

## تغییرات اقلیمی ایران در دوره هولوسن

قاسم عزیزی؛ دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران  
محمود داودی\*؛ استادیار گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه گیلان  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۰/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۳۱

### چکیده

مطالعه آب‌وهوای دیرینه می‌تواند به ابهامات فراوان درباره تغییرات اقلیمی گذشته پاسخ دهد و راهنمای تغییر اقلیم آینده باشد؛ موضوعی که هرچند در ایران کمتر بدان توجه شده، در دنیا محققان فراوانی را مشغول کرده است. هدف این پژوهش واکاوی تغییرات اقلیمی هولوسن در ایران بود. ازین‌رو، ابتدا منابع مختلف داخلی و خارجی مرتبط با آب‌وهوای کواترنری پیشین بررسی و تغییرات اقلیمی عمده این دوره در دنیا شناسایی شد. سپس، با تغییرات اقلیمی همین دوره در ایران مورد مقایسه قرار گرفت. برای راستی‌آزمایی نتایج مطالعات مروری از یک نمونه موردی کمک گرفته شد. نتایج نشان داد بین دوره‌های سرد/ گرم بازسازی شده در مطالعات مرتبط با آب‌وهوای دیرینه کره زمین در دیگر کشورها، به‌ویژه منطقه اروپا و آب‌وهوای دیرینه ایران ارتباط خوبی وجود دارد. فاصله زمانی بازسازی شده این دوره‌ها در ایران با شمال اروپا و امریکا تفاوت زمانی تقریباً ۲۰۰ تا ۳۰۰ ساله را نشان می‌دهد. این دوره‌ها با تأخیر در ایران آغاز شده‌اند. همچنین وجود دوره‌های سرد/ خشک و گرم/ مرطوب در اقلیم گذشته ایران قابل مشاهده است. در همه دوره‌های گرم مقدار شاخص رطوبتی تعداد گرده‌های درختی به غیردرختی نسبت به دوره‌های سرد بیشتر بوده است. به نظر می‌رسد ایران در دوره‌های گرم نسبت به دوره‌های سرد مرطوب‌تر بوده است.

کلیدواژگان: تغییرات اقلیمی، پذیرفتاری مغناطیس، شاخص AP/NAP، هولوسن.

### مقدمه

با وجود اینکه مطالعات آب‌وهوای دیرینه<sup>۱</sup> می‌تواند به ابهامات فراوان در مورد تغییرات اقلیمی گذشته پاسخ دهد و راهنمای تغییرات اقلیمی در آینده باشد، مطالعات کمی درباره آب‌وهوای دیرینه در ایران صورت گرفته است. گذشته کلید آینده است. درک تغییرات اقلیمی گذشته می‌تواند تا حدود زیادی به ما در درک و مدل‌سازی تغییرات اقلیمی آینده کمک کند.

تغییرات در پارامترهای مداری زمین و خورشید، ستاره‌های دنباله‌دار، تکتونیک صفحه‌ای، فعالیت آتشفشان‌ها، کوهزایی، مغناطیس زمین، تغییرات در سامانه زمین- اقیانوس- جو، و تغییرات سطح زمین مجموعه عوامل تغییرات طبیعی اقلیم‌اند (عزیزی ۱۳۸۳). تغییرپذیری طبیعی ویژگی ذاتی اقلیم است که هم در مقیاس زمانی کوتاه‌مدت و هم در مقیاس زمانی بلندمدت روی می‌دهد (ماوی و گرائم ۲۰۰۴). پدیده‌های ال نینو، لانینا، و نوسان اطلس شمال علل اصلی بروز تغییرات کوتاه‌مدت اقلیمی در سطح جهان محسوب می‌شوند؛ درحالی‌که تغییرات درازمدت اقلیمی جهان تحت تأثیر دو عامل اصلی، یعنی تغییر انرژی ورودی از خورشید و گرمایش جهانی ناشی از تشدید آثار گلخانه‌ای (کوچکی و همکاران ۱۳۸۶)، است. همچنین، کاربرد مطالعات آب‌وهوشناسی دیرینه در جهان تا حدود زیادی رو به پیشرفت است و مطالعات

1. Paleoclimatology

زیادی در این زمینه انجام شده است. اما در ایران این مطالعات انگشت شمار است که ضرورت پرداختن به آن را دوچندان می کند (داودی و همکاران ۱۳۹۴).

کواترنر پایانی را می توان دوره بین یخچالی هولوسن دانست. هولوسن، که از نظر زمانی حدود ۱۱۰۰۰ سال گذشته را در بر می گیرد، به طور کلی، دوره ای با شرایط اقلیمی نسبتاً گرم و پایدار در نظر گرفته می شود. با وجود این، تحقیقات انجام شده در سال های اخیر نشان می دهد اقلیم هولوسن نسبتاً ناپایدار است و با چندین نوسان اقلیمی کوتاه مدت مشخص می شود (فوردین<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۰۸؛ الی<sup>۲</sup> و همکاران ۱۹۹۷؛ بوند<sup>۳</sup> و همکاران ۱۹۷۷)؛ هرچند این تغییرات در مقایسه با تغییرات رخ داده در آخرین دوره یخچالی ملایم تر بوده اند. به دلیل پیچیدگی های حاکم بر شرایط اقلیمی دوره هولوسن، مطالعات گسترده ای در سراسر جهان برای شناسایی و درک تغییرات اقلیمی این دوره صورت پذیرفته است. این مطالعات نشان می دهند تغییرات اقلیمی دوره هولوسن تقریباً در مناطق مختلف جهان روی داده است و شاید از نظر زمان وقوع آن ها تفاوت هایی بین مناطق مختلف جغرافیایی وجود داشته باشد. احتمالاً این ناهمبندی در تاریخ گذاری به دلیل عدم تقارن زمانی پدیده های اقلیمی در نقاط مختلف است (عساکره ۱۳۸۶).

این پژوهش به دنبال پاسخگویی به سوالات زیر است:

- آیا بین رخ داده های عمده تغییر اقلیم هولوسن در ایران با سایر مناطق دنیا تفاوت زمانی وجود دارد؟
- تغییرات رطوبت در دوره های سرد و گرم چگونه بوده است؟

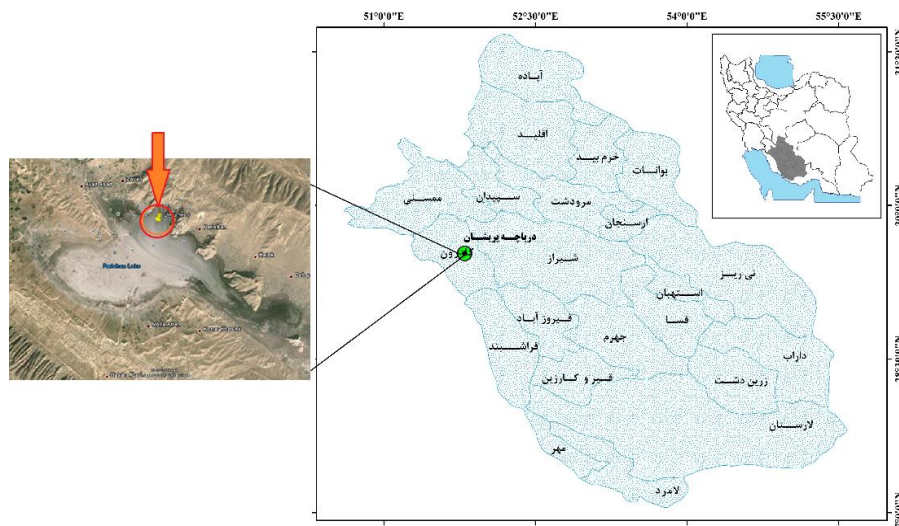
هدف این پژوهش شناسایی تغییرات اقلیمی عمده رخ داده در ایران و مقایسه آن با دنیاست؛ علاوه بر آن درک نحوه تغییر رطوبت در دوره های سرد و گرم نیز مد نظر است.

## مواد و روش ها

این پژوهش شامل دو بخش است. در بخش اول، با مطالعات منتشر شده مرتبط با تحولات اقلیمی کواترنر پایانی در جهان، تغییرات اقلیمی عمده در کواترنر پایانی شناسایی شد. سپس، با مطالعه و مرور نظریات و منابع موجود، شامل کتاب ها و مقالات داخلی و خارجی، سعی شد چارچوب کلی تغییرات اقلیمی ایران در کواترنر پایانی تعیین شود. در بخش دوم، جهت تصدیق مطالعات مروری، از نتایج یک نمونه موردی استفاده شد. این نمونه موردی شامل مغزه ای به طول ۸/۵ متر است که از کف دریاچه پریشان، شهرستان کازرون، برداشت شد (شکل ۱). این مغزه با استفاده از مغزه گیر مدل روسی از عمیق ترین بخش دریاچه پریشان و با مقطع های نیم متری برداشت شد. همه امور آزمایشگاهی مربوط به آنالیز گرده های گیاهی، شناسایی، و شمارش گرده ها در آزمایشگاه پالئوکلیماتولوژی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران انجام شد. در این بخش با استفاده از دو پروکسی پالینولوژی و پذیرفتاری مغناطیس شرایط اقلیمی این بخش از ایران در کواترنری پایانی بازسازی و تحلیل شد.

1. Feurdean  
2. Alley  
3. Bond

به منظور تحلیل گرده‌های گیاهی فسیل، تعداد ۷۰ نمونه با توالی ۱۰ سانتی‌متر (کنلر<sup>۱</sup> ۲۰۰۹) از مغزه رسوبی برداشت شد. برای آماده‌سازی نمونه‌ها از روش (موور<sup>۲</sup> و همکاران ۱۹۹۱) با اندکی تغییر استفاده شد. برای شناسایی گرده‌های گیاهی از اطلس‌های گرده‌ای موور و همکارانش (۱۹۹۱) و دمسکه<sup>۳</sup> و همکارانش (۲۰۱۳) و سایت‌های اطلس گرده و هاگ استرالیا و آریزونا استفاده شد. اطلس گرده رایبیک<sup>۴</sup> (۲۰۰۳)، که اطلس گرده‌های جزیره بار و کلرادو است، اطلس پانت<sup>۵</sup> و هوئن (۲۰۰۹)، و اطلس گرده و هاگ شمال غرب اروپا نیز در شناسایی برخی گرده‌ها مفید واقع شدند. در هر نمونه حداقل ۳۰۰ دانه گرده، بدون احتساب گرده‌های آبی و تیره اسفنجیان (به دلیل شوری بودن)، شمارش شد. در نهایت، با استفاده از تفکیک گرده‌های درختی- غیردرختی (AP/NAP)، شرایط رطوبتی منطقه در کوتاه‌تر پایانی بازسازی شد. به منظور تعیین سن مغزه رسوبی دریاچه پریشان چهار نمونه به آزمایشگاه تعیین سن دانشگاه میامی (فلوریدا- امریکا) ارسال و با استفاده از روش سن‌سنجی رادیوکربن<sup>۶</sup> سن آن‌ها تعیین شد.



شکل ۱. موقعیت دریاچه پریشان و مکان نمونه‌برداری

جهت تعیین دوره‌های سرد و گرم از پروکسی پذیرفتاری مغناطیس با توالی ۱ سانتی‌متری استفاده شد. در اکثر مطالعات انجام‌شده با پروکسی پذیرفتاری مغناطیس، رابطه معکوس بین میزان پذیرفتاری مغناطیس و دما وجود دارد؛ به طوری که در دوره‌های یخبندان میزان پذیرفتاری مغناطیس نمونه‌ها به‌شدت افزایش و در دوره‌های گرم کاهش می‌یابد (فینکن‌بیندر<sup>۷</sup> و همکاران ۲۰۱۴؛ لوی<sup>۸</sup> و همکاران ۲۰۱۴؛ ژو<sup>۹</sup> و همکاران ۲۰۰۳).

4. Kneller
5. Moore
1. Demske
2. Roubik
3. Punt
4. AMS: Accelerator Mass Spectrometry
5. Finkenbinder
6. Levy
7. Zhu

## نتایج

## تغییرات اقلیمی عمده کواترنر پایانی

هولوسن جوان ترین دوره از تاریخ زمین است که پس از به پایان رسیدن آخرین یخبندان شروع شد و به همین دلیل گاهی اوقات به آن دوره پس از یخچالی نیز گفته می شود. در واقع، هولوسن یکی از دوره های بین یخچالی اواخر سنوزوئیک است. واژه هولوسن را سال ۱۸۶۹ گراویاس<sup>۱</sup> پیشنهاد کرد و در اجلاس بین المللی زمین شناسی در سال ۱۸۸۵ پذیرفته شد (رابرت<sup>۲</sup> ۲۰۰۹).

پایان دوره پلیستوسن و آغاز دوره هولوسن در حدود ۱۲۰۰۰ سال پیش با تغییرات اقلیمی ناگهانی همراه بوده است. هولوسن به طور نسبی دمای باثباتی داشته است. با وجود این، طی ۹۰۰۰ سال گذشته بین ۱- تا ۲ درجه سلسیوس به طور ناحیه ای تغییرات دما داشته است (عزیزی ۱۳۸۳). شواهد به دست آمده از مغزه های یخی در نیم کره شمالی نشان داد دوره یخبندان یانگر دریاس<sup>۳</sup> به طور ناگهانی در ۱۱۵۵۰±۷۰ سال قبل از عصر حاضر پایان یافته است (مک کی<sup>۴</sup> و همکاران ۲۰۰۵). در این دوره و با پایان یافتن آخرین دوره دیر یخبندان و با گرم شدن هوا، به تدریج، یخچال ها از بین رفتند. در این دوره و با بالا آمدن سطح آب ها، شرایط برای رشد درختان و گسترش جنگل ها مناسب تر شد و طی دوره هولوسن آب و هوای زمین به شرایط امروزی شباهت یافت. مطالعات انجام شده در مورد تغییرات آب و هوایی این دوره نشان دهنده چندین نوسان بارز است؛ شامل چهار رخداد سرد: یانگر دریاس (اتمام آن مصادف با آغاز هولوسن)، رخداد سرد ۸۲۰۰ سال پیش<sup>۵</sup>، دوره سرد مهاجرت<sup>۶</sup>، و عصر یخبندان کوچک<sup>۷</sup> و چهار رخداد گرم: دوره بهینه اقلیمی<sup>۸</sup>، دوره گرم رومی<sup>۹</sup>، دوره گرم قرون وسطی<sup>۱۰</sup>، و دوره گرم معاصر<sup>۱۱</sup> (الی ۲۰۰۴) (شکل ۲).

