{16}O متفاوت خواهد بود. این نسبت به عنوان ضریب یا دلتای ^{18}O ($\delta^{18}O$) شناخته شده و می‌تواند با دقت زیاد با استفاده از طیف‌سنج توده‌ای^۱ اندازه‌گیری شود. تغییر دما از تابستان به زمستان، در دراز مدت نوسان خیلی مشخصی در نسبت ^{18}O به ^{16}O ایجاد می‌کند. بطوری که هر لایه سالیانه برف با ^{18}O غنی آغاز می‌شود و سپس از نظر ^{18}O فقیر شده و مجدداً غنی می‌گردد. با شمارش تعداد نوسانات، سن مغزه در عمق‌های مختلف تعیین می‌شود. در دوره‌های زمانی طولانی‌تر، این نسبت متوسط دمای مناطق بین محل تبخیر و محل مغزه را نشان می‌دهد. برای اهداف اقلیم‌شناسی دیرینه، مقدار دلتا برای نشان دادن مقدار نسبی ^{18}O به صورت زیر استفاده می‌شود:

$$\delta = \left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \text{ استاندارد} \right) / \left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \text{ نمونه} \right) - 1000$$

این ضریب نسبت به یک استاندارد معروف به استاندارد Vienna یا (SMOW)^۲ محاسبه می‌شود. این استاندارد (نسبت ^{18}O به ^{16}O) برای میانگین آب اقیانوس برابر با $10^6 \times 12005/2$ می‌باشد [۸ ، ۹ ، ۱۸ ، ۲۴]. بدین ترتیب مغزه‌های یخی ضمن نشان دادن دمای اقلیم گذشته با تعیین تاریخ رویدادها به سن‌یابی آنها نیز می‌پردازند.

^۱ - Mass Spectrometer

^۲ - Standard Mean Ocean Water (SMOW)

● **قابلیت هدایت الکتریکی^۱**. یکی از اندازه‌گیری‌ها در برنامه‌های مغزه یخ، قابلیت هدایت الکتریکی است. زیرا که باعث توصیف سریعی از برخی از خواص شیمیایی مغزه می‌شود. گرچه عموماً ۲ متر اول مغزه برای استفاده خیلی نازک و شکننده است ولی اندازه‌گیری‌های الکتریکی می‌تواند بر روی کل مغزه انجام شود. روش قابلیت الکتریکی (ECM)، جریان جاری بین دو الکتروود را که اختلاف پتانسیل چند هزار ولت دارند، اندازه‌گیری می‌کند. الکتروودها در یک ردیف یک سانتی‌متری جدا از یکدیگر هستند و از جریان مستقیم استفاده می‌شود. اندازه‌گیری توان مکانی چند میلی‌متری داشته و با حرکت الکتروودها در طول سطح هموار آماده شده، عمل می‌کند. ECM منحصراً مربوط به تعادل اسید- پایه در یخ است که جریان بالا نشانگر شرایط اسیدی بیشتر است. به دلیل حساسیت اسید سولفوریک و توانایی حل ترکیباتی که ضخامت کمتر از سانتی‌متر دارند، این روش برای موقعیت‌هایی که رخ داد آتشفشانی در مغزه وجود دارد، مناسب می‌باشد. همچنین تحت شرایط صحیح، روش ECM می‌تواند لایه‌های سالیانه و شاید آمونیاک همراه با بیوماس را شناسایی کند [۹، ۲۴].

● **دوتریوم^۲**. هیدروژن نیز دارای ایزوتوپ است. چنانچه یک پروتون در هسته اتم خود داشته باشد، این اتم، هیدروژن معمولی است. اگر یک نوترون نیز باشد، اتم را هیدروژن سنگین یا دوتریوم می‌نامند. دوتریوم یک ایزوتوپ ثابت است که قدرت ترکیب ۰/۰۱۴ تا ۰/۰۱۵ درصد ترکیبات هیدروژن طبیعی را دارد و از هیدروژن معمولی، فعل و انفعالات آرامتری دارد و می‌تواند بعنوان رادیاب اقلیم‌شناسی دیرینه همچون ¹⁸O استفاده شود، در واقع به صورت ضریب (دلتا) محاسبه می‌شود.

