



وزارت
صنعت، معدن و تجارت
سازمان زمین شناسی و
اکتشافات معدنی کشور

معاونت زمین شناسی

مدیریت زمین شناسی دریایی

بررسی رخصاره‌ها و محیط رسوبی پلایای گاوخونی در
کواترنری پایانی

ناظر علمی:

دکتر راضیه لک

مسئول پروژه و تهیه کننده:

جواد درویشی خاتونی

سال تهیه: ۱۴۰۰

سلامت و رفاهیت

کشور

و

آسیا

و

شناسی

سازمان زمین

این گزارش طبق کد شماره ۱۴۰۱/۱۸ گ ۲۶۵۶-۷۷-۹۶ از شورای ارزیابی انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مجوز چاپ گرفته است

سیاسگزاری

بدین وسیله از رییس محترم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور جناب آقای دکتر شهیدی، رییس محترم پژوهشکده علوم زمین و ناظر علمی پروژه سرکار خانم دکتر راضیه لک، مدیرکل دفتر بررسی های زمین شناسی دریایی آقای دکتر مسعود زمانی پدram، مدیرکل محترم سازمان زمین شناسی جنوب باختری آقای مهندس علی اژدری و خانم مهندس فرانک پورنوربخش مدیرکل امور آزمایشگاه ها و همکارانشان، شورای محترم ارزیابی و داوران محترم این گزارش صمیمانه تشکر می نمایم.

کشور
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

چکیده

نقش پلایاها به عنوان شواهد ارزنده تغییرات اقلیمی همواره مورد توجه بوده است که شناخت ویژگی‌های آن به تعیین اقلیم و محیط گذشته کمک فراوانی می‌کند. پلایای گاوخونی به عنوان بخش انتهایی حوضه آبریز زاینده‌رود، در ایران مرکزی واقع شده است. این منطقه از جمله فروافتادگیهای جداکننده زون زمین‌ساختی سنج-سیرجان از ایران مرکزی است که به موازات روراندگی زاگرس قرار دارد. بررسی تاریخچه تکاملی کواترنری پایانی، با استفاده از رسوب‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی‌رسوبی در پلایای گاوخونی موضوع پژوهش حاضر می‌باشد. برای انجام این پژوهش تعداد ۱۶ مغزه رسوبی از بخش داخلی حوضه گاوخونی، بخش خارج حوضه و زمین‌های اطراف با استفاده از مغزه‌گیر دستی برداشت شد. موقعیت مغزه‌ها در راستای پوشش حداکثری محیط‌های رسوبی بستر پلایا، بصورت عمود بر ساحل در راستای جنوب غرب - شمال شرق، منطقه شمال پلایا، منطقه بالادست دلتای زاینده‌رود و بخش غربی تپه‌های ماسه‌ای انتخاب شد. ژرفای متوسط مغزه‌های رسوبی ۷ و بیشینه ژرفا ۱۱/۵ متر است. نمونه‌برداری براساس تغییر در نوع رسوبات و رخساره‌های رسوبی انجام گرفت. مطالعه و بررسی شرایط اقلیمی و محیطی پلایای گاوخونی در طول هولوسن پسین با استفاده از شاخص‌های اقلیمی مختلف شامل: شناسایی رخساره‌های رسوبی، رسوب‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی، نسبت‌های عنصری و همچنین شناسایی بقایای گیاهی و جانوری انجام گرفت. رخساره‌های رسوبی براساس بافت رسوب، نوع کانی‌های تبخیری، وجود مواد آلی، تغییرات رنگ و سایر ویژگی‌های ماکروسکوپی، شناسایی و تفکیک شدند. تعداد ۹۰ نمونه از ۹ مغزه رسوبی انتخاب شد و جهت انجام آنالیزهای دانه‌بندی به دو روش الک مرطوب برای ذرات بزرگ‌تر از ۶۳ میکرون و دستگاه لیزر برای ذرات کوچک‌تر از ۶۳ میکرون (سیلت و رس)، کانی‌شناسی به دستگاه پراش اشعه ایکس^۱ و آنالیز عنصری با دستگاه ICP-OES و دستگاه XRF^۲ در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی انجام شد. همچنین برای بدست آوردن کلیاتی از زمان تغییرات محیطی در پلایا، سه نمونه رسوبی از دو مغزه مورد آنالیز سن‌سنجی به روش ایزوتوپی C₁₄-AMS قرار گرفت. تحلیل‌های آماری در نرم‌افزارهای سدی‌لایزر^۳ و SPSS انجام گرفت. نتایج تحلیل‌ها حاکی از شناسایی ۸ رخساره رسوبی، ۵ محیط‌رسوبی و دو نوع فرآیند بادی و آبی، موثر در رسوب‌گذاری رسوبات بستر پلایای گاوخونی و نواحی مجاور آن است. تیپ غالب رسوبات بستر پلایا، گل و محیط‌های رسوبی شامل محیط بادی، رودخانه‌ای، دلتایی، دریاچه ای و پلایایی می‌باشد. با توجه به آنالیز سن‌سنجی نرخ رسوب‌گذاری در بخش‌های غربی حدود ۰/۴ میلی‌متر و بخش‌های شرقی ۰/۲۵ میلی‌متر در سال است. براساس آنالیز سن‌سنجی، بازسازی جغرافیای دیرینه پلایای گاوخونی و میزان گسترش آن در پلیستوسن پایانی انجام گرفت. بررسی رسوبات زیر بستر پلایای گاوخونی، نشان می‌دهد، در طول کواترنری پایانی دوره‌های خشک و مرطوب به کرات منطقه گاوخونی را تحت تاثیر خود قرار داده است. با توجه به نتایج بدست آمده منطقه گاوخونی در گذر پلیستوسن پسین اقلیمی مرطوب‌تر داشته است. در اوایل هولوسن با کاهش شرایط رطوبتی گسترش پهنه آبی گاوخونی کاهش یافته و بتدریج دوره خشک‌تر

¹ XRD

² X-Ray fluorescence

³ Sedilizer

شروع شده است که در اوایل هولوسن میانی به اوج خود رسیده است. در هولوسن میانی مجدداً شرایط رطوبتی بصورت تدریجی ایجاد شده و در حدود هزار سال پیش، اقلیم نیمه‌خشک حاکم شده است که با افزایش در میزان نهشته‌های تبخیری همراه بوده است. ۴ دوره خشک در اوایل هولوسن پیشین، اوایل هولوسن میانی، اوایل و اواخر هولوسن پسین شناسایی شد و طول پلیستوسن و یک دوره بعد از دوره خشک اوایل هولوسن پسین، شرایط مرطوب را تداعی می‌کند. به نظر می‌رسد بخش شرقی و شمالی پلایای گاوخونی حداقل در طول هولوسن پسین گذشته شرایط مشابه وضعیت کنونی را داشته است. ایجاد شرایط خشک در حدود هزار سال پیش تمام پهنه گاوخونی را تبدیل به محیط پلایایی می‌کند و این شرایط تقریباً تا به امروز بر منطقه حاکم بوده است. دوره‌های خشک قدیمی‌تر (اوایل هولوسن میانی) در مقایسه با دوره خشک جوانتر (اوایل و اواخر هولوسن پسین) با شدت بیشتری رخ داده است. دوره‌های خشک غالباً بصورت ناگهانی در منطقه ایجاد شده و بصورت تدریجی پایان یافته است. احتمالاً دوره خشک قدیمی با رطوبت بسیار پایین و دمای بالا ظاهر شده است و دوره خشک جوان با دمای پایین‌تر و رطوبت نسبی بالاتر افتاده است. دوره‌های خشک در مناطق مختلف ایران تا حدود زیادی قابل انطباق است که با توجه به شرایط جغرافیایی با کمی تأخر و تقدم اتفاق افتاده است. با توجه به عدم وجود روش خاص و یکسان در انجام مطالعات، شناسایی وقایع خشک و انطباق این دوره‌ها، لذا پیشنهاد می‌شود برای ترسیم الگوی واحد اقلیمی و هیدرولوژیکی در سایت‌های مختلف به شناسایی این دوره‌ها پرداخته شود.

کلمات کلیدی: جغرافیای دیرینه، اقلیم‌دیرینه، رسوب‌شناسی، ژئوشیمی‌رسوبی، کانی‌شناسی، پلایای گاوخونی، کواترنری پایانی

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل اول - کلیات
۱	۱-۱- مقدمه
۳	۲-۱- اقلیم دیرینه
۳	۱-۲-۱- آب و هوای زمین در پلیستوسن پسین- هولوسن
۴	۲-۲-۱- تغییرات اقلیمی هولوسن در آسیا
۶	۳-۲-۱- اقلیم پلیستوسن پسین- هولوسن فلات ایران
۸	۳-۱- نقش رسوبات دریاچه‌ای در بازسازی اقلیم
۹	۴-۱- ژئومورفولوژی دیرینه
۱۰	۵-۱- بیان مسئله
۱۱	۶-۱- اهمیت و ارزش تحقیق
۱۲	۷-۱- اهداف تحقیق
۱۲	۸-۱- پیشینه و تاریخچه موضوع تحقیق
۱۲	۱-۸-۱- تحقیقات سایر حوضه‌ها
۱۶	۲-۸-۱- تحقیقات در حوضه گاوخونی
۱۸	فصل دوم- منطقه مورد مطالعه
۱۸	۱-۲- مقدمه
۲۰	۲-۲- راه‌های دسترسی به پلایای گاوخونی
۲۱	۳-۲- اقلیم منطقه گاوخونی
۲۱	۱-۳-۲- توده‌های هوای تاثیرگذار بر منطقه
۲۹	۴-۲- محاسبه سطوح خشک و مرطوب ماهانه پلایا
۳۵	۵-۲- زمین شناسی ایران مرکزی
۳۷	۱-۵-۲- فازهای کوهزایی موثر بر منطقه
۳۸	۶-۲- ژئومورفولوژی منطقه
۳۹	۱-۶-۲- واحدهای ژئومورفیک پلایای گاوخونی و زمین‌های اطراف
۴۱	فصل سوم- مواد و روش‌ها
۴۱	۱-۳- مقدمه
۴۱	۲-۳- مراحل اجرایی تحقیق
۴۲	۱-۲-۳- مطالعات کتابخانه‌ای
۴۳	۲-۲-۳- عملیات میدانی
۴۷	۳-۲-۳- آنالیز آزمایشگاهی
۴۷	۱-۳-۲-۳- آماده‌سازی نمونه
۴۷	۲-۳-۲-۳- دانه‌بندی رسوبات
۴۸	۳-۳-۲-۳- مطالعات میکروسکوپی

۴۸	۳-۲-۳-۱- مطالعه مورفومتری و مورفوسکوپی
۴۸	۳-۲-۳-۲- تهیه تصاویر SEM
۴۹	۳-۲-۴-۴- کانی شناسی رسوبات به روش XRD
۴۹	۳-۲-۵- آنالیز عنصری به روش ICP
۵۰	۳-۲-۶- تعیین سن مطلق
۵۰	۳-۲-۴- پردازش آماری داده ها
۵۲	فصل چهارم- بحث
۵۲	۴-۱- مقدمه
۵۲	۴-۲- نرخ رسوب گذاری در پلایای گاوخونی
۵۳	۴-۳- رخساره ها و محیط های رسوبی
۵۸	۴-۴- رسوب شناسی
۶۱	۴-۵- مورفوسکوپی
۶۳	۴-۶- کانی شناسی و کانی شناسی رس ها
۶۳	۴-۶-۱- تجزیه و تحلیل منشأ کانی های رسی
۶۴	۴-۶-۲- کانی های رسی در محیط های رسوبی
۶۶	۴-۶-۳- کانی های رسی و بازسازی اقلیم دیرینه
۶۹	۴-۷- ژئوشیمی رسوبی
۶۹	۴-۷-۱- نتایج آنالیز
۶۹	۴-۷-۲- نسبت های عنصری شاخص تغییرات اقلیمی گذشته
۷۱	۴-۷-۳- تغییرات نسبت های عنصری در توالی رسوبات بستر پلایای گاوخونی
۷۴	۴-۸- بازسازی جغرافیا و اقلیم گذشته پلایای گاوخونی
۸۱	۴-۹- مقایسه با سایر مطالعات انجام شده در ایران
۸۳	فصل پنجم- نتیجه گیری
۸۳	۵-۱- نتیجه گیری
۸۴	۵-۲- پیشنهادات
۸۵	منابع

فصل اول - کلیات

۱-۱- مقدمه

اقلیم به عنوان میانگین دما یا بارش در یک دوره طولانی مدت به طور مداوم در حال نوسان و تغییر بوده است و ارتباط ساده‌ای بین تغییر اقلیم و واکنش‌های زیستی و فرهنگی انسان وجود ندارد (Petrie and Weeks, 2018; Quillet Bernier and deVernal, 2018). شناخت تغییرات آب و هوایی جهت درک ویژگی‌های محیطی زمان گذشته اهمیت دارد (Hamzeh and Farahi Ghasr-Aboonaser, 2020). شواهد نوسان‌های اقلیمی و محیطی پلیستوسن و هولوسن در ایران از بررسی‌های سامانه‌های مختلف ژئومورفیک از جمله رسوبات دریاچه‌ای، پلایاها و کویرها، مورن‌های یخچالی، لندفرم‌های حاشیه یخچالی، گنبد‌های نمکی، رسوبات آبرفتی و همچنین تراس‌های رودخانه‌ای و دریایی استنباط شده است (صمدزاده و صمیمی هشتچین، ۱۳۹۷). بنابراین بازسازی تغییرات اقلیمی، شرایط محیطی با استفاده از پدیده‌ها ژئومورفولوژیکی گذشته می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در رابطه با دلایل، زمان و بزرگی تغییرات اقلیم در اختیار ما قرار دهد.

با توجه به این نکته که بررسی مستقیم تغییرات اقلیمی به صورت دستگاهی فقط طی چند دهه گذشته امکان پذیر شده است، نشانگرهای تغییرات اقلیم گذشته (داده‌های ژئوشیمیایی آلی و معدنی، داده‌های گرده‌های گیاهی، شواهد ژئومورفولوژیکی، دیرینه‌شناسی، روش‌های رسوب‌شناسی و ایزوتوپی) می‌توانند درک بهتری از تغییرات اقلیمی در دوران گذشته و دلایل آن در اختیار ما قرار دهند. در سطح جهانی نشانگرهای حساس به تغییرات اقلیمی و محیطی در محیط‌های طبیعی متنوع مانند یخچال‌ها، حلقه‌های تنه درختان، مرجان‌ها، مغزه‌های یخی، رسوبات غارها، تورب‌زارها، گرده‌های گیاهی، رسوبات دریایی و دریاچه‌ها از مهم‌ترین بایگانی‌ها برای مطالعات محیط‌های دیرینه هستند و کیفیت مطالعات انجام شده نیز به کیفیت این بایگانی‌ها بستگی دارد (Martinez-Ruiz et al., 2015; Damnati et al., 2016; Brisset et al., 2018). در طول دوره هولوسن (از حدود ۱۱۷۰۰ سال پیش) (Walker et al., 2018, 2019) به منظور آشکار کردن خصوصیات ثبت شده در رسوبات دریاچه‌ای از مولفه‌های متعددی از قبیل رسوب‌شناسی (تغییر در ماهیت رسوبات)، چینه‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی، کانی‌شناسی، پالئوکولوژیکی (دیاتوم‌ها، اوستراکودها، صدف‌ها)، گرده‌های گیاهی، داده‌های باستان‌شناسی و تغییرات نرخ رسوب‌گذاری استفاده می‌شود (Paik and Kim, 2006; Asikainen et al., 2006; Damnati et al., 2016).

شواهد رسوب‌شناسی محیط‌های بسته می‌توانند یکی از مهم‌ترین ابزارها برای شناسایی دوره‌های اقلیمی و تغییرات محیط‌های رسوبی باشند (Kwak et al., 2016) و ممکن است حاوی رکوردهای ثبت شده رسوب‌شناسی و ژئوشیمیایی با میلیون‌ها سال سن باشد (Abdi et al., 2018). با استفاده از مغزه‌های رسوبی می‌توان ستونی عمودی از رسوبات تالابی یا دریاچه‌ای را برداشت نمود که معرف رسوب‌گذاری در دوره‌های مختلف اقلیمی است. مطالعه رسوبات دریاچه‌ها به دلیل منافع اقتصادی، منابع معدنی و بررسی محیط‌های رسوبی دیرینه که در رسوبات بستر ثبت شده است، در دهه‌های اخیر، به طور جدی مورد توجه قرار گرفته است (Kilic and Kilic 2010; Legler et al., 2011; Solotchina et al., 2012; 2014; Roop et al., 2014). حوضه‌های دریاچه‌ای الگوهای شاخصی از نظر مکانی و زمانی دارند (Gierlowski-Kordesch and Kelts, 1994, 2000) و نگاشت‌های ارزشمندی از تاریخچه فیزیکی و شیمیایی ارائه می‌دهند (Hardie et al., 1978; Smoot and Lowenstein, 1991; Last and Vance, 2003; Enzel et al., 1999; Lowenstein et al., 1997). بنابراین، رسوبات دریاچه‌ای را می‌توان برای تشخیص محیط‌های دیرینه در نظر گرفت (Paik and Kim, 2006; Maghsoudi and Rahmati, 2018).

یکی از روش‌های بررسی چنین تغییراتی، بازشناسی اشکال سطحی است. آگاهی از سرگذشت و چگونگی تحول مورفولوژی زمین، از دیرباز ذهن بسیاری از دانشمندان علوم زمین را به خود مشغول ساخته و این کار با شواهد ثبت شده در حافظه تاریخی زمین امکان‌پذیر است. سازگاری با تغییرات اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای غالباً به درک ماهیت پاسخ‌های ژئومورفولوژیکی به این

تغییرات بستگی دارد (Harrison et al., 2019). حاکمیت و استمرار هر اقلیمی بر منطقه، سبب عملکرد یک سیستم شکل زایی در آن منطقه می‌شود. به بیان دیگر تنوع انواع فرم‌های حاصل از فرسایش و رسوبگذاری واقع در دریاچه‌ها، تالاب‌ها و رسوبات اطراف آن‌ها، نشان از تعویض تناوبی سیستم‌های شکل‌زایی در طی فازهای سرد و گرم کواترنری دارد. لذا آنچه به عنوان پدیده‌های ژئومورفولوژی در سطح خارجی پوسته برجای می‌ماند به عنوان میراث اقلیمی گذشته می‌تواند به صورت کلیدی در حل معمای تحولات و تغییرات آن محیط بکار گرفته شود. در ایران، قلمرو کواترنری با تنوع اشکال ژئومورفیک دیرینه نشان از حاکمیت فازهای مختلف سرد و گرم اقلیمی کواترنری، تغییر بیلان ماده و انرژی در سطوح مختلف ژئومورفیک دارند. شرایط اقلیمی در ایران تحت حاکمیت سیستم‌های فشار و سیکلون‌های غربی، سیبری و مانسون‌های جنوب شرق قرار دارد. در طول دوران کواترنری این سیستم‌ها تا حدودی موقعیت و شدت آن‌ها تغییر کرده و اثرات آن بر روی اقلیم و مورفولوژی ایران تأثیر گذاشته است. از این رو بازسازی این تغییرات و شناسایی شواهد تغییرات اقلیمی ضروری است. شواهد ژئومورفولوژیکی پهنه‌های داخلی ایران نشان می‌دهد که تغییرات قابل توجهی در اوضاع اقلیمی و طبیعی این مناطق در طی دوره کواترنری روی داده است. از این رو دربردارنده آثار و شواهدی از تغییرات سطح اساس (اقلیمی و زمین‌ساختی) است. همچنین، بررسی زمین‌شناسی دریاچه‌های عهد حاضر، حاکی از آن است که وسعت این دریاچه‌ها در گذشته بسیار زیادتر از امروز بوده است (صالحی پور میلانی، ۱۳۹۴).

یکی دیگر از روش‌های مطالعه تغییرات اقلیمی در طول کواترنری و بویژه هولوسن مطالعه کانی‌های رسی در مغزه‌های رسوبی برداشت شده از بستر تالاب‌ها و دریاچه‌ها می‌باشد. از آنجا که تغییر اقلیم در صورت افزایش درجه حرارت و شوری، می‌تواند بر ترکیب کانی‌شناسی رسوبات رسی یک منطقه تأثیر فراوانی داشته باشد، با توجه به تغییرات رطوبت در طول دور هولوسن میانی و پایانی (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۲)، رسوبات دریاچه‌ای دستخوش تغییرات زیادی شده‌اند که شناخت کانی‌ها و منشاء رسوبات این مناطق منجر به ارائه داده‌های دقیقی از تغییرات در دوران گذشته شده است. ترکیب رسوبات آواری عمدتاً تحت تأثیر ماهیت سنگ مادر و فرایندهای رسوبی در طول حمل و نقل در درون حوضه رسوبی قرار دارد. از این رو تغییرات مکانی و زمانی در طول تهنشین‌شدن را می‌توان با مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی رسوبات درک کرد و مطالعات متعدد آن‌ها وسیله‌ای برای درک منشأ رسوب مورد استفاده قرار می‌گیرد (Gregorio et al., 2013). کانی‌های موجود در رسوبات می‌تواند برای بررسی نحوه تشکیل رسوبات (Graham and O'Green, 2010)، مدیریت صحیح زمین‌های خشک و مرطوب (O'Geen et al., 2008) و بازسازی شرایط محیط‌های قدیمی (Kwak et al., 2016) مورد استفاده قرار گیرند. کانی‌های رسی در محیط‌های گرم و مرطوب با تجزیه شیمیایی بالا، جهت شناسایی تغییرات آب و هوایی و در محیط‌های سرد بعنوان عامل شناسایی منشا رسوبات بسیار کارآمد است (Opitz et al., 2016; Brisset et al., 2018). با تغییر در میزان و نوع هوازدهی، تغییر منشأ رسوبات در اثر تغییرات اقلیمی و یا تغییر در سطح تراز دریاچه‌ها، کانی‌های رسی به عنوان عامل حساس عمل کرده و این تغییرات را ثبت می‌کند (Song et al., 2017). نوع کانی‌های رسی به نوع سنگ منشأ، شرایط محیط هوازدهی و فرایندهای فعال اقلیمی حاکم بر منطقه و رسوب‌گذاری وابسته است (Meunier, 2005; Fagel, 2007). همچنین شدت هوازدهی و تغییرات در طول زمان رسوب‌گذاری از عوامل موثر در نوع کانی رسی می‌باشد. برخی از محققین اظهار می‌دارند که تفسیر آب و هوای دیرینه از روی کانی‌های رسی بعلت انتقالات مکانیکی مناسب نیست (Thiry, 2000). در حالی که برخی دیگر از محققین بر این عقیده‌اند که از تغییر شکل کانی‌های رسی و تنوع کانی‌های رسی می‌توان به تغییرات آب و هوایی و شدت هوازدهی پی برد (Manafi, 2010). بنابراین وجود کانی‌های رسی در شرایطی غیر از شرایط مناسب تشکیل آنها، اشاره بر تغییرات محیطی دارد. بطور کلی در عرض‌های جغرافیایی یکسان تغییر در پراکندگی کانی‌های رسی در مغزه‌ها، به عنوان تغییر در شرایط اقلیمی غالب در مناطق قاره‌ای (Savage, 2013; Akarish and El-Gohary, 2011) و تغییر متوالی در سطح آب تفسیر می‌شود. البته باید در نظر داشت ارتباط بین شاخص‌های

اقلیمی و تشکیل کانی‌های رسی همیشه صحیح نیست (Fagel, 2007). در بازسازی اقلیم دیرینه براساس کانی‌شناسی رس‌ها، فرضیاتی مانند وجود منشأ آواری، عدم تحمل دگرسانی‌های دیاژنتیک، مشخص بودن ناحیه منشأ و محصولات ثانویه حاصل از هوازگی قاره‌ای را بایستی در نظر گرفت (Fagel, 2007). وجود منشأهای متعدد و فرایندهای حمل متفاوت، سبب دشوار شدن شناسایی ارتباط تغییرات کانی‌های رسی با شاخص‌های اقلیمی می‌شود. لذا تفسیر تغییرات اقلیم گذشته بر پایه کانی‌شناسی رس ممکن است دچار چالش‌های بسیار پیچیده و مشکل باشد (Chamley, 1989; Thiry, 2000; Fagel, 2007). از روش‌های دیگر تحلیل محیط و اقلیم دیرینه، بررسی تغییرات آنومالی عناصر در طول مغزه‌های رسوبی برداشت شده است. با توجه به اینکه ترکیب و میزان عناصر به شرایط محیطی حساسند (Sai, 2004). تا حدی که برخی از عناصر شرایط محیطی خاصی را گزارش می‌کنند. به دلیل تغییر در شرایط رسوب‌گذاری در طی زمان و تأثیر عوامل مختلف از قبیل اقلیم، زمین‌شناسی، بالادست، ترکیب شیمیایی محیط رسوب‌گذاری و غیره؛ پراکندگی عناصر مختلف در طی زمان تغییر پیدا خواهد کرد. استفاده از شاخص ژئوشیمی عناصر برای تعیین اقلیم و نوع محیط رسوبی اخیراً به دلیل پیشرفت‌های فنی مانند اسکنرهای اصلی اشعه ایکس فلورسانس (XRF) افزایش یافته و منجر به ارائه نتایج ارزنده‌ای شده است. ژئوشیمی عناصر به خوبی می‌تواند نشان‌دهنده شرایط دما و بارش باشد. عناصری چون منیزیم، استرانسیوم و منگنز تحت شرایط خاص اقلیمی در شبکه کریستالی جانشین عناصری چون کلسیم می‌شوند (Moosavian et al., 2019). همچنین ژئوشیمی عناصر اصلی و عناصر فرعی برای تعیین میزان دگرسانی، تعیین رخدادها و شرایط دیاژنزی حاکم بر محیط و شرایط تشکیل رسوب مفید است (Cullers and Podkovyrov, 2002; Sinha et al., 2006; Roy et al., 2008; Gallala et al., 2009; Saha et al., 2010).