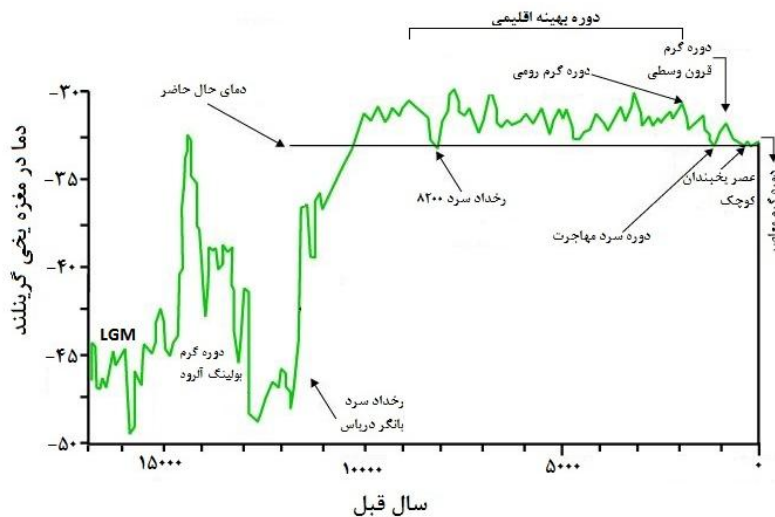
اتمام دوره سرد یانگر دریاس را شروع هولوسن می دانند. یانگر دریاس - نام گلی که در مجاور مناطق یخچالی می روید - دوره سردی است که حدود ۱۲۹۰۰ سال قبل شروع شد و حدود ۱۰۰۰ سال به طول انجامید. این دوره، که دوره تجدید رشد یخچال ها و برقراری دوباره جریان جوئی دوره یخچالی است، دوره تجدید یخچالی یانگر دریاس نامیده می شود (عزیزی ۱۳۸۳). در این بین شواهد عدم وقوع یانگر دریاس در برخی مناطق، به خصوص در دو طرف جنوب اقیانوس آرام، خلاف نظریه جهانی بودن پدیده سرمایشی دوره یانگر دریاس را نشان می دهد (والنتی رول<sup>۱۲</sup> و همکاران ۲۰۱۰). برای این دوره سرد و رخداد سرد ۸۲۰۰ سال پیش در نیم کره جنوبی شواهد چندانی یافت نشده است. یانگر دریاس رویدادی با بازه زمانی حدوداً ۱۳۰۰ ساله است که از حدود ۱۲۹۰۰ تا ۱۱۵۰۰ سال قبل از

1. Gervais
2. Roberts
3. The Younger drays
4. Mackay
5. The 8.2 ka cooling event
6. The Cold period of Migration time
7. The Little Ica Age (LIA)
8. The climatic optimum
9. The Roman warm period
10. The Medieval Warm Period (MWP)
11. The Modern warming period
12. Valentí Rull

عصر حاضر اتفاق افتاده است. طی این رخداد در گرینلند دما از شرایط نزدیک به بین‌یخچالی به شرایط یخچالی برگشته است (ژی بنگ<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۱۲).

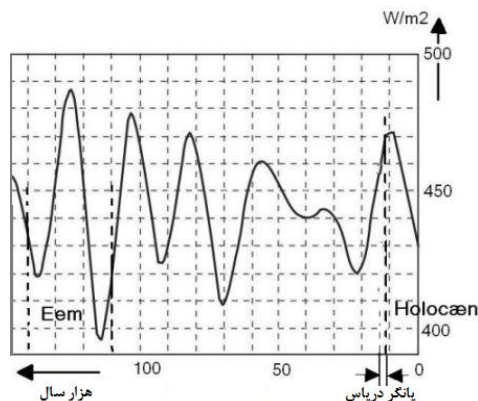
**رخداد ۸۲۰۰ سال پیش**، که ناگهانی بوده و بسیار قابل توجه است، به شرایط خشک و سرد بسیار گسترده منجر شده و تقریباً ۲۰۰ سال طول کشیده است (مک‌کی و همکاران ۲۰۰۵). این رویداد رخداد سرد و ناگهانی با حداکثر کاهش دمای  $6 \pm 2$  درجه سلسیوس در گرینلند توصیف می‌شود. توزیع جغرافیایی این رخداد مورد بحث پژوهشگران آب‌وهوای دیرینه است. این رخداد در غرب آسیا و به خصوص منطقه بین‌النهرین به صورت دوره سرد و خشک و به مدت ۳۰۰ سال طول کشیده است (مک‌کی و همکاران ۲۰۰۵).

میزان تابش ورودی از خورشید در عرض ۶۵ درجه شمالی، در زمان یانگر دریاس، حدود ۴۷۰ وات بر متر مربع بوده؛ درحالی‌که این مقدار امروزه ۴۳۰ وات بر متر مربع است (شکل ۳) و از لحاظ نظری دما در آن زمان باید بالاتر از امروز بوده باشد. دلیلی که برای رخداد سرما در یانگر دریاس و همچنین رخداد سرد ۸۲۰۰ سال پیش ذکر می‌شود ذوب یخ‌ها و سرازیر شدن آب‌های تازه به اقیانوس‌هاست. آب‌های حاصل از ذوب یخ سبک‌تر از آب شور دریاست و در سطح باقی می‌ماند و باعث به هم خوردن تعادل جریان‌های دریایی همچون گلف استریم می‌شود. بنابراین، از یک طرف آب‌های گرم استوا به شمال اروپا و امریکا نمی‌رسیده و از طرف دیگر وجود آب‌های سرد باعث ایجاد سرما در نیم‌کره شمالی شده است (هنسن<sup>۲</sup> ۲۰۱۳).



شکل ۲. تغییرات عمده اقلیمی دوره هولوسن؛ تعدیل شده توسط نویسندگان (الی ۲۰۰۴)

1. Zhi-Bang
2. Hansen



شکل ۳. میزان تنوریکی تابش خورشید در عرض ۶۵ درجه شمالی طی ۱۵۰۰۰۰ سال گذشته (هنسن ۲۰۱۳)

**دوره بهینه اقلیمی** یکی از دوره‌های بارز قابل ردیابی و شناسایی در هولوسن است. در این دوره نواحی جنوب غربی ایالات متحده، به دلیل حاکمیت شرایط مرطوب‌تر، پرجمعیت‌تر شدند (عساکره ۱۳۸۶) و تمدن‌های بشری نیز در مناطقی از کره زمین، مانند افریقا و آسیا، گسترش یافتند (اکبری ۱۳۹۱). در مورد گستره زمانی وقوع بهینه اقلیمی اتفاق نظر وجود ندارد. برخی این دوره را بین ۸۹۵۰ تا ۲۵۵۰ سال پیش و برخی وقوع آن را بین ۹۰۰۰ تا ۴۳۵۰ سال پیش دانسته‌اند. از این تفاوت آرا برمی آید که وقوع این دوره در عرض‌های مختلف جغرافیایی طی بازه‌های زمانی متفاوت به وقوع پیوسته است. طی این دوره بالاترین میانگین دما ۲ درجه و در زمستان ۵ درجه افزون‌تر از امروز بوده است (عساکره ۱۳۸۶). مغزه‌های یخی برداشت‌شده از شمال گرینلند نشان می‌دهد همه یخ‌ها تا سنگ بستر از آب حاصل از ذوب یخ ایجاد شده‌اند. در واقع، همه یخ‌های گرینلند در دوره بهینه اقلیمی ذوب شده و سطح آب‌های آزاد ۳ متر بالاتر از امروز بوده است (هنسن ۲۰۱۳).

**دوره گرم رومی** بین سال‌های ۲۲۵۰ تا ۱۶۰۰ سال پیش رخ داده و شواهد گرمایش این دوره در هر دو نیم‌کره یافت شده است. میزان افزایش دما در این دوره ۲ تا ۲/۵ درجه سلسیوس در اسپانیا تخمین زده شده است. در دوره گرم رومی در خاورمیانه و شمال افریقا اقلیمی مرطوب‌تر از امروزه غالب بوده است. شهر تاریخی پترا<sup>۱</sup> در اردن در این دوره رونق زیادی داشته، ولی بعدها در اثر خشک‌سالی تخلیه شده است. شمال افریقا نیز در این دوره انبار غله سربازان رومی بوده است که امروزه یکی از بیابان‌های بسیار خشک دنیاست (هنسن ۲۰۱۳).

در **دوره سرد مهاجرت**، بین سال‌های ۳۰۰ تا ۵۰۰ میلادی (۱۷۰۰ تا ۱۵۰۰ سال پیش)، سرمای شدید همراه خشک‌سالی باعث مهاجرت و تجاوزهای متعدد به امپراطوری چین و روم شده است. شواهد نشان‌دهنده یخ‌زدگی رود رینه<sup>۲</sup> در مرکز و غرب اروپا است که روی آن رفت‌وآمد می‌شده است. این عوامل باعث پایین افتادن سطح آب دریای خزر، بی‌نظمی در رودها و دریاچه‌ها، و تخلیه شهرهای مسیر جاده ابریشم شده و به توقف رونق و رفت‌وآمد کاروان‌های تجاری در این مسیر مهم تجاری انجامیده است.

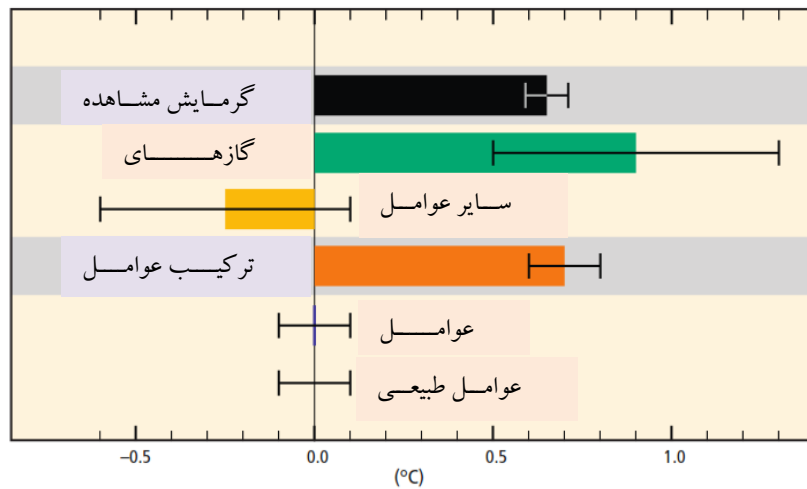
1. Petra  
2. Rhine

طی سال‌های ۹۰۰ تا ۱۳۰۰ میلادی زمستان نسبت به قرن نهم فراوانی و شدت کمتری داشته است. این دوره دوره گرم قرون وسطی نامیده می‌شود و در همه جای کره زمین هم‌زمان نبوده و در برخی مناطق قابل تشخیص نیست. بیشتر نمود آن در اقیانوس اطلس شمالی (شمال اروپا و امریکا) بوده؛ اما شواهد آن حتی در قطب جنوب نیز دیده شده است. در دوره گرم قرون وسطی دو رود اصلی جزیره سیسیل (بزرگ‌ترین جزیره در دریای مدیترانه) قابل کشتیرانی بوده‌اند که الان حتی با کشتی‌های کوچک نیز نمی‌توان در آن‌ها تردد کرد. اروپا و امریکا در این دوره از بارش بیشتری نسبت به زمان حال برخوردار بوده‌اند (هنسن ۲۰۱۳). این دوره، علاوه بر دوره گرم قرون وسطی، به نام‌های دیگری همچون دوره بهینه اقلیمی کوچک<sup>۱</sup> و نئو-آتلانتیک<sup>۲</sup> نیز موسوم است (صفایی‌راد ۱۳۹۲). طبق شاخص‌های حرارتی و CO<sub>2</sub> مغزه‌های یخی گرینلند و همچنین بر اساس شار C-14 در گاه‌شناسی‌های درختی، این دوره یک دوره گرم در ناحیه اطلس شناخته می‌شود که دمای آن حداقل ۱ درجه سلسیوس از میانگین هزاره گذشته بالاتر بوده است (المب<sup>۳</sup> ۱۹۹۵؛ فیبربرج<sup>۴</sup> ۲۰۰۹).

**عصر یخبندان کوچک** آخرین رویداد سرد هولوسن بین سال‌های ۱۳۰۰ تا ۱۸۵۰ میلادی (اکبری ۱۳۹۱) است که با افت ۱-۰/۵ درجه سلسیوس در گرینلند مشخص می‌شود (مکی و همکاران ۲۰۰۵). شرایط کلی نیم‌کره شمالی در این دوره یکسان است و بر جابه‌جایی مسیر غالب مراکز کم‌فشار به سمت استوا و همین‌طور غلبه پرفشارهای قطبی دلالت دارد. این الگو برای نیم‌کره جنوبی انعکاس کاملی نیافته است (عزیزی ۱۳۸۳). در امریکای جنوبی شواهد رخداد عصر یخبندان کوچک مشاهده نشده است (هنسن ۲۰۱۳).