¹ - Electrical Conductivity Method (ECM)

² - Deuterium

در قطب جنوب افزایش یک درجه سانتی‌گراد دما باعث کاهش ۹ میل^۱ دوتریوم می‌شود [۲]. ضریب دوتریوم (مقدار دلتا) درست مانند ^{18}O محاسبه شده و دمای گذشته را نشان می‌دهد. مقدار دوتریوم تماماً مازاد نیست، با وجود این از نظر کمی به عنوان دوتریوم اضافی شناخته شده است. مقایسه خطی دوتریوم و اکسیژن - ۱۸ در موقعیت‌های مختلف که اصطلاحاً GMWL^۲ نامیده می‌شود، واحد مازاد دوتریوم را تعیین می‌کند: [۴]

$$d = dD - 8d. ^{18}O$$

مازاد دوتریوم (d) شاخص پیچیدگی گردش هوا است. آنالیز مازاد دوتریوم حاکی از تاریخ پیچیده بارش و تبخیر مجدد از مغزه‌های یخی است [۲۵]. ضریب (d) با ارتفاع افزایش می‌یابد و بنابراین می‌تواند شرایط محلی را که برف باریده قبل از این که بصورت یخچال حرکت کند، نشان دهد [۸ ، ۹].

● **رکوردیون‌های عمده.** یون‌های عمده یافت‌شده در برف دارای سیگنال‌های سالیانه هستند. منشاء برخی از یون‌ها مانند سدیم (Na^+) و کلرید (Cl^-) اصولاً از دریا است و بقیه مانند سولفات (So_4^{--}) از فعالیت‌های انسانی، بیولوژیکی و آتشفشانی و نیز دریا حاصل می‌شود. سوزاندن سوخت‌های فسیلی در نیمکره شمالی تولید سولفات و نیتрат (No_3^-) می‌کند و می‌توان سطوح زیادی از این ترکیبات را در رکورد یون حاصل از حفاری مغزه‌های یخی مشاهده نمود. رکورد یون حاصل از مغزه یخی اطلاعات مهمی درباره منبع هوا نسبت به محل حفاری (که برای تفسیر اندازه‌گیری‌های دیگر مهم می‌باشد)، آتشفشان‌ها (که تولید سولفات و کلرید می‌کنند) و تغییر در فعالیت‌های تولیدکننده یون (مانند احتراق سوخت فسیلی) فراهم می‌کند [۹].

^۱ - Mil

^۲ - Deviation of a Sample from the Meteoric water Line (GMWL)

● **گرد و غبار^۱**. یکی دیگر از خصوصیات مغزه‌های یخی، سیگنال‌های سالیانه حاصل از گرد و غبار در آنها است. مقدار گرد و غبار حمل شده به مناطق قطبی و صفحات یخ بسته به وسعت مناطق تغذیه‌کننده گردوغبار، نیروی باد، فعالیت‌های آتشفشانی و آتش‌سوزی‌ها متفاوت می‌باشد. اوج گردوغبار اغلب در بخش بهار لایه سالیانه یافت می‌شود. بدین ترتیب همچون ایزوتوپ‌ها می‌توانند برای تعیین سن مغزه شمارش شوند. آتشفشان‌ها می‌توانند تولید مقادیر زیادی ذرات کنند و رکوردی در یخ باقی گذارند. اسکن میکروگراف الکترون ذرات بویژه از اوج گرد و غبار در مغزه یخی، می‌تواند نشان دهد که آیا سیگنال گرد و غبار مربوط به آتشفشانی شناخته شده است و بر این اساس سن قطعی برای آن بخش از مغزه محاسبه گردد. برای دوران‌های پیش از تاریخ، رکورد گرد و غبار ابزار مهمی جهت بازسازی تاریخ فعالیت آتشفشانی است. به علاوه در پایان پیشروی یخبندان و عقب‌نشینی یخچال‌ها، اغلب دوره‌ای از آلودگی در خاک بوجود می‌آید و مناطق غیرقابل‌رویش زیادی باقی می‌گذارد. این دوره‌ها می‌تواند از طریق سطوح زیاد گرد و غبار در مغزه شناسایی شود [۹].