۱-۲- اقلیم دیرینه

اقلیم دیرینه (Paleoclimatology) به مطالعه اقلیم در طی هر بخش از گذشته زمین با استفاده از داده‌های جایگزین (فرایندهای طبیعی که وابسته به اقلیم هستند) اطلاق می‌شود (Elias and Mock, 2013). مطالعه تغییرات اقلیمی کواترنری و بخصوص هولوسن که همبستگی بیشتری با شرایط اقلیمی کنونی دارد و در آن می‌توان شواهد زیستی انسانی را با تغییرات اقلیمی ارتباط داد، جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. زمین در طی کواترنری (۲ میلیون سال قبل تاکنون) همواره در معرض تغییرات دوره‌ای بوده است. این تغییرات در حقیقت پاسخ زمین به برخی عوامل محرکه دوره‌ای است که امروزه به نام تغییر در محور گردش زمین و تئوری میلانکوویچ از آن یاد می‌شود. اجزای اصلی این تئوری شامل تغییر در میزان اعتدالین (حرکت ظاهری فصلی به دور خورشید) با زمان تناوب ۱۹-۲۳ هزار سال، میزان کج‌بودن دایره البروج (تغییر در زاویه میل محور زمین) با دوره تناوب ۴۱ هزار ساله و میزان خروج از مرکز مدار زمین (تغییر در شکل مدار زمین) با دوره تناوب ۱۰۰ هزار ساله است (حمزه، ۱۳۹۵).

۱-۲-۱ آب و هوای زمین در پلیستوسن پسین-هولوسن

انتهای دوره کواترنری با تغییرات اقلیمی مهمی در کره زمین، همچون دوره‌های یخبندان و بین‌یخبندان و دوره‌های متناوب سرد و گرم همراه بوده است. در دوره پلیستوسن پایانی از حدود ۱۱۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ سال پیش، دوره یخبندان (Last glacial period) رخ داده است. حداکثر مقدار یخبندان تقریباً همزمان با ۱۸۰۰۰ سال پیش بوده و قسمت اعظم کره زمین پوشیده از یخ بوده است. تعداد زیادی از کوه‌ها در آفریقا و غرب آسیا (خاورمیانه) در این زمان پوشیده از یخ بوده‌اند (Clark et al., 2002). پژوهش‌های دیرینه آب و هواشناسی نشان می‌دهند که دوره هولوسن به دنبال ذوب یخچال‌ها در دوره دیریخبندان^۱ (آخرین دوره یخبندان اخیر) و گرم شدن هوا، حدود یازده هزار سال پیش شروع شده است. در این دوره با بالا آمدن سطح آب دریاها،

^۱ Late Glaciale

شرایط برای رشد درختان و گسترش جنگل‌ها مناسب‌تر شد. هولوسن از یک کلمه یونانی مرکب شامل هولوس (تمام) و کینوس (جدید) به وجود آمده که در کنار هم به معنی کاملاً جدید است. از رخداد‌های ناگهانی تغییر آب و هوا، در دوره دیریخبندان و هولوسن می‌توان به یانگر دریاس (Younger Dryas)، دوره مطلوب اقلیمی (Climatic Optimum)، رخداد‌های اوایل هولوسن میانی، رخداد Bond، دوره‌های گرم میانی و عصر کوچک یخی را نام برد (Kobashi et al., 2007). از رخداد‌های ناگهانی تغییر آب و هوا، رخداد یانگر دریاس است که پس از دوره دیریخبندان و پیش از شروع هولوسن در حدود ۱۲۸۰۰ تا اوایل هولوسن پیشین رخ داد. در این زمان آب و هوای نیمکره شمالی سردتر شد. نام این دوره نیز براساس نام گل Dryas octopetala که رویش آن سازگار با شرایط سرد است و در این زمان در اروپا به فراوانی رویش داشته، انتخاب شد. دوره یانگردریاس حدود اوایل هولوسن پیشین، به طور ناگهانی به پایان رسید. در پایان یانگردریاس در گرینلند، درجه حرارت در طی یک دهه، ۱۰ درجه سلسیوس افزایش یافت. پس از دوره دیریخبندان، طی دوره هولوسن، آب و هوای زمین شبیه شرایط امروزی شد. با ذوب ورقه‌های یخی و افزایش تراز آب دریاها، درجه حرارت تعدیل یافت و سامانه موسمی نیز شدت یافت. حدود اوایل هولوسن میانی، در هولوسن پیشین، پدیده غیر منتظره‌ای رخ داد. این پدیده که به رخداد اوایل هولوسن میانی معروف است برای نخستین بار در مغزه یخی گرینلند در نیمکره شمالی شناسایی شد. دانشمندان نشان داده‌اند که در طی دو دهه دما حدود ۳/۳ درجه سلسیوس کاهش یافت و به طور کلی این دوره سرد حدود ۱۵۰ سال طول کشید و سپس با گرم شدن هوا، دما مجدداً به میزان قبلی رسید. این رخدادها در غرب آسیا بخصوص منطقه بین‌النهرین به صورت دوره سرد و خشک به مدت ۳۰۰ سال طول کشید. رخداد Bond به نوسانات آب و هوایی که در منطقه اطلس شمالی رخ داده است، اطلاق می‌شود. رخداد Bond مربوط به ۱۱۱۰۰ سال پیش تقریباً همزمان با دوره یانگردریاس بوده است. دوره مطلوب اقلیمی نیز از دوره‌های مشهود در هولوسن است. این دوره در مناطق معتدله نیمکره شمالی در حدود ۵۵۰۰ سال پیش به پایان رسید. در این زمان تمدن‌های بشری نیز در مناطقی از کره زمین مانند آفریقا و آسیا شروع به گسترش کردند. دوره گرم میانه^۱ از حدود قرن دهم تا چهاردهم حاکم بود (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۲). عصر کوچک یخبندان^۲ از دیگر نوسانات اقلیمی طی دوره هولوسن، دوره سرد کوتاه مدتی است که نزدیک به زمان حاضر و در فاصله زمانی قرن چهاردهم تا نوزدهم به نام عصر کوچک یخبندان رخ داد. به طور کلی دوره هولوسن در تاریخ کره زمین، دوره‌ای بین یخبندان محسوب می‌شود و در نتیجه نمی‌توان پایان دقیقی برای عصر کوچک یخبندان در نظر گرفت (عزیزی، ۱۳۸۳).

۱-۲-۲- تغییرات اقلیمی هولوسن در آسیا

قاره آسیا به دلیل وسعت بسیار زیاد، توپوگرافی خشن و همراهی با توده‌های مختلف آب و هوایی، شرایط اقلیمی بسیار پیچیده‌ای را در هولوسن تجربه نموده است. در بین مناطق مختلف، آفریقا و جنوب آسیا از الگوی آب و هوایی مرتبطی برخوردارند که این الگوی آب و هوایی مانسونی می‌باشد (حمزه، ۱۳۹۵). در حدود ۹ تا ۱۰ هزار سال پیش، اشعه خورشیدی تابستانی در نیمکره شمالی آفریقا و آسیا، به دلیل کج‌شدگی زیاد محور زمین ایجاد شده است. احتمالاً در آن زمان وجود مانسون‌های تابستانی مناطق معتدل و نیمه‌معتدل در آفریقا و آسیا به همین علت بوده است. این مانسون‌ها سبب رویش گیاه در مناطق خشک شمال آفریقا شده است. در ۱۲۵۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال پیش، بیشتر دریاچه‌های این منطقه خشک و کم‌آب شدند. در حالی که این شرایط با شرایط حداکثر بالا آمدن سطح آب دریاچه‌ها در شمال آمریکا هم‌زمان است. کاهش سطح آب دریاچه‌ها در منطقه آفریقا و آسیا از ۱۲/۵ هزار سال پیش معکوس می‌شود و در ۹ تا ۱۰ هزار سال پیش سطح آب، به اوج خود می‌رسد. این افزایش در سطح

¹ Medieval Warm Period

² Little Ice Age

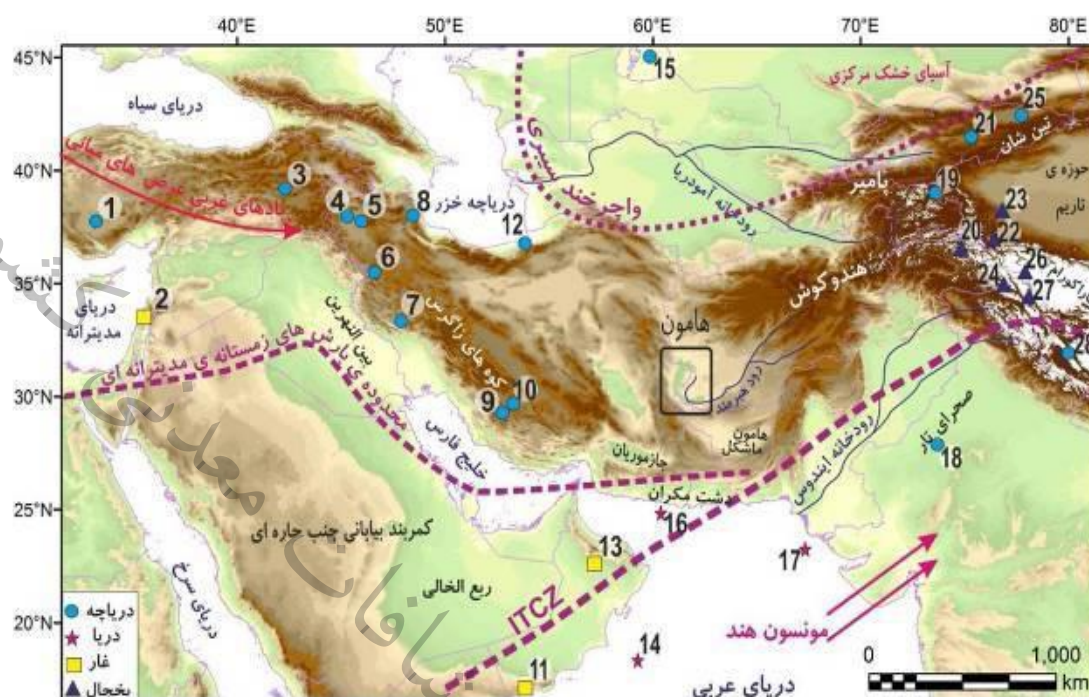
آب دریاچه‌ها در مناطق جنوبی سریع‌تر رخ داده و سپس تا هولوسن میانی به سمت شمال حرکت کرده است. سطح دریاچه‌ها مجدداً در مقیاس منطقه‌ای در اوایل هولوسن میانی کاهش می‌یابد. خشک‌سالی دیگری از ۵۵۰۰ سال پیش نیز رخ داده است. رکوردهای آب و هوای دیرینه ثبت شده از دریاچه‌های آفریقا و جنوب آسیا و نرخ رطوبت در همان زمان در کمربندی با عرض جغرافیایی حدود ۹ تا ۳۰ درجه شمالی بین ۱۸۰۰۰ سال پیش تاکنون، حاکی از بالاترین سطح آب دریاچه‌ها مربوط به ۹۰۰۰ سال پیش و پایین‌ترین سطح آب دریاچه مربوط به حدود ۱۳۰۰۰ سال پیش است (لک و همکاران، ۱۳۹۰). در آخرین دوره یخبندان، نواحی شرقی آسیا دچار خشکی مفرط شده و هیچ‌گونه دریاچه‌ای در آن زمان وجود نداشته است و رسوبات بادی و خشکی در منطقه برجای گذاشته شده است. در آن زمان در منطقه مذکور، به دلیل کاهش دریافت انرژی خورشید توسط جو فوقانی، مانسون زمستانه قوی‌تر و مانسون تابستانه ضعیف‌تر حکم فرما بوده است (حمزه و همکاران، ۱۳۹۶). اما اغلب نواحی فلات تبت و غرب چین در شرایطی نسبتاً مرطوب‌تر از شرایط کنونی واقع شده بودند و دریاچه‌های خاورمیانه دارای سطح آبی بالاتر از شرایط کنونی بوده‌اند. به نظر می‌رسد کمربند مرطوبی از شرق مدیترانه در امتداد آسیای مرکزی تا غرب چین حضور داشته است (Chen et al., 2008). در شرق و جنوب آسیا، تغییرات مانسون آسیایی در طی هولوسن به خوبی توسط نهشته‌های غارها با سن‌سنجی دقیق بررسی شده است. براساس این یافته‌ها، مانسون هند و مانسون آسیای شرقی کمی پس از آغاز هولوسن شروع شدند، در اوایل تا اواسط هولوسن به شدیدترین میزان خود رسیدند و پس از هولوسن میانی تضعیف شدند این الگو دقیقاً از تغییرات تابش تابستانه خورشیدی در عرض‌های پایینی تبعیت می‌کند (حمزه و همکاران، ۱۳۹۶). چن (Chen 2008) دوره‌های اقلیمی هولوسن آسیای خشک مرکزی را به صورت زیر بیان می‌کند:

۱- یک دوره خشک‌تر از حال حاضر که در اوایل هولوسن قبل از ۸ هزار سال پیش گسترش داشته است.
۲- بیش‌ترین میزان رطوبت همراه با بیش‌ترین سطح آب دریاچه و فراوان‌ترین پوشش گیاهی در اواسط هولوسن بین ۸ تا ۴ هزار سال پیش.

۳- آغاز روند کاهش رطوبت (اما مرطوب‌تر از شرایط هولوسن) تا حدود ۱۵۰۰ سال قبل. در بسیاری از نواحی، این روند کاهش رطوبت پس از این دوره نیز ادامه داشته است.

برعکس شرایط خشک موجود در آسیای مرکزی در اوایل هولوسن، شرایط اقلیمی جنوب آسیا تحت تاثیر مانسون هست کاملاً مرطوب بوده است و از اواسط هولوسن به بعد دچار روند افزایش خشکی گردیده است (حمزه، ۱۳۹۶). آب و هوای گذشته و تغییر اقلیم در منطقه آسیای جنوب غربی توسط پژوهشگران مختلف مطالعه شده است. استقرار پوشش جنگلی در شرق ترکیه و غرب ایران در اوایل هولوسن در مقایسه با نواحی ساحلی آسیای جنوب غربی از نظر زمانی تاخیر دارد. همچنین منطقه‌ی مدیترانه‌ی خاوری در اواخر دوره یخبندان و هولوسن پیشین دارای رطوبت بیشتری نسبت به شرق ترکیه و غرب ایران بوده و به همین دلیل پوشش گیاهی جنگلی در آن مناطق زودتر مستقر شده است (Kehl, 2009). در ۱۲۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال قبل، نواحی جنوب غربی آسیا، شرایط اقلیمی با تابستان گرم‌تر و بسیار طولانی‌تر از شرایط کنونی داشته است. شرایط اقلیمی حاکم، موجب از بین رفتن بسیاری از دریاچه‌های کم‌ژرفا و رودهای فصلی شده و در تغییر پوشش گیاهی منطقه نیز موثر بوده است. گیاهان با سازگاری بیشتر با شرایط محیطی و فصول خشک غالباً جز گیاهان یک‌ساله بوده‌اند (شامل غلات وحشی نخود، عدس، نخودفرنگی، گندم) و با ایجاد تغییراتی در الگو و شکل دانه، چرخه حیات یک‌ساله خود را تکمیل کردند (حمزه، ۱۳۹۵). سرزمین‌های واقع در خاورمیانه همواره متأثر از موسمی‌های آسیایی و جریان‌های بادهای غربی بوده است. در نتیجه تغییر چشم‌انداز گیاهی و جانوری را به همراه داشته است. دوره‌های مختلف اقلیمی همواره موجب گسترش یا زوال جوامع گیاهی و جانوری در منطقه شده است. زمانی که این تغییرات در مدت طولانی‌تر و به کندی صورت گرفته است، گیاهان قدرت و زمان لازم برای سازگاری و افزایش انطباق با شرایط اقلیمی را داشته‌اند. اما زمانی که گذار از یک شرایط اقلیمی به شرایط متفاوت دیگر به

سرعت رخ داده است، غالباً جوامع گیاهی از بین رفته و با گونه‌های متفاوت و سازگار دیگری جایگزین شده است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶) (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱. نقشه کلی آب و هوایی جنوب غرب آسیا. شرایط اقلیمی حال حاضر توسط مرز بین منطقه بارندگی‌های زمستانه مدیترانه‌ای، کمربند بیابانی جنب حاره‌ای، مرکز پرفشار سیبری و همچنین موقعیت منطقه همگرایی بین حاره‌ای تعریف می‌گردد. محیط‌های مورد مطالعه تغییرات اقلیم شامل محیط‌های دریاچه‌ای، دریایی، غار و یخچال‌ها توسط شماره‌های متوالی از سمت چپ به راست نمایش داده شده است (Hamzeh et al., 2016).

۱-۲-۳- اقلیم پلیستوسن پسین- هولوسن فلات ایران

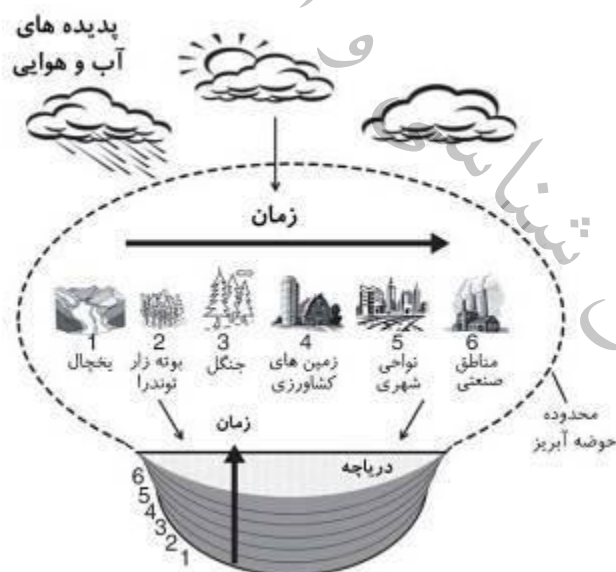
شواهد تغییر اقلیم پلیستوسن و هولوسن در ایران از طریق سیستم‌های مختلف ژئومورفیک که شامل رسوبات دریاچه‌ای (Vanzeist and Wright, 1963; Vanzeist and Bottema, 1977; Kelts and Shahrabi, 1986; Djamali et al., 2008; Ramezani, 2008)، مورن‌های یخچالی (Kehl, 2009, 2008; Preu, 1984) و اشکال حاشیه یخچالی (Hagedorn et al., 1978)، گنبد‌های نمکی (Busche et al., 2002)، رسوبات آبرفتی (Vita-Finzi, 1969)، دشت‌سر (Pediment) و مخروط‌افکنه‌ها (Weise, 1974; Regard et al., 2006) به علاوه تراس‌های ساحلی (Ehlers, 1969, 1971; Grunert, 1977) است، مطالعه شده است (Kehl, 2009). فلات ایران در طول دوران چهارم زمین‌شناسی به دلیل قرار گرفتن در بین نواحی آب و هوایی مختلف از قبیل: بیابان‌های تحت کنترل پرفشار جنب حاره‌ای (عربستان)، ناحیه تحت تسلط بادهای موسمی (هند و پاکستان) و ناحیه شرق مدیترانه با بارش‌های زمستانی دارای شرایط خاصی است که تفسیر شواهد و آثار ناشی از آن را با پیچیدگی‌هایی مواجه ساخته است. این پیچیدگی وقتی بیشتر می‌شود که اثر توده هوای پرفشار سیبری و ویژگی‌های توپوگرافیک و هیدرولوژیک محلی نیز به آن اضافه گردد (حمزه، ۱۳۹۶). به طور کلی، محققین بر این نظر توافق دارند که چندین تغییر اقلیمی در نواحی خشک و مرتفع ایران در زمان کواترنری روی داده است، اما زمان و جهت این تغییرات هنوز به طور کامل بررسی نگردیده است. داده‌های زمین‌شناسی تاریخی و سن‌سنجی تغییرات اقلیم کواترنری ایران پراکنده بوده و در برخی زمان‌ها مانند پلیستوسن پایینی تا میانی هیچ‌گونه داده سن‌سنجی منتشر نشده است. برای آخرین دوره یخچالی و هولوسن، سن‌سنجی کربن ۱۴، سن‌سنجی

لومینسانس و مدارک باستان‌شناسی موجود است که ایده‌های اولیهٔ کرونوستراتیوگرافی اواخر کواترنری را به ما می‌دهد. مدارک چینه‌نگاری دورهٔ مرطوب پلیستوسن یا هولوسن پایینی در ایران در مقایسه با تفسیرهای انجام شده برای جنوب شرقی صحارا و شبه جزیرهٔ عربستان اندک است. بعلاوه، تغییرات اقلیم در هولوسن بالایی در ایران و اثرات احتمالی آن بر روی تمدن‌ها به ندرت مطالعه شده است. شواهد نوسان‌های اقلیمی پلیستوسن و هولوسن در ایران منحصر به تحقیق بر روی سامانه‌های مختلف زمین-ریخت‌شناسی شامل رسوبات دریاچه‌ای (اغلب منحصر به غرب ایران)، کویرها و پلایاها، مورن‌های یخچالی، اشکال پریگالاسیال (Periglacial)، رسوبات رودخانه‌ای، کوهپایه‌ها و مخروط‌های آبرفتی، پادگانه‌های دریایی و آبرفتی، توالی رسوبات بادی و خاک است (Kehl, 2009). این تحقیقات اغلب از طریق مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی صورت گرفته و در اغلب اوقات دقیقاً مشخص ننموده که این رخنمون‌ها حاصل فرایندهای تکتونیکی است یا فرسایش حاصل از عوامل اقلیمی مسئول ایجاد آن‌هاست. به همین جهت قابل‌اتکاترین مطالعات در این مورد، شواهد حاصل از مطالعات رسوبات بادی است (حمزه، ۱۳۹۶). شرایط اقلیمی در ایران، بیشتر توسط سامانه‌های فشاری چرخنده‌های غربی (بخش‌های شمالی، شمال‌غربی، غرب، جنوب‌غربی، مرکز) و به میزان کمتر توسط چرخنده‌های شرقی، شرق و جنوب‌شرقی ایران، پرفشار سیبری (شمال‌شرقی) و مانسون جنوب‌غربی (منتهی‌الیه جنوب‌شرقی) کنترل می‌شود (Chen et al., 2013). در طی کواترنری احتمالاً موقعیت و شدت این سامانه‌ها با شرایط کنونی متفاوت بوده و از این جهت تأثیر آن‌ها بر اقلیم منطقه دچار دگرگونی شده است. هنگامی که یخ‌های عظیم قاره‌ای در ۱۸۰۰۰ تا ۱۳۰۰۰ سال قبل ذوب شدند، صحراهای جنب حاره‌ای میزان زیادی باران دریافت نمودند. در اوایل تا اواسط هولوسن، یخ‌های ذوب شده، سطح آب اقیانوس‌ها را تا مرز کنونی بالا بردند. در اواسط هولوسن سطح آب دریا یک متر (یا بیشتر) بالاتر از حد کنونی بود (Woodroffe and Horton, 2005) و موجب افزایش سطح تماس آب با هوا و افزایش رطوبت گردید. دمای سطح آب دریا یک تا دو درجه بالاتر از قرن بیستم گردید (Thunell, 1979) که به نوبهٔ خود موجب افزایش تبخیر آب از سطح دریاها در نواحی گرم حاره‌ای و جنب حاره‌ای شد. این افزایش رطوبت در هولوسن در تغییر پوشش گیاهی در غرب ایران، صحراهای تار و راجستان، صحارا و عربستان سعودی قابل‌ردیابی است. از اوایل هولوسن تا حدود بین ۵۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال قبل، میزان بارندگی در این نواحی به مرور افزایش پیدا کرد. در ایران میزان بارندگی از آن زمان چندان کاهش پیدا نکرده، اما خشکی در راجستان از ۳۰۰۰ سال قبل افزایش پیدا کرده است. برخی محققین شواهدی مبنی بر رویداد زمان‌های پرباران در ایران ارائه نموده‌اند که حاکی از بارش‌های شدیدتر در طی زمان‌های یخبندان نسبت به شرایط کنونی است. اسچارلو (Scharlau, 1985) چنین فرض کرد که پرشدگی درهٔ آبرفتی شرق کوه‌های البرز در طی یک دورهٔ پرباران در عصر یخبندان آخر روی داده است. این پرشدگی به عنوان نشانه‌ای از آخرین دورهٔ پربارش شناخته شد (Kehl, 2009). همچنین تشکیل تراس‌های آبرفتی شیرکوه و شواهد بیانگر دورهٔ یخبندان در آن‌ها مطابق با آخرین دورهٔ پرباران است. دانشمندان وقوع این شرایط پرباران را در اثر جابه‌جایی توده‌های کم‌فشار غربی به سمت جنوب‌شرق می‌دانند (حمزه، ۱۳۹۶). بررسی‌های انجام شده در نواحی مرتفع و ته نشست‌های لس‌های مرکزی ایران نشان داد که وضعیت اقلیمی خشک از دوره دیریخبندان تا هولوسن پیشین ادامه داشته است. شواهد همچنین نشان می‌دهد که شمال کشور و زاگرس در دوره دیریخبندان، خشک و کم‌بیش سرد بوده است (Kehl, 2009). شواهد حاصل از مطالعات خاک‌شناسی دیرینه نشان می‌دهد که فاز افزایش رطوبت در اواخر کواترنری همچنین در نواحی از ایران که هم‌اکنون خشک و نیمه‌خشک هستند، نیز روی داده است. در جنوب ایران خاک دیرینه‌ای که احتمالاً بین ۲۱ تا ۲۷ هزار سال قبل تشکیل شده، شناسایی گردید که در زیر و روی آن رسوبات لسی حضور دارد و احتمالاً حاصل دورهٔ پرباران بوده است (Khorramali et al., 2003). مطالعات انجام شده در ایران مانند دریاچهٔ زریوار، دریاچهٔ ارومیه، دریاچهٔ میرآباد و مقایسهٔ آن با دریاچهٔ وان در ترکیه که دارای تغییرات پوشش گیاهی تقریباً مشابهی است، نشان‌گر کاهش ناگهانی اسفنجیان (معرف آب و هوای سرد و خشک) و افزایش ناگهانی گندمیان (معرف آب و هوای گرم و خشک) در پایان یانگردریاس و شروع هولوسن می‌باشد (عزیزی و

همکاران، ۱۳۹۶). شرایط دما و رطوبت غرب کوه‌های زاگرس پس از آخرین عصر یخبندان توسط مغزه‌های رسوبی دریاچه‌های زریوار و میرآباد (شمال غرب ایران) به خوبی تفسیر شده است. آخرین عصر یخبندان در ایران با حضور استپ خشک و فراوانی گیاهان *Artemisia* شناخته می‌شود (Vanzeist, 1967). در اواخر دوره دیریخبندان-اوایل هولوسن، دمای هوا احتمالاً افزایش یافته و سبب تغییر در نوع پوشش گیاهی و رویش ساوانای پوشیده از درختان پسته وحشی و بلوط گردید. از حدود ۶ هزار سال قبل، خصوصیات دما و بارندگی احتمالاً مشابه شرایط کنونی بوده و جنگل درختان بلوط در حوضه آبریز دریاچه زریوار و میرآباد رشد نموده است (Jones et al., 2011).