**دوره گرم معاصر** از سال ۱۸۵۰ میلادی شروع شده و در مقایسه با میانگین دما در دوره ۱۸۵۰ تا ۱۸۹۹ از آن زمان تا کنون حدود ۰/۸ درجه سلسیوس به دمای کره زمین افزوده شده است (هنسن ۲۰۱۳). از این مقدار حدود ۰/۵ درجه سلسیوس آن مربوط به افزایشی است که از دهه ۱۹۷۰ تا امروز رخ داده است (اسکافتا<sup>۵</sup> ۲۰۱۰). دلایل گرمایش جهانی و افزایش دمای دوره گرم معاصر را به دو دسته طبیعی و انسانی تقسیم می‌کنند. برخی محققان تأثیر عوامل انسانی (مانند افزایش گازهای گلخانه‌ای) را سیزده برابر بیشتر از عوامل طبیعی می‌دانند (اسکافتا ۲۰۱۰). در گزارش IPCC (۲۰۱۴) افزایش گازهای گلخانه‌ای عامل اصلی گرمایش عصر حاضر معرفی شده است (شکل ۴). بین گازهای گلخانه‌ای تأثیرگذار در گرمایش جهانی سهم دی‌اکسید کربن بیش از بقیه است (۶۰٪). سایر گازهای گلخانه‌ای نیز سهم دارند؛ همچون متان (۲۵٪) و اکسید نیتروژن و هالوکربن‌ها (۱۵٪) (ریپها<sup>۶</sup> ۲۰۱۵). برخی محققان (سونسمارک<sup>۷</sup> و کریتنسن ۱۹۹۷) تغییرات میدان مغناطیس خورشید را دلیل گرمایش قرن حاضر می‌دانند؛ میدان مغناطیسی قوی خورشید (تعداد زیاد لکه‌های خورشیدی) تابش‌های کیهانی را دچار انحراف و شکست می‌کند و در نتیجه تابش کیهانی کمتری به زمین می‌رسد. آن‌ها اشاره می‌کنند که ایجاد ابرها به میزان تابش‌های کیهانی (متفاوت با تابش ناشی از خورشید است) وارد شده به جو زمین بستگی دارد.

1. Little Climatic Optimum (LCO)
2. Neo-Atlantic
3. Lamb
4. Fairbridge
5. Scafetta
6. Riphah
7. Svensmark



شکل ۴. سهم عوامل تأثیرگذار در تغییر دمای سطحی به سلسیوس؛ دوره زمانی ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۰ (IPCC 2014)

ابرها متشکل از هواویزها هستند و هواویزها در نتیجهٔ تجمع انواع مختلف مولکول ایجاد می‌شوند. این ترکیب عمدتاً مولکول‌های آب را شامل می‌شوند. هواویزها در اطراف یک ذره یا یون تشکیل می‌شوند و زمانی که تابش‌های کیهانی با سرعت بالا به جو زمین برخورد می‌کنند به الکترون‌ها ضربه می‌زنند و در مسیر خود مقادیر زیادی یون آزاد تولید می‌کنند. این یون‌های آزاد به سرعت در جو حاوی بخار آب یک‌دیگر را پیدا می‌کنند و سبب تشکیل هواویزها می‌شوند. تجمع هواویزها در نهایت به ایجاد ابر منجر می‌شود. در سدهٔ بیستم میدان مغناطیسی خورشید دوبرابر و باعث افت ۱۵ درصدی ورود تابش‌های کیهانی به جو زمین شده است. کاهش تابش‌های کیهانی دلیل کاهش هواویزها و کاهش ابرناکی زمین شده است. کاهش ابرناکی نیز باعث افزایش ورود تابش خورشید به جو زمین شده و دورهٔ گرم مدرن را ایجاد کرده است (سونسمارک و کریتنسن ۱۹۹۷). در عصر یخبندان کوچک تعداد لکه‌های خورشیدی صفر و میدان مغناطیسی خورشید بسیار ضعیف بوده است. در نتیجه تابش‌های کیهانی با شدت زیادی وارد جو زمین می‌شده‌اند. ورود تابش‌های کیهانی با شدت سبب درجهٔ ابرناکی بالا و مانع رسیدن تابش کافی به زمین شده و رخداد دورهٔ سرد یخبندان کوچک را ایجاد کرده است (هنسن ۲۰۱۳). البته باید یادآوری کرد که با دو دلیل می‌توان دیدگاه‌های فوق را به چالش کشید.

- در دورهٔ اوج فعالیت‌های خورشیدی، به دلیل مغناطیس بسیار بالای خورشید، بادهای خورشیدی بسیار شدید بوده و گرمای زیادی را در گذر از میدان مغناطیس زمین وارد جو زمین کرده است و به افزایش گرمای زمین منجر شده است. شاهد این مطلب دورهٔ یخبندان کوچک است. در این دوره به دلیل کاهش فعالیت خورشیدی (کاهش لکه‌ها و ضعف مغناطیس خورشید) گرمای رسیده به زمین کاهش یافته و سبب دورهٔ سرد شده است.
- افزایش پدیدهٔ ابرناکی در جو زمین ممکن است در منطقهٔ مازاد گرمایی زمین (مناطق حاره‌ای) سبب کاهش گرما شود. اما در مناطق دارای کمبود گرما و مناطقی که از موازنهٔ منفی گرمایی برخوردارند (منطقهٔ حدود ۴۰ درجه تا قطب)، به دلیل اثر گلخانه‌ای ابرها، سبب گرمای بیشتر می‌شود.

## پیشینه تغییرات اقلیمی ایران در کواترنر پایانی

در تحقیقات مرتبط با ایران آثار چندین دوره تغییر اقلیم قابل مشاهده است. ولی زمان و شدت این تغییرات کاملاً واضح نیست. اکثر محققان دوره‌های یخچالی را در ایران همراه با اقلیمی سردتر و خشک‌تر از حال می‌دانند. البته اکثر مطالعات انجام گرفته در شمال و غرب ایران بوده است و به‌خصوص در شرق و ایران مرکزی مطالعات دقیق و جدیدی انجام نشده است. مطالعات صورت گرفته در دنیا نشان داده‌اند در مناطق نزدیک به آب‌های آزاد اقلیم سرد همراه با افزایش رطوبت بوده است (ایسار<sup>۱</sup> ۲۰۰۳). به هر حال، ضعف مطالعات دیرینه‌زیستی، فسیل‌شناسی، چینه‌شناسی، خاک‌شناسی، سن‌سنجی، و باستان‌شناختی، همچنین، بی‌توجهی به مطالعات در مناطق مجاور، تاکنون مانع دستیابی به تصویری روشن از شرایط محیطی کواترنر در ایران شده است (قربانی ۱۳۹۶).

می‌توان گفت ایران دوره‌های سرد/گرم و مرطوب/خشک زیادی را در طول هولوسن پشت سر گذاشته است. شواهد دره‌های یخچالی در کرمان، مخروط‌افکنه‌های به‌هم‌پیوسته، پلایاهای اطراف کویر مسیله و کویر دامغان، دره‌های وسیع آبرفتی در ایران مرکزی، پدیده‌های بادرفتی، وجود فسیل‌های درختان پسته و توس و کاج در ایران مرکزی، جنگل‌ها و سکونتگاه‌های مخروطه در اطراف لوت، تمدن‌های باستانی اطراف مناطق کویری، یخرفت‌های رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس، و ... همه و همه توالی دوره‌های سرد/گرم و مرطوب/خشک را تأیید می‌کنند.

مطالعات قدیمی‌تر در مورد دیرینه‌اقلیم‌شناسی در ایران عمدتاً مبتنی بر شواهد ژئومورفولوژیکی و زمین‌شناسی است و از لحاظ سن‌سنجی نیز دقیق نیست. در حالت کلی شواهدی که در این مطالعات برای تفاوت اقلیم گذشته با اقلیم کنونی ایران ذکر می‌شود شامل شواهد ژئومورفولوژیکی و بیولوژیکی است. در برخی منابع، شواهد ژئومورفولوژیکی دلیل وجود شرایط مرطوب‌تر گذشته در ایران مرکزی نسبت به شرایط امروزی تفسیر شده است (معمد ۱۳۶۷؛ کرینسلی ۱۹۷۲؛ ون زایست ۱۹۶۷)؛ که موارد زیر را به منزله شواهد ابراز کرده‌اند:

۱. وجود بعضی از دره‌های معلق یخچالی مانند دره بالای آدران در البرز یا قسمت بالای دره سیرج در کرمان وجود شرایط یخچالی را در گذشته این مناطق ثابت می‌کند.
۲. تراکم زیاد مواد رسوبی ناهمگن به صورت مخروط‌افکنه‌های به‌هم‌پیوسته یا دشت‌سرها در پای ارتفاعات و حفر کم آن‌ها توسط جریان‌های امروزی وجود شرایط مرطوب‌تر در گذشته را نشان می‌دهد.
۳. در کناره‌های کویرهای بزرگ داخلی، مثلاً در اطراف کویر مسیله و دریای نمک، در مسیر جاده قم - کاشان، و در اطراف کویر دامغان (کویر حاج علی‌قلی)، در طول جاده دامغان - شاهرود، نهشته‌های حاشیه‌ای با دانه‌بندی خیلی ظریف و آهک و گچ بسیار کم در ترازهای بالاتر از سطح کویرهای فعلی نشان از وسعت مناطق پلایایی کم‌شور گذشته دارد که فراوانی بیشتر آب و شوری کمتر آن را نسبت به امروز نشان می‌دهد.
۴. وجود دره‌های وسیع آبرفتی در ایران مرکزی و حفر عمیق لایه‌های نئوژن و پلیستوسن در مرکز و شرق ایران مؤید وجود شرایط مرطوب‌تر گذشته است. پرشدگی این مناطق حفرشده توسط ماسه‌ها خشکی بیشتر آب‌وهوا را در شرایط امروزی نشان می‌دهد.

هرچند پژوهشگرانی دوره‌های مرطوب را دلیل ایجاد این شواهد ژئومورفولوژیک در ایران می‌دانند، ذکر چند نکته ضروری است. اول اینکه این مطالعات فاقد سن‌سنجی‌اند؛ ازین‌رو نمی‌توان گفت این دوره‌های مرطوب در هولوسن یا قبل از آن رخ داده‌اند. نکته بعدی اینکه پس از پایان دوره سرد یانگر در یاس و افزایش دما در آغاز هولوسن ذوب برف همراه با بارش‌های رگباری نیز امکان ایجاد برخی از عوارض ژئومورفولوژیک (همچون مخروط‌افکنه‌ها) وجود دارد که می‌تواند شواهد دوره‌های مرطوب را نشان دهد و با قطعیت نمی‌توان گفت وجود این شواهد نشان‌دهنده دوره‌های مرطوب است.

شواهد بیولوژیکی و بیوشیمیایی تغییرات اقلیمی گذشته در ایران نیز شامل موارد زیر است (معمد ۱۳۶۷):

۱. آثار پولن و اسپر گیاهان، نظیر پسته و توس و کاج، در گزارش شرکوفسکی در کویرهای منطقه نخلک یادآوری شده است. این گیاهان وجود شرایط مرطوب‌تر در گذشته را نشان می‌دهند.
  ۲. آثار جنگل‌های مخروطه‌گز و وجود آثار باستانی در بعضی از مناطق بیابانی، مثلاً لوت، نشان از حاکمیت شرایط مرطوب‌تر گذشته دارد.
  ۳. وجود تمدن‌های باستانی در حاشیه مناطق بیابانی - نظیر تمدن شه‌داد در حاشیه لوت، تمدن سگزاباد در قزوین، تپه سیلک کاشان - که غالباً به وسیله رسوب‌های عظیم آبرفتی - بادی پوشیده شده‌اند، نشان از گسترش عظیم تمدنی دارد که به تدریج با افزایش خشکی بیشتر به حاشیه کوه‌ها پناه بردند.
- تناوب لایه‌های ماسه‌ای - بادی و رسوبات رسی - سیلابی نشانه مشخصی از تغییرات اقلیمی است. مخروط‌افکنه‌های عظیم، پادگانه‌های وسیع مطبق یا متداخل (در بلوچستان)، و ناودیس‌های معلق زاگرس جنوبی نشانه‌های مشخصی از حاکمیت اقلیم مرطوب در گذشته است (محمودی ۱۳۶۸). کرینسلی (۱۹۷۲)، بلفورد (۱۸۷۳)، هوکریده (۱۹۶۸)، محمودی (۱۳۶۸)، درش (۱۹۷۶)، جعفرپور (۱۳۶۸)، معمد (۱۳۴۷)، بوبک (۱۹۶۵)، و ون زایست (۱۹۷۳) دوره‌های بارانی در مورد ایران را قبول دارند و بر آن‌اند که مناطقی مانند ایران، که در زمان‌های گرم زیر کمربند پرفشار جنب حاره قرار داشته‌اند، در عصرهای یخچالی از رطوبت بیشتری برخوردار بوده‌اند. زیرا سیکلون‌های باران‌زای غربی به سمت عرض‌های پایین جابه‌جا شده و تا حدی جای کمربند خشک پرفشار جنب حاره را گرفته‌اند (اسفندیاری درآباد ۱۳۸۸؛ شاهزیدی ۱۳۹۵).