وجود گردوغبار بیشتر در دوره‌های یخچالی نسبت به دوره‌های بین‌یخچالی حاکی از آن است که دوره‌های یخچالی دارای بیابان‌های وسیع، وزش شدید بادهای سطحی در مناطق بیابانی و انتقال موثرتر ذرات گرد و غبار در طول مسیر (از قطبین به طرف استوا) بوده‌اند. مقادیر بالای آئروسول‌های دریایی در دوره‌های یخبندان نسبت به سطوح بین‌یخچالی، گردش قویتر جریان‌های هوایی در طی دوره‌های یخچالی را تقویت کرده است [۲].

^۱ - Dust

• **گازهای گلخانه‌ای.** برخلاف اکسیژن و دوتریوم که بصورت شاخص‌های مستقیم در اقلیم‌شناسی دیرینه استفاده می‌شوند، روش‌های غیرمستقیمی نیز با همان کیفیت در این زمینه وجود دارد. گازهای گلخانه‌ای حاکی از نیروی تابشی بوده و ایزوتوپ‌های کیهانی مانند بریلیوم حاکی از نیروی خورشیدی می‌باشند. استخراج گازهای خشک نه تنها مقدار CO_2 در هوا را در هر زمان مورد بررسی نشان می‌دهد بلکه محققین را قادر به یافتن ترکیب ایزوتوپی CO_2 در حباب‌های گاز مغزه یخی می‌کند که بعداً می‌تواند با مقادیر دوتریوم مقایسه شود و هر دو حاکی از گرم شدن جهان می‌باشند. زمانی که نوسانات آنها (بالا و پایین رفتن) هماهنگ باشد، رکورد CO_2 بادقت بیشتری می‌تواند بدست آید. کشف این که چه گازی اول افزایش می‌یابد اثر کمی بر روی دینامیک اقلیم دارد. برای مثال مانین^۱ و همکارانش دریافتند که چنانچه CO_2 اول افزایش یابد باعث می‌شود شروع افزایش دوتریوم 600 ± 800 سال در مغزه‌های یخی Dome Concordia در قطب جنوب به زمان ۲۰۰۱ برگردد (۲۰۰۱). آنها احتمال تناوب CO_2 را نیز از طریق واکنش‌های شیمیایی در یخچال‌ها با استفاده از واکنش‌های اسیدکربنات و اکسیداسیون ترکیبات ارگانیکی بررسی کردند و نتیجه گرفتند چون پراکنش مقادیر CO_2 حاصل از نمونه‌های مجاور هم راستای عدم اطمینان در آنالیز است، اندازه‌گیری‌ها حاکی از دقت CO_2 جوی است [۸] .

اکسید نیتروس^۲، یکی از گازهای ناچیز گلخانه‌ای (جوی) است که از بالاآبی^۳ (فرازجوشی) اقیانوس و خاک‌ها در مناطق حاره و معتدله تولید می‌شود و در استراتوسفر بوسیله انرژی تابشی تفکیک می‌شود. به دلیل فعالیت‌های انسان غلظت

^۱ - Monnin

^۲ - Nitrous Oxide

^۳ - Ocean upwelling

آن حدود ۰/۲۵ درصد در سال افزایش می‌یابد. فلو کیجر ۱ و همکارانش با استفاده از دو مغزه یخی از سامیت گرینلند مرکزی، دریافتند که غلظت اکسید نیتروس هماهنگ با تغییرات دما در نیمکره شمالی (۱۹۹۹) افزایش می‌یابد. با وجود این آنها متوجه شدند که اندازه‌گیری اکسید نیتروس می‌تواند از طریق یک واکنش شیمیایی در یخ، تاثیر مغزه بعدی یا یک تجزیه و تحلیل انسانی تحت تاثیر قرار گیرد. بازبینی و آزمایش مجدد احتمال آلودگی را حذف کردولی واکنش شیمیایی یا منابع مصنوعی موثر در آن را از بین نبرد [۸].

● **ظرفیت فلزات ناچیز.** ایریدیوم^۲ عنصری است که به فراوانی در مواد خارج از زمین یافت می‌شود. بنابراین مطالعات مربوط به ظرفیت فلزات ناچیز در مغزه‌های یخی به روشن شدن بحث برخورد شهاب سنگ بزرگی به زمین، از طریق شناسایی ایریدیوم حاصل از برخورد شهاب سنگ کمک خواهد کرد [۹].