۳-۱- نقش رسوبات دریاچه‌ای در بازسازی اقلیم

دریاچه‌ها سامانه‌های پویا با قدرت ثبت اطلاعات متوالی از شرایط زیست محیطی، آب و هوایی و تکتونیک با وضوح بالا در مقیاس‌های ناحیه‌ای و منطقه‌ای هستند. با استفاده از مغزه‌های رسوبی می‌توان ستونی عمودی از رسوبات را برداشت نمود این رسوبات معرف دوره‌های مختلف رسوب‌گذاری است که هر کدام نشانگر شرایط محیطی زمان ته‌نشست خود هستند. هدف اصلی از مطالعه دریاچه‌شناسی دیرینه، توسعه اطلاعات از شرایط دیرینه تغییرات وضعیت محیطی قاره‌ها در قیاس با داده‌های موجود از اقیانوس‌ها و یخچال‌هاست. اغلب اطلاعات اولیه ما از تغییرات اقلیم دیرینه خشکی‌ها در کواترنری از مطالعه فسیل‌های دانه گرده در دریاچه‌ها، باتلاق‌ها و نواحی زغال‌دار به دست آمده است. امروزه، شواهد سودمند دیگری در رسوبات دریاچه‌ها جهت بررسی تغییرات اقلیم گذشته به کار گرفته می‌شود که شامل: ایزوتوپ‌ها (Talbot, 2006; Wolfe et al., 2006)، دیاتومه‌ها (Stoermer and Smol, 2002)، ماده آلی رسوبی (Meyre and Teranes, 2006)، سنگ‌شناسی رسوبی و رخساره‌ها (Talbot 1990) است (حمزه، ۱۳۹۶) (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲. شماتیک توالی رویدادهای ثبت شده در رسوبات درون یک دریاچه پس از یخبندان

وقایع پس از یخبندان توسط پوشش گیاهی بوته‌ای و سپس جنگلی که دانه گرده خود را داخل رسوبات رها می‌سازند، آغاز می‌شود. فعالیت‌های کشاورزی موجب تغییر در پوشش گیاهی و یا معرفی گونه‌های گیاهی بیگانه و افزایش بار رسوبی و عناصر مغذی به دریاچه می‌گردد. در نهایت شهرنشینی و توسعه صنعتی موجب ورود عناصر و مواد غیرطبیعی به حوضه آبریز می‌گردد که شامل شکل‌های گوناگون آلاینده‌های آلی، اسیدهای غیر آلی حاصل از ریزش‌های جوی، پسماندهای احتراق و ... هستند.

اثرات هر کدام از این وقایع در حوضه آبریز دریاچه می‌تواند در توالی رسوبی دریاچه ثبت گردد (حمزه، ۱۳۹۶). دریاچه‌های عهد حاضر دارای تنوع فوق‌العاده فیزیکی و شیمیایی از نظر منشأ، اندازه (ژرفا، مساحت)، ریخت‌شناسی، شیمی آب (از بسیار شور تا شیرین)، سطح تغذیه‌ای، اندازه حوضه آبریز، واکنش مقابل با آب‌های زیرزمینی و اقلیم محلی هستند که تمامی این خصوصیات، تاثیر شگرفی بر طبیعت و نرخ رسوب‌گذاری در محیط‌های مختلف دریاچه‌ای دارند. این تنوع زیاد منجر به طیف وسیعی از رسوبات در دریاچه‌های عهد حاضر و قدیمی گردیده است. علاوه بر این، به دلیل زمان ماندگاری کوتاه و نرخ رسوب‌گذاری زیاد، تغییر در این پارامترهای ورودی می‌تواند موجب ایجاد تغییرات سریعی در رسوب‌شناسی این محیط‌ها در فواصل چند سانتی‌متری در رسوبات گردد (Smol, 1990).

۱-۴- ژئومورفولوژی دیرینه

پالئوژئومورفولوژی یکی از شاخه‌های ژئومورفولوژی است که به مطالعه و بررسی فرم‌ها و فرایندهای قدیمی زمین می‌پردازد. این بخش از ژئومورفولوژی می‌تواند در تجزیه و تحلیل تاریخ زمین از اهمیت فزاینده‌ای برخوردار باشد. آنچه به عنوان پدیده‌های ژئومورفولوژی در سطح خارجی پوسته بر جای می‌ماند، به عنوان میراث اقلیمی گذشته می‌تواند به صورت کلیدی در حل معمای تحولات و تغییرات آن محیط بکار گرفته شود. در ایران، قلمرو کواترنری با تنوع اشکال ژئومورفیک دیرینه نشان از حاکمیت فازهای مختلف سرد و گرم اقلیمی، تغییر بیلان ماده و انرژی در سطوح مختلف ژئومورفیک دارند. شرایط اقلیمی در ایران تحت حاکمیت سیستم‌های فشار و سیکلون‌های غربی، سیبری و مانسون‌های جنوب‌شرق قرار دارد. در طول دوران کواترنری این سیستم‌ها تا حدودی موقعیت و شدت آن‌ها تغییر کرده و اثرات آن بر روی اقلیم و مورفولوژی ایران تأثیر گذاشته است. از این رو بازسازی این تغییرات و شناسایی شواهد تغییرات اقلیمی ضروری است. شواهد ژئومورفولوژیکی پهنه‌های داخلی ایران نشان می‌دهد که تغییرات قابل توجهی در اوضاع اقلیمی و طبیعی این مناطق در طی دوران چهارم روی داده است. از این رو، در بردارنده آثار و شواهدی از تغییرات سطح اساس (اقلیمی و زمین‌ساختی) است. همچنین، بررسی زمین‌شناسی دریاچه‌های عهد حاضر، حاکی از آن است که وسعت این دریاچه‌ها در گذشته بسیار زیادتر از امروز بوده است (درویش زاده، ۱۳۷۱). تعیین قلمرو و تفکیک مرزهای اقلیمی متفاوت در دوره کواترنری از طریق بررسی شواهد مورفولوژیکی موجود امکان‌پذیر است. در واقع، دوره‌های اقلیمی مختلف فرایندهای مختص به خود را ایجاد می‌کنند و این فرایندها نیز فرم‌های متفاوتی را به وجود می‌آورند (شریفی و فرح بخش، ۱۳۹۴).

شناخت شکل‌های ناشی از اثر اقلیم و هر فعالیتی که شکل زمین را تغییر دهد و موجب جابجایی مواد و تغییر کمی و کیفی انرژی جنبشی آنها شود، مورد توجه ژئومورفولوژیست‌ها است (مقیمی، ۱۳۷۸). تغییرات ژئومورفولوژی بر اثر فرایندهای درونی و بیرونی کنترل می‌شود. این فرایندها در زمان‌ها و مکان‌های مختلف به صورت یکنواخت عمل نمی‌کند و تغییر در فرایندها، تغییر در ژئومورفولوژی سطح زمین را در پی دارد. به همین سبب در اغلب نقاط دنیا از جمله ایران اشکال زیادی مشاهده می‌شود که علت وجودی آن را نمی‌توان با فرایندهای کنونی تفسیر کرد. از جمله این اشکال می‌توان به شواهد به جامانده از پادگانه‌های آبرفتی، یخچال‌های پلیستوسن، پلایا و دریاچه‌های بارانی (Pluvial) ایران مرکزی اشاره کرد (نایب زاده و همکاران، ۱۳۹۶). ارزیابی تغییرات اقلیمی کواترنری به دلیل انعکاس مستقیم آن بر روی سیستم‌های شکل‌زا و متأثر از آن فرم‌های ایجاد شده بر روی سطح زمین، همواره از بحث برانگیزترین و در عین حال جذابترین موضوعاتی بوده که توجه ژئومورفولوژیست‌ها را به خود جلب کرده است (صفاری و همکاران، ۱۳۹۳). زیرا آنها همواره بر تحولات پوشش خارجی زمین به ویژه تغییرات ناشی از نیروهای بیرونی تاثیرگذار، تأکید داشته‌اند (رامشت، ۱۳۸۰). اساس تحلیل‌های ژئومورفولوژی، کارکردی بر مبنای دیدگاه سیستمی است. ژئومورفولوژی سیستمی به شناسایی فرم و فرایندهای ژئومورفیک و روابط بین آنها استوار است. کارایی این دیدگاه زمانی که

روابط متقابل بین اجزا و عناصر سیستم برقرار است، از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد (صفاری و همکاران، ۱۳۹۳). از این رو بازسازی این تغییرات و شناسایی شواهد تغییرات اقلیمی ضروری است.

در واقع، دوره‌های اقلیمی مختلف، فرایندهای مختص به خود را ایجاد می‌کنند و این فرایندها نیز فرم‌های متفاوتی را به وجود می‌آورند. براساس این نظر، مطالعه فرم‌های کنونی، فرایندهای تشکیل دهنده آنها و البته ویژگی‌های اقلیمی غالب دوره شکل‌گیری این فرم‌ها را نشان می‌دهد. برای مثال، در مناطقی با شرایط اقلیمی کاملاً خشک و گرم ایران مرکزی حال حاضر، ژئو فرم‌هایی مانند مخروط افکنه‌های بسیار گسترده، سیرک‌های بسیار عظیم در ارتفاعات نه چندان بالا، دره‌های باز و عریض، وجود تخته سنگ‌ها و قله‌سنگ‌های بسیار بزرگ در پایین دست دامنه‌ها، در ارتفاعات پایین در بستر دامنه‌ها و در ارتفاعات پایین در بستر قدیمی دره‌ها و مواردی از این دست نشان دهنده سیستم اقلیمی سرد و مرطوب‌تری است که یخچال‌های کوهستانی و فرایندهای یخی بر منطقه حاکم بوده است (شریفی و فرح بخش، ۱۳۹۵). مطالعه و بازسازی شرایط اقلیمی و ژئومورفولوژیکی گذشته در تمامی زمینه‌ها نقشی پایه‌ای دارد. گرم شدن هوا، پسروری یخچال‌ها، بالا آمدن سطح سواحل، کوه‌ها، رودخانه‌ها، تغییرات اقلیمی، زیست‌بوم، شرایط زیست محیطی و نیز تحول و تکامل انسان اهمیت مطالعات پالئوژئومورفولوژی را دو چندان کرده است. براین اساس بررسی و تحلیل ژئومورفولوژی دیرینه ضروری به نظر می‌رسد زیرا درک بهتر از منطقه و تحولات که در گذشته در آن به وقوع پیوسته، موجبات شکل‌گیری وضعیت کنونی آن منطقه را فراهم آورده است. علاوه بر آن، ما را در بهره‌برداری اصولی و صحیح از امکانات محیط طبیعی یاری می‌کند که در جهت برنامه‌ریزی آینده سودمند خواهد بود (نایب زاده و همکاران، ۱۳۹۶).

۱-۵- بیان مسئله

در ایران، قلمرو کوتاه‌تر با تنوع اشکال ژئومورفیک دیرینه، نشان از حاکمیت فازهای مختلف سرد و گرم اقلیمی و تغییر بیان ماده و انرژی در سطوح مختلف ژئومورفیک دارند. تغییرات اقلیمی و مکانیسم ردیابی آن بویژه در دوران کوتاه‌تر از جمله مسائل بسیار مهمی است که توجه دانشمندان را به خود معطوف داشته است. یکی از روش‌های بررسی چنین تغییراتی بازشناسی اشکال سطحی است. حاکمیت و استمرار هر اقلیمی بر منطقه، سبب عملکرد یک سیستم شکل‌زایی در آن منطقه می‌شود. لذا آنچه به عنوان پدیده‌های ژئومورفولوژی در سطح خارجی پوسته بر جای می‌ماند به عنوان میراث اقلیمی گذشته می‌تواند به صورت کلیدی در حل معمای تحولات و تغییرات آن محیط بکار گرفته شود. شرایط اقلیمی در ایران تحت حاکمیت سیستم‌های فشار و سیکلون‌های غربی، سبیری و مانسون‌های جنوب شرق قرار دارد. در طول دوران کوتاه‌تر، موقعیت و شدت این سیستم‌ها تغییر و به تبع آن، اثراتش بر روی اقلیم ایران تغییر نموده است. از این رو، بازسازی این تغییرات و شناسایی شواهد تغییرات اقلیمی ضروری است. از این میان، رسوبات دریاچه‌ای دارای توان فوق‌العاده‌ای در ثبت وقایع اقلیمی و محیطی با میزان تفکیک‌پذیری بسیار زیاد هستند. توالی‌های رسوبی نهشته‌شده درون دریاچه‌ها بایگانی ارزشمندی در مورد تغییرات پوشش گیاهی و جانوری، آب‌شناسی و همچنین میزان، نوع و منشأ رطوبت درون حوضه و حوضه آبریز آن در نظر گرفته می‌شوند. با استفاده از مغزه‌های رسوبی می‌توان ستونی عمودی از رسوبات را برداشت نمود که معرف دوره‌های مختلف رسوب‌گذاری است که هر کدام نشانگر شرایط محیطی زمان ته‌نشست خود هستند. محیط‌های رسوب‌گذاری مانند محیط‌های دریاچه‌ای توالی‌های رسوبی را در ستون چینه‌شناسی خود حفظ می‌کند (امینی، ۱۳۸۱).

پلایای گاوخونی به عنوان یکی از دریاچه‌های بارانی و فروافتادگی‌های رسوبی پلیو-کواترنر به عنوان حوضه‌ی انتهایی و مصب اصلی جریانات متمرکز زاینده رود، ایزدخواست، زرچشمه، دستکن و خشکه‌رود قلمداد می‌شود (رامشت و سیف، ۱۳۸۳). تنوع انواع فرم‌های رسوب‌گذاری و فرسایشی واقع در پیرامون گاوخونی نشان از تعویض تناوبی سیستم‌های شکل‌زایی در طی فازهای

سرد و گرم کواترتر دارد. تپه شاهدها در قلمرو گاوخونی به عنوان شاهد و میراث اقلیمی گذشته می‌باشند که مبین حدود پیشروی دریاچه‌ی گاوخونی در طی فازهای مرطوب و بارانی کواترتر محسوب می‌شوند. این آثار با قلمروهای دیرینه‌ی گاوخونی از تطابق بسیار بالایی برخوردار می‌باشند (رامشت و سیف، ۱۳۸۳).

پلایای گاوخونی یکی از ۱۳۲۸ تالاب جهان است که در کنوانسیون بین المللی ۱۹۷۵ رامسر به عنوان تالاب بین‌المللی شناخته شده و براساس قوانین بین‌المللی موجود در این ارتباط، دولت جمهوری اسلامی حفظ و حراست آن را ضمانت نموده است. در صورت خشک شدن آن، دولت ایران باید پاسخگوی مجامع بین‌المللی باشد. تاکنون در پلایای گاوخونی مطالعاتی بر روی پادگانه‌های دریاچه‌ای و خطوط ساحلی قدیمی آن و مطالعات مختصری با استفاده از مغزه‌های رسوبی کم ژرفا در بخش شمالی در رابطه با نوسان‌های سطح آب انجام شده است. ولی مطالعات جامع پایه در زمینه ژئومورفولوژی، رسوب‌شناسی و محیط‌های رسوبی حال و زمان گذشته، مطالعات مربوط به منشأ رسوبات و مسایلی از این دست، که با بررسی توالی‌های رسوبی بستر تالاب با استفاده از مغزه‌های رسوبی ژرف میسر می‌گردد، انجام نشده است. با مطالعه رسوبات بستر تالاب، می‌توان شرایط هیدرولوژیکی و ژئومورفولوژیکی خاصی که بر این دریاچه در گذشته حاکم بوده است را تعیین نمود. علاوه بر آن می‌توان الگوی تغییرات دوره‌های پر آبی و کم آبی این تالاب را در گذشته بازسازی نمود. این موضوع که تاریخچه رسوبی، اقلیمی و هیدرولوژی تالاب به چه صورت بوده است، یکی از مسائل مهمی است که فهم آن نیازمند مطالعه رسوبات بستر گاوخونی می‌باشد.

لذا این پژوهش بر آن است که با بررسی مطالعات ژئومورفولوژی، رسوب‌شناسی، شناسایی رخساره‌های رسوبی، شناسایی محیط‌های رسوبی و تغییرات این محیط‌ها در هولوسن به بازسازی شرایط محیطی و رسوب‌گذاری پلایای گاوخونی بپردازد. انجام مطالعات دیرینه زمین‌ریخت‌شناسی و تعیین تاریخچه تغییرات دیرینه در این تالاب می‌تواند به درک بهتر عوامل موثر بر خشک شدن تالاب و روند تغییرات سطح آب در دوره‌های گذشته آن کمک نماید. با استفاده از روندیابی این تغییرات می‌توان نسبت به تحلیل شرایط کنونی و تحولات آینده آن اقدام کرد و آن را بعنوان شاخص و الگویی برای بسط این مطالعات در سایر مناطق کشور ارائه داد.

۱-۶- اهمیت و ارزش تحقیق

تحلیل محیط‌های رسوبی و تغییرات اقلیمی اطلاعات مفیدی از نوع سنگ منشأ، شرایط حمل و نقل و ته نشین شدن مواد رسوبی، شرایط آب و هوایی زمان ته نشین شدن رسوبات و نیز ژرفای محیط رسوبی در اختیار قرار دهد. با استفاده از الگوی تغییرات اقلیمی گذشته می‌توان شرایط آتی اقلیمی و محیطی منطقه را تا حدی پیش‌بینی نمود. حوضه‌های بسته به دلیل حساسیت بسیار زیاد نسبت به تعادل بین تبخیر و بارش، مناسب‌ترین سیستم جهت بررسی‌های آب و هوای دیرینه می‌باشند. این تحقیق در راستای گسترش دانش فنی بر روی چشم‌اندازهای کواترنری بویژه هولوسن با استفاده از مغزه‌های رسوبی در پلایای گاوخونی، انجام شده است. نتایج این مطالعات این قابلیت را در اختیار مدیران و برنامه‌ریزان اجرایی قرار می‌دهد تا برنامه‌ریزی‌های آتی خود را با دقت و اطمینان بیشتری به اجرا در آورند. در واقع با مطالعات دیرینه اقلیم هولوسن و تعیین دوره‌های کم‌آبی و خشک در منطقه، تأثیر مدیریت ناکارآمد و یا اثر تغییر اقلیم در شرایط فعلی دریاچه مشخص می‌گردد. با تطبیق توالی رسوبات در پلایای گاوخونی با توالی‌های رسوبات سایر دریاچه‌ها در فلات ایران مرکزی و زاگرس می‌تواند اختلاف رفتار این دو محیط در دوره‌های مختلف کواترنری را بازسازی و شناسایی کرد.

۷-۱- اهداف تحقیق

هدف این تحقیق، بررسی سیر تحولات محیطی گذشته در منطقه است که در نهایت منجر به شکل‌گیری مورفولوژی کنونی این امر می‌تواند در راستای پیش‌بینی تغییرات و تحولات آتی منطقه کمک نماید. در این مطالعه سعی شده است تا با بررسی داده‌های رسوب‌شناسی، مورفوسکوپی یا شکل‌شناسی ذرات رسوبی، ژئوشیمی رسوبی، کانی‌شناسی، تعیین سن به روش ایزوتوپ کربن چهارده به عنوان عوامل حساس در برابر تغییرات اقلیم، محیط پلایای گاوخونی در هولوسن بازسازی گردد. براساس نتایج بدست آمده از رسوبات حاصل از مغزه‌های رسوبی منطقه مورد مطالعه، اهداف مورد بررسی در این تحقیق عبارتند از: بررسی تاریخچه رسوب‌گذاری هولوسن در پلایای گاوخونی با استفاده از رسوب‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی، بازسازی ژئومورفولوژی و شرایط هیدرولوژی محیط طبیعی پلایای گاوخونی و ارتباط آن با گسترش دوره‌های یخچالی

۸-۱- پیشینه و تاریخچه موضوع تحقیق

۸-۱-۱- تحقیقات سایر حوضه‌ها

تاکنون مطالعات زیادی بر روی دریاچه‌ها با هدف مطالعه زمین‌ریخت‌شناسی دیرینه در دنیا انجام شده است اما بررسی‌های اخیر دیدگاه‌های متفاوتی را در بر گرفته و تمام جوانب را در نظر گرفته‌اند. در مطالعه دریاچه‌ها آنچه که بیش از هر چیز توجه ژئومورفولوژیست‌ها را به خود معطوف نموده است، بررسی مورفولوژی گذشته می‌باشد. در این بررسی‌ها روش‌های مختلفی بکار گرفته می‌شود که معمولاً نتایج یکسانی را در بر دارد. از آن جمله می‌توان به مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی (عنصری و ایزوتوپی) اشاره نمود (Lowenstein, et al, 1998). برخی از پژوهشگران از روی محتوای فسیلی و ویژگی‌های بیولوژیکی (Wasylikowa, et al, 2006) و یا با مطالعات گرده‌شناسی (Stevens, et al, 2006) به آب و هوای گذشته پی می‌برند. از مهم‌ترین مطالعاتی که در خصوص بازسازی جغرافیا، اقلیم و شرایط رسوبی گذشته در مناطق مختلف دنیا انجام شده است می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

(Mayrs, et al, 1993) به بررسی ژئوشیمی رسوبات دریاچه‌ای با هدف کشف فرآیندهای دیاژنتیکی حاکم بر منطقه و جغرافیای دیرینه آن پرداخت. (Yechielei & wood, 2002) محیط‌های رسوبات تبخیری را از جنبه‌های تامین نمک و فرآیندهای هیدرولوژیکی، مورد مقایسه قرار داده‌اند. در نظر ایشان، پهنه‌های رسی، پلایاها، سبخاها، نمک‌زارهای باتلاقی، دریاچه‌های نمک و پهنه‌های نمکی همگی به لحاظ سامانه‌های هیدرولوژیکی رفتار یکسانی دارند و تفاوت آن‌ها در شرایط پیرامونی می‌باشد. (Sai, 2004) اقدام به طبقه‌بندی اقلیمی دیرینه در رسوبات یک دریاچه در کانادا با استفاده از تحلیل‌های آماری و تحلیل خوشه‌ای کرد. داده‌های مورد استفاده آنها میزان عناصر اصلی و فرعی رسوبات با آزمایش‌های ژئوشیمیایی بود (Filippelli, et al, 2006) با بررسی رسوبات دریاچه‌ای به شناخت تاثیر تغییرات اقلیمی و اکولوژیکی بر مواد موجود در خاک پرداختند. آن‌ها تاثیر دوره‌های یخبندان بر تغییرات اکولوژیکی منطقه را عامل مهمی در تغییر ساختار خاک دانستند. مطالعات (Chen, et al, 2008) نشان دادند که اغلب دریاچه‌های آسیای خشک مرکزی شامل دریاچه بوستن، بایان نور، جویان، گون نور در فلات لس چین در اوایل هولوسن (پیش از ۸۰۰۰ سال قبل) کاملاً خشک و یا بسیار کم ژرفا بوده‌اند

(Baumhauer, et al, 2009) نتایج تحقیقات خود را تحت عنوان تاریخچه محیط‌های دیرینه هولوسن صحرای مرکزی در مجموعه‌ای از مقالات منتشر کردند که در بخش سوم آن با نام "تحولات محیط‌های دیرینه هولوسن صحرای مرکزی"، سه دوره مرطوب (۶۵۰۰-۱۰۰۰۰ سال قبل از میلاد)، دوره گذار (۵۵۰۰-۶۵۰۰ سال قبل از میلاد) و شرایط پایدار فراخشک (Hyper arid) (۵۰۰۰ سال قبل از میلاد تاکنون) را بر اساس مطالعه مغزه‌ها و رسوبات سطحی در پلایای سگدیم که در شمال شرق نیجر، غرب چاد و جنوب لیبی و الجزایر واقع شده را شناسایی نمودند. ایشان بیان داشتند که رسوبات پلایا و دریاچه‌ای با توجه

به لایه‌بندی ظریف، تاریخچه‌ای با قدرت تفکیک بالای زمانی را به نمایش می‌گذارد. پیکارسکی (Pickarski) و همکاران در سال ۲۰۱۵ با مطالعه‌ی یک مغزه ژرف به بازسازی ۱۵ هزار ساله در فلات آناتولی، وجود شرایط سرد و خشک با پوشش گیاهی استپی را در این منطقه نشان دادند.