مختاری (۱۳۸۳ و ۱۳۸۸ الف) وجود اشکال ژئومورفولوژیکی، همچون رودخانه‌های سنگی و مزارع بلوکی و جوش‌های گلی، را از پدیده‌هایی می‌داند که ایجاد آن‌ها ارتباط مستقیم با شرایط آب‌وهوایی حاکم در گذشته دارد. تشکیل رودسنگ در دامنه شمالی کوه کیامکی در شمال غرب ایران نشان‌دهنده پایین بودن دما در حدود ۵ تا ۱۰ درجه و زیاد بودن بارش در حدود ۵۰ تا ۱۰۰ میلی‌متر (در مقایسه با دما و بارش فعلی منطقه) است که شاهدهی بر حاکمیت اقلیم سرد و مرطوب در مقایسه با امروز در دوره‌های سرد کواترنری در شمال غرب ایران است (مختاری ۱۳۸۸ ب).

بین ۲۲۰۰۰ تا ۱۴۰۰۰ سال قبل (آخرین دوره یخچالی) درختان به طور کامل از منطقه زیربار و احتمالاً بخش اعظم کوه‌های زاگرس محو شده بودند که دلیل آن را خشکی آب‌وهوا (قربانی ۱۳۹۶) و دلیل خشکی اقلیم ایران در دوران سرد را نفوذ پرفشار سیبری و جبهه قطبی به عرض‌های پایین‌تر و در نتیجه پیش‌روی کم‌فشار بادهای غربی به مناطق

جنوبی‌تر می‌دانند (واسیلوکوا ۲۰۰۵ به نقل از قربانی ۱۳۹۶). جمالی و همکارانش (۲۰۰۸) نیز با بررسی مغزه‌های ۱۰۰ متری از دریاچه ارومیه نتیجه گرفتند در دوران‌های بین‌یخچالی، شامل هولوسن و ریس-وورم، اقلیم گرم‌تر و مرطوب‌تر در منطقه حاکم بوده و در دوران‌های یخچالی اقلیم سرد و خشک بوده است که نمود آن غالب بودن پوشش گیاهی علفی و درمنه و همچنین کاهش گیاهان درختی است. به دنبال پس‌روی پهنه‌های یخی اواخر پلیستوسن و گرم شدن هوای کره زمین در ۹۰۰۰ سال قبل، دوره هولوسن با آب‌وهوای خشک‌تر شبیه آب‌وهوای امروزی آغاز شده است. در اوایل هولوسن سطح دریاچه میرآباد در جنوب غرب ایران پایین بوده و در اواسط هولوسن، به‌خصوص بعد از ۴۰۴۸ سال قبل، بالا آمده است. بین اوایل تا اواسط هولوسن یک تأخیر زمانی مجزا به صورت پیش‌روی جنگل و افزایش سطح آب دریاچه وجود داشته است که امکان دارد توسط تغییر در نسبت بارش به تبخیر توجیه شود. افزایش بارش زمستانه آن قدر بوده است که پوشش گیاهی درختی توسعه یابد. اما تبخیر تابستان نیز بالا بوده است و این نظریه را تقویت می‌کند که گسترش با تأخیر جنگل‌ها در غرب ایران توسط شرایط خشک و قاره‌ای مختل شده است (گریفیت و همکاران ۲۰۰۱). خشک‌تر بودن اوایل هولوسن (۱۰۰۰۰ تا ۶۵۰۰ سال قبل) در دریاچه میرآباد را استیونز و همکارانش (۲۰۰۶) نیز اعلام کرده‌اند. غالب بودن درخت پسته تا ۷۲۰۰ سال پیش در ارتفاعات زاگرس نشان از اقلیم خشک اوایل هولوسن با دمای معتدل دارد. افزایش گرده بلوط در اواسط هولوسن نیز بیانگر بیشتر شدن رطوبت است (اشمیت و همکاران ۲۰۱۰؛ داودی ۱۳۹۳). نتایج مطالعات زیادی وجود شرایط گرم و خشک را در اوایل هولوسن تأیید کرده‌اند (حسینی ۱۳۹۰؛ کهل ۲۰۰۹). بر اساس مطالعات سیندر و همکارانش (۲۰۰۱) شرایط خشک در طول یانگر دریا در دریاچه زریبار وجود داشته است. افت زیاد سطح دریاچه زریبار در دوره سرد یانگر دریا به سبب خشکی زیاد اقلیم بوده است (واسیلوکوا ۲۰۰۵). در دوره آخرین یخبندان در دریاچه زریبار اقلیم خشک و سرد حاکم بوده و گیاهان نیمه‌بیابانی وجود داشته‌اند. تبخیر کم، به دلیل سرما، در مدت زمان طولانی باعث بالا ماندن آب دریاچه شده است. در طول اوایل هولوسن با افزایش نسبی بارش و دما پوشش گیاهی مناطق مرتفع به ساوان پسته - بلوط تغییر کرده است. در این زمان سطح آب در پاسخ به تبخیر و تعرق افت داشته است. افزایش تدریجی در گرده بلوط در اواسط هولوسن نشان از افزایش رطوبت مؤثر شبیه به امروز دارد (استیونز و همکاران ۲۰۰۱).

در اوایل هولوسن استیلای جنگل در غرب ایران کمتر شده است (گودفرندان ۱۹۸۸؛ رابرت و رایت ۱۹۹۳). احتمالاً دلیل خشکی اوایل هولوسن در رشته‌کوه زاگرس ریزش هوای خیلی سرد اوراسیا و تضعیف تغذیه رطوبت توسط کم‌فشار و موج‌های غربی بوده است (رابرت و رایت ۱۹۹۳؛ استیونز و همکاران ۲۰۰۱). در واقع، می‌توان گفت در غرب ایران دوره‌های سرد با خشکی و دوره‌های بین‌یخچالی و دوره‌های گرم درون‌یخچالی<sup>۱</sup> با افزایش رطوبت همراه بوده‌اند (کهل ۲۰۰۹).

برخی محققان با استفاده از شواهد یخچالی به بازسازی میزان بارش در دوره‌های یخچالی پرداخته‌اند. آن‌ها بر اساس نتایج تحقیقات خود دوره‌های سرد را دارای بارش حتی تا سه برابر بیشتر از امروز دانسته‌اند (مهرشاهی و بقایی‌نیا ۱۳۹۱؛ شمسی‌پور و همکاران ۱۳۹۴؛ سرور و فرید مجتهدی ۱۳۹۰؛ یمانی و همکاران ۱۳۸۶، سیف و ابطحی ۱۳۹۲). این دست از مطالعات بر پایه رابطه دما - بارش با ارتفاع پایه‌گذاری شده است؛ بدین صورت که یک رابطه رگرسیونی چندجمله‌ای از

1. interstadial

بارش و دما استخراج و بیان می‌شود که در حال حاضر با کاهش ۱ درجه دما با افزایش ارتفاع چقدر بارش افزوده می‌شود. بنابراین، با کاهش ۱۰ درجه‌ای دما در دوران‌های یخچالی بارش باید سه برابر بیشتر از امروز بوده باشد. پذیرفتن این چنین نتایجی خیلی ساده‌انگارانه است. زیرا لزوماً افزایش بارش با کاهش دما رابطه ندارد. دلیل آن بارش‌های کوهستانی است که مانع مسیر عبور توده‌های مرطوب می‌شود و اجبار به صعود این توده‌ها را ایجاد می‌کند و در نهایت موجب ریزش بارش می‌شود. علاوه بر آن، افزایش بارش با ارتفاع (کاهش دما) تا چکاد قله ادامه ندارد و از ارتفاع خاصی بارش دوباره کاهش می‌یابد. دلیل قابل ذکر دیگر کاهش بارش با افزایش ارتفاع در دامنه‌های رو به شمال البرز است. کاهش دما در این منطقه با کاهش بارش همراه است. به نظر می‌رسد گسترش یخچال‌ها و شواهد آن در ارتفاعات پایین‌تر به موازنهٔ تبخیر - بارش و تغییر نوع بارش مربوط باشد. در واقع از یک طرف کاهش زیاد دما باعث شده بارش غالب برف باشد و از طرف دیگر ماندگاری برف و عدم ذوب به دلیل دمای کم به‌مرور باعث گسترش یخچال‌ها شده و شواهد یخچالی تا ارتفاعات پایین‌تر مشاهده شده است.

### نمونهٔ موردی: تغییرات دما و رطوبت در دریاچهٔ پریشان (کازرون - استان فارس)

برای سن‌سنجی رادیوکربنی  $^{14}\text{C}$  مغزهٔ رسوبی دریاچهٔ پریشان به طول ۸٫۵ متر، چهار نمونه از اعماق ۱۶۵، ۴۰۰، ۷۰۰ و ۸۴۵ سانتی‌متری برداشت و به آزمایشگاه تعیین سن رادیوکربنی میامی<sup>۱</sup> امریکا ارسال شد. مطالعات ژئومورفیک دیرینه‌اقلیم‌شناسی نشان می‌دهد تغییرات آب‌وهوایی مربوط به دورهٔ گذار از دورهٔ یخچالی به دورهٔ بین‌یخچالی با افزایش شدید عناصر قابل فرسایش سطح دامنه‌ها و در نتیجه افزایش بار رسوبی رودخانه‌ها همراه بوده است (بول ۱۹۹۳). در واقع، هم‌زمان با دوره‌های یخچالی - به دلیل فعالیت شدید ذوب و یخبندان - میزان تدارک رسوب زیاد بوده و بستر رودخانه‌ها از عناصر فراهم‌شده از دامنه‌ها انباشته بوده است. به دنبال دورهٔ یخچالی و گرایش آب‌وهوای منطقه به خشکی و در نتیجه کاهش پوشش گیاهی دامنه‌ها، زمینه برای فرسایش هر چه بیشتر دامنه‌ها و رسوبات انباشته در بستر رودخانه‌ها فراهم بوده است. زیرا کاهش پوشش گیاهی می‌تواند عمل فرسایش سطح دامنه‌ها را تسریع کند (گوئیترز و سس ۲۰۰۱). در حوضهٔ آبریز دریاچهٔ پریشان نیز این اتفاق رخ داده است و میزان رسوب‌گذاری بعد از دورهٔ سرد یانگر دریاس در اوایل هولوسن معادل ۱/۳ میلی‌متر در سال بوده؛ درحالی‌که در اواخر هولوسن به ۰/۳ میلی‌متر در سال کاهش یافته است. ازین‌رو برای برآورد سن کل مغزه بر اساس چهار نمونهٔ سن‌سنجی‌شده از روش‌های کمترین مربعات و رگرسیونی استفاده شد. برای این منظور قالب‌های تابعی مختلف - نظیر تابع نمایی، تابع گوسی، فوریه، تابع خطی، توانی، تابع کسری، سینوسی، وایبول - به کار گرفته شد. در نهایت مشخص شد با استفاده از چندجمله‌ای درجهٔ سوم می‌توان داده‌ها را به بهترین شکل در مقایسه با سایر برازشگرها تخمین زد (شکل ۵). بنابراین، سن کل مغزه با استفاده از رابطهٔ ۱ برآورد شد:

$$f(x) = p_1x^3 + p_2x^2 + p_3x + p_4 \quad \text{رابطهٔ ۱}$$

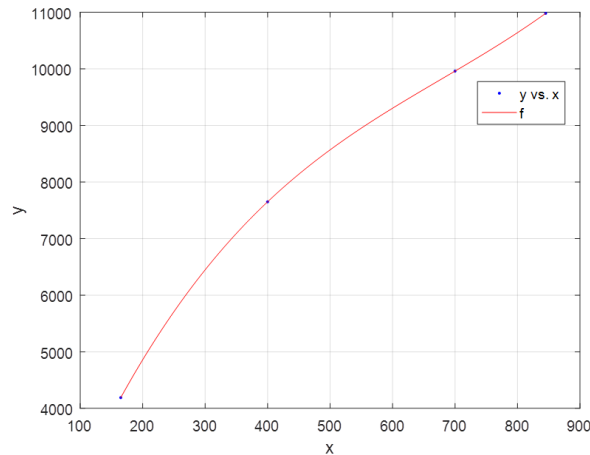
Coefficients:

$$p1 = 1.711e-05$$

$$p2 = -0.03477$$

$$p3 = 30.04$$

$$p4 = 103.9$$



شکل ۵. نمودار برازش برآورد سن مغزه رسوبی دریاچه پریشان با استفاده از تابع چندجمله‌ای درجه سوم

در دریاچه پریشان شش دوره عمده سرد در هولوسن قابل شناسایی است که برای سه مورد از آن‌ها می‌توان همخوانی تقریبی با تغییرات دمایی رخ داده در کره زمین پیدا کرد (جدول ۱). دوره سرد یانگر دریا حدود ۱۳۰۰ سال طول کشیده و در اکثر منابع، که مربوط به اروپا و امریکای شمالی است، پایان آن ۱۱۵۰۰ سال پیش بوده است. اما در دریاچه پریشان این دوره سرد تا ۱۰۰۰۰ سال قبل ادامه داشته است. می‌توان گفت وقوع دوره سرد با تأخیری حدوداً ۱۵۰۰ ساله در جنوب ایران نسبت به شمال اروپا و امریکا رخ داده است. البته این نتیجه قابل تعمیم به همه مناطق ایران نیست. مثلاً بررسی رسوبات دریاچه نئور نشان داد دوره سرد یانگر دریا بین سال‌های ۱۲۷۰۰ تا ۱۱۶۰۰ سال پیش رخ داده است که البته هماهنگ با سایر دریاچه‌های غرب ایران و جنوب غرب آسیا نیست (عزیزی و همکاران ۱۳۹۲). دما در منطقه با شروع هولوسن افزایش یافته است. اما یکباره دو رخداد سرد ۱۵۰ ساله (۹۷۰۰ تا ۹۸۵۰ سال قبل) و ۱۰۰ ساله (۹۵۰۰ تا ۹۶۰۰ سال قبل) باعث قطع شدن روند افزایشی دما شده است. پس از آن یک دوره سرد ۲۰۰ ساله نیز در ۸۸۰۰ تا ۸۶۰۰ سال پیش رخ داده که در منابع اشاره چندانی به آن نشده است.