● **خصوصیات فیزیکی مغزه.** این ویژگی، لایه‌های سالیانه حاصل از اختلاف دمای بین تابستان و زمستان و نیز شناسایی هر تغییر شکل یخچال که بتواند بر رکورد اثرگذار باشد را نشان می‌دهد. این امر در آنالیز و نتایج مراحل بعدی کاربر روی مغزه‌ها حائز اهمیت می‌باشد [۹].

- روش‌های سن‌یابی^۳

سن‌یابی دقیق، مرحله اساسی در کار با داده‌های اقلیمی گذشته می‌باشد [۳]. زیرا ذکر دقیق رویدادها به ترتیب تاریخ وقوع (وقایع‌نگاری) برای تفسیر داده‌های اقلیم گذشته حاصل از مغزه‌های یخی ضروری است. بدون برآورد سن قابل اطمینان نمی‌توان همزمان بودن داده‌ها، پیشگام یا کند بودن زمان‌یابی و یا برآورد

^۱ - Fluckiger et al.

^۲ - Iridium

^۳ - Dating Methods

مقدار تغییر را پیش‌بینی نمود. سن‌یابی مغزه یخی اساساً فرایند ایجاد یک مدل عمق به سن با استفاده از تنوعی از روش‌های مکمل می‌باشد. سن‌یابی همیشه موضوعی برای بازبینی و اصلاح مدل جهت درک بهتر آن است. برای مثال برآورد سن از طریق مشاهده بصری یک حادثه آتشفشانی ممکن است بعداً بوسیله نتایج یک آنالیز شیمیایی بر روی مغزه اصلاح شود. همچنین این موضوع برای مقایسه نتایج روش‌های مختلف و در نتیجه چگونگی استفاده و ارتباط آنها با یکدیگر مفید است. روش‌های سن‌یابی به سه دسته تئوریک، فیزیکی و شیمیایی تقسیم می‌شوند [۱۹]:

● **روش‌های سن‌یابی تئوریک.** این روش برای سن‌یابی، از مدل‌هایی استفاده می‌کند که قوانین علمی جریان یخ را شرح می‌دهد [۱۷]. اگرچه روش‌های بهتری وجود دارد اما مدل‌سازی جریان، بهترین تکنیک موجود قبل از نمونه‌گیری است و می‌تواند برای برنامه‌ریزی استفاده شود. مدل‌سازی روند تولید یخ براساس ضخامت (باریک) لایه‌های سالیانه برف است که هر سال اتفاق می‌افتد و بوسیله ریزش برف بعدی دفن می‌شود و در ابتدا برف فشرده شده و به دنبال آن به دلیل شکل‌پذیری برف، تغییر شکل داده و در نهایت به یخ تبدیل می‌شود (با چگالی $830-900 \text{ kg/m}^3$). ساده‌ترین مدل ریاضی براساس کار انجام شده توسط نای^۱ است که فرض می‌شود « تغییر شکل عمودی در طول هر خط عمودی در یخ، در هر لحظه یکسان و یکنواخت است و هیچ ذوب‌شدگی در اساس وجود ندارد » [۱۷]. با فرض بعدی که میزان نازکی ضخامت یخ یکسان است مقیاس زمانی نای بدست می‌آید که t سن در عمق است و h کل ضخامت معادل یخ است (مغزه ممکن است شامل برف و یخ برف باشد که هنوز به یخ تبدیل نشده‌اند)، C مقدار تراکم سالیانه و Z فاصله بالای بستر است. مقدار تراکم نسبت عکس با حداکثر

^۱ - Nye

سن محتمل دارد بطوری که افزایش آن حداکثر سن محتمل را کوتاه می‌کند (در صورتی که تفکیک زمانی افزایش می‌یابد).

● **روش‌های سن‌یابی فیزیکی.** مدل نای بطور ضمنی اشاره به این حقیقت دارد که فاصله زمانی هر مغزه در ابتدا از طریق مقدار تراکم در منطقه کنترل می‌شود. بنابراین چنانچه نازکی لایه‌ها و دیگر فرایندهای فیزیکی نادیده گرفته شود برآورد مقدار تراکم، اولین برآورد تقریبی از سن مغزه را فراهم می‌کند. لایه‌های مشخص خاکستر در یخ، ویژگی فیزیکی دیگری برای سن‌یابی مغزه است. در این مورد، داده خالص از طریق تقارن زمانی باحوادث آتشفشانی شناخته شده در قبل می‌تواند مشخص گردد که برای پیشرفت در این کار معمولاً نیاز به تاریخ تقریبی است تا بتوان جستجوی مقایسه‌ای را آسانتر انجام داد.