در ایران نیز توجه خاصی به پلایاها و دریاچه‌های شور شده است. برای مثال شواهد تغییرات آب و هوایی کواترنر ایران شاید نخستین بار توسط بلانفورد (Blanford) زمین‌شناس انگلیسی در قرن ۱۹ میلادی، مورد توجه قرار گرفته باشد. او با تاکید بر پراکندگی زیاد رسوبات دریایی و دریاچه‌ای (پهنه آبی) در نواحی مرکزی فلات ایران در طی پلیستوسن بیان می‌دارد که این ناحیه پس از این دوران به تدریج خشک شده است. اما تحقیقات بعدی بوبک (Bobek) در سال ۱۹۷۳ و وانزیست (Vanzest) در سال ۱۹۶۷ نظری مخالف با عقیده هم‌زمانی دوره‌های بارانی با عصرهای یخچالی در ایران حداقل برای بخش‌های غربی و شمال غربی ایران ارائه نمودند. بنابراین دیدگاه‌ها، آب و هوای ایران در اواخر پلیستوسن به مراتب سردتر و در ضمن تا حدی کم‌بارشی‌تر از عصر بعد از یخچالی بوده است. احتمالاً موازنه رطوبتی مثبتی به دلیل کاهش چشمگیر تبخیر و تعرق وجود داشته است (حمزه، ۱۳۹۵). بوبک (Bobek) و کرینسلی (Krinsley) جز نخستین پژوهشگرانی بودند که به بررسی دیرینه اقلیم‌شناسی ایران پرداختند. بوبک (Bobek) با بررسی ویژگی‌های ژئومورفولوژیک نقاط مختلف ایران، به شناسایی مراکز یخچالی و تغییرات خط مرز برف دائمی طی پلیستوسن پرداخت. کرینسلی (Krinsley, 1970) نیز براساس مطالعه‌ی پلایاهای ایران، تغییر اقلیم مناطق مختلف ایران از جمله دامنه‌های البرز را طی دوره کواترنری شناسایی کرده است. به باور وی به دلیل نبود سواحل کهن یا پادگانه‌های بلند، امکان وجود دریاچه در زمان پلیستوسن کم است و اگر دریاچه‌ای هم وجود داشته، در نقاطی بوده که امروزه در حاشیه دریاچه فعلی قرار می‌گیرد (سبک خیز، ۱۳۹۵). اقلیم دیرینه کهل (Kehl) در سال‌های ۱۹۷۴ و ۲۰۰۴، نیز جز اولین تحقیقاتی است که انجام شده‌اند. با توجه به مطالعات دریاچه‌شناسی دیرینه در ایران باید دیدگاه جدیدی را به دو دیدگاه قبلی افزود و آن نظریه‌ای است که پژوهشگران چینی با بررسی داده‌های بانک اطلاعات جهانی دریاچه‌ها و پلایاها (در اکسفورد) مطرح ساخته‌اند. براساس این بررسی‌ها و ضمن مقایسه سرگذشت حدود یک‌صد دریاچه و پلایا در آسیا، این دانشمندان به این نتیجه رسیده‌اند که دریاچه‌ها و پلایاهای آسیای مرکزی که در این تحقیق بخش عمده ایران مرکزی نیز جزئی از آن به شمار آمده، دست کم در کواترنر پایانی در اثر تغییرات اقلیمی دارای واکنش دوحالتی بوده است. بر مبنای این مطالعات، آسیای مرکزی (به همراه ایران مرکزی) در میان مناطقی کاملاً متفاوت از لحاظ اقلیمی، یعنی آسیای غربی-شمال غربی و آسیای جنوبی-جنوب-شرقی، منطقه سومی را تشکیل می‌دهد. دریاچه‌های مطالعه‌شده در این منطقه، از یک سو در قبال تغییرات اقلیمی هم‌زمان با اوج مرحله یخچالی (در حدود ۱۸۰۰۰ سال قبل)، مشابه عملکرد دریاچه‌های شمال غرب آسیا، دارای سطح بالاتری از آب بوده‌اند. از طرف دیگر، همین دریاچه‌ها هم‌زمان با اوج مرحله پس از یخچالی (هولوسن گرم در حدود ۶۰۰۰ سال قبل) روند افزایش سطح آب همانند دریاچه‌های جنوب شرقی آسیا از خود نشان داده‌اند کین و یو (Qin and Yu, 1998) البته نحوه و شدت این تغییرات از نظر رابطه بین اقلیم و سطح آب دریاچه، به ویژه در ایران مرکزی، هنوز به خوبی روشن نشده است (مهرشاهی، ۱۳۸۱). بیشتر مطالعات انجام‌شده در زمینه آب و هوای دیرینه ایران مربوط به غرب و شمال غرب ایران هستند. تحقیقاتی در زمینه پولن‌ها (گرده‌های گیاهی) در سال‌های ۱۹۶۷ و ۱۹۷۷ توسط ون‌زیست و همکاران (Vanzest et al) در دریاچه زریوار و میرآباد انجام شد نتایج این مطالعه ۴۲ هزار سال اقلیم منطقه زریوار و میرآباد را آشکار کرد. در ابتدا وجود یک فاز سرد و خشک در منطقه با پوشش گیاهی اسفناجیان و درمنه نشان داده شده است. از ۱۴ هزار سال قبل جنگل‌های پسته در این منطقه و پس از آن در ۱۰۵۰۰ سال قبل جنگل‌های بلوط شروع به گسترش کرده‌اند که ظهور یک فاز رطوبتی را در اوایل دوره هولوسن نشان می‌دهد.

یکی از اساسی‌ترین مطالعات انجام‌شده بر روی رسوبات بستر دریاچه ارومیه پژوهش کلت و شهرابی (Kelt and Sharabi, 1986) می‌باشد. در این مطالعه مقایسه‌ای بین دریاچه ارومیه و دریاچه بزرگ نمک آمریکا در ایالت یوتا شده است. بر اساس مغزه‌گیری از رسوبات بستر و مطالعات ژئوفیزیکی به تحلیل رسوبی دریاچه ارومیه، نرخ رسوب‌گذاری، وضعیت دریاچه در دوره‌های یخچالی و بین یخچالی، زمان و نحوه تشکیل دریاچه پرداخته شده است. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که رسوبات هر دو دوره غالباً درون حوضه‌ای و از پلت آرمیا تشکیل شده و نوسان‌های سطح آب یکسانی را نشان می‌دهند. محمدی (۱۳۸۴) با استفاده از چهار مغزه برداشت شده توسط مرکز راه و ترابری در مسیر بزرگراه شهید کلانتری به بررسی منشأ رسوبات (درون حوضه و برون حوضه)، نوع و ترکیب رسوبات (آواری، شیمیایی و بیوشیمیایی)، تغییرات شیمیایی آب دریاچه در طول زمان، دوره‌های خشکی و مرطوب در طول زمان، بررسی کانی‌های رسی موجود در رسوبات تخریبی و تاثیر بزرگراه شهید کلانتری در روند طبیعی رسوب‌گذاری دریاچه ارومیه پرداخته است. هیووارت (Heyvaert) و همکاران (۲۰۰۷) به بررسی تحولات رسوبی هولوسن و خط ساحلی قدیمی در پایین دشت خوزستان (جنوب عراق) پرداخته‌اند. ایشان چهار محیط رسوب‌گذاری در هولوسن جلگه خوزستان تشخیص داده‌اند که عبارتند از: دشت جزر و مدی شور، سبخاهای ساحلی با رسوبات تخریبی، تالاب‌های آب شیرین-آب شور و دشت آبرفتی. در هولوسن فوقانی، به دلیل بالا آمدن سطح آب‌های آزاد، خط ساحلی تا فلات قاره گسترش داشته است. با کاهش سطح آب در حدود ۵۵۰۰ سال قبل با حاکم شدن شرایط خشکی، فعالیت‌های رودخانه‌ای دلتای کارون توسعه پیدا کرده و جابجایی‌هایی نیز در بستر روخانه‌های کرخه و جراحی پدیدار می‌شود. فیاضی و همکاران (Fayazi, et al) (۲۰۰۷)، هیدروژئوشیمی و تکامل شورابه دریاچه مهارلو را با تلفیق داده‌های ژئوشیمیایی آب در سه دوره زمانی مختلف ۱۹۷۵، ۲۰۰۲، ۲۰۰۵ بررسی کردند. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که تغییرات شاخصی در نوع شورابه در دوره خشک نسبت به دوره پرآبی صورت گرفته است. جمالی و همکاران (Jamali, et al) ۲۰۰۹ با استفاده از بررسی پولن‌ها و پلت‌های دفعی آرمیا شرایط اقلیم دیرینه دریاچه ارومیه را تحلیل کردند و تاریخچه پوشش گیاهی و آب و هوای ۲۰۰ هزار سال گذشته منطقه اطراف دریاچه ارومیه را مشخص کردند. این پژوهش نشان می‌دهد که در دوره‌های یخبندان، پوشش گیاهی از نوع استپی (آب و هوای سرد-خشک) بوده و در دوره‌های بین یخبندان، پوشش گیاهی از نوع جنگلی (آب و هوای گرم-مرطوب) بوده است.

لک (۱۳۸۶) مطالعات جامعی در دریاچه مهارلو انجام داد. این مطالعات، نشان می‌دهد رسوبات تشکیل‌دهنده دریاچه از سه نوع تخریبی، کربناته (شیمیایی و بیوشیمیایی) و تبخیری می‌باشند. در حاشیه، رسوبات تخریبی و در مرکز دریاچه، رسوبات تبخیری غالب است. تحقیقات آنها حاکی از یک فاز خشک‌سالی و بیرون آمدن رسوبات دریاچه مهارلو از آب حدوداً از ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش بوده است. مدت این خشک‌سالی حدوداً ۹۵۰ سال تخمین زده شده است که پس از آن شرایط اقلیمی مرطوب بر منطقه حاکم شده است تا ۱۸۰۰ سال پیش که یک فاز خشک‌سالی با اهمیت کمتر شروع شده است. نرخ رسوب‌گذاری را بین ۰/۱۳ میلی‌متر در بخش کم ژرفای جنوب‌شرقی تا نزدیک به ۰/۳ میلی‌متر در ژرف‌ترین بخش دریاچه مشخص نموده‌اند که نقش رسوبات تبخیری به مراتب بیشتر از رسوبات تخریبی است. هنرجو و همکاران (۱۳۸۷) با بررسی خاک‌های اراضی دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان و حفر پانزده نیمرخ، تفاوت در بافت، مقدار سنگ‌ریزه، رنگ، ساختمان، میزان گچ و آهک در لایه‌های مختلف خاک و نشانه‌های انقطاع سنگی در خاک را، حاکی از تناوب در بروز رویدادهایی چون سیل، فرسایش، شرایط حمل و نقل و رسوب‌گذاری در منطقه دانستند که خود ناشی از تغییر اقلیم در زمان‌های مختلف است. نتایج نشان می‌دهد که وجود لایه‌های متناوبی از آهک روی سنگ‌ریزه‌ها، شواهدی از تناوب آب و هوا و وجود آب و هوایی به مراتب پرباران‌تر از زمان حال، در بعضی از دوره‌ها است. هیووارت (Heyvaert) و همکاران (۲۰۱۲) نقش انسان را در تغییرات مسیر رودخانه کرخه با استفاده از مشاهدات میدانی، تصاویر ماهواره‌ای، توالی رسوبی و سن‌سنجی، در محدوده دشت آزادگان مورد بررسی قرار داده‌اند. آن‌ها اشاره می‌کنند که کرخه در حدود ۱۲۴۰-۱۳۱۰ سال قبل از عهد حاضر، شاخه‌ای از کارون بوده که در جنوب‌غرب اهواز به آن وارد

شده است اما در این زمان (۶۴۰ تا ۷۱۰ میلادی)، کرخه به محلی بنام کرخه کور تغییر مسیر داده است. در واقع کرخه کور، کانال آبرسانی بوده که در زمان ساسانیان (یزدگرد سوم) احداث شده بود. این مسئله باعث شد که تا مدت‌ها ارتباط بین کرخه و کارون در محل دشت آزادگان قطع شود و در حدود یکصد سال پیش با تغییر مسیر مجدد، در مسیر فعلی جریان یابد. رحیم پور بناب و عبدی (Rahimpour-Bonab and Abdi, 2014) با بررسی رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی در پلایای میقان دریافتند که ایلیت و کلریت فراوان‌ترین کانی رسی موجود در پلایا هستند. اقلیم خشک و نیمه‌خشک مانع از هوازگی شیمیایی در منطقه شده و کانی‌های رسی موجود در پلایای میقان عموماً آواری هستند و از طریق حمل و نقل وارد حوضه شده‌اند. همچنین نتایج آن‌ها نشان داد که طی ۲۱ هزار سال گذشته تغییرات کانی‌شناسی و رسوب‌شناسی در پلایا قابل مشاهده بوده و آب و هوای منطقه سرد و مرطوب بوده است. رضائیان لنگرودی و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از مغزه‌های رسوبی به تفسیر محیط رسوبی دریاچه حوض سلطان در هولوسن پرداختند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان می‌دهد که پنج زیرمحیط رسوبی شامل پهنه ماسه‌ای، پهنه گلی، پهنه گلی-نمکی، پهنه نمکی و دریاچه موقت در رسوبات زیربستر پلایا به تناوب دیده می‌شود و حاکی از تغییرات اندازه دریاچه در اثر تغییرات اقلیمی است. حافظی مقدس (۱۳۹۰) با استفاده از روش‌های ژئوتکنیک در حاشیه رودخانه کارون در دشت سیلابی خوزستان، توانست محیط رسوبی دیرینه را بازسازی کند. نتایج نشان داد در محل احداث سازه در گذشته و در ژرفای ۱۸ متری، رودخانه دارای یک خم بزرگ مئاندری است که بعدها قطع شده و رودخانه مسیر مستقیم کنونی را پیدا کرده است.

درویشی خاتونی و همکاران (۱۳۹۰) اقدام به برداشت ۲۸ مغزه رسوبی دست نخورده با بیشینه ژرفای ۹/۵ متر از رسوبات زیر بستر دریاچه ارومیه نمودند. نتایج آن‌ها، نشان می‌دهد اگر چه در نواحی کرانه‌ای دریاچه آثار خشک‌شدگی به تناوب دیده می‌شود، اما بخش اصلی دریاچه در حداقل ۱۳۰۰۰ سال گذشته (ژرفای ۶/۵ متری رسوبات بستر) محیط دریاچه‌ای بوده است و رسوب‌گذاری پیوسته دیده می‌شود. تغییر اقلیم و بویژه افزایش تبخیر در سال‌های اخیر اگر چه خود عاملی در کاهش تراز آب دریاچه محسوب می‌گردد، اما علت اصلی خشک‌سالی دریاچه ارومیه نیست. نتایج آن‌ها نشان می‌دهد که عامل مهم و اصلی در کاهش تراز آب امروزی دریاچه ارومیه، عوامل آنتروپوژنیک (انسانی) است.

صفایی راد و همکاران (۱۳۹۳) با بازسازی تغییرات اقلیمی هولوسن و پلیستوسن منطقه زاگرس میانی با استفاده از شواهد گرده‌شناسی تالاب هشیلان نتیجه گرفتند که پوشش گیاهی پلیستوسن پسین منطقه از نوع استپ خشک اسفنجیان و درمنه بوده است که نشان‌دهنده آب و هوایی سرد و خشک است. با شروع هولوسن، گندمیان جایگزین اسفنجیان و درمنه شده‌اند که نشان‌دهنده افزایش نسبی دما و بارش است. جنگل‌های بلوط زاگرس در هولوسن میانی تثبیت شده‌اند و ساختار آب و هوایی کنونی منطقه زاگرس میانی از هولوسن میانی شکل گرفته است.

شهبازی و همکاران (۱۳۹۴) تحولات محیط‌های رسوبی جنوب جلگه خوزستان را با استفاده از مغزه‌های رسوبی بررسی کردند. نتایج این مطالعات نشان از ارتباط مستقیم بین توسعه تالاب‌ها و دریاچه‌ها با تحولات اقلیمی و انعکاس آن در محیط‌های رسوبی داشت. حمزه و همکاران (Hamzeh et al, 2016) با بررسی دانه‌بندی رسوبات، میزان مواد آلی و کربنات کلسیم و همچنین ریخت‌شناسی سطح دانه‌های رسوبی، تغییرات آب‌شناسی و اقلیمی دریاچه هامون را در طی هولوسن نشان دادند و مشخص نمودند سامانه‌های اقلیمی تأمین‌کننده رطوبت دریاچه هامون در طی هولوسن تغییر نموده است. شریفی و همکاران (Sharifi, et al, 2016) به بازسازی پلیستوسن پسین در منطقه نئور پرداختند و نتیجه گرفتند که شرایط اقلیمی گرم و خشک همراه با گرد و غبار در منطقه حاکم بوده است.

اکبری و همکاران (۱۳۹۵) با بررسی و مطالعه مغزه رسوبی سه متری از دریاچه گهر واقع در زاگرس مرتفع، محیط رسوبی دیرینه را با استفاده از شاخص‌های ژئوشیمی و پالینولوژی مورد بررسی قرار دادند و با تفسیر تغییرات پوشش گیاهی به دست‌آمده

از نمودار گرده دریاچه گهر، تغییرات آب و هوایی گذشته را بازسازی کردند. نتایج آنها نشان داد که منطقه مورد مطالعه به طور متناوب شرایط آب و هوایی سرد و مرطوب و خشک و گرم را در گذشته تجربه نموده است. سبک خیز (۱۳۹۵) به بررسی الگوی تغییرات محیطی کواترنر پایانی در بخشی از زاگرس، با استناد به شواهد رسوبی در رسوبات دریاچه مهارلو پرداخته است. طبق این مطالعات، اقلیم دریاچه مهارلو را در طی هولوسن پیشین (۱۰۲۰۰ تا ۴۰۰۰ سال پیش) اقلیمی خشک داشته که ابتدا با سردی و در انتها با گرمی همراه بوده است. در طی هولوسن میانی اقلیمی گرم و مرطوب و پس از آن در هولوسن پایانی تا به امروز اقلیمی رو به گرم و خشک داشته است.

۱-۸-۲- تحقیقات در حوضه گاوخونی

مطالعات زمین‌شناسی باتلاق گاوخونی برای اولین بار در سال ۱۹۷۲ میلادی توسط کرینسلی (Krinley) انجام گردید. مطالعات جامع‌تر منطقه و تهیه نقشه حوضه آبریز زاینده‌رود چند سال بعد توسط شرکت ملی نفت ایران در فاصله بین سال‌های ۱۹۷۷ تا ۱۹۷۵ میلادی انجام گردید (اجل‌لوئیان و همکاران، ۱۳۷۹).

رامشت (۱۳۷۱) یک ارتباط تطابقی بین زبانه‌های یخچالی شیرکوه و نیز سطوح آبی دریاچه گاوخونی انجام داده و سپس با استناد بر شواهد زمین‌ریخت‌شناسی موجود در دامنه غربی و شرقی شیرکوه یزد توانسته است شرایط دمایی ناحیه را تحلیل و سپس به بازسازی رابطه تعادل یخ و سطح آب دریاچه گاوخونی با دما و میزان تبخیر مبادرت نماید. همچنین، نقشه محدوده گاوخونی را در دو سطح گذشته با استناد بر شواهد داغاب‌های مجاور گاوخونی و خطوط منحنی تراز نقشه‌های توپوگرافی تحلیل و ارائه نموده است.

اجل‌لوئیان و همکاران (۱۳۷۹) به مطالعه ماسه‌های بادی جنوب‌شرقی اصفهان در غرب دریاچه گاوخونی با استفاده از پردازش داده‌های رقومی ماهواره لندست پرداخته‌اند. نتایج آن‌ها نشان می‌دهد که منشا ماسه‌های بادی، رسوب‌های دلتایی زاینده‌رود و دشت‌های ریگی حاشیه غربی ماسه‌های بادی می‌باشند که توسط باد به صورت تپه‌های ماسه‌ای در حاشیه باتلاق گاوخونی متمرکز شده‌اند و به علت وجود بادهای با شدت زیاد، فرسایش بادی در منطقه گاوخونی حالت فعال دارد و تغییرات سرعت و جهت وزش باد از عوامل تاثیرگذار بر مورفولوژی و شکل ماسه‌های بادی در منطقه است.

سیف (۱۳۸۴) به تحلیل دیرینه زمین‌ریخت‌شناسی پلایای گاوخونی با استناد بر تکنیک سنجش از دور و GIS با استفاده از نقشه‌ها، عکس‌های هوایی به بازسازی قلمروهای دیرینه پلایای گاوخونی پرداخته و سپس شکل‌های ژئومورفیک از جمله دلتاها و مخروط‌های ژئومورفیک را در پیرامون این قلمروها شناسایی نموده است. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که به دنبال پیشروی و پسروی گاوخونی در طی عملکرد فازهای سرد و گرم کواترنر، موقعیت دلتاهای رودخانه‌های تغذیه‌کننده گاوخونی نیز تغییر می‌کرده است. بنابراین شناسایی موقعیت این دلتاها قلمروهای پیشین گاوخونی را تعیین می‌کند.

محمدی قیومی (۱۳۹۰) به بررسی فرآیندهای ریخت‌زا و خاکساز پدیدآورنده تحولات طبیعی و معدنی زاینده‌رود در کواترنر پرداخت و به این نتیجه رسید که بیشتر پلایاها و فروافتادگی‌های حوضه در دوره‌های مرطوب و بارانی کواترنر، لاگون و یا محیط‌های آبی بسته‌ای بوده‌اند و آثاری از گاستروپدهای آب شیرین، استراکود و کاروفیت در آن‌ها بدست آمده است که موید اقلیم متفاوت، شرایط مرطوب‌تر و اکولوژی متمایزی می‌باشد. کرانه‌های ساحلی دیرینه گاوخونی، قبل از سه مرحله پسروی در ترازهای ارتفاعی ۱۵۶۰، ۱۵۱۳ و ۱۴۷۰ متر بوده و در حال حاضر نیز در ارتفاع ۱۴۵۰ متر قرار دارد. بنابراین طی سه مرحله پسروی، دریاچه دیرینه گاوخونی ۱۱۰ متر تراز کاهش یافته و آبی داشته است. پادگانه‌های سه‌گانه تراس آبرفتی زاینده‌رود از نظر زمانی متعلق به دوره هولوسن می‌باشند. بر اساس آزمایشات سن‌یابی مطلق که به روش ترمولومینسانس انجام گرفته، سن پادگانه اول در ژرفای ۱۲ متری در اطشاران حدود ۷۱۰۰ سال و در جلال‌آباد در ژرفای ۲ متری ۳۶۵۰ سال است. در

حالی که برای پادگانه دوم در محل هویه درجه ۲۶۸۰ سال می‌باشد. براساس سن‌یابی و نیز مطالعه ۱۴۰ ترانشه رسوب و پروفیل خاک در بخش رسوبی حوضه، دوره هولوسن زاینده‌رود به سه بازه زمانی هولوسن پیشین تا ۴۰۰۰ سال گذشته، هولوسن میانی تا ۳۰۰ سال اخیر و هولوسن پسین تا ۵۰ سال اخیر طبقه‌بندی شد. ضمناً به نظر می‌رسد از حدود ۱۰۰-۵۰ سال پیش تاکنون، عصر جدیدی در حوضه آغاز شده که ویژگی بارز آن غالب شدن فرآیندهای بشرساخت بر فرآیندهای طبیعی در شکل‌زائی و خاک‌سازی منطقه می‌باشد به گونه‌ای که همه مولفه‌های زیست‌بوم را تحت تاثیر قرار داده است. این رویدادهای بشرساخت، توازن طبیعی و پایداری حوضه را نشانه رفته و برخی مبانی و موازین اکولوژیک آن را به شدت تهدید می‌نماید. این عصر جدید آنتروپوسن (Anthropocene) نام گرفته است.

پاکزاد و همکاران (۱۳۹۱) مطالعاتی در زمینه ترکیب و منشأ ماسه‌های آبرفتی و بادی پلایای گاوخونی انجام دادند. هدف پژوهش آن‌ها بررسی پتروگرافی رسوبات ماسه‌ای آواری آبی و بادی منطقه مورد مطالعه و عوامل کنترل‌کننده تغییرات ترکیبی ماسه‌ها می‌باشد. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که نقش سنگ‌شناسی حوضه آبریز (انواع سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی) و رودخانه دائمی زاینده‌رود در بلوغ ترکیبی، درصد فراوانی و جنس ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات ماسه‌ای این منطقه موثرتر بوده و سایر عوامل مانند آب و هوای دیرینه و تکتونیک اهمیت کمتری دارند.

تقوی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی تغییرات اقلیمی بخش شمالی پلایای گاوخونی بر اساس رسوب‌شناسی شیمیایی (عناصر اصلی و فرعی) پرداخته‌اند. نتایج آن‌ها نشان داده که بخش شمالی پلایای گاوخونی در طول زمان شرایط اقلیمی متفاوتی را پشت سر گذاشته است. آن‌ها دو نوع اقلیم مرطوب و خشک را در بخش شمالی پلایای گاوخونی شناسایی کردند.