به نظر می‌رسد رخداد سرد ۸۲۰۰ در جنوب ایران با تأخیری ۳۰۰ ساله رخ داده است. وقوع این رخداد سرد در دنیا با طول ۲۰۰ سال از ۸۲۰۰ تا ۸۴۰۰ سال قبل گزارش شده است. اما شواهد موجود در دریاچه پریشان رخداد آن را بین ۷۶۰۰ تا ۷۹۰۰ سال پیش نشان می‌دهد که ۳۰۰ سال تداوم داشته است. پس از آن دو رخداد سرد ۲۰۰ ساله (۵۰۰۰ تا ۵۲۰۰) و ۵۵۰ ساله (۳۰۵۰ تا ۳۶۰۰ سال قبل) اتفاق افتاده است. در منابع مختلف اشاره خاصی به این دو دوره سرد نیز نشده است. رخداد ۵۵۰ ساله سرد در منطقه بسیار طولانی بوده است؛ هرچند نسبت به رخدادهای سرد قبلی شدت کمتری داشته است.

رخداد سرد مهاجرت، که در اروپا بین سال‌های ۱۵۰۰ تا ۱۷۰۰ سال پیش اتفاق افتاده است، نه تنها در جنوب ایران سرد نبوده، بلکه با افزایش شدید دما همراه بوده است؛ به گونه‌ای که این سال‌ها گرم‌ترین دوره اقلیمی هولوسن در منطقه بوده است. شواهد عصر یخبندان کوچک نیز در یافته‌های دریاچه پریشان قابل مشاهده است. بین ۳۰۰ تا ۶۰۰ سال پیش با افزایش پذیرفتاری مغناطیس یک دوره سرد ۳۰۰ ساله رخ داده است که نسبت به شمال اروپا تداوم کمتری دارد (شکل ۶).

یانگر در یاس بیشترین پذیرفتاری مغناطیس را در طول دوره داشته و با مقدار میانگین  $0/00005$  و حداکثر  $0/00008$  سردترین دوره در منطقه مورد مطالعه بوده است. بعد از آن رخداد سرد  $8200$  با میانگین پذیرفتاری مغناطیس  $0/00002$  و حداکثر  $0/00003$  سردترین دوره بوده است. بین دوره‌های سرد رخ داده در منطقه نیز عصر یخبندان کوچک کمترین شدت سرما را داشته است؛ به گونه‌ای که اغلب حالت پذیرفتاری مغناطیس آن به  $0/00001$  رسیده است (جدول ۱).

جدول ۱. مقایسه رخ داده‌های سرد هولوسن در منطقه مورد مطالعه با سایر مناطق کره زمین

ردیف	دوره سرد (دریاچه پریشان - BP <sup>۱</sup> )	دوره سرد بارز در کره زمین - BP	پذیرفتاری مغناطیس دریاچه پریشان		
			میانگین	حداکثر	حداقل
۱	۱۰۰۰۰ تا ؟	یانگر در یاس ۱۱۵۰۰-۱۲۹۰۰	$0/00005$	$0/00008$	$0/00002$
۲	۸۶۰۰-۸۸۰۰	-	$0/000016$	$0/000024$	$0/00001$
۳	۷۶۰۰-۷۹۰۰	رخداد $8200$	$0/000016$	$0/00003$	$0/00001$
۴	۵۰۰۰-۵۲۰۰	؟؟؟	$0/000012$	$0/00002$	$0/00001$
۵	۳۰۵۰-۳۶۰۰	؟؟؟	$0/00001$	$0/00002$	$0/000008$
۶	؟؟؟	رخداد سرد مهاجرت ۱۵۰۰-۱۷۰۰	-	-	-
۷	۳۰۰-۶۰۰	عصر یخبندان کوچک ۲۰۰-۷۰۰	$0/000005$	$0/00001$	$0/000004$

منطقه مورد مطالعه در طول هولوسن شش دوره گرم را پشت سر گذاشته است که برای چهار مورد آن می‌توان تطابق زمانی با دوره‌های گرم رخ داده در دنیا یافت. مهم‌ترین دوره گرم هولوسن «دوره گرم بهینه اقلیمی» نامیده می‌شود که در اکثر منابع محدوده زمانی رخداد آن بین  $9000$  تا  $4500$  سال پیش معرفی می‌شود. در دریاچه پریشان این دوره گرم بین  $9000$  تا  $4100$  سال پیش رخ داده است. این دوره گرم بازه زمانی زیادی دارد و در دل آن رخ داده‌های سرد و گرم ضعیف‌تر رخ داده‌اند؛ مانند رخداد سرد  $8200$ . در دریاچه پریشان نیز در دوره بهینه اقلیمی سه رخداد سرد و دو رخداد گرم اتفاق افتاده است. رخ داده‌های گرم بین سال‌های  $4500$  تا  $4800$  و  $3900$  تا  $4100$  سال پیش بوده‌اند که در منابع مختلف اشاره خاصی به آن‌ها نشده است و به نظر می‌رسد بیشتر نوسانات دمایی مربوط به عرض‌های میانه‌اند.

از  $2000$  هزار سال قبل بین رخ داده‌های گرم دریاچه پریشان و این رخ داده‌ها در دنیا تا حدودی تطابق زمانی وجود دارد. رخداد گرم رومی در دریاچه پریشان با  $300$  سال تأخیر از  $2000$  سال پیش شروع شده است. ولی دارای دامنه زمانی طولانی‌تری نسبت به عرض‌های بالاتر بوده است. این دوره گرم در منطقه مورد مطالعه  $750$  سال طول کشیده است؛ درحالی‌که در عرض‌های بالاتر  $700$  سال تداوم داشته است. گفتنی است مقدار پذیرفتاری مغناطیس در این دوره به حداقل مقدار رسیده و ازین رو منطقه مورد مطالعه در این زمان بیشترین دما را داشته است.

۱. زمان به سال قبل از حال حاضر.

دوره گرم قرون وسطی نیز با ۱۵۰ سال تأخیر از ۱۱۰۰ سال پیش شروع شده و ۴۰۰ سال تداوم داشته که برخلاف دوره گرم رومی این دوره در منطقه تداوم کمتری نسبت به عرض‌های بالاتر داشته است. آغاز دوره گرم معاصر را محققان هم‌زمان با شروع انقلاب صنعتی می‌دانند. در دریاچه پریشان نیز با اتمام عصر یخبندان کوچک از ۳۰۰ سال پیش دما رو به افزایش بوده است و تا امروز ادامه دارد (شکل ۶).

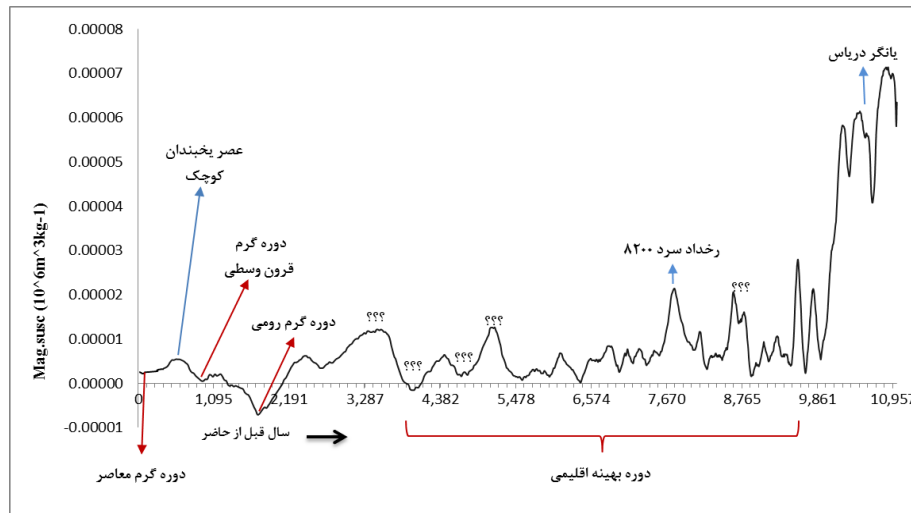
بین رخ‌دادهای گرم، دوره گرم رومی، هم از لحاظ شدت هم از لحاظ تداوم، گرم‌ترین دوره هولوسن در دریاچه پریشان بوده است. در این دوره پذیرفتاری مغناطیس به  $1/00000$  - رسیده که کمترین مقدار بین همه دوره‌های گرم است و تداوم ۷۵۰ ساله آن بیش از سایر دوره‌هاست (به استثنای دوره بهینه اقلیمی).

جدول ۲. مقایسه رخ‌دادهای گرم هولوسن در منطقه مورد مطالعه با سایر مناطق کره زمین

ردیف	دوره گرم (دریاچه پریشان - BP)	دوره گرم بارز در کره زمین - BP	پذیرفتاری مغناطیس ( $10^6 m^{-3} kg^{-1}$ )		
			میانگین	حداکثر	حداقل
۱	۴۱۰۰-۹۵۰۰	دوره بهینه اقلیمی ۴۵۰۰-۹۰۰۰	۰/۰۰۰۰۰۷	۰/۰۰۰۰۰۳	-۰/۰۰۰۰۰۴
۲	۴۵۰۰-۴۸۰۰	???	۰/۰۰۰۰۰۲	۰/۰۰۰۰۰۶	-۰/۰۰۰۰۰۴
۳	۴۱۰۰-۳۹۰۰	???	-۰/۰۰۰۰۰۵	۰/۰۰۰۰۰۴	-۰/۰۰۰۰۰۴
۴	۱۲۵۰-۲۰۰۰ گرم‌ترین دوره پریشان	دوره گرم رومی ۱۶۰۰-۲۳۰۰	-۰/۰۰۰۰۰۴	۰/۰۰۰۰۰۰۷	-۰/۰۰۰۰۰۱
۵	۷۰۰-۱۱۰۰	دوره گرم قرون وسطی ۷۰۰-۱۲۵۰	۰/۰۰۰۰۰۱	۰/۰۰۰۰۰۰۸	-۰/۰۰۰۰۰۲
۶	از ۳۰۰ سال پیش	دوره گرم معاصر از ۱۸۵۰ میلادی	۰/۰۰۰۰۰۳	۰/۰۰۰۰۰۰۴	۰/۰۰۰۰۰۰۲

در مناطق خشک و نیمه‌خشک، مانند ایران، غالباً عامل محدودکننده رشد درختان فراهم نبودن رطوبت است. ازین‌رو، در نمودارهای گرده‌ای چنین مناطقی زمان‌هایی که تعداد گرده‌های درختی زیاد است فراهم بودن رطوبت برای رشد درختان قابل دریافت است (استیونز و همکاران ۲۰۰۱؛ استیونز و همکاران ۲۰۰۶). بنابراین، به‌کارگیری شاخص اقلیم گرده‌ای درختی به غیردرختی<sup>۱</sup> (AP/NAP) یک شاخص رطوبتی محسوب می‌شود و مقادیر زیاد آن نشان‌دهنده افزایش رطوبت است.

1. Arboreal Pollen/Non-Arboreal Pollen ratio (AP/NAP)



شکل ۶. دوره‌های سرد و گرم رخ داده در منطقه مورد مطالعه بر اساس مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در مغزه پریشان

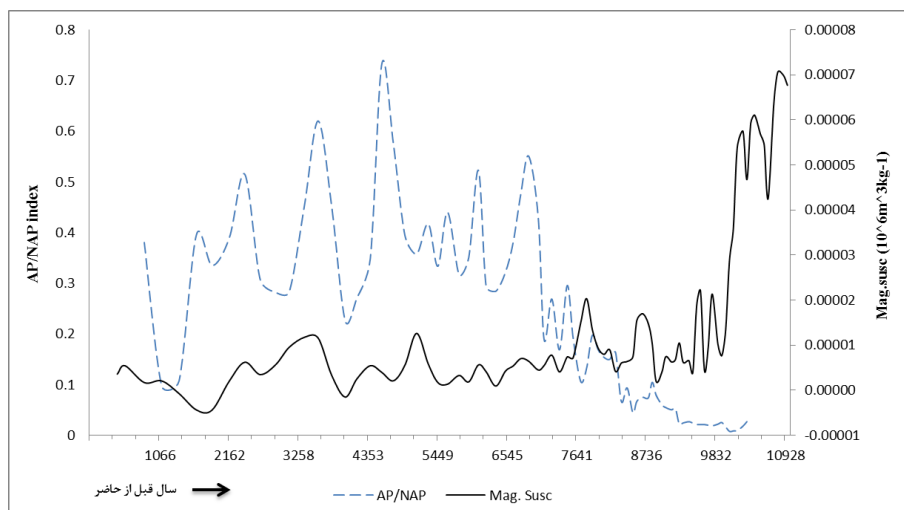
شاخص رطوبتی AP/NAP نشان می‌دهد در دوره‌های سرد میزان رشد درختان نسبت به گونه‌های علفی و بوته‌ای در منطقه کاهش و برعکس در دوره‌های گرم میزان رشد درختان افزایش یافته است (جدول ۳ و شکل ۷). در شکل ۷ می‌توان رابطه معکوس (هرچند با کمی تأخیر) بین شاخص رطوبتی و پذیرفتاری مغناطیس را مشاهده کرد که نشان‌دهنده افزایش رطوبت در دوره‌های گرم و کاهش آن در دوره‌های سرد است. میزان شاخص رطوبتی با افزایش شدت سرما کاهش بیشتری نیز داشته است. مثلاً در دریاچه پریشان دوره سرد یانگر دریاس و رخداد سرد ۸۲۰۰ کمترین دماها را در منطقه داشته‌اند و در این دو دوره نیز کمترین مقدار شاخص رطوبتی ثبت شده است. در دوره سرد یانگر دریاس میزان شاخص درختی به غیردرختی تا حد ۰/۰۱ کاهش یافته و می‌توان گفت گونه‌های درختی در منطقه تقریباً به صفر رسیده است و در رخداد سرد ۸۲۰۰ تا ۰/۰۸ کاهش یافته که نشان‌دهنده خشک بودن منطقه مورد مطالعه در دوره‌های سرد است. بین دوره‌های سرد فقط شاخص رطوبتی در زمان رخداد سرد ۵۰۰۰ تا ۵۲۰۰ سال قبل با شاخص رطوبتی دوره گرم معاصر هم‌مقدار شده است که اولاً در آن زمان دیگر مقدار سرما به شدت یانگر دریاس نبوده و این دوره سرد در دل دوره گرم هولوسن اتفاق افتاده است و همان‌طور که برای نوسانات سرد بعد از آن نیز مشاهده می‌شود شاخص رطوبتی همچنان بالاست و ثانیاً احتمالاً در دوره معاصر افزایش دخالت‌های انسانی در طبیعت همچون قطع درختان، چرای دام، و ... در کاهش درختان تأثیرگذار بوده و مقدار گونه‌های درختی را کاهش داده است. به هر حال در همه دوره‌های گرم مقدار شاخص رطوبتی درختی به غیردرختی نسبت به دوره‌های سرد بیشتر بوده است.