● **روش‌های سن‌یابی شیمیایی.** یکی از روش‌های سن‌یابی شیمیایی، از انواع یون‌های اتمسفری شناخته‌شده برای داشتن تغییرات فصلی در غلظت (مثلاً Cl^-) استفاده می‌کند تا شروع فصل‌های خاص سال (مانند پاییز) را شناسایی کند. زمانی که نشانه‌های فصلی پیدا شوند، لایه‌های سالیانه می‌توانند شمارش گردند. این کار برای درک تغییرات در گردش جوی، میزان تولید و ناحیه منبع یون مفید است. همچنین می‌تواند برای تشخیص بین منابع محلی و منابع دورتر جهت انواع مختلف یون‌ها استفاده شود و به تفسیر رکورد یخ کمک نماید. کاسته شدن از نقاط اوج سالیانه (مثلاً به دلیل فاصله از منبع) یا فرایندهای پس از رسوب که منجر به نامشخص شدن این نقاط می‌شود، می‌تواند روش فوق را مشکل سازد. در روش دیگری برای شناخت تغییرات فصلی از یک ذوب کننده مستمر استفاده می‌شود. مزیت این روش آن است که کمتر خسته کننده بوده و اندازه‌گیری‌های بیشتری (مثلاً ۲۴۰۰ نمونه در هر متر) [۲۱] برای انواع یون‌های مورد نظر و در مدت

زمان کمتری (مثلاً ۲۰ دقیقه در هر متر) [۲۸] فراهم می‌کند. این مسئله تا حدودی شناسایی لایه‌های سالیانه را ساده می‌کند و می‌تواند برای سن‌یابی شمارش شود. علاوه بر این تفکیک داده‌ها بوسیله ذوب‌کننده مستمر، به شناسایی زمان‌یابی فصلی انواع یون‌ها کمک می‌کند. در روش شیمیایی دیگر، از مشخصه شیمیایی حوادث آتشفشانی استفاده می‌شود. با عدم حضور خاکستر مرئی، نقاط اوج در اسیدپت‌ها می‌تواند برای جایابی و تاریخ حوادث آتشفشانی استفاده گردد. زیرا مقادیر زیادی از گازهای اسیدی قوی در طی فوران‌های بزرگ آزاد می‌شوند [۱۲]. از سوی دیگر این روش برای سن‌یابی آتشفشان‌ها، معمول‌تر است [۳۰]. برای مثال ۵ حادثه آتشفشانی نیمکره شمالی و جنوبی از سال ۱۲۵۰ بعد از میلاد (جدول ۳) تاکنون در مغزه‌های یخی Dominion Range و Newall Glacier با استفاده از جداکننده‌هایی با منشاء غیرنمک دریایی که از (SO_4^{--}) حاصل می‌شود، شناسایی شدند [۱۴].

جدول (۳): حوادث آتشفشانی از سال ۱۲۵۰ بعد از میلاد در مغزه‌های یخی

The Dominion Range and Newall Glacier

موقعیت	تاریخ (بعد از میلاد)
Agung	۱۹۶۳
Tambora , Subawa	۱۸۱۵
Huaynaputina , Peru	~ ۱۶۰۰
Mt. St.Helens	۱۴۸۰
Unknown , possibly EL Chichon , Mexico (Zielinski , et al. , 1994)	۱۲۵۹

مطالعات مکمل

مطالعات اقلیم‌شناسی دیرینه بر روی مغزه‌های یخی نشان می‌دهد که صرف انتخاب یک محل مناسب برای گرفتن رکورد محیطی طولانی، خود به تنهایی نیاز به همکاری حداقل سه رشته یخ‌رودشناسی مختلف (ژرفاسنجی را داری یخ سطحی، توپوگرافی بستر لایه درونی و مطالعه سطح توده، دگرگونی و دما) دارد تا در نهایت منجر به مدل‌سازی جریان یخ برای انتخاب محل گردد. علاوه بر این نیاز به متخصصین دیگری در زمینه علوم جوی، اقیانوس‌شناسی، زمین‌شناسی و مدل‌سازی است تا بتوان از پتانسیل کامل اطلاعات محیطی گذشته مغزه‌های یخی استفاده کرد.^۱