پاکزاد و همکاران (۱۳۹۳) به بررسی تمرکز عناصر سنگین در نهشته‌های ماسه بادی (جنوب شرق اصفهان)، عوامل موثر بر تمرکز این عناصر و نیز ارتباط عناصر مذکور با خرده‌سنگ‌ها و کانی‌های تشکیل‌دهنده این رسوبات به ویژه کانی‌های سنگین پرداخته‌اند. بر اساس نتایج پژوهش، میزان غلظت برخی از عناصر از قبیل Sr, Mn, Ag و Pb به طرف جنوب پلایا و ماسه‌های بادی زیاد شده است. در حالی که عناصر Ni, Zn و Cu به این سمت روند کاهشی داشته است و حضور واحدهای زمین‌شناسی از جنس سنگ آهک در قسمت غرب و جنوب غرب منطقه و همبستگی مثبت عناصر Sr و Cd با سنگ آهک گویای این مطلب است که عناصر در ساختار سنگ آهک جذب شده‌اند.

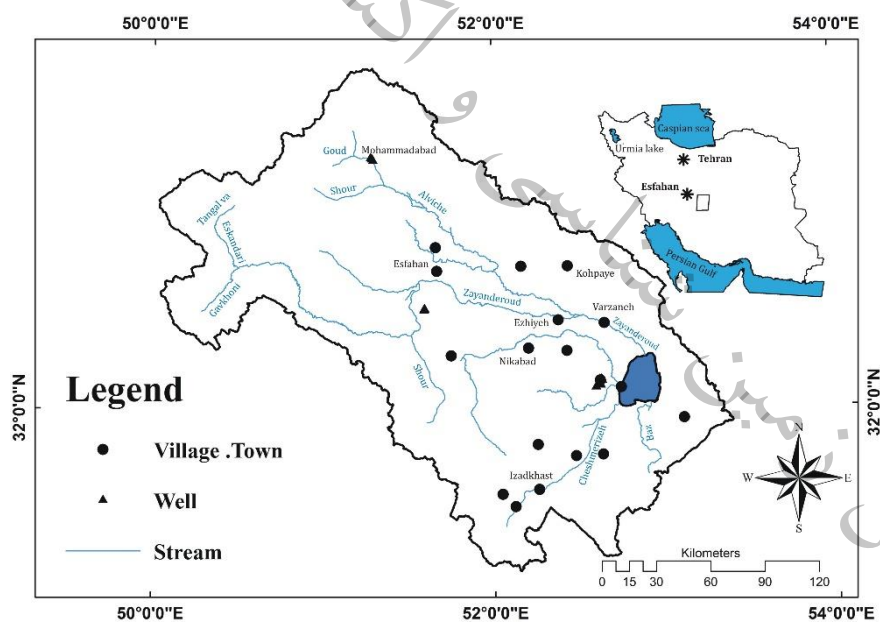
کیانی و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی آثار تغییرات آب و هوایی فاز پایانی کواترن بر سیر تکامل دریاچه و حوضه آبریز گاوخونی پرداخته‌اند. در این پژوهش به بازسازی بارش و دمای دیرینه و حال، محاسبه ژرفا، حجم دریاچه و مساحت کانون یخ‌ساز دریاچه در گذشته پرداخته‌اند و نتایج آن‌ها نشان‌دهنده کاهش ۱/۵ برابری بارش و افزایش ۵ درجه‌ای متوسط دمای حوضه گاوخونی نسبت به فاز پایانی کواترن است.

خوسفی (۱۳۹۵) به بررسی روند خشک‌شدن پلایای گاوخونی و تأثیر آن بر تولید گرد و غبارهای داخلی با استفاده از تکنیک سنجش از دور و همبستگی آن با شرایط محیطی و جوی پرداخته است. قهرودی و خدیری غریب‌وند (۱۳۹۵) مطالعاتی در زمینه رویکرد فرم‌شناسی در استراتژی مدیریت پلایای گاوخونی انجام دادند. در این پژوهش میزان تغییرات ایجادشده در میکروفرم‌های باتلاق گاوخونی و پیامدهای احتمالی ناشی از خشک‌شدن تالاب و تغییرات اکولوژیک آن را در ۱۰۹ ترک گلی در زون مرطوب پلایای گاوخونی بررسی کردند. با بررسی هندسی فرکتالی محیط-مساحت در میکروفرم‌ها، میزان آشفستگی آن‌ها را بررسی کردند. نتایج پژوهش آن‌ها حاکی از افزایش آشفستگی در منطقه و تحول سیستم شکل‌زایی و تبدیل تالاب به اکوسیستمی جدید بوده است.

فصل دوم - منطقه مورد مطالعه

۱-۲- مقدمه

پلایاها به عنوان دریاچه‌های موقت و کم‌ژرفایی هستند که در مناطق خشک-نیمه‌خشک و در پایین‌ترین بخش از این مناطق تشکیل می‌شوند. رسوبات دریاچه‌های پلایایی و تبخیری شاخص‌های حساسی از اقلیم محلی هستند (Abdi et al., 2018). نقش پلایا به عنوان یکی از شواهد تغییرات اقلیمی همواره مورد توجه بوده است چرا که شناخت ویژگی‌های آن به تعیین اقلیم و محیط گذشته کمک فراوانی می‌کند. پلایای گاوخونی در فلات مرکزی با وسعتی حدود ۵۵۰ کیلومتر مربع در ۱۳۰ کیلومتری در جنوب‌شرقی اصفهان، بین عرض جغرافیایی ۰۰' - ۳۲° تا ۲۳' - ۳۲° شمالی و طول جغرافیایی ۴۳' - ۵۲° تا ۴۹' - ۵۲° شرقی واقع شده است. ژرفای آب آن در اکثر نقاط آن اندک و در حدود یک متر می‌باشد که بر اساس مقدار آب ورودی به پلایا در طول سال تغییر می‌کند. پلایای گاوخونی در یک حوزه بین کوهستانی در ایران مرکزی واقع شده است و ارتفاع آن حدود ۱۴۷۴ متر بالاتر از سطح آب‌های آزاد است. منبع اصلی تغذیه کننده آن رودخانه زاینده‌رود می‌باشد که پس از طی مسافتی در حدود ۴۴۰ کیلومتر در حاشیه شرقی ماسه‌های بادی به پلایای گاوخونی می‌ریزد. علاوه بر آن تعدادی از روخانه‌های فصلی و آبراهه‌ها نیز مستقیماً به آن منتهی می‌شوند (Pakzad and Fayazi, 2007) (شکل ۱-۲). این آبراهه‌ها در فصول پر باران و مرطوب سال آب قابل ملاحظه‌ای را به پلایا هدایت کرده و با گرم‌شدن هوا در تابستان و کاهش نزولات جوی خشک‌شده و تنها لایه‌ای از نمک در داخل آن بر جای می‌ماند.



شکل ۱-۲. موقعیت پلایای گاوخونی و حوزه آبریز رودخانه زاینده‌رود

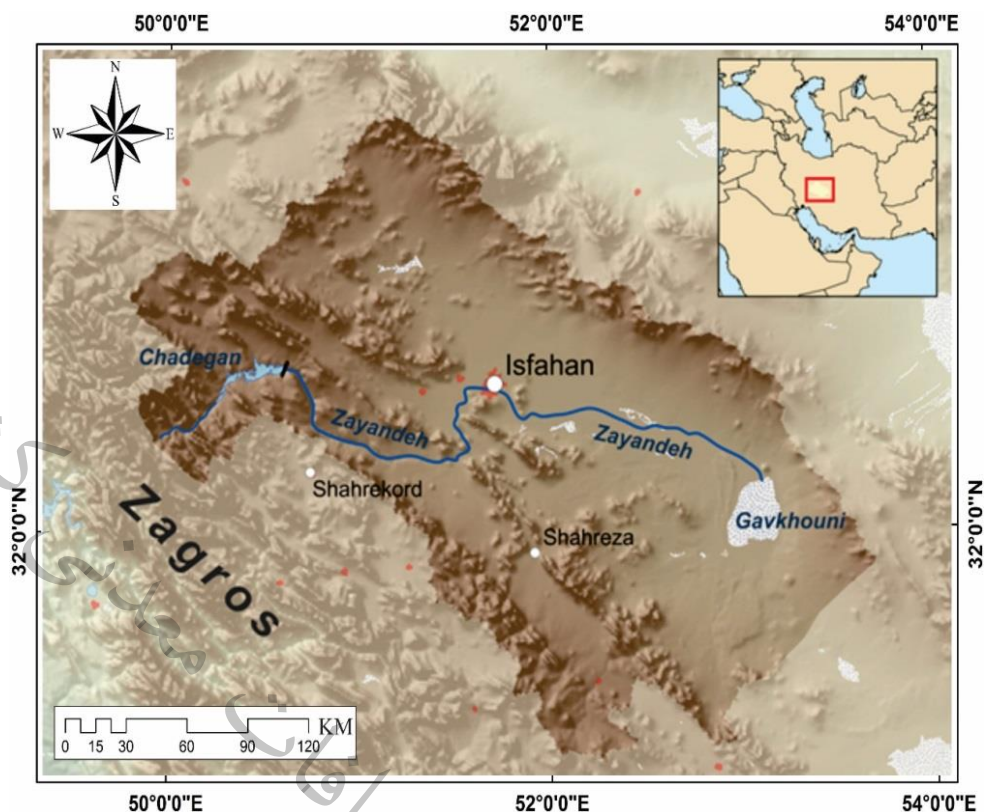
این منطقه ناحیه بسته‌ای است که بین رشته کوه‌های زاگرس و کوه‌های مرکزی واقع شده و شاید به صورت دره ژرفی بوده است که توسط رسوبات آبرفتی پر شده باشد. این پلایا از پهنه‌های ماسه‌ای، گلی و نمکی تشکیل شده است. در طول زمان تحت تاثیر فرایندهای آبی و بادی، نهشته‌های مختلفی در محیط‌های دلتایی، دریاچه‌ای، پلایایی و بادی برجای گذاشته است. منطقه گاوخونی متشکل از سه محیط اصلی مخروط‌افکنه، پلایای گاوخونی و ماسه‌های بادی می‌باشد. پلایای گاوخونی توسط رسوبات

مخروط‌افکنه‌ای در شمال، جنوب، شرق و همچنین ماسه‌های بادی در غرب احاطه می‌گردد. پلایای گاوخونی از دو محیط رسوبی دلتایی و دریاچه‌ای غیر دائمی تشکیل شده است. دلتای زاینده‌رود از تعدادی کانال‌های انشعابی کم‌ژرفا و بین‌کانالی تشکیل شده و شامل رسوبات گلی خاکستری تا سیاه، گل قهوه‌ای تا زرد و ماسه هستند. دریاچه غیر دائمی گاوخونی از رسوب‌های ماسه‌ای، ماسه گلی، گل نمکی و نمکی تشکیل گردیده است (پاکزاد و فیاضی، ۲۰۰۷). ماسه‌های بادی با روند شمالی و جنوبی به طول تقریبی ۵۰ و عرض ۲۰ کیلومتر می‌باشد که در امتداد غربی-شرقی بین ورزنه، حسن‌آباد جرقویه و پلایای گاوخونی به موازات رودخانه زاینده‌رود گسترده شده به طوری که در جنوب شرقی ورزنه و جنوب غربی پلایای گاوخونی واقع گردیده است. وسعت این پهنه بزرگ ماسه‌ای حدود ۱۲۵ کیلومتر مربع به صورت یک Erg بزرگ در غرب پلایا گسترش دارند. ماسه‌های بادی از لحاظ مورفولوژی شامل تپه‌های ماسه‌ای و ریخت‌های بین تپه‌های ماسه‌ای هستند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲. نمایی از پلایای گاوخونی در بخش شمالی (نگاه بسوی شمال و شمال شرق)

از جمله ارتفاعات مشخصی که در اطراف پلایا از نقاط پست مجاور قابل تشخیص هستند، می‌توان به کوه‌های گریز (۲۵۲۳ متر)، کوه سیاه (۱۷۵۲ متر)، میل (۲۲۰۲ متر)، گره (۲۰۸۱ متر) اشاره کرد (شکل ۲-۳). پلایای گاوخونی به لحاظ شرایط جغرافیایی زیست‌محیطی و سه فاکتور هیدرولوژیکی، بیولوژیکی و اکولوژیکی از نادرترین و کمیاب‌ترین پلایاهای کره زمین است و علاوه بر آن در محدوده پلایا (شهر ورزنه و بخش بن‌رود) آثار باستانی فراوانی مانند قلعه خرگوشی، ارگ قورتان (دومین ارگ ایران از لحاظ وسعت پس از ارگ بزم)، کاروانسراهای عباسی، آسیاب‌های آبی، مسجد جامع بزرگ شهر ورزنه، مساجد تاریخی دیگر و پل‌های تاریخی وجود دارد که حائز اهمیت است.



شکل ۲-۳. توپوگرافی حوضه آبریز گاوخونی

۲-۲- راه‌های دسترسی به پلایای گاوخونی

پلایای گاوخونی در شمال شرقی بخش جرقویه و جنوب غربی شهرستان نایین و غرب منطقه ندوشن از استان یزد و شمال غربی کویر ابرقو و شرق دهستان رودشتین واقع شده است. این پلایا به شکل یک گلابی از شمال به جنوب کشیده شده است و به علت خشکی و کمبود آب به طور کلی تا شعاع ده‌ها کیلومتر خالی از سکنه است. در سمت غرب آن تپه‌های ماسه‌ای روان قرار دارد که از فاصله چند کیلومتری شهر ورزنه آغاز می‌شود و تا نزدیکی جنوب شرقی روستای خارا از توابع جرقویه ادامه دارد. جبهه شرقی پلایا مجاور کوه‌های شیرکوه و ندوشن قرار دارد و در جنوب آن پهنه وسیعی از اراضی نمک‌زار واقع شده است (طیعی، ۱۳۹۱). برای دسترسی به پلایای گاوخونی راه‌های مختلفی وجود دارد که اغلب از شهر ورزنه می‌گذرد. دسترسی به پلایا اغلب از طریق ورزنه صورت می‌گیرد، زیرا در این مسیر مسافت کمتری پیموده می‌شود که دارای جلوه‌های زیباتر و طبیعت متنوع نسبت به بخش‌های دیگر پلایا است. دسترسی به بخش‌های جنوبی پلایا از طریق روستای خارا امکان پذیر است. مهم‌ترین راه‌های دسترسی به پلایا عبارتند از (شکل ۲-۴):

اصفهان - جوزدان - برسیان - اژیه - پلایای گاوخونی

اصفهان - کوهپایه - هرنند - اژیه - ورزنه - پلایای گاوخونی

اصفهان - زیار - برسیان - اژیه - ورزنه - پلایای گاوخونی

اصفهان - کوهپایه - هرنند - قورتان - ورزنه - پلایای گاوخونی

راه‌های فوق، راه‌های معمول در مسافرت به پلایا است که از بقیه راه‌ها، سهل‌تر می‌باشند. علاوه بر این راه‌ها، راه‌های دیگری هم وجود دارند (شکل ۳-۴):

شهرضا - نیک‌آباد - اژیه - ورزنه - پلایای گاوخونی

جاده اصفهان - ناین (کیلومتر ۹۸) - ورزنه - پلایای گاوخونی
 اصفهان - زیار - حسن آباد جرقویه - خارا - پلایای گاوخونی
 اصفهان - ورزنه - حسن آباد جرقویه - خارا - پلایای گاوخونی



شکل ۲-۴. راه‌های اطراف و منتهی به پلایای گاوخونی

۲-۳- اقلیم منطقه گاوخونی

۲-۳-۱- توده‌های هوای تاثیرگذار بر منطقه

موقعیت جغرافیایی پلایای گاوخونی در گستره جغرافیایی کشور ایران به گونه‌ای است که تقریباً در تمام فصل‌های سال تحت تاثیر انواعی از توده‌های هوا که به فلات ایران وارد می‌شوند، قرار می‌گیرد. توده‌های هوا و سیستم‌های هواشناسی که بر اقلیم منطقه تاثیر می‌گذارند به دو دسته جریان‌های زمستانه و تابستانه تقسیم می‌شوند. جریان‌های زمستانه خود به دو بخش پرفشارها و کم فشارهای زمستانه منشعب می‌گردند.

پلایای گاوخونی نام منطقه‌ای است در فلات مرکزی ایران که بخش بزرگی از آن در استان اصفهان و مابقی در استان یزد قرار دارد. براساس روش دومارتن، فاکتورهای بارش، دما و ضریب خشکی با استفاده از فرمول اقلیم هر منطقه‌ای را مشخص می‌نمایند (علیزاده، ۱۳۷۷). در این فرمول

$$P = \text{مقدار بارش}$$

$$T = \text{متوسط درجه حرارت سالانه}$$

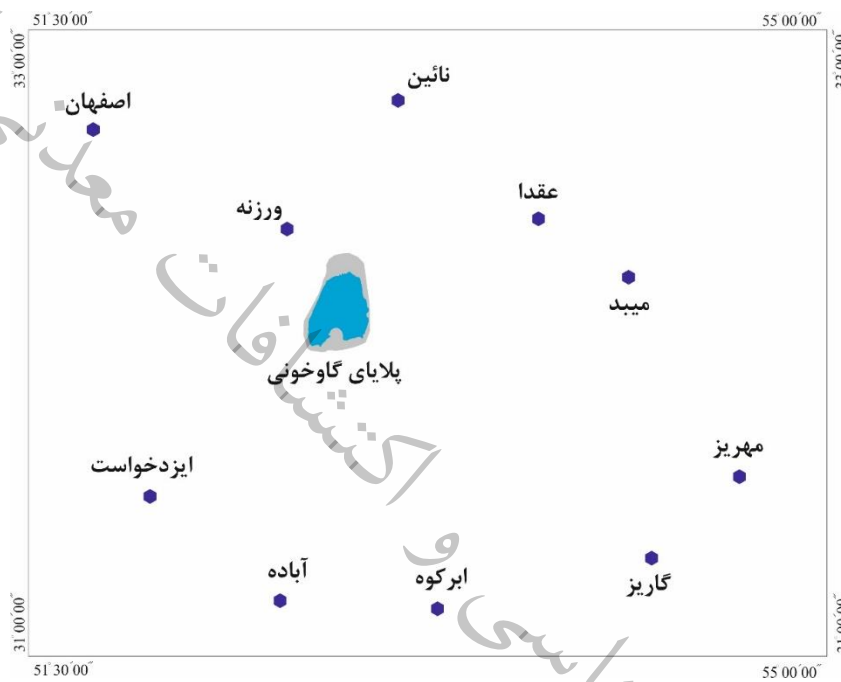
$$I = \text{ضریب خشکی می‌باشد.}$$

بر این اساس ۷ اقلیم اصلی می‌توان مشخص کرد که عبارتند از (جدول ۲-۱)

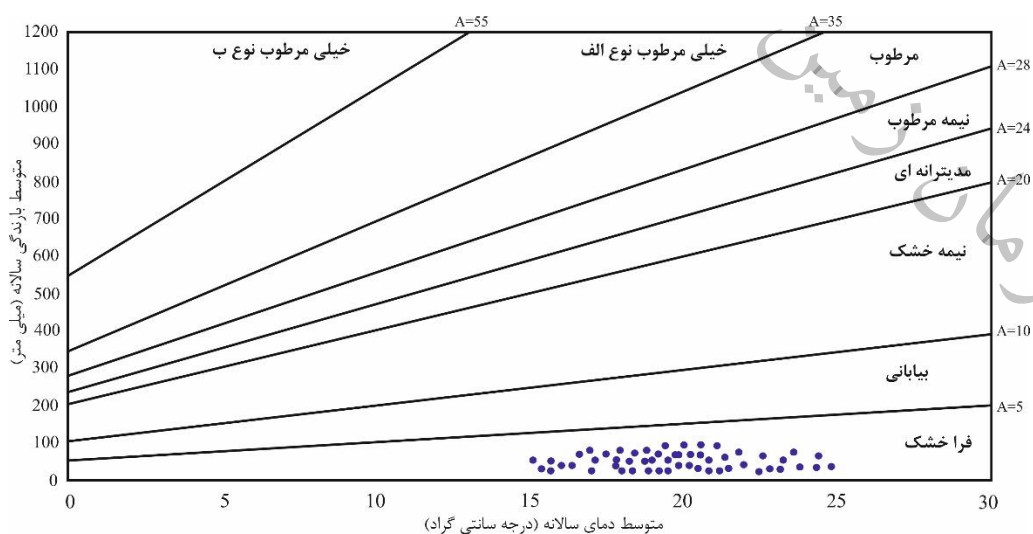
جدول ۲-۱. تقسیم‌بندی اقلیمی به روش دومارتن (De Martonne)

نام اقلیم	خشک	نیمه‌خشک	مدیترانه‌ای	نیمه‌مرطوب	مرطوب	بسیار مرطوب
-----------	-----	----------	-------------	------------	-------	-------------

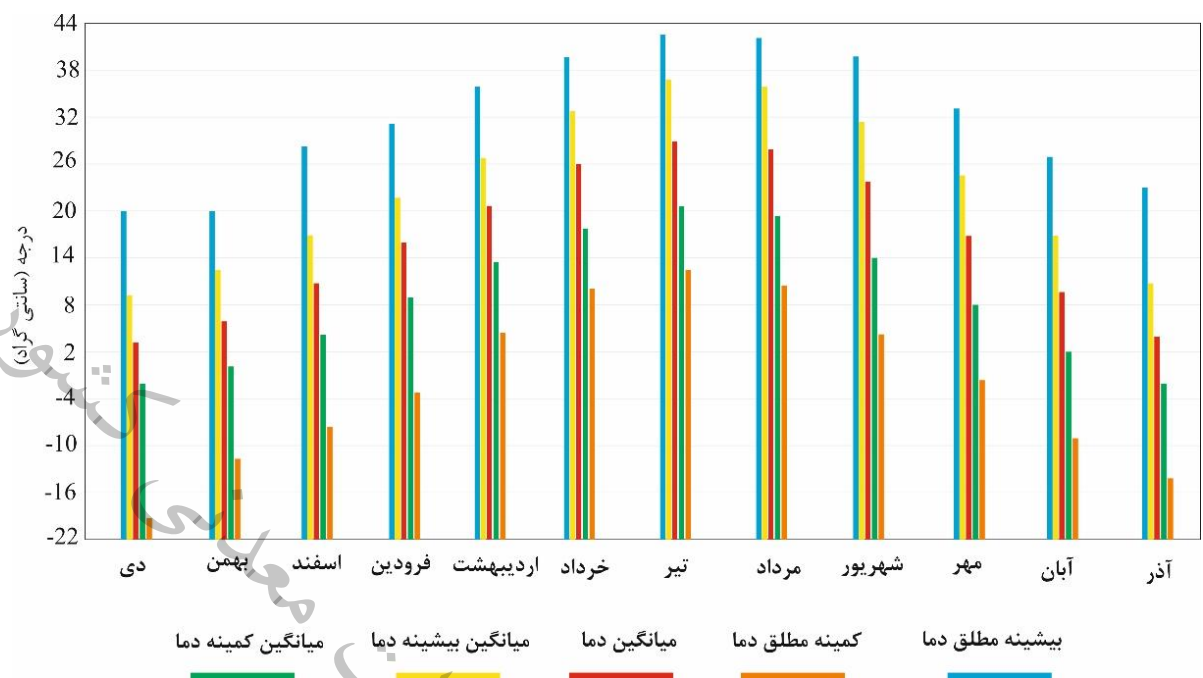
براساس روش دومارتن که فاکتورهای دما، بارش و ضریب خشکی را در نظر می‌گیرد، اقلیم منطقه مشخص گردید. میانگین بارش در ۱۰ ایستگاه بررسی شده در اطراف پلایای گاوخونی (شکل ۳-۵) حدود ۲۰ تا ۳۰ میلی‌متر در سال است و میزان متوسط دمای سالانه بین ۱۵ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد است. لذا این منطقه براساس طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن دارای اقلیم فراخشک سرد است (شکل ۲-۶). ویژگی‌های دمایی ایستگاه‌های هواشناسی اطراف پلایای گاوخونی در شکل‌های ۲-۷ تا ۲-۱۹ نمایش داده شده است.