نکته دیگری که در مقایسه میزان رطوبت دوره‌های سرد و گرم مشاهده می‌شود این است که مرطوب‌ترین دوره‌ها مربوط به گرم‌ترین دوره‌ها نیستند. ولی خشک‌ترین دوره‌ها مربوط به سردترین دوره‌ها هستند. دوره گرم رومی (۱۲۵۰ تا ۲۰۰۰ سال پیش) گرم‌ترین دوره در دریاچه پریشان بوده است. اما دو دوره گرم اواسط هولوسن بیشترین مقدار رطوبت را داشته‌اند. می‌توان این‌گونه نتیجه گرفت که به طور کلی منطقه مورد مطالعه در دوره‌های گرم نسبت به دوره‌های سرد و

یخبندان مرطوب‌تر بوده است؛ اما تفاوتی که بین دوره‌های سرد و گرم، از لحاظ میزان رطوبت، وجود دارد این است که با افزایش شدت سرما میزان رطوبت نیز بیشتر کاهش یافته است، اما، با افزایش دما، رطوبت به طور پیوسته افزایش نیافته است و تا حدی با افزایش دما رابطه مستقیم دارد (شکل ۷). این گونه به نظر می‌رسد که در دوره‌های زمانی با دمای معتدل نسبت به دوره‌های گرم رطوبت بیشتری در منطقه وجود داشته است.

جدول ۳. مقایسه شاخص رطوبتی AP/NAP در دوره‌های سرد و گرم دریاچه پریشان

شاخص AP/NAP	دوره گرم	شاخص AP/NAP	دوره سرد BP	ردیف
۰٫۲۳	۴۱۰۰-۹۵۰۰	۰٫۰۱	۱۰۰۰۰ تا ؟	۱
۰٫۶۵	۴۵۰۰-۴۸۰۰	۰٫۰۸	۸۶۰۰-۸۸۰۰	۲
۰٫۴۵	۴۱۰۰-۳۹۰۰	۰٫۱۶	۷۶۰۰-۷۹۰۰	۳
۰٫۳۷	۱۲۵۰-۲۰۰۰	۰٫۳۳	۵۰۰۰-۵۲۰۰	۴
۰٫۳۸	۷۰۰-۱۱۰۰	۰٫۲۸	۳۰۵۰-۳۶۰۰	۵
۰٫۲۳	از ۳۰۰ سال پیش	۰٫۳۱	۳۰۰-۶۰۰	۶



شکل ۷. مقایسه شاخص رطوبتی درختی به غیردرختی با پذیرفتاری مغناطیس دریاچه پریشان

## نتیجه

از آنجا که اهم مطالعات انجام شده در ارتباط با اقلیم دوره هولوسن و کواترنری در محدوده حوزه اطللس شمالی (اروپا و امریکای شمالی) انجام شده است، همواره این سؤال برای محققان ایرانی مطرح بوده که آیا اقلیم ایران در دوره‌های سرد و یخبندان سرد و خشک بوده است یا سرد و مرطوب؟ عزیزی و همکارانش (۱۳۹۴) در مقاله‌ای تحت عنوان «شناسایی الگوهای همدیدی مؤثر در شکل‌گیری ناهنجاری‌های دمایی ایران و اروپا» تلاش کردند به این ارتباط پی ببرند. آن‌ها

اعلام کردند پردازش داده‌های دمایی ایستگاه‌های منتخب در ایران و اروپا نشان‌دهنده دوره‌های مختلف دمایی است که گاهی هماهنگ عمل کرده و در برخی موارد نیز هماهنگی کمتر مشاهده می‌شود (عزیزی و همکاران ۱۳۹۴). بسیاری از مطالعات انجام‌شده در مورد اقلیم هولوسن و کواترنر در ایران به شرایط اقلیمی خشک و سرد در دوران یخچالی و نسبتاً مرطوب و گرم در دوران بین‌یخچالی اشاره کرده‌اند. برخی نویسندگان نیز رخداد «دوره‌های بارانی»<sup>۱</sup> را طرح کرده‌اند و فرض را بر بیشتر بودن مقدار بارش در دوران یخچالی بیشتر از امروز گذاشته‌اند. وجود دره‌هایی که با رسوبات پر شده‌اند را در کوهستان‌های البرز شرقی ناشی از نهشته شدن رسوبات تحت شرایط بارانی در آخرین یخبندان می‌دانند.

برخی محققان بر آن‌اند که مناطقی مانند ایران، که در زمان‌های گرم زیر کمربند پرفشار جنب حاره قرار دارند، در عصرهای یخچالی از رطوبت بیشتری برخوردار شده‌اند. زیرا سیکلون‌های باران‌زای غربی به سمت عرض‌های پایین جابه‌جا می‌شده و تا حدی جای کمربند خشک پرفشار جنب حاره را می‌گرفته‌اند. در مقابل دیدگاه محققانی همچون بوبک این است که در طول دوران یخچالی اقلیمی سرد و خشک‌تر از امروز بر ایران حاکم بوده است. در واقع، راجع به تغییرات آب‌وهوایی گذشته ایران به طور کلی دو دیدگاه وجود دارد. دیدگاه قدیم‌تر به افزایش میزان بارش در دوره‌های سرد (مراحل یخچالی) و کاهش میزان بارش در دوره‌های گرم (مراحل بین یخچالی) نظر دارد. طرفداران این دیدگاه بیشتر بر افزایش شدید میزان بارش در دوره‌های سرد تأکید می‌کنند و گروهی دیگر افزایش جزئی بارش اما همراه با تغییر رژیم آن و کاهش قابل توجه میزان تبخیر را به دلیل سرمای زیادتر و طولانی‌تر در این دوره‌ها مسئول موازنه مثبت رطوبتی و در نتیجه افزایش سطح آب دریاچه‌ها با بالا آمدن سطح آب در کویرهای ایران به شمار می‌آورند (مهرشاهی ۱۳۸۱). دیدگاه دوم دوره‌های نسبتاً خشک را هم‌زمان با مراحل یخچالی و دوره‌های گرم ولی مرطوب‌تر را در مراحل بین‌یخچالی و از جمله هولوسن می‌دانند. در مراحل سرد، بنا بر باور طرفداران این نظریه، کاهش متوسط (۵ تا ۶ درجه سلسیوس) تا شدید (۱۰ تا ۱۲ درجه سلسیوس) دما و نیز قسمتی از خشکی آب‌وهوا از تسلط طولانی مدت و قدرتمند پرفشار سیبری بر بخش مهمی از ایران ناشی می‌شده است. علاوه بر این، کمبود بارش در مرحله سرد هم به کاهش منابع رطوبتی (به علت پایین رفتن سطح آب‌های آزاد و گسترش یخبندان در بخشی از این آب‌ها) و تغییر مسیر جریان‌های جوئی رطوبت‌آور مربوط بوده است (مهرشاهی ۱۳۸۱؛ اصغری مقدم ۱۳۸۹).

مطالعات اخیر تا حدودی دیدگاه دوم را تأیید می‌کنند. در واقع دوره‌های سرد در ایران با افزایش خشکی همراه بوده است. احتمالاً در طول دوره‌های نسبتاً خشک و سرد تقویت پرفشار قطبی به تضعیف و تغییر جنوب‌سوی مونسون‌های دیرینه منجر شده است. هم‌زمان با تضعیف مونسون، مسیرهای طوفان‌های سیکلونی به سمت جنوب جابه‌جا شده‌اند. علاوه بر آن، چرخندهای بادهای غربی ممکن است ضعیف‌تر شده باشند. چرخندهای باد غربی، که امروزه بعد از عبور از دریای خزر گاه و بی‌گاه وارد شمال ایران می‌شوند، احتمالاً ضعیف‌تر بوده‌اند (کهل ۲۰۰۹).

ایسار (۲۰۰۳) در مقاله‌ای مروری مطالعات مختلف در مورد تغییرات اقلیمی هولوسن در دنیا را بررسی و اشاره کرده است در کمربند موسمی دوره‌های سرد با خشکی شناسایی می‌شوند. طی دوره‌های سرد این مناطق تحت تأثیر توده‌های هوایی قاره‌ای همراه پرفشارهای بارومتری، که به طوفان‌های گردوغبار منجر می‌شدند، قرار داشته‌اند. همچنین، در نواحی

1. pluvial

واقع در مناطق مرزی بین بادهای غربی و سیستم موسمی اقلیم‌های سرد به بارندگی‌های زمستانه بیشتر و بارندگی‌های تابستانه کمتر منجر شده است. احتمالاً نواحی جنوبی ایران، که تحت تأثیر سامانه‌های موسمی‌اند، در دوره‌های سرد خشکی را تجربه کرده‌اند. زیرا سواحل جنوب ایران هم تحت تأثیر سیستم‌های مونسون هستند هم مجاور بودن با آب‌های آزاد و دسترسی به رطوبت زیاد باعث بهره‌مندی از بارش‌های همرفتی در این منطقه می‌شود. بنابراین، با افزایش دما، رطوبت نیز در این منطقه افزایش خواهد یافت؛ همان‌طور که در تنگه هرمز یانگر دریاس و دوره آخرین یخبندان (۲۱۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال پیش) با اقلیم سرد و خشک همراه بوده‌اند (ریگارد و همکاران ۲۰۰۶). همچنین، سایر مناطق ایران تقریباً بین مناطق مرزی بادهای غربی و سامانه موسمی قرار دارند. ازین‌رو دوره‌های سرد با افزایش بارش زمستانه و کاهش بارش تابستانه همراه بوده‌اند. شاید بتوان این را علت کاهش شدید گونه‌های درختی در دوره‌های سرد در زاگرس دانست. زیرا گونه درختی غالب در زاگرس بلوط است که درصد زیادی از گرده‌های درختی را در مغزه‌های رسوبی این منطقه به خود اختصاص می‌دهد. ویژگی‌های زیست‌محیطی بلوط نیز این‌گونه است که تحمل بارش و دمای کم را دارد؛ اما باید توزیع بارش در طول سال مناسب باشد (جمالی ۲۰۰۹). بلوط توانایی گسترش در تابستان‌های خشک را ندارد و در مقابل به افزایش رطوبت در فصل رشد پاسخ مثبت می‌دهد و به‌خوبی گسترش می‌یابد (ال موسلیمانی ۱۹۸۶). دمنوکال و تیرنی (۲۰۱۲) با توجه به تغییر در پارامترهای مداری زمین و تغییر در میزان ورودی تابش خورشید نحوه تغییرات رطوبت و دما را برای هولوسن تشریح می‌کنند. ایشان با استفاده از تشریح حرکت تقدیمی زمین، که چرخه تقریباً ۲۳۰۰۰ ساله دارد، بیان می‌کنند که در اوایل هولوسن حوض خورشیدی در نیم‌کره شمالی در تابستان قرار داشته است (در حال حاضر حوض خورشیدی در زمستان رخ می‌دهد) که باعث ایجاد تابستان‌های گرم‌تر نسبت به امروز می‌شده است. این حالت تفاوت دمایی و در نتیجه گرادیان شدیدتر بین خشکی - اقیانوس ایجاد می‌کرده است که اولاً سامانه‌های مونسون را به عرض‌های بالاتر هدایت می‌کرده و ثانیاً این سامانه‌ها قوی‌تر از امروزه بوده‌اند. این حالت تا اواسط هولوسن به طول انجامیده است و باعث شده بارش‌های موسمی در نیمه گرم سال ریزش کنند که با بارش‌های زمستانه ترکیب شده و در نتیجه توزیع خوب بارش در طول سال باعث رشد جنگل‌های زاگرس شده است. این‌گونه به نظر می‌رسد که سامانه موسمی در نیمه نخست هولوسن تأثیر چشمگیری بر اقلیم بخش اعظمی از ایران داشته است و در ترکیب با جریان‌های زمستانه غربی دوره‌های بارانی ایران را ایجاد کرده‌اند (قربانی ۱۳۹۶).