نتیجه‌گیری

زمین سرنوشت سیستم دینامیکی را دارد که توسط نیروهای بیرونی (پارامترهای مداری و تابشی) و فرایندهای درونی تعیین می‌شود. تغییرات اقلیم در همه زمان‌ها بر روی سیستم زمین تاثیر داشته‌اند. از گذشته نه‌چندان دور اثرات ناشی از فعالیت‌های انسانی و دخالت‌های او در طبیعت به این چرخه اضافه شده است با این تفاوت که انسان‌ها به دلیل تقریباً ثابت بودن اقلیم در طی ۵۰۰۰ سال گذشته (اواخر هولوسن) تغییرات اقلیمی را خوب تجربه نکرده‌اند و نسبت به آن نیز بسیار آسیب‌پذیر هستند. بنابراین شناسایی تاثیرات متقابل اقلیم، اتمسفر، اقیانوس و جریانات آن، بیوسفر و یخ کره برای ادامه حیات بر روی کره زمین و برنامه‌ریزی‌های آتی در جهت بهینه‌سازی آن ضروری است. در این راستا بررسی

^۱ - جهت اطلاع بیشتر به منابع ذکر شده در پایان مقاله و دیگر تحقیقات انجام شده در زمینه مغزه‌های یخی مراجعه شود.

اقلیم گذشته جهت پی‌بردن به عملکرد آن از گذشته تاکنون و پیش‌بینی شرایط اقلیمی آینده براساس آن، می‌تواند آگاهی و درک انسان را از سیستم زمین بیشتر نماید. بدین‌منظور در سال‌های آتی رکوردهای مغزه‌های یخی به همراه رکوردهای دیگر در این زمینه (مانند حلقه‌های درختی، گرده‌های گیاهی، رسوبات دریاچه‌ای و اقیانوسی و...) می‌تواند چشم‌انداز موردنیاز برای پیشرفت درک انسان از تغییرات اقلیم و شاید نتایج حاصل از رفتار انسان را در محیط فراهم نماید.

نکته‌ای که باید بدان توجه کرد آن است که با توجه به گرم‌شدن زمین در سال‌های اخیر، توده‌های یخ نزدیک به نقطه ذوب بوده و به کوچکترین تغییر در دما حساس هستند. این مسئله در عرض‌های پایین بسیار حادث می‌باشد زیرا که هر ساله در برخی از مناطق، ضخامتی از یخ همراه با گنجینه اطلاعات درون آن در حال آب‌شدن می‌باشد. این امر از یک‌سو تغییر رکوردهای جوی در این مغزه‌ها را به دنبال دارد و از سوی دیگر لزوم مطالعات سریع‌تر بر روی مغزه‌های یخی عرض‌های پایین را نشان می‌دهد، زیرا که برای پوشش کامل اطلاعات محیطی از کره زمین، دسترسی به اطلاعات فوق لازم است. در این راستا ضروری بنظر می‌رسد که مطالعه بر روی مغزه‌های یخی در کشورهای مناطق حاره و جنب‌حاره مانند ایران در اولویت قرار گیرد و پس از مطالعات مقدماتی، در صورت مساعدبودن شرایط، تحقیقات آن جامه عمل بگیرد.