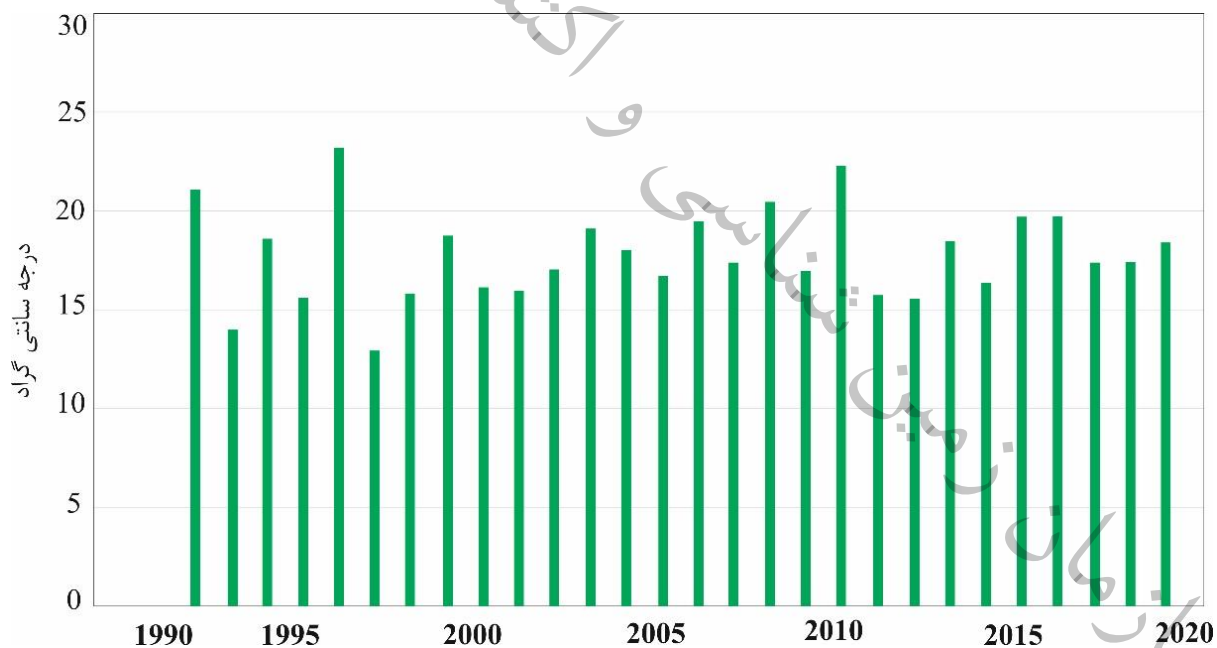
شکل ۲-۵. موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک اطراف پلایای گاوخونی



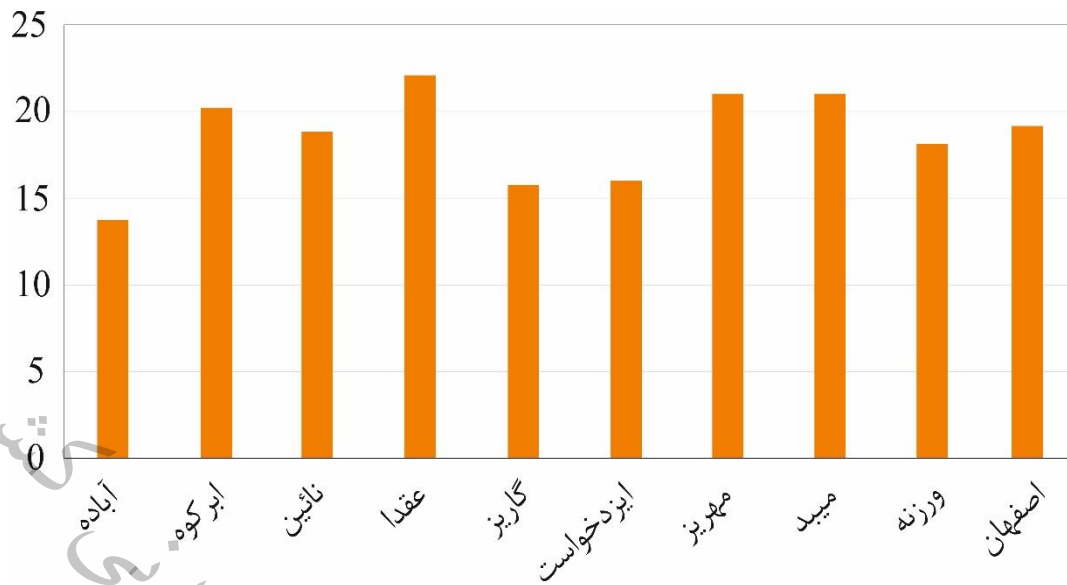
شکل ۲-۶. طبقه‌بندی اقلیمی ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباده، ابرکوه، عقداء، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز) براساس سیستم دومارتن (De Martonne)



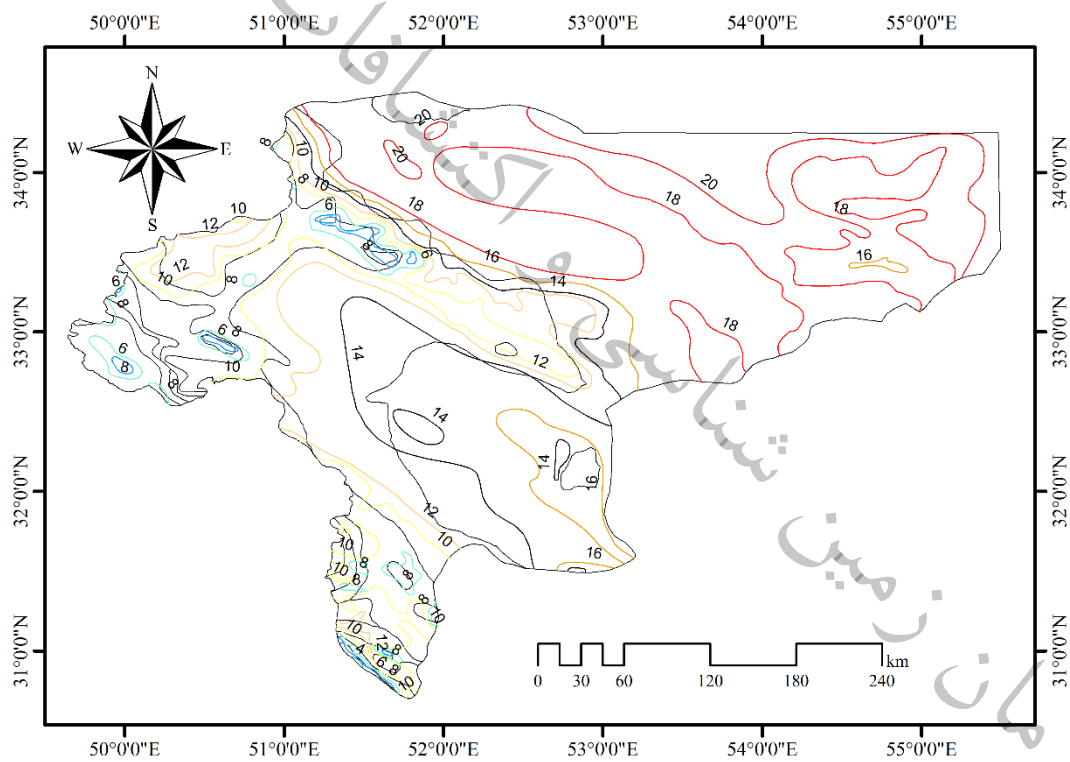
شکل ۲-۷. نمودار اقلیمی رژیم دمایی میانگین ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباد، آبرکوه، عقدا، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز) (از بدو تاسیس ایستگاه)



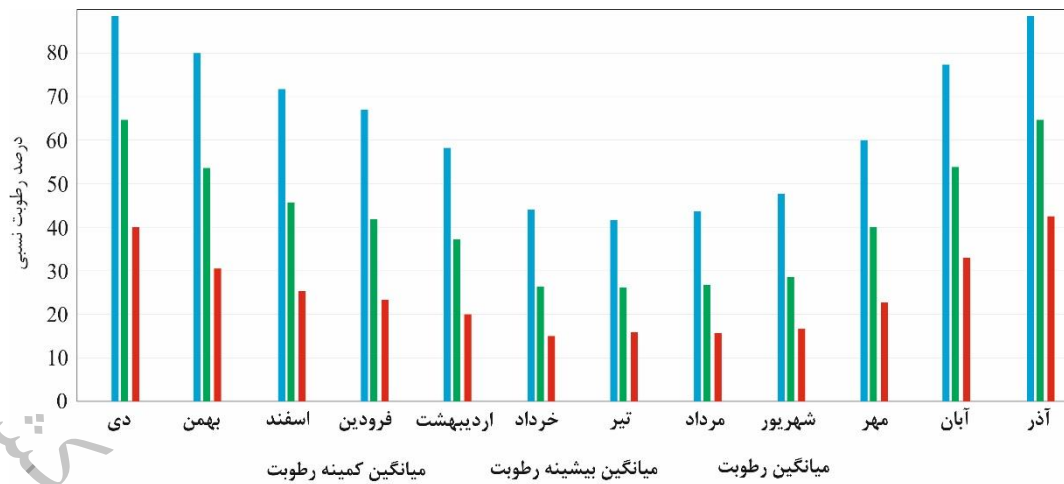
شکل ۲-۸. متوسط دما در ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباد، آبرکوه، عقدا، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز) به تفکیک سال



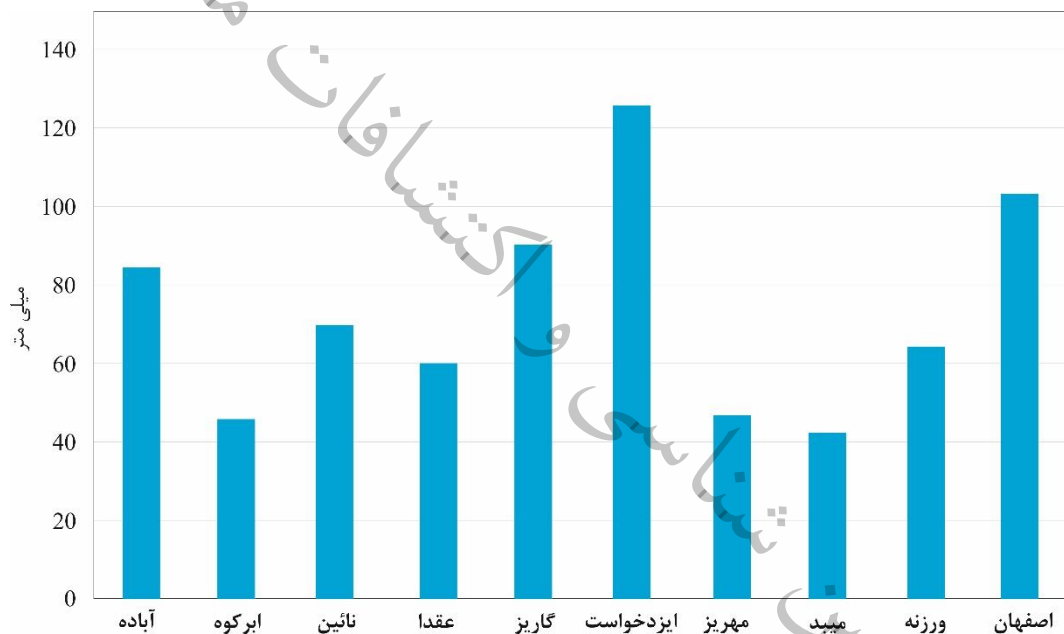
شکل ۹-۲. متوسط دما در ایستگاه‌های منتخب اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباده، آبرکوه، عقدا، گاریز، ابردخواست، نائین، میبد، مهریز) به تفکیک ایستگاه



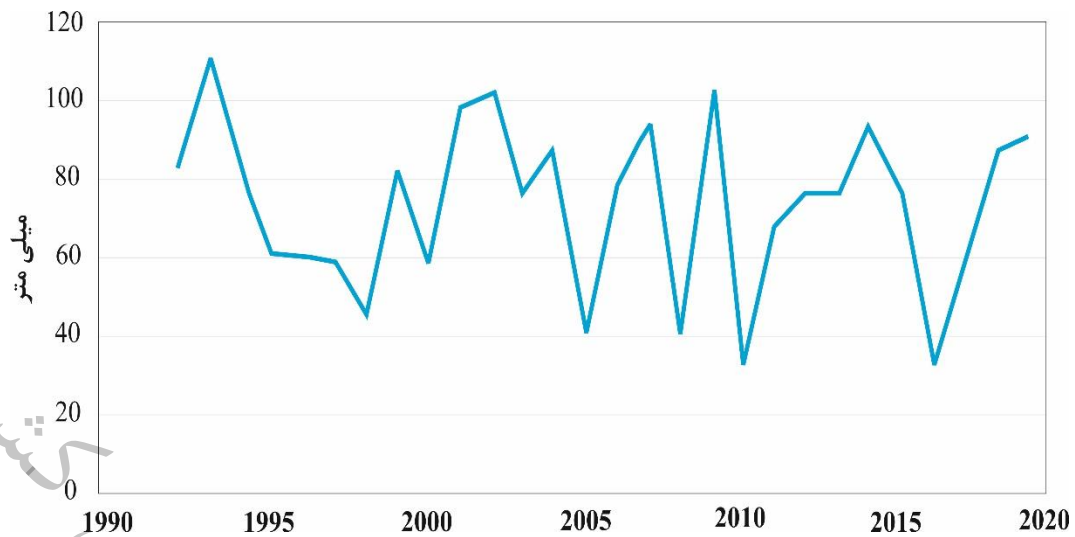
شکل ۲-۱۰. نقشه همدمای استان اصفهان



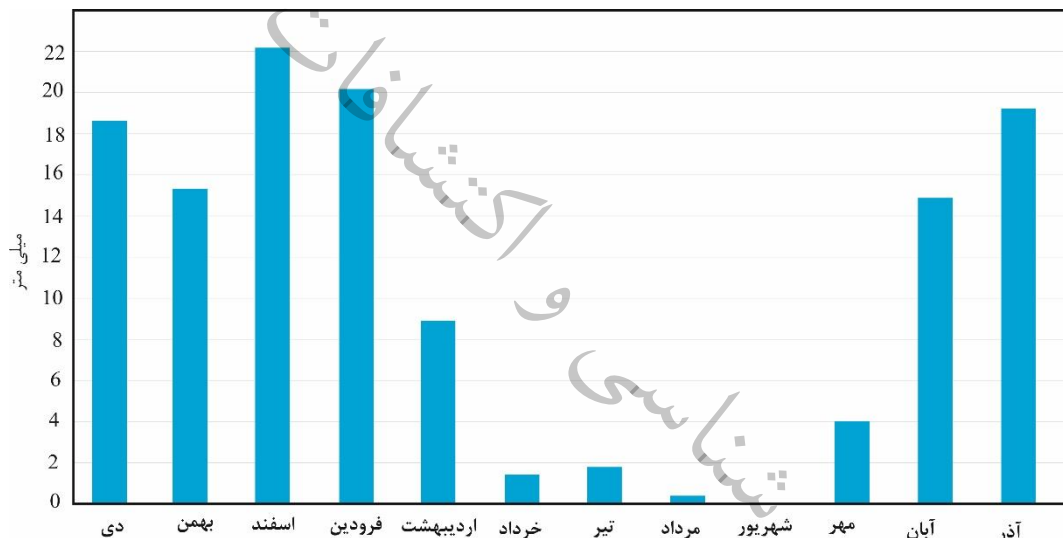
شکل ۲-۱۱. نمودار اقلیمی میانگین ماهانه درصد رطوبت نسبی در ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباد، ابرکوه، عقدا، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز) (از بدو تاسیس ایستگاه)



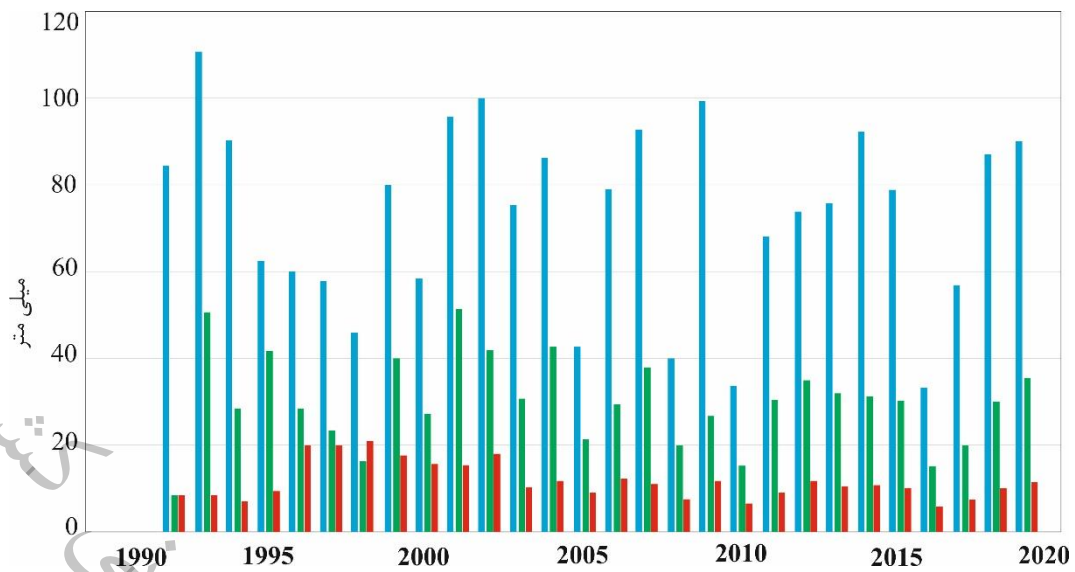
شکل ۲-۱۲. مجموع بارش سالانه در ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباد، ابرکوه، عقدا، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز)



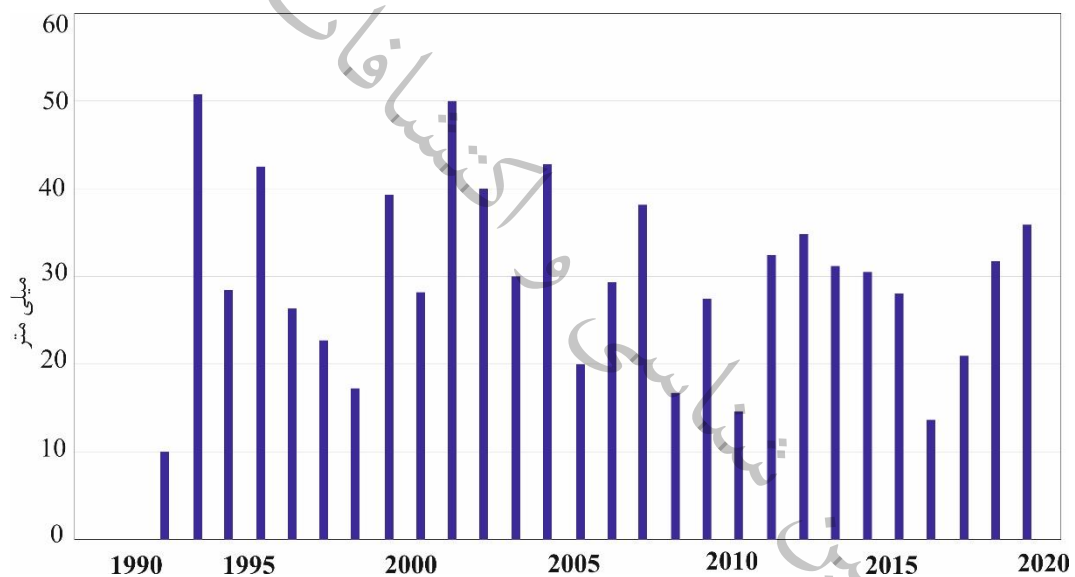
شکل ۲-۱۳. میانگین مجموع بارش سالیانه در ایستگاه‌های منتخب اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباد، آب‌کوه، عقدا، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز) (به تفکیک سال)



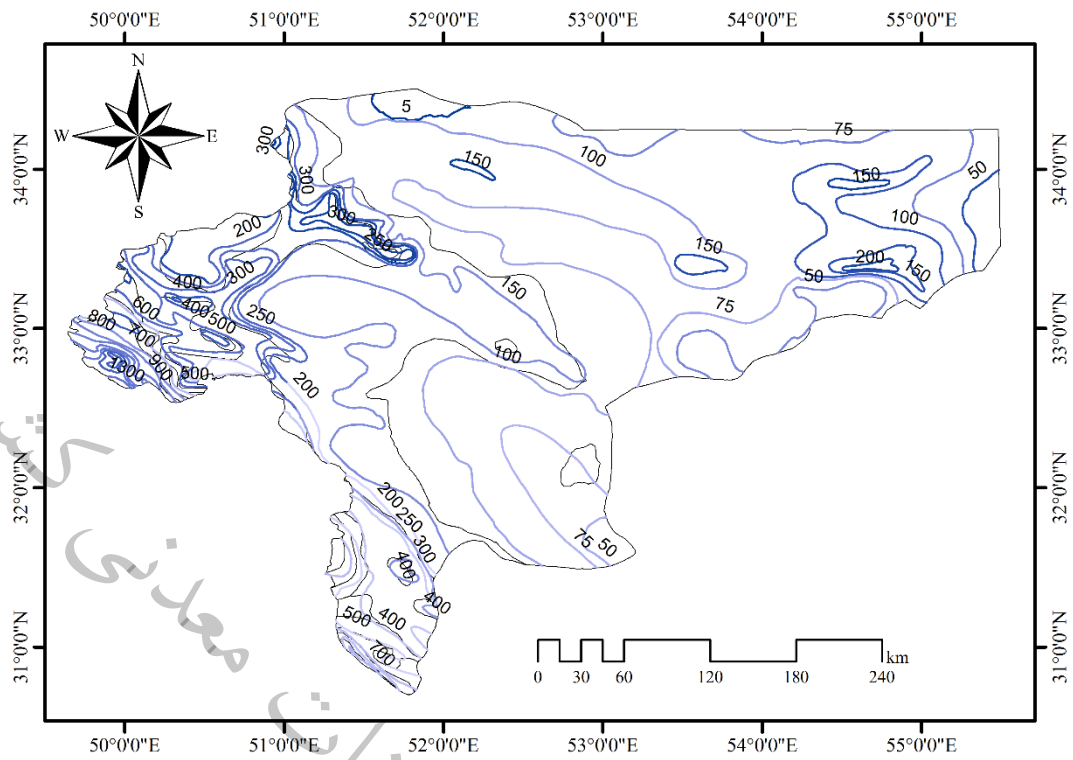
شکل ۲-۱۴. میانگین بارش ماهانه در ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباد، آب‌کوه، عقدا، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز)



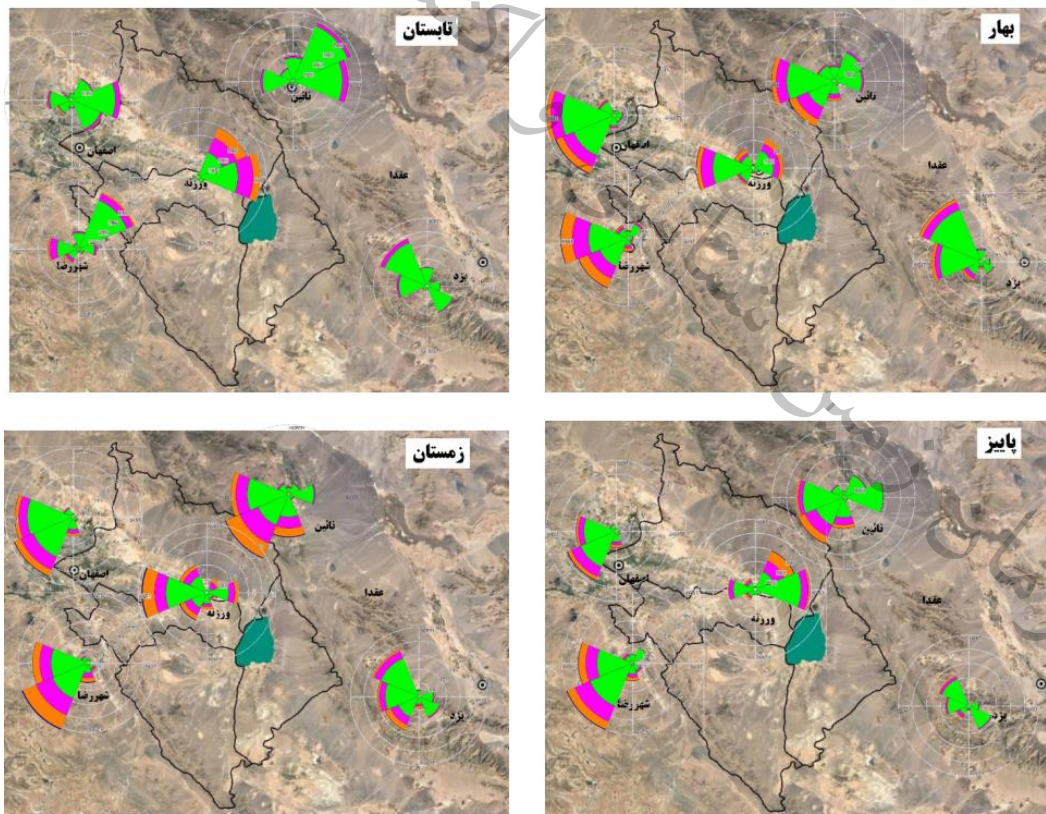
شکل ۲-۱۵. میزان بارش مجموع، بیشینه، کمینه (عدد صفر) و میانگین در ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباد، آبرکوه، عقدا، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز) (میلی‌متر)