خروجی‌های نمونه موردی در مورد تغییرات اقلیمی هولوسن در ایران این نتایج را بازگو می‌کند که تا حدودی بین دوره‌های سرد و گرم رخ داده در سایر مناطق جهان با ایران ارتباط خوبی وجود دارد. هرچند بین این دوره‌ها در ایران با شمال اروپا و امریکا تفاوت زمانی تقریباً ۲۰۰ تا ۳۰۰ ساله وجود دارد؛ این دوره‌ها با تأخیر در ایران آغاز شده‌اند. در مورد یانگر دریاس استثنا وجود دارد و با تأخیر ۱۵۰۰ ساله در ایران رخ داده است. نکته مهم در مورد دوره سرد مهاجرت در عرض‌های بالاست که بین ۱۷۰۰ تا ۱۵۰۰ سال پیش رخ داده است که در جنوب ایران نه‌تنها سرد نبوده، بلکه گرم‌ترین دوره طی هولوسن بوده است.

نتایج این پژوهش وجود دوره‌های سرد/ خشک و دوره‌های گرم/ مرطوب را در ایران تأیید می‌کند. در منطقه مورد مطالعه در دوره سرد یانگر دریاس و رخ داد سرد ۸۲۰۰، که کمترین دماها را در منطقه داشته‌اند، میزان گونه‌های درختی

تقریباً به صفر رسیده است که نشان دهنده خشک بودن منطقه در دوره‌های سرد است. در همه دوره‌های گرم مقدار شاخص رطوبتی درختی به غیردرختی نسبت به دوره‌های سرد بیشتر بوده است. می‌توان این‌گونه نتیجه گرفت که به طور کلی دوره‌های گرم نسبت به دوره‌های سرد و یخبندان مرطوب‌تر بوده‌اند.

مطالعات دیرینه‌اقلیم‌شناسی در ایران بسیار محدود است و اهتمام بیشتر پژوهشگران و علاقه‌مندان در این زمینه را می‌طلبد تا مجهولات بیشتری از تغییرات اقلیم گذشته در ایران را نمایان کند. امید به روزی که مطالعات گسترده دیرینه‌اقلیم‌شناسی در ایران بتواند به سؤال‌های متعدد در این زمینه پاسخ دهد.

### تقدیر و تشکر

از دوستان و همکاران، که به هر نحو در این کار پژوهشی همراه نویسندگان بوده‌اند، قدردانی و تشکر می‌شود؛ آقایان رضا صفایی‌راد و داود سلمانی، که در کارهای میدانی و نمونه‌برداری یار و همراه بوده‌اند، دکتر جونز<sup>۱</sup> و پروفیسور ویکس<sup>۲</sup>، که هزینه سن‌سنجی مغزه دریاچه پریشان را تقبل کردند، آقای دکتر حمید علی‌زاده لاهیجانی، معاون پژوهشی وقت مؤسسه ملی اقیانوس‌شناسی، جهت در اختیار گذاشتن دستگاه پذیرفتاری مغناطیس، و آقای دکتر مرتضی جمالی، عضو هیئت‌علمی مرکز مطالعات CNRS فرانسه، که در مرحله شناسایی گرده‌های گیاهی بسیار کمک کردند.

### منابع

- اسفندیاری درآباد، فریبا (۱۳۸۸). «شواهد ژئومورفولوژیکی تغییرات آب‌وهوایی پلیستوسن فوقانی در دامنه شرقی سبلان»، *جغرافیای طبیعی*، س ۱، ش ۳، صص ۸۳ - ۹۶.
- اصغری مقدم، محمدرضا (۱۳۸۹). «نگرشی دیگر بر شرایط آب‌وهوایی ایران دوره یخچالی کواترنری»، *جغرافیا*، ش ۱۳، صص ۱۳۲ - ۱۴۹.
- اکبری، طیبه (۱۳۹۱). «بازسازی تاریخچه دیرینه‌اقلیمی و پوشش گیاهی در غرب کوه‌های تالش - شرق آذربایجان در طی پلیستوسن اولیه - هولوسن»، رساله دکتری، گرایش اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، استاد راهنما: قاسم عزیزی. حسینی، زهرا (۱۳۹۰). «بررسی تغییرات اقلیمی با استفاده از تحلیل ایزوتوپ‌های اکسیژن رسوبات دریاچه‌ای در پلیستوسن پایانی تا هولوسن در دشت ارژن»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.
- داودی، محمود (۱۳۹۳). «مقایسه اقلیم مناطق شمالی و جنوبی نیمه غربی ایران در دوره هولوسن، نمونه موردی: دریاچه پریشان، تالاب هشیلان، و دریاچه نئور»، رساله دکتری، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا، استاد راهنما: قاسم عزیزی.
- داودی، محمود، و قاسم عزیزی، ولی‌الله مظفریان، رضا صفایی‌راد، داود سلمانی (۱۳۹۴). «گرده‌های فسیل دریاچه پریشان از دیدگاه آب‌وهواشناسی دیرینه»، *کواترنری ایران*، د ۱، ش ۳، صص ۲۶۵ - ۲۸۰.
- داودی، محمود، و قاسم عزیزی، مهران مقصودی، (۱۳۹۳). «بازسازی تغییرات آب‌وهوایی هولوسن در زاگرس جنوب: شواهد گرده‌شناسی و زغال در رسوبات دریاچه پریشان»، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، س ۳، ش ۱، صص ۶۵ - ۷۹.

1 Matthew Jones (University of Nottingham, UK)

2. Lloyd Weeks (University of New England, Australia)

- سرور، جلیل‌الدین، و نیما فریدمجتهدی (۱۳۹۰). «شواهد ژئومورفولوژی یخچالی پلیستوسن در دامنه شمالی کوه خشچال (البرز غربی)»، *جغرافیای سرزمین*، د ۱، ش ۴، صص ۳۲۳ - ۳۳۷.
- سیف، عبدالله، و سید مرتضی ابطحی، (۱۳۹۲). «بررسی تحولات اقلیمی حوضه دریاچه نمک در کواترنر پایانی»، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، س ۱۷، ش ۴۶، صص ۹۱ - ۱۱۱.
- شاه‌زیدی، سمیه سادات (۱۳۹۵). «تحولات شکل‌زایی چاله لوت در کواترنر (با تأکید بر بازسازی پادگانه‌های دریاچه‌ای)»، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، س ۲۷، پیاپی ۶۲، ش ۲، صص ۱۱۹ - ۱۳۰.
- شمسی‌پور، علی‌اکبر، و سجاد باقری سیدشکری، مریم جعفری اقدم، جبار سلیمی منش (۱۳۹۴). «بازسازی برف‌مرزهای آخرین دوره یخچالی با شواهد دوره‌های یخچالی در زاگرس شمال غربی (مطالعه موردی: تاقدیس قلاجه)»، *جغرافیا و توسعه*، د ۱۳، ش پیاپی ۳۹، صص ۶۱ - ۷۴.
- صفایی‌راد، رضا (۱۳۹۲). «شواهد گرده‌شناسی تغییرات اقلیمی هولوسن در زاگرس میانی، مطالعه موردی: تالاب هشیلان»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا، استاد راهنما: قاسم عزیزی.
- عزیزی، قاسم (۱۳۸۳). *تغییر اقلیم*، قومس.
- عزیزی، قاسم، و طیبه اکبری، حسین هاشمی، مجتبی یمانی، مهران مقصودی، علی عباسی، (۱۳۹۲). «تحلیل پالینولوژیکی رسوبات دریاچه نئور به منظور بازسازی فازهای رطوبتی دیرینه دریاچه نئور در اواخر پلیستوسن و اوایل هولوسن»، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، س ۴۵، ش ۱، صص ۱ - ۲۰.
- عزیزی، قاسم، و مرتضی میری، مجتبی رحیمی (۱۳۹۴). «شناسایی الگوهای همدیدی مؤثر در شکل‌گیری ناهنجاری‌های دمایی ایران و اروپا»، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، س ۴۷، ش ۱، صص ۹۱ - ۱۰۴.
- عساکره، حسین (۱۳۸۶). *تغییر اقلیم*، انتشارات دانشگاه زنجان.
- قربانی، محمدصدیق (۱۳۹۶). «تحولات محیطی در کواترنر پایانی و منشأ دوره‌های بارانی ایران»، *کواترنری ایران*، د ۳، ش ۲، صص ۱۷۵ - ۱۸۹.
- کوحکی، علی‌رضا، و مهدی نصیری، غلام‌علی کمالی (۱۳۸۶). «مطالعه شاخص‌های هواشناسی ایران در شرایط تغییر اقلیم»، *پژوهش‌های زراعی ایران*، ج ۵، ش ۱، صص ۱۳۳ - ۱۴۲.
- ماوی، هارپال اس و گرائم جی. تاپر (۲۰۰۴). آب‌وهواشناسی کشاورزی - اصول و کاربردهای مطالعات آب‌وهوا در کشاورزی، ترجمه حسین محمدی، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۲۶.
- محمودی، فرج‌الله (۱۳۶۸). «تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ش ۲۳، صص ۵ - ۴۳.
- مختاری، داود (۱۳۸۳). «ژئومورفولوژی و تغییرات آب‌وهوایی هولوسن در کوه گچی قلعه سی و دامنه‌های مجاور آن (شمال غرب ایران)»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ش ۴۹، صص ۱۲۷ - ۱۴۷.
- مختاری، داود (۱۳۸۸الف). «ژئومورفولوژی اقلیمی دامنه شمالی کیامکی داغ در شمال غرب ایران»، *مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، د ۱۴، ش ۲، صص ۱۶۳ - ۱۹۴.
- مختاری، داود (۱۳۸۸ب). «رودسنگ قلعه در دامنه شمالی کوه کیامکی در شمال غرب ایران و دلالت آن بر تغییرات اقلیمی هولوسن»، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ش ۶۷، صص ۸۹ - ۱۰۶.
- معتمد، احمد (۱۳۶۷). «نگاهی به شرایط آب‌وهوایی گذشته ایران مرکزی»، *مجله علوم دانشگاه تهران*، ج ۱۷، ش ۳ - ۴.

- مهرشاهی، داریوش (۱۳۸۱). «تشخیص تغییرات اقلیمی اواخر دوران چهارم در ایران از طریق اطلاعات حاصل از مطالعه دریاچه‌ها: یافته‌ها و نظریات جدید و پیچیدگی‌های تفسیر شواهد موجود»، *تحقیقات جغرافیایی*، ش پیاپی ۶۳ و ۶۴، صص ۱۳۳ - ۱۴۸.
- مهرشاهی، داریوش، و علی‌رضا بقایی‌نیا (۱۳۹۱). «بررسی تغییرات احتمالی دما و بارش کواترنر پایانی در دامنه‌های شمالی شیرکوه با استفاده از شواهد یخچالی: حوضه آبریز فخرآباد (مهریز، یزد)»، *جغرافیا*، س ۱۰، ش ۳۴، صص ۶۵ - ۸۴.
- یمانی، مجتبی، و جمشید جداری عیوضی، ابوالقاسم گورابی (۱۳۸۶). «شواهد ژئومورفولوژیکی مرزهای یخچالی در دامنه‌های کرکس»، *مدرس علوم انسانی*، د ۱۱، ش ۱، پیاپی ۵۰، صص ۲۰۷ - ۲۲۸.
- Akbari, Tayebe, 2012, Reconstruction of ancient climate history and vegetation in the west of Talesh Mountains, East Azerbaijan during the Early Pleistocene, Holocene, PhD Thesis, Faculty of Geography, University of Tehran, Supervisor: Ghasem Azizi.
- Alley, R. B. (2004). Abrupt climate change, *Scientific American*, Vol. 291, No. 5, pp. 62-69.
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C., Clark, P. U. (1997). Holocene climatic instability: a prominentwidespread event 8200 yr ago, *Geology*, Vol. 25, pp. 438-486.
- Asakereh, Hossein, 2007, Climate change, Zanjan university press.
- Asghari moghaddam, Mohammadreza, 2010, Another View on Iran's Quaternary Ice Age Weather Conditions, *Geography*, Volume 13, pp 132-149.
- AZIZI GH., AKBARI T., HASHEMI H., YAMANI M., MAGHSOUDI M., ABASI A., 2013, POLLEN ANALYSIS FOR RECONSTRUCTION THE PALAEOCLIMATIC PHASES IN LAKE NEOR DURING THE LATE-PLEISTOCENE TO HOLOCENE, *PHYSICAL GEOGRAPHY RESEARCH QUARTERLY*, Volume 45 , Number 1 (83); Page(s) 1 To 20.
- Azizi, Ghasem, 2004, *Climae change*, Ghoomes publishing company.
- Azizi, Ghasem, Miri, Morteza, Rahimi, Mojtaba, 2015, Identification of Synoptic Patterns Influencing Formation of Temperature Anomalies in Iran and Europe, *Physical Geography research*, Volume 47, Issue 1, pp 1-178.
- Bond, G., Showers, W., Chesesby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. (1997). A pervasive millenniumscale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, Vol. 278, pp. 1257-1266.
- Bull, W. B. (1993). Geomorphic response to climate change, *American Geographical Society*, Vol. 83, No. 1, pp. 114-116.
- Davoodi, Mahmood, 2014, Comparison the Holocene climate of Northern and Southern regions of Western Iran- case studies: Parishan Lake, Hashilan Wetland and Neor Lake, PhD Thesis, Faculty of Geography, University of Tehran, Supervisor: Ghasem Azizi.
- Davoodi, Mahmood, Azizi, Ghasem, Maghsoudi, Mehran, 2014, Reconstruction of Holocene climate change in southern Zagros: Pollen and coal evidence in the Parishan Lake sediments, *Quantitative Geomorphological research*, Volume 3, Issue 1, pp 65-79.
- Davoodi, Mahmood, Azizi, Ghasem, Mozafarian, Valiollah, Safaierad Reza, Salmani, Davood, 2015, Fossil Pollen Grains of Lake Parishan from the Viewpoint of Paleoclimatology, Volume 1, Issue 3, pp265-280.
- DeMenocal, P. B. & Tierney, J. E. (2012). Green Sahara: African humid periods paced by Earth's orbital changes. *Nature Education Knowledge*, 3(10): 12.
- Demske, D., Pavel, E., Takeshi, T., Suigetsu, N. (2006). Project Members. (2013). Atlas of pollen, spores and further non-pollen palynomorphs recorded in the glacial-interglacial late Quaternary sediments of Lake Suigetsu, central Japan, *Quaternary International* 290-291, pp. 164-238.
- Djamali Morteza, Jacques-Louisde Beaulieu, Madjid Shah-hosseini, Valérie Andrieu-Ponel, Philippe Ponel, Abdolhossein Amini, Hossein Akhane, Suzanne A.G.Leroy, Lora Stevens, Hamid Lahijani, Simon Brewer, Djamali, M., de Beaulieu, J. L., Shah-hosseini, M., et al. (2008) A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran. *Quaternary Research*, 69(3): pp. 413-420.
- Djamali, Morteza, de Beaulieu, Jacques-Louis, Andrieu-Ponel, Valérie, Berberian, Manuel, Miller, Naomi F., Gandouin, Emmanuel, Lahijani, Hamid, Shah-Hosseini, Majid, Ponel, Philippe, Salimian, Mojtaba, Guiter, Frédéric (2009): A late Holocene pollen record from Lake Almalou in NW Iran: evidence for changing land-use in relation to some historical events during the last 3700 years, *Journal of Archaeological Science*, Vol. 36, pp. 1364-1375.
- El-Moslimany, A. P. (1986). Ecology and late-Quaternary history of the Kurdo-Zagrosian oak forest near