منابع

- ۱- آندرسون، دیوید، تغییرات ناگهانی آب و هوا، ترجمه شهرام بهرامی، مجله رشد جغرافیا، سال هفدهم، شماره ۶۱، ۱۳۸۱.
- 2- Abysov, S.S, et al . (1995), Deciphering Mysteries of Past Climate From Antarctic Ice Cores, Earth in Space, Vol.8, No.3, p.9.
- 3- Bradley, R.S, (1985), Quaternary Paleoclimatology: Methods of Paleoclimatic Reconstruction, London, Chapman & Hall.
- 4- Craig, H, (1961), Isotopic Variations in Meteoric Waters, Science, 133:1702-1703.
- 5- Crowley, TJ, North, GR, (1991), Paleoclimatology, Number 18 in Oxford monographs on geology and geophysics. Oxford University Press, Oxford.
- 6- Dansgaard, W., White, J.W.C., Johnsen, S.J, (1989), The Abrupt Termination of the Younger Dryas Climate Event, Nature, 339:532-534.
- 7- Heinrich, H, (1988), Origin and Consequences of Cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years , Quaternary Res, 29:142-152. Ice Cores and Climate Change, (2004), <http://www.emporia.edu/earthsci/student/sedlacek3/icecore.htm>.
- 8- Ice Cores That Tell the Past, http://www.gisp2.sr.Unh.edu/GISP2/moreInfo/Ice_cores-past.html.
- 9- Imbrie , J, et al. (1992), On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles 1 Linear responses to Milankovitch forcing, Paleoceanography, 7:701-738 .
- 10- Isaksson, Elisabeth, et al. (2003), Ice Cores from Svalbard-useful archives of past climate and pollution history, Physics and Chemistry of the Earth, Vol.28, p.1217-1228.
- 11- Langway, C.C.J, Clausen, H.B, et al. (1988), An Inter-Hemispheric Volcanic Time-Marker in Ice Cores from Greenland and Antarctica, Ann, Glaciol. 10:102-108.
- 12- Mann ,ME, Bradley, RS, Hughes, MK, (1998), Global-Scale Temperature Patterns and Climate Forcing over the Past six Centuries, Nature, 392:779-787.

- 13- Mayewski, P.A, Meeker, L.D, et al. (1995), Decomposition and Interpretation of a 110000 Year Long Atmospheric Circulation Record from a Greenland Ice Core, *Science*: 1-8.
- 14- Mitchell, JM, (1976), An Overview of Climatic Variability and its Causal Mechanisms, *Quaternary Res*, 6:481-493.
- 15- Oeschger, H, et al. (1984), Late Glacial Climate History from Ice Cores, *Geophys Monogr*, 29:299-306.
- 16- Paterson, W.S.B.(1994), *The Physics of Glaciers*, Oxford, Pergamon press. Peixoto and Oort.(1992). *The Physics of Climate*. New York, American Institute of Physics.
- 17- Rebetez, Martine, et al. (2003), To What Extent can Oxygen Isotopes in Tree Rings and Precipitation be Used to Reconstruct Past Atmospheric Temperature? A Case Study, *Climatic Change*, Vol. 61: 237-248.
- 18- Reusch, David B, (1997), Recent Climate in West Antarctica Using Ice cores to Understand Climate Change, <http://www.crcr.sr.vnh.edu/~dbr/proposa4proposal.html>.
- 19- Schwander, J, et al., (1993), The Age of the air in the firn and the Ice at Summit, Greenland, *Journ Geophys Res*, 98:2831-2838.
- 20- Sigg, A. et al. (1994), A Continuous Analysis Technique for Trace Species in Ice Cores, *Environ, Sci. Technol.* 28(2):204-209.
- 21- Stocker, T.F , (1996b), An Overview of Century Time-Scale Variability in the Climate System: observations and models. In: Anderson DLT, Willebrand J (eds) *Decadal climate variability: dynamics and predictability*. Vol I 44 of NATO ASI. Springer, Berlin. Heidelberg New York, pp.379-406.
- 22- Stocker, T.F, (1999), Abrupt Climate Changes: from the past to the future- a review, *Int Journ .Earth Sciences*, Vol.88, p.365-374.
- 23- The Summit Ice Cores (GISP2 and GRIP), <http://www.agu.org/revgeophys/mayews01/node2.html> .
- 24- Thompson, L.G, et al. (1995), Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru, *Science*, 269:46.
- 25- US Global Ice Core Research Program: West Antarctica and Beyond, <http://www.nicl-smo.sr.unh.edu/documents/pdf/ICWG1989.pdf> .

- 26- Wallace, JM, Gutzler, DS, (1981), Teleconnections in the Geopotential Height Field During the Northern Hemisphere Winter, *Monthly Weather Rev*, 109:784-812.
- 27- Whitlow, S., et al. (1992), A Comparison of Major Chemical Species Seasonal Concentration and Accumulation at South Pole and Summit, Greenland, *Atmos. Environ.* 26A:2045-2054.
- 28- Why Study Ice Cores? <http://niel.usgs.gov/why.htm>.
- 29- Zielinski, G.A., et al., (1994), Record of Volcanism Since 7000 B.C. from the GISP2 Grennland Ice Core and Implications for the Volcano-Climate System, *Science* 264:948-952.