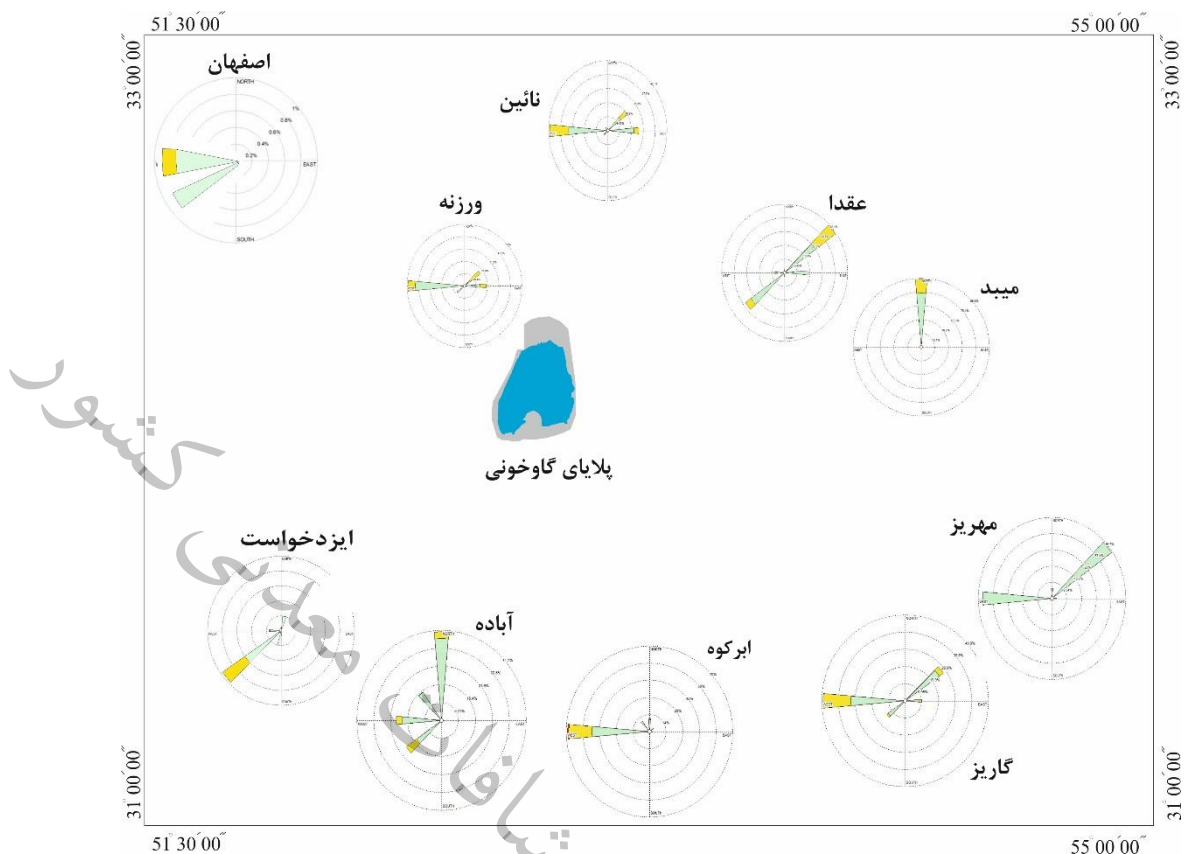
شکل ۲-۱۶. میانگین تغییرات بارش سالانه در ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (اصفهان، ورزنه، آباد، آبرکوه، عقدا، گاریز، ایزدخواست، نائین، میبد، مهریز) (میلی‌متر)



شکل ۲-۱۷. نقشه هم بارش استان اصفهان



شکل ۲-۱۸. گلباد فصلی (۱۳۷۱-۱۳۹۵) (خسروشاهی و همکاران، ۱۳۹۹)



شکل ۲-۱۹. گلباد سالانه در ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (۲۰۱۸-۱۹۹۸) (اصفهان، ورزنه، آبداه، ابرکوه، گاریز، نائین، میبد، مهریز) (سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۹۸)

۲-۴- محاسبه سطوح خشک و مرطوب ماهانه پلایا

پلایای گاوخونی از سال آبی ۶۶-۱۳۶۵ تا سال آبی ۷۸-۱۳۷۷ در اکثریت سال، آبدار بوده و بیشترین سطح آبدار پلایا به سال آبی ۷۳-۱۳۷۲ اختصاص داشته است. میانگین سالانه سطح آبدار پلایا در این سال برابر با ۴۲۱ کیلومتر مربع معادل با ۸۹ درصد سطح پلایا بوده و حجمی معادل ۹۳۸ میلیون مکعب آب وارد پلایا شده است. از سال آبی ۷۸-۷۷ تا سال آبی ۹۲-۹۱ به مرور از سطح آبدار پلایا کاسته شده، به طوری که طی این دوره، سطح آبدار بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر مربع در نوسان بوده است که حدود ۱۰ درصد سطح پلایا بوده است. پس از این دوره تا سال ۹۸-۹۷ سطح پلایا به طور کلی خشک بوده است (خسروشاهی و همکاران، ۱۳۹۹) (شکل ۲-۲ و جدول ۲-۲). به این ترتیب با خشک شدن سطوح وسیع پلایا در سال‌های اخیر انتظار می‌رود که احتمال توفان‌های گرد و غباری بیشتری وجود داشته باشد.

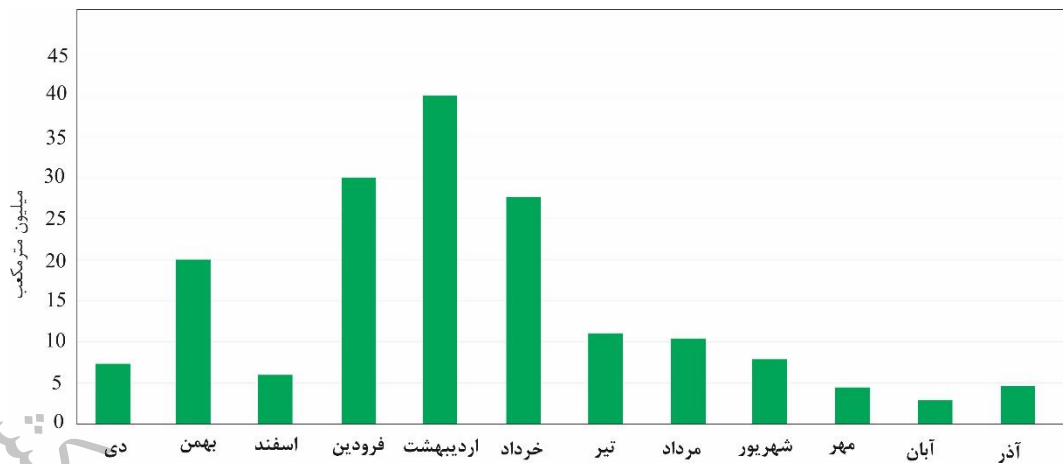


شکل ۲-۲۰. تغییرات سطح پلایای گاوخونی در سال‌های مختلف براساس تصاویر ماهواره‌ای (A: ۱۹۸۸، B: ۱۹۹۳، C: ۲۰۰۸، D: ۲۰۱۰) (Abou Zaki et al., 2020)

جدول ۲-۲. محاسبه درصد سطوح آبدار ماهانه و سالانه پلایای گاوخونی (آبی پر رنگ: پرآب، آبی کم رنگ: آبدار، قرمز کم رنگ: کم آب و قرمز پررنگ: خشک)

سالانه	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	سال آبی
۱۳۶۵	۶۷	۷۶	۷۹	۸۶	۷۵	۷۷	۶۳	۵۳	۵۵	۰	۲۷	۰	۶۶
۱۳۶۶	۸۴	۸۵	۹۰	۷۹	۸۹	۷۶	۹۲		۹۲		۷۶	۷۵	۶۷
۱۳۶۷	۸۲	۷۴	۵۸	۷۸	۸۵	۹۰	۸۷		۹۴		۸۵	۸۳	۶۸
۱۳۶۸	۵۸	۴۴	۴۵	۵۲	۵۹	۶۳		۷۹				۶۸	۶۹
۱۳۶۹	۴۸	۳۸	۳۶	۴۰	۵۱	۵۸	۶۲	۶۱	۴۸	۳۷			۷۰
۱۳۷۰	۵۰	۴۴	۴۳	۵۷	۶۰	۵۳		۵۵	۵۲	۶۵		۱۱	۷۱
۱۳۷۱	۶۷		۸۷	۶۵				۸۴		۰	۵۲	۴۸	۷۲
۱۳۷۲	۸۹	۸۴	۸۹	۷۰	۸۷	۹۶	۹۷	۹۱	۹۳	۸۲	۹۵	۹۰	۷۳
۱۳۷۳	۷۳	۴۷	۴۷	۵۴	۶۳	۶۳	۷۸	۸۸	۸۶	۷۶		۸۲	۷۴
۱۳۷۴	۵۷	۴۲	۴۲	۵۰	۷۲	۷۷			۸۴		۳۱	۴۰	۷۵
۱۳۷۵	۴۵	۳۳	۳۸	۴۲	۵۳	۵۷		۴۲			۴۵	۴۶	۷۶
۱۳۷۶	۴۰		۳۹	۴۳	۵۰	۵۹	۵۵	۵۵	۲۶	۱۴	۱۹	۳۵	۷۷
۱۳۷۷	۴۶	۴۰	۴۵	۴۷	۴۹	۵۶	۶۵	۷۷	۰	۲۱	۲۷	۳۲	۷۸
۱۳۷۸	۲۴	۱۶	۲۵	۲۲	۲۳	۲۹	۲۸	۲۵	۲۸	۶	۳۵	۳۹	۷۹
۱۳۷۹	۲۵	۲۱	۲۸	۳۲	۳۵	۴۲	۴۴	۴۹	۵	۵	۰	۱۲	۸۰
۱۳۸۰	۳۸	۴۲	۴۷	۴۴		۴۹		۴۸		۳۵	۲۶	۱۷	۸۱
۱۳۸۱	۲۸		۳۶		۴۵	۴۵		۴۵			۱۴	۰	۸۲
۱۳۸۲	۳۲	۳۲	۳۴		۴۳	۰		۳۶			۶	۳۰	۸۳
۱۳۸۳	۳۲	۳۲	۳۳	۳۸	۳۹	۳۶	۳۵	۳۱	۲۹		۱۶	۳۰	۸۴
۱۳۸۴	۳۶	۳۷	۴۰	۴۲	۴۶	۴۲	۵۲	۴۸	۳۰	۲۲	۵	۳۰	۸۵
۱۳۸۵	۴۴	۰	۴۴	۴۵	۵۱			۵۰	۳۸		۴۶	۳۷	۸۶
۱۳۸۶	۲۶	۲۳	۳۴	۳۵	۳۵	۳۹		۴۴					۸۷
۱۳۸۷	۲۱	۲۹	۲۸	۳۴	۴۲			۸	۲	۲		۲۳	۸۸
۱۳۸۸	۳۰			۳۹	۳۲	۳۶		۳۱	۱۶			۲۵	۸۹
۱۳۸۹	۲۵	۲۱	۲۹			۰	۳۱	۳۱	۰		۱۰	۲۷	۹۰
۱۳۹۰	۲۷	۳۱	۳۳	۳۳	۳۶	۳۷	۴۰	۲۷	۱۶	۲۴	۰	۲۰	۹۱
۱۳۹۱	۹۹	۰	۰	۰	۰	۲	۶	۵	۲۶	۳۳	۱۰	۲۷	۹۲
۱۳۹۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۴	۰	۰	۰	۹۳
۱۳۹۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۹۴
۱۳۹۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۹۵
۱۳۹۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۹۶
۱۳۹۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۹۷
۱۳۹۷	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۹۸

براساس نتایج حاصل از برآورد سطوح خشک و مرطوب پلایای گاوخونی، بیشترین سطح خشکی پلایا مربوط به سال‌های ۷۹-۱۳۷۸ تا ۸۱-۱۳۸۰، ۸۹-۱۳۸۸ و ۹۱-۱۳۹۰ است. این در حالی است که بیشترین سطح مرطوب پلایا به ترتیب مربوط به سال‌های ۷۳-۱۳۷۲ (۱/۴۷۱ کیلومتر مربع) و ۷۲-۱۳۷۱ (۸/۴۷۰ کیلومتر مربع) است. در واقع بیش از ۹۰ درصد سطح پلایا در این سال‌ها مرطوب بوده است. علت این امر را باید در مؤلفه‌های تأثیرگذار بر پلایا اعم از بارندگی، دما، تبخیر، سطح ایستابی آب زیرزمینی و جریان آب‌های سطحی ورودی به پلایا در این دوره جست و جو کرد (شکل ۲-۲).

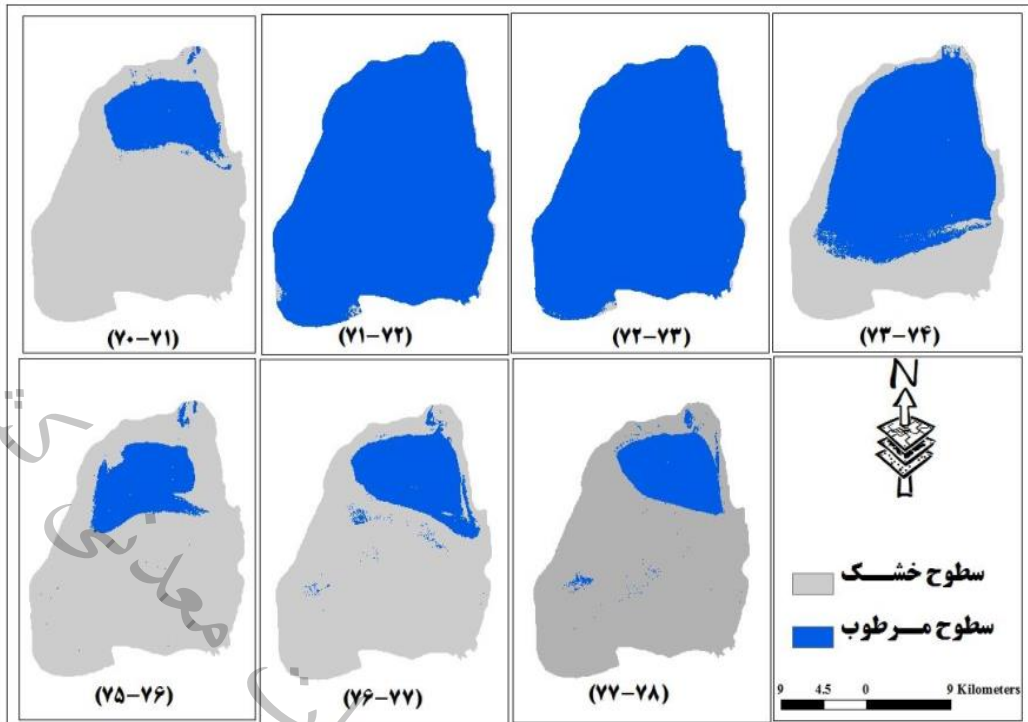


شکل ۲-۲۱. میانگین دبی ورودی به پلایا در ماه‌های مختلف سال در طول دوره آماری ۱۹۹۸-۲۰۱۸

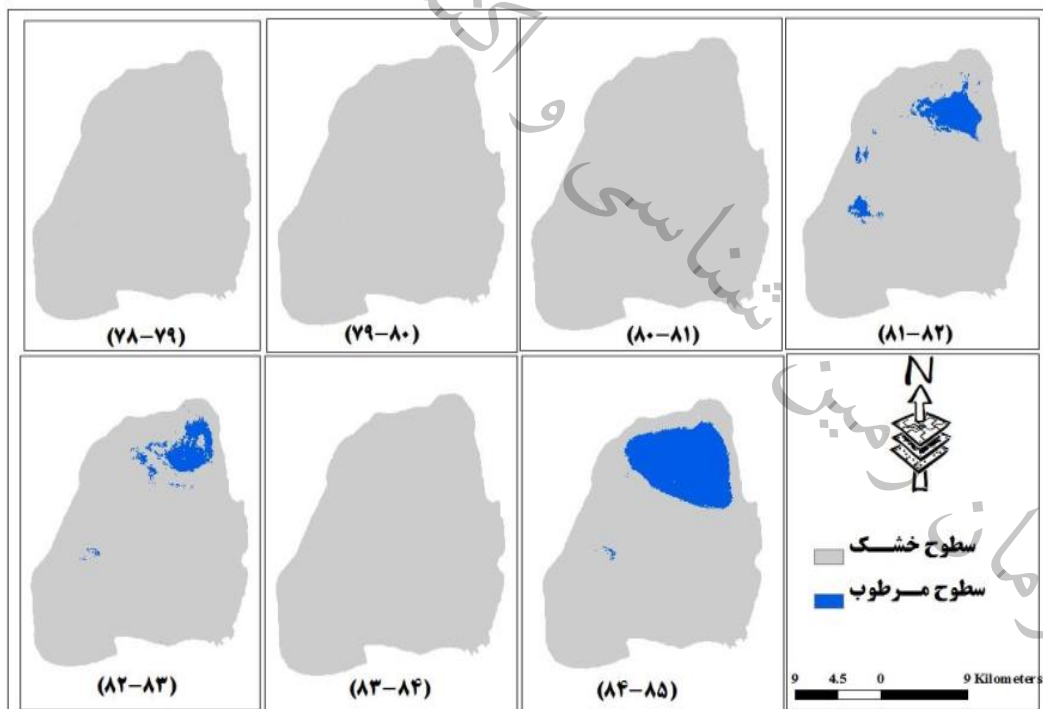
همان‌گونه که در جدول (۳-۳) مشاهده می‌شود، مقادیر دبی جریان‌های ورودی به پلایا در سال ۱۳۷۲-۱۳۷۱ و ۱۳۷۳-۱۳۷۲ نسبت به سال‌های دیگر بسیار بیشتر است. گرچه مقدار متوسط بارندگی در این سال‌ها به ویژه در سال‌های ۱۳۷۲-۱۳۷۳ نیز بالاست، اما پنج تا ده برابر بودن مقدار جریان‌های وارده در این دو سال نسبت به سال‌های پس از آن، باعث آبدار شدن تقریبی کل پلایا در دو سال متوالی شده است (ولی و همکاران، ۱۳۹۵) (شکل‌های ۲-۲ تا ۲-۲۴).

جدول ۲-۳. پارامترهای اقلیمی در ایستگاه‌های اطراف پلایای گاوخونی (۱۳۷۰-۱۳۹۲) (ولی و همکاران، ۱۳۹۵)

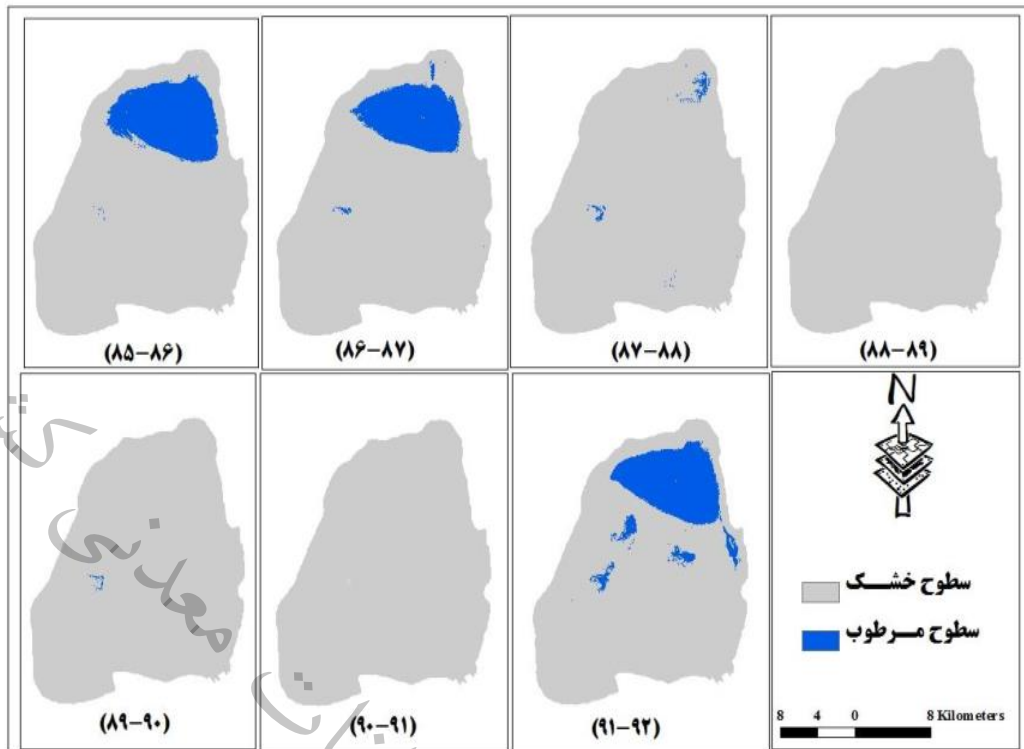
سال آبی	سطح ایستایی	دبی	تبخیر	درجه حرارت	بارندگی
۷۰-۷۱	۲۱/۵	۳/۷	۲۵۰۱/۴	۱۴/۶	۱۵۴/۵
۷۱-۷۲	۲۱/۵	۱۰	۲۵۹۸/۹	۱۵/۹	۱۶۴/۴
۷۲-۷۳	۲۱/۴	۱۲/۶	۲۹۳۵/۸	۱۷/۱	۸۲/۷
۷۳-۷۴	۲۱/۶	۲/۱	۲۵۷۰/۳	۱۶/۸	۱۷۰
۷۴-۷۵	۲۱/۷	۳/۳	۲۸۸۹	۱۵/۸	۱۷۰/۶
۷۵-۷۶	۲۲/۲	۵/۱	۲۹۲۰/۳	۱۶/۷	۸۴/۱
۷۶-۷۷	۲۲/۵	۱/۵	۲۹۴۲/۱	۱۷/۱	۱۵۲/۵
۷۷-۷۸	۲۲/۶	۰/۳	۲۹۵۸/۱	۱۷	۱۳۳/۶
۷۸-۷۹	۲۳/۱	۰/۲	۳۲۰۶	۱۷/۱	۵۱/۷
۷۹-۸۰	۲۴	۰	۳۰۹۰/۱	۱۷/۱	۱۱۴
۸۰-۸۱	۲۵/۱	۰/۱	۳۰۵۹/۴	۱۸	۱۵۸/۹
۸۱-۸۲	۲۵/۹	۰/۲	۲۸۲۱/۹	۱۷/۸	۱۲۵/۵
۸۲-۸۳	۲۵/۸	۰/۳	۲۷۳۵	۱۸	۱۷۱/۳
۸۳-۸۴	۲۵/۸	۰/۵	۲۱۷۳/۶	۱۷/۶	۱۰۳/۹
۸۴-۸۵	۲۶/۴	۲/۲	۳۰۱۸/۵	۱۷/۴	۱۴۴/۴
۸۵-۸۶	۲۶/۱	۲/۴	۲۶۹۹/۶	۱۵/۳	۲۳۵/۳
۸۶-۸۷	۲۵/۵	۱/۱	۲۶۹۸/۷	۱۶/۵	۴۰/۴
۸۷-۸۸	۲۶/۵	۰/۱	۲۷۴۵/۹	۱۶/۵	۱۳۰/۲
۸۸-۸۹	۲۷/۱	۰/۲	۲۸۴۰/۹	۱۷	۱۲۵/۳
۸۹-۹۰	۲۸	۰	۲۸۸۸/۸	۱۶/۸	۶۵/۷
۹۰-۹۱	۲۸/۷	۰/۲	۲۸۷۸/۲	۱۵/۷	۱۴۷/۱
۹۱-۹۲	۲۹/۲	۰/۱	۲۷۵۶/۵	۱۶/۹	۱۷۳/۶



شکل ۲-۲۲. سطوح خشک و مرطوب پلایای گاوخونی (۱۳۷۰-۱۳۷۸) (ولی و همکاران، ۱۳۹۵)

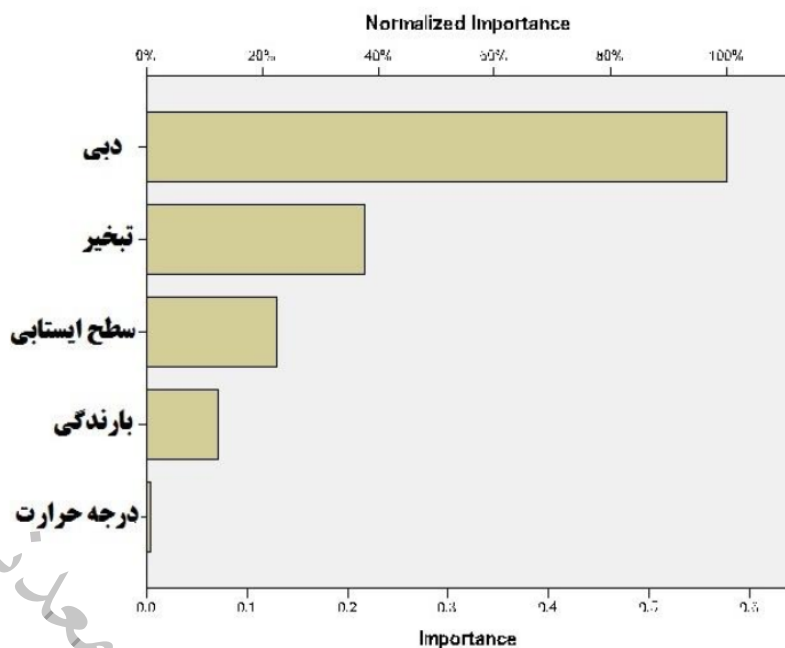


شکل ۲-۲۳. سطوح خشک و مرطوب پلایای گاوخونی (۱۳۸۵-۱۳۷۸) (ولی و همکاران، ۱۳۹۵)



شکل ۲-۲۴. سطوح خشک و مرطوب پلایای گاوخونی (۱۳۹۲-۱۳۸۵) (ولی و همکاران، ۱۳۹۵)

به طور کلی می‌توان ادعان داشت، تأثیر متقابل کاهش دبی جریان‌های ورودی، بارندگی، تبخیر، افزایش درجه حرارت متوسط و تبخیر، تغییرات کاهشی سطوح آبدار پلایا را به دنبال داشته است. سطح ایستابی از جمله عواملی است که در اثر دخالت‌های انسانی و برداشت‌های بی‌رویه از منابع آب‌های زیرزمینی دچار افت شدید در سال‌های اخیر و تغییر حجم آبخوان‌ها شده است (شکل ۲-۲۵). در محدوده پلایای گاوخونی سه آبخوان کوهپایه سگری، مهیار جنوبی و اسفنداران واقع شده است که براساس آمار اخذ شده از سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان، میانگین تغییر حجم آبخوان‌های کوهپایه سگری و مهیار جنوبی در این بازه زمانی به ترتیب ۱۰/۸۷ و ۱۴/۹۸ میلیون مترمکعب و میانگین تغییر حجم آبخوان اسفنداران از ابتدای تشکیل شبکه سنجش (۱۳۷۶-۱۳۷۷) تا سال ۱۳۹۱-۱۳۹۲، برابر با ۲/۹ میلیون متر مکعب بوده است. این ارقام، گویای این واقعیت است که وقوع خشک‌سالی‌های اخیر، تغییرات اقلیمی و افزایش نیاز به آب برای آبیاری اراضی کشاورزی در محدوده مطالعاتی، باعث شده که مردم به منابع آب‌های زیرزمینی روی آورده و در اثر پمپاژ بیش از حد از این منابع، شوری‌زایی در منطقه افزایش یابد.

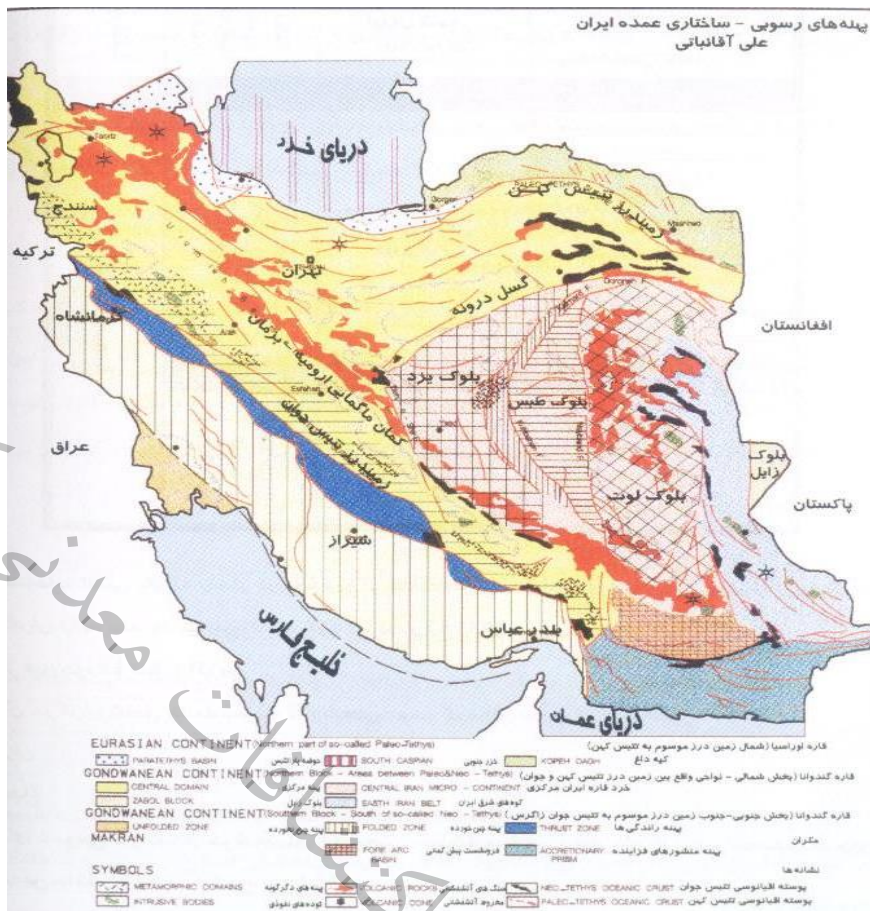


شکل ۲-۲۵. نقش عوامل تاثیرگذار در تغییرات سطح تراز پلایای گاوخونی (ولی و همکاران، ۱۳۹۵)

به طور کلی تغییرات در هر سیستم و به ویژه در اکوسیستم‌ها علاوه بر تغییرات در ساختار ناشی از دگرگونی در ورودی‌ها، خروجی‌ها، فرایندها و به طور کلی عملکردهاست. در اکوسیستم منطقه نیز با توجه به تغییرات در ساختار جمعیتی آن و افزایش تقاضای بهره برداری از اکوسیستم، تغییرات در ورودی‌های سیستم به ویژه در حجم آب ورودی در درجه اول و تغییر در خروجی‌ها نظیر تبخیر است (شکل ۲-۲۵). تغییرات در جابجایی و تعادل بین جبهه آب‌های شیرین و شور نیز معرف تغییرات در فرایندهاست. بنابراین در یک تحلیل سیستمی از وضعیت خشکی پلایا می‌توان چنین استنباط کرد، در صورتی که اکوسیستم یک کارکرد طبیعی و عادی داشته باشد، بایستی تغییرات خشکی با برآیند اثرات بهره برداری و عوامل طبیعی نظیر خشکسالی تبعیت کند. لیکن تغییرات افزایشی در خشکی به معنی خروج از تعادل در سیستم است. وضعیت سیستم به سمت یک سطح تعادلی جدید با پتانسیل پایین‌تر در حال حرکت است.

۲-۵- زمین‌شناسی ایران مرکزی

سرزمین ایران از نظر موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی، فلات چین‌خورده‌ای است که بین دو پوسته قاره‌ای قدیمی عربستان در جنوب باختری و توران در شمال خاوری فشرده شده است. این مسئله در روند حوادث زمین‌شناسی ایران تأثیر به‌سزایی داشته و اگر وضعیت ساختمان زمین‌شناسی خاور و جنوب‌خاوری نیز توجه شود، می‌توان اثرات برخورد قاره هندوستان به جنوب آسیا را که در ترشیری اتفاق افتاده در شکل‌گیری این بخش از کشور ایران ملاحظه نمود (درویش‌زاده، ۱۳۸۸). داده‌های زمین‌شناختی ایران، نشانگر آن است که فرایندهای درونی و بیرونی زمین، در زمان و مکان پیامدهایی متفاوت داشته‌اند و به همین رو الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی، شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های گوناگون زمین‌شناختی، پیچیدگی خاص دارد. ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی بدانجا است که بیان ویژگی‌های یکسان را برای بسیاری از مناطق ایران ناممکن می‌سازد. به همین رو، از گذشته‌های دور، تقسیم ایران به پهنه‌های رسوبی-ساختاری گوناگون مورد توجه بوده است (آقاناتی، ۱۳۸۳) (شکل ۲-۲۶).



شکل ۲-۲۶. پهنه‌های رسوبی-ساختاری عمده ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)

وضع پیچیده ساختمانی-رسوبی ایران، معرف این واقعیت است که بخش‌های مختلف آن در طول زمان، ویژگی‌های زمین‌شناسی متفاوتی نسبت به هم پیدا کرده و از هم متمایز شده است. بنابراین برای اطلاع از سرگذشت کامل آن، باید بخش‌هایی با حوادث زمین‌شناسی مشابه، به صورت زون‌هایی با اختصاصات ویژه، مشخص گردند (پدرامی، ۱۳۷۲). بدین منظور در این بخش به طور فشرده به ویژگی‌های زمین‌شناسی مناطق پیرامون منطقه مورد مطالعه پرداخته می‌شود. فرورفتگی گاوخونی از جمله گودال‌های جداکننده زون زمین‌ساختی سهندج-سیرجان از ایران مرکزی است که به موازات روراندگی زاگرس قرار دارد. سیستم ساختاری آن گرابن تا نیمه گرابن است که از کوهزایی و فوران‌های آتشفشانی در پایان کرتاسه و آغاز ائوسن حاصل گردیده است. طی کوتاه‌تر مقادیر زیادی رسوب در اندازه‌شن و ماسه به این منطقه حمل گردیده و رسوب کرده است. حوضه آبریز پلایا از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌های رسوبی در غرب، جنوب‌غرب و شمال‌غرب، سنگ آذرین (عمدتاً ولکانیک) در شرق و شمال‌شرق و سنگ‌های دگرگونی در شمال‌غرب است. دره زاینده‌رود از شمالی‌ترین بخش حوضه آبریز اصفهان-سیرجان سرچشمه گرفته و با مسیری در جهت شمال‌غرب-جنوب شرقی و با مسافتی در حدود ۳۰۰ کیلومتر تمام حوضه آبریز را قطع کرده و در فرورفتگی موجود در بخش شرقی پلایای گاوخونی پایان می‌پذیرد. سطح اساس این حوضه، باتلاق گاوخونی است و امتداد حوضه تا حوالی سیرجان ادامه می‌یابد و از جهت اصلی زاگرس پیروی کرده و در حقیقت بین دو پدیده تکتونیکی بسیار مهم یعنی گسل زاگرس در غرب و گسل قم-زفره در شرق واقع شده است (طیبه، ۱۳۹۱).

لطفیان و مهریار (۱۳۶۴) سه فرضیه پیرامون نحوه تشکیل و تکوین پلایای گاوخونی به عنوان خواستگاه نهایی زاینده‌رود پیشنهاد می‌کنند: ۱- پلایای گاوخونی ممکن است بر اثر گسل و حرکات آن به وجود آمده باشد. ۲- این پلایا شاید بر اثر عوامل توپوگرافی

و لغزشی به وجود آمده باشد. ۳- ممکن است پلایای گاوخونی یک فروافتادگی زمین‌شناسی باشد. از تشکیلات زمین‌شناسی قابل توجه در منطقه، مجموعه آتشفشانی نئوژن شمال پلایای گاوخونی است که جزو زون زمین‌ساختی ایران مرکزی است و توسط خدای (۱۳۷۷) مورد مطالعه قرار گرفته است. بر این اساس این سنگ‌ها، آندزیت، آندزیت، داسیت و ریوداسیت نئوژن هستند که به صورت جریان گدازه در میان سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، سازند قرمز فوقانی، آبرفت‌های زاینده‌رود و زمین‌های باتلاقی-نمکی برونزد دارند و نتایج حاصل از آنالیز عناصر جزئی در نمودارهای مختلف منشا دوگانه این سنگ‌ها را تایید می‌کند. دگرسانی پروپلیتیک و آرژیلیک ذخایر معدنی مناسبی را در قسمتی از منطقه به وجود آورده است. رسوبات موجود در ناحیه گاوخونی عموماً به دلیل واقع شدن در انتهای ترین نقطه حوضه آبخیز زاینده‌رود متأثر از رسوبات آورده‌شده از کل حوضه است. این رسوبات که معمولاً از سنگ‌های سیلیسی، ماسه‌سنگ، رس‌سنگ، شیست، مارن، ژئپس و سنگ‌نمک تشکیل شده، از سایر نقاط توسط فرسایش آبی و فرسایش بادی به محوطه باتلاق آورده شده است.

۲-۵-۱- فازهای کوهزایی موثر بر منطقه

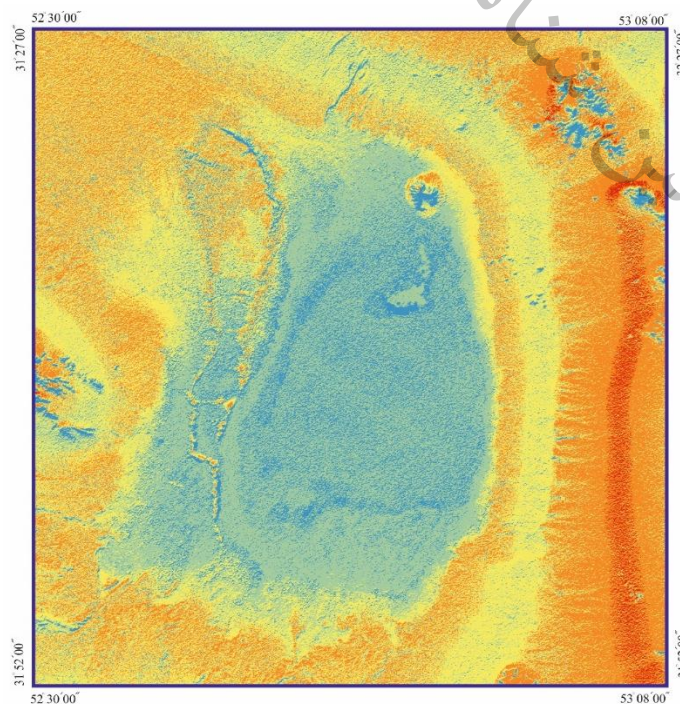
جعفریان (۱۹۷۸) با مطالعه زمین‌شناسی دره زاینده‌رود و گاوخونی مشخص کرد که نهشته‌های متنوع رسوبی-آذرین و دگرگونی دره زاینده‌رود از آبخیز تا آب ریز با ضخامتی در حدود ۵ تا ۷ هزار متر و در زمانی معادل ۷۵۰ میلیون سال، ۴ فاز کوهزایی اصلی بایکالی-کالدونین-هرسی-نین-آلپی مشتمل بر ۱۲ مرحله کوهزایی و خشکی‌زایی کاملاً قابل تفکیک و چندین مرحله فعالیت ماگمایی را پشت سر گذاشته تا این که در ۱۸ میلیون سال قبل بر اثر فعالیت تکتونیکی یکی از چهره سازترین این فازها، بستر اصلی خود پی ریزی کرده و با بالا آمدن قسمت آبخیز در بخش شمال غرب و نشست تدریجی خاستگاه در بخش شرقی (گاوخونی) و برجا گذاشتن آبرفت‌های قدیم و جدیدی به وضع کنونی خود رسیده است. براساس این مطالعات مسیر شرقی-غربی بخش مرکزی زاینده‌رود از اصفهان تا گاوخونی که خود دنباله گودال سرتاسری ارومیه دختر می‌باشد در واحد زمین‌شناسی سندرچ-سیرجان (اسفندقه-مریوان) قرار می‌گیرد همچنین دیوار شرقی گودال گاوخونی که تماماً از مواد آتشفشانی تشکیل شده و خود دنباله آتشفشان محوری ایران می‌باشد و حوضه آبرگیر اصفهان-سیرجان را از اردستان-یزد جدا می‌کند، جزئی از تشکیلات زمین‌شناسی ایران مرکزی است.

بدین ترتیب باتلاق گاوخونی یک منطقه فرورفته کویری است و از جمله گودال‌های جدا کننده زون زمین‌ساختی سندرچ-سیرجان از ایران مرکزی است. به علاوه باتلاق گاوخونی به صورت دریاچه کوچک دائمی است که از اطراف نیزارها و بسترهای شور و نمکی آن را در بر گرفته است. این دریاچه به علت کاهش تدریجی تغذیه و تبخیر بسیار بالا در جهت خشکی پیش می‌رود. خشکی و پیشروی کفه نمکی به مدخل باتلاق نه تنها از مست قلعه خرگوشی (شرق)، بلکه از طریق شهر ورزنه که جهت اصلی باتلاق است به طور گسترده‌ای ادامه دارد. وسعت کلی حوضه ۹۸ هزار کیلومتر مربع است که بیش از ۵۰ هزار کیلومتر مربع آن را دشت‌های کویری تشکیل می‌دهند. این دشت‌ها متشکل از دشت سیرجان و باتلاق نمک سیرجان دشت شهر بابک و خاتون‌آباد، دشت هرات و مروست و کفه شور آن، دشت ابرقو با باتلاق نمک نسبتاً وسیع آن و بلاخره باتلاق گاوخونی با کفه‌های شور اطراف تا دشت وسیع اصفهان می‌باشد. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که قدیمی‌ترین سری رسوبی منطقه شامل آهک و مرمر دگرگون شده و مرمر، کوارتزیت، شیست سبز و گنایس می‌باشد که این سری سنگ‌ها تماماً متعلق به پرکامبرین (۷۰۰ میلیون سال قبل) بوده آن را پی سنگ منطقه می‌دانند که در اثر قدیمی‌ترین فاز کوهزایی شناخته شده در ایران به نام بایکالی (کاتانگایی) دگرگونی حاصل کرده و کم و بیش با فعالیت ماگمایی (گرانیت) همراه بوده است. براساس این مطالعات این فاز در خلال ۷۰۰ تا ۷۵۰ میلیون سال قبل رخ داده و ضمن دگرگونی پی سنگ منطقه و ایجاد دگرشیبی آشکار منجر به بالاآمدگی شمال غرب و غرب منطقه شده که خود در تعیین خط تقسیم آب‌های منطقه و شیب اساسی قدیمی آنها موثر بوده است. ادامه

این فاز کوهزایی کالدونی در ۳۵۰ میلیون سال قبل و هرسی‌نین در ۲۳۰ میلیون سال قبل منجر به خشکی زایی و نبودهای چینه‌شناسی شده که اصولاً نقش مهمی نداشته و باعث فرسایش رسوبات دریایی گذشته شده در ۱۳۵ میلیون سال قبل (تریاس بالایی) یکی از کارسازترین جنبش‌های زمین ساختی در منطقه به وقوع پیوسته که همزمان با آغاز اولیت جنبش‌های آلپی بوده و بنام کیمیرین پسین نامیده شده که با دگرشیبی وسیع توأم بوده و در تقسیم‌بندی مناطق مختلف حوضه زاینده رود دخالت اساسی داشته است از فازهای موثر دیگر منطقه، فاز موثر لارمید در ۷۰ میلیون سال قبل است که در انجام چین خوردگی رسوبات قبلی در بخش میانی و انتهایی حوضه نقش موثر داشته و با دگرشیبی مشخص در پایان فعالیت خود که به نام پیرنئن نام گذاری شده (۴۲ میلیون سال قبل) رشته آتش فشانی کهرود در شمال شرقی گاوخونی را به وجود آورده است. هم چنین در پایان فعالیت های کوهزایی آلپ و در ۱۸ میلیون سال قبل یک فاز کوهزایی بسیار وسیع، موثر و چهره ساز به نام آتیکان باعث راندگی تراست زاگرس در امتداد سد کوه‌رنگ چندین ساخت تکتونیکی در بخش مرکزی بستر رودخانه شده که با ایجاد چند گسل شمالی، جنوبی و شمال غربی-جنوب شرقی مسیر اصلی زاینده رود را تا گاوخونی پی ریزی کرده و بالاخره با ایجاد فرورفتگی گاوخونی و احتمالاً شکستگی آن خاستگاه نهایی زاینده رود را در کنار دیواره بلند شرقی جداکننده حوضه اصفهان-سیرجان از حوضه اردستان- یزد شکل داده و تقریباً به وضع امروز در آورده است.

۲-۶- ژئومورفولوژی منطقه

پلایای گاوخونی از لحاظ ویژگی‌های مورفولوژیکی از پلایاهای مرکزی ایران محسوب می‌شود. کرینسلی (Krinley) (۱۹۷۰) ضمن مطالعاتی که روی پلایاهای ایران انجام داده، ۶۰ پلایا را شناسایی کرده که پلایای گاوخونی یکی از آنها می‌باشد. طبق نظر وی پلایای ورزنه حدود ۵۵۰ کیلومتر مربع وسعت داشته که ۲۵٪ آن را جلگه رسی و ۷۵٪ آن را دریاچه فصلی تشکیل می‌دهد که به آن دریاچه لجنی یا باتلاق نیز می‌گویند. براساس این مطالعات، پلایای ورزنه شامل واحدهای زیر است که در حقیقت سیمای ظاهری منطقه گاوخونی را تشکیل داده و توجه به آنها از نظر جغرافیایی زیستی و بوم‌شناختی در ارتباط با پراکندگی جانوری-گیاهی منطقه حایز اهمیت می‌باشد (شکل‌های ۲-۲۷).



شکل ۲-۲۷. تصویر ماهواره‌ای SRTM از پلایای گاوخونی و زمین‌های اطراف

۲-۶-۱- واحدهای ژئومورفیک پلایای گاوخونی و زمین‌های اطراف

مخروط‌افکنه‌ها

این واحدها بخش وسیعی در محدوده‌های شرقی، شمالی و جنوب‌غربی پلایای گاوخونی قرار گرفته است. مخروط‌افکنه‌های ذکرشده اختلاف ارتفاع اندک با پهنه‌های گلی پایین دشت دارند که نشان‌دهنده فعالیت موضعی و محلی آنها می‌باشد. اندازه رسوبات این واحد، غالباً در حد گراول و ماسه می‌باشد.

منطقه مرطوب با پوشش گیاهی محدود

با توجه به تغذیه آب‌های اطراف دلتا و پلایا، این واحد در اطراف پلایای گاوخونی و دلتای زاینده‌رود بصورت نواری با پوشش گیاهی محدود از گیاهان نی و جگن گسترش یافته است. حدود ۲۵ درصد از مساحت کلی آن را شامل می‌شود.

دریاچه فصلی

در حقیقت پایین‌ترین سطح زهکش پلایا است. این دریاچه فصلی بیش‌ترین مقدار آب خود را از جریان دائمی رودخانه زاینده‌رود که از قسمت شمال آن به پلایا وارد می‌شود، دریافت می‌کند. در سراسر مرز غربی محدوده پلایا سطح زهکش پلایا است.

پهنه نمکی

با توجه به حجم بالای شوری در پلایای گاوخونی در دوره‌ها و فصول خشک، ضخامت قابل توجهی از نمک در سطح پلایای نهشته می‌شود. ضخامت این واحد در بخش‌های مرکزی به بیش از ۳ متر نیز می‌رسد. در بخش‌های حاشیه‌ای ضخامت کاهش یافته و در نهایت به پهنه‌های گلی اطراف دریاچه منتهی می‌شود.

تپه‌های ماسه‌ای

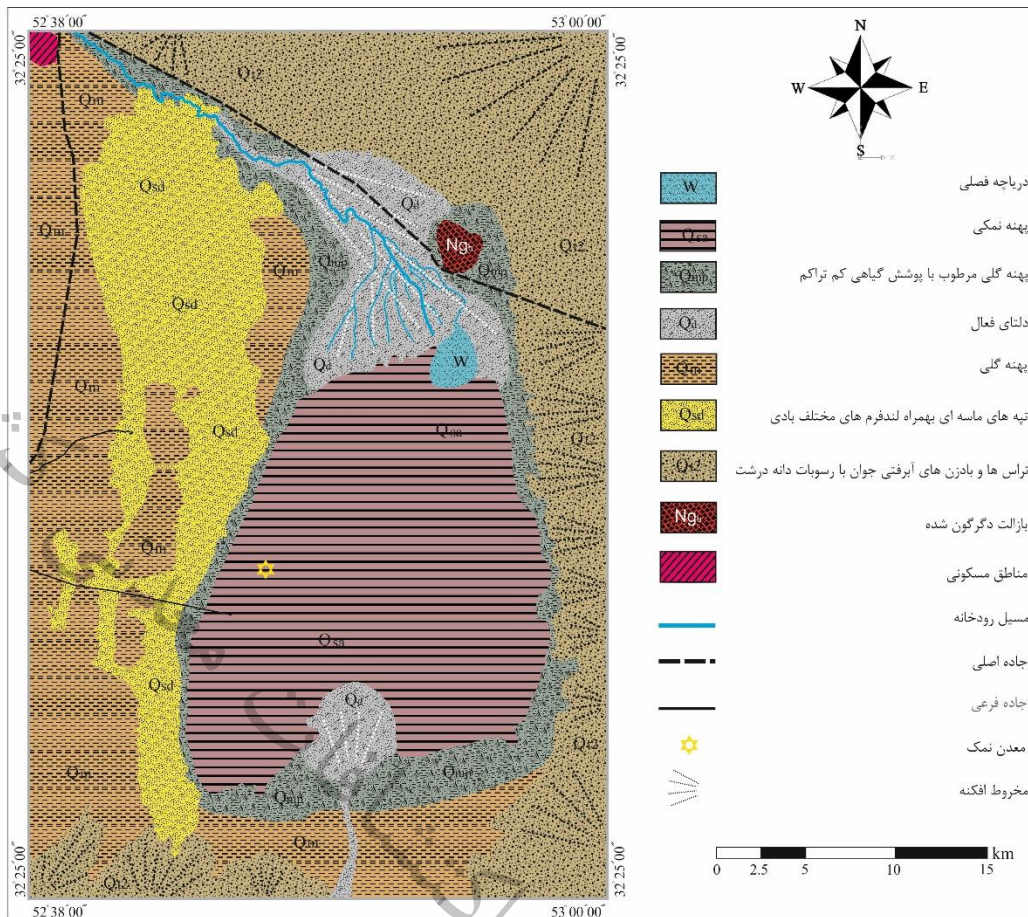
در سراسر مرز غربی محدوده پلایا گاوخونی یک سری تپه‌های ماسه‌ای طولی بزرگ مشاهده می‌شود که تحت تأثیر باد غالب در جهت شمال‌شرقی گسترش دارند. رسوبات بادی که از شن‌زارهای مجاور حمل شده‌اند، در این ناحیه رسوب کرده و تپه‌های ماسه‌ای را تشکیل داده‌اند.

دلتاهای فعال

این واحدها در مصب زاینده‌رود در شمال پلایای گاوخونی و در مصب رودخانه ایزدخواست در جنوب پلایای گاوخونی قابل مشاهده است. رسوبات این واحد در اندازه‌های مختلف با گردشگی متوسط تا خوب با توجه به انرژی رودخانه در فصول مختلف نهشته شده‌اند. غالباً دارای بقایای گیاهی می‌باشد و در بخش‌هایی مستعد کشاورزی می‌باشد.

پهنه گلی

بخش غالب محدوده اطراف پلایای گاوخونی از این واحد تشکیل شده است. رسوبات غالباً گلی خشک و فاقد پوشش گیاهی قرمز تا قهوه‌ای روشن می‌باشد. این پهنه‌ها در دوره‌های پرآبی در گذشته (پلیستوسن) پوشیده از آب بوده و بقایا و شواهد آن تا به امروز حفظ شده است. با کاهش سطح تراز، ابتدا پهنه‌های گلی و در ادامه با افزایش شوری پهنه‌های نمکی و گلی-نمکی شکل گرفته‌اند (شکل ۲-۲۸).



شکل ۲-۲۸. نقشه ژئومورفولوژی پلایای گاوخونی و زمین‌های اطراف تحت تاثیر فرایندهای فعال در پلایا

فصل سوم - مواد و روش‌ها