- Lake Zeribar, western Iran. *Vegetatio* 68: pp. 55–63.
- Esfandiari dorabad, Fariba, 2009, Geomorphological evidence of Upper Pleistocene climate change in eastern slope of Sabalan, *Physical Geography*, Volume 12, Issue 44, pp 83-96.
- Fairbridge, R. W. (2009). Medieval Warm Period. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. V. Gornitz, Ed., *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, pp. 551-554.
- Feurdean, A., Klotz, S., Mosbrugger, V., Wohlfarth, B. (2008). Pollen-based quantitative reconstructions of Holocene climate variability in NW Romania, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 260, pp. 494–504.
- Finkenbinder, M. S., Abbott, M. B., Edwards, M. E., Langdon, C. T., Steinman, B. A., Finney, B. P. (2014). A 31,000 year record of paleoenvironmental and lake-level change from Harding Lake, Alaska, USA, *Quaternary Science Reviews*, 87, pp. 98-113.
- Ghorbani, Mohammad sedigh, 2017, The late Quaternary Environmental Evolution and the Origin of Rainy Periods in Iran, *Quaternary Journal of Iran*, Volume 3, Issue 2, pp 175-189.
- GoodFriend, G. A. & Magarit, Z. M. (1988). Paleosols and late Pleistocene rainfall fluctuations in the Negev Desert, *Nature*, Vol. 332, pp. 144–146.
- Griffiths, H. I., Schwalb, A., Stevens, L. R. (2001). Environmental change in southwestern Iran: the Holocene ostracod fauna of Lake Mirabad, *The Holocene* 11, 6, pp. 757-764.
- Gutierrez-Elorza, M. & Sese, M.V.H. (2001). Multiple talus flatirons, variation of scrap retreat rates and the evolution of slopes in Almazan Basin (semi-arid central Spain), *Geomorphology*, 38, pp. 19-29.
- Hansen, B. (2013). History of Earth's Climate, Cenozoic IV - Holocene, [http:// www.dandebate.dk/eng-index.htm](http://www.dandebate.dk/eng-index.htm), 87.
- Hoseini, Zahra, 2011, Investigation of climate change using oxygen isotope analysis of lake sediments in late Pleistocene to Holocene in Arjan plain, M.Sc. thesis, Natural science, Shahid Beheshti university. <http://apsa.anu.edu.au>  
<http://lrc.geo.umn.edu/>  
<http://oldweb.geog.berkeley.edu/ProjectsResources/PollenKey/byFamiliesAll-in-1.html#Typhaceae>  
<http://stri.si.edu/sites/roubik/>  
<http://www.geo.arizona.edu/palynology/nsw/search/sk14.htm#hunter>  
<http://www.saps.plantsci.cam.ac.uk/pollen/pollen/index.htm>
- IPCC (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R. K. Pachauri and L. A. Meyer (eds.)]. *IPCC, Geneva, Switzerland*, 151 pp.
- Issar, Arie S. (2003). Climate Changes during the Holocene and their Impact on Hydrological Systems, *Cambridge University Press*, 144.
- Kehl, M. (2009). Quaternary climate change in Iran– the state of knowledge, *Erdkunde*, Vol. 63, No. 1, pp. 1-17.
- Kneller, M. (2009). Pollen Analysis. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. V. Gornitz, Ed., *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, pp. 815-823.
- kochaki, alireza, nasiry, mehdi, & kamali, gholamali. (2009). Climate indices of Iran under climate change. *Iranian Journal of Field Crops Research*, 5(1), 133-142. <https://doi.org/10.22067/gsc.v5i1.904>.
- Krinsley, D. B. (1972). The paleoclimatic significance of the Iranian playas, palaeology of Africa and surrounding islands, *Cape Town*, pp. 114-120.
- Lamb, H. H. (1995). Climate, history and modern world, *routledge publication (London)*, 410.
- Levy, L. B., Meredith, A., Kelly, T. V., Lowell, B. L., Hall, L. A., Hempel, W. M., Honsaker, A. R., Lusas, J. A., Howley, Y. L., Axford (2014). Holocene fluctuations of Bregne ice cap, Scoresby Sund, east Greenland: a proxy for climate along the Greenland Ice Sheet margin, *Quaternary Science Reviews*, 92, pp. 357-368.
- Mackay, A., Battarbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (2005). Global change in the Holocene, *Oxford University Press Inc.*, New York, ISBN- 10: 0340812141, pp. 521.
- Mahmoodi, Farajollah, 1988, Evolution of Iranian Topography in Quaternary, *GEOGRAPHICAL RESEARCH QUARTERLY*, Volume 23, Issue 0, pp 5-43.
- Mavi, Harpal S. ,Graeme J. Tupper, 2004, Agrometeorology: Principles and Applications of Climate Studies in Agriculture, Food products press, Inc., Translate by Hossein Mohammadi, University of Tehran press, 426.
- MEHRSHAHI DARYOUSH, BAGHAEENIA A., 2012, THE PROBABLE CHANGES OF

- TEMPERATURE AND PRECIPITATION DURING THE LATE QUATERNARY (WURM) WITHIN SHIRKUH NORTHERN SLOPES USING GLACIAL EVIDENCE FAKHRABAD WATERSHED (MEHRIZ, YAZD), GEOGRAPHY, Volume 10 , Number 34; pp 65 - 84.
- Mehrshahi, Daryoush, 2002, Recognizing The Late Fourth Era Climate Changes in Iran through Information from the Study of Lakes: New Findings and Theories and Complications of Interpreting Existing Evidence, Volume 16-17, Issue 1-4, pp 133-148.
- Mokhtari, Davood, 2004, Geomorphology and Holocene climatic changes in Ghechi Ghalasi mountain and it's adjacent slopes (northwestern Iran), Geographical researches, 49, pp 127-147.
- MOKHTARI, DAVOOD, 2010, CLIMATIC GEOMORPHOLOGY OF THE NORTHERN SLOPE OF KEYAMAKI-DAGH (NORTHWESTERN IRAN), SPATIAL PLANNING (MODARES HUMAN SCIENCES) , Volume 14 , Number 2 (66); pp 163 - 194.
- Mokhtari, Davood, 2010B, Ghal-é blockstream on Northern slope of Keyamaky Mount. in the northwest of Iran: implications for Holocene climatic changes, , Physical Geography research, Volume 41, Issue 67 , pp 89-106.
- Moore, P. D., Webb, J. A., Collinson, M. E. (1991). Pollen Analysis, second edition, *Oxford, Blackwell*, 216.
- Motamed, Ahmad, 1988, A look at past weather conditions in Central Iran, University of Tehran science journal, Volume & Issue: 1&2, Issue 0, pp3-4.
- Regard, V. O., Bellier, R., Braucher, F., Gasse, D., Bourlès, J., Mercier, J.-C., Thomas, M. R., Abbassi, E., Shabanian, Sh., Soleymani (2006). Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 242, pp. 36–53.
- Riphah, Umair Shahzad (2015). Global Warming: Causes, Effects and Solutions, *Durreesamin journal*, Vol. 1, issue 4.
- Roberts, N. & Wright Jr, H. E. (1993). Vegetational, Lake-Level, and Climatic History of the Near East and Southwest Asia. In: Wright, H. E. Jr., Kutzbach, J. E., Webb, T III, Ruddiman, W. F., Street-Perrott, F. A., Bartlein, P. J. (eds) *Global Climates since the Last Glacial Maximum. Minneapolis: University of Minnesota Press*, pp. 194–220.
- Roberts, N. (2009). Holocene Climates. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. V. Gornitz, Ed., *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, pp. 438-441.
- Safaierad, Reza, 2013, Palynological Evidences of the Holocene Climate Changes in the Central Zagros, Case study: Hashilan Wetland, M.Sc. Thesis, Faculty of Geography, University of Tehran, Supervisor: Ghasem Azizi.
- Scafetta Nicola. (2010). "Climate Change and Its causes: A Discussion about Some Key Issues," *La Chimica e l'Industria* 1, pp. 70-75.
- Schmidt, Armin, Mark Quigley, Morteza Fattahi, Ghasem Azizi, Mehran Maghsoudi, Hassan Fazeli (2010). Holocene settlement shifts and palaeoenvironments on the Central Iranian Plateau: investigating linked systems, *The Holocene* 21(4). pp. 583-595.
- SEIF A., ABTAHI M., 2014, A SURVEY OF CLIMATIC CHANGES OF NAMAK LAKE BASIN IN THE LATE QUATERNARY, JOURNAL OF GEOGRAPHY AND PLANNING, Volume 17 , Number 46; pp 91 To 111.
- Shahzeidi, Somayeh Sadat, 2016, Formative evolutionary trend of Loot in Quaternary cycle, Geography and environmental, Volume 27, Issue 2 - Serial Number 62, planning, pp 119-130.
- SHAMSIPOUR ALIAKBAR, BAGHERI SEAD SHOKRI SAJAD, JAFARI AGHDAM MARYAM, SALIMIMANESH JABBAR, 2015, RECONSTRUCTION OF THE LAST GLACIAL SNOW LINES BY THE EVIDENCES OF GLACIAL PERIODS IN NORTH WEST ZAGROS (CASE STUDY: ANTICLINE QALAJEH), GEOGRAPHY AND DEVELOPMENT , Volume 13 , Number 39; Page(s) 61 To 74.
- Snyder, Jeffrey A., Kazimierz Wasyluk, i Sherilyn C. Fritz, Herbert E. Wright Jr (2001). Diatom-based conductivity reconstruction and palaeoclimatic interpretation of a 40-ka record from Lake Zeribar, Iran, *The Holocene* 11, 6 (2001), pp. 737-745.
- SOROUR JALILALDIN, FARID MOJTAHEDI NIMA, 2011, EVIDENCES OF PLEISTOCENE GLACIAL GEOMORPHOLOGY IN THE NORTHERN SLOPE OF KHASHCHAL MOUNTAIN (WESTERN ALBORZ), GEOGRAPHICAL JOURNAL OF TERRITORY, Volume 8 , Number 31; pp 51 To 67.
- Stevens, L. R., H. E. Wright Jr, E. Ito (2001). Proposed changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran, *The Holocene* 11.6, pp. 747-755.

- Stevens, Lora R, Emi Ito, Antje Schwalb, Herbert E. Wright Jr (2006). Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran, *Quaternary Research* 66, pp. 494–500.
- Svensmark, Henrik, Christensen, Eigil Friis (1997). variation of cosmic ray flux and global cloud coverage- a missing link in solar- climate relationships, *journal of atmospheric and solar terrestrial physics*, Vol 59, No. 11, pp. 1225-1232.
- Valentí Rull., Nathan D., Stansell., Encarni Montoya., Maximiliano Bezada., Mark B. Abbott., (2010). Palynological signal of the Younger Dryas in the tropical Venezuelan Andes, *Quaternary Science Reviews* 29, pp. 3045-3056.
- Van Zeist, W. (1967). late quaternary vegetation history of western, *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 2. pp. 301-311.
- Wasylikowa, K. (2005). Palaeoecology of Lake Zeribar, Iran, in the Pleniglacial, Lateglacial and Holocene, reconstructed from plant macrofossils , *The Holocene* 15,5, pp. 720-735.
- YAMANI M., JEDARI EYVAZI J., GOURABI A.A.GH., 2007, THE GEOMORPHOLOGICAL TRACES OF GLACIERS BOUNDARIES IN KARKAS MOUNTAINS, MODARRES HUMAN SCIENCES, Volume 11 , Number 1 (TOME 50); pp 207 - 228.
- Zhi-Bang Ma., Hai Cheng., Ming Tan., R. Lawrence Edwards., Hong-Chun Li., Chen-Feng You., Wu-Hui Duan., Xu Wang., Megan J. Kelly. (2012). Timing and structure of the Younger Dryas event in northern China, *Quaternary Science Reviews* 41, pp. 83-93.
- Zhu, R. X., G. Matasova, A. Kazansky, V. Zykina, J. M. Sun (2003). Rock magnetic record of the last glacial–interglacial cycle from the Kurtak loess section, southern Siberia, *Geophys. J. Int.* (2003) 152, pp. 335–343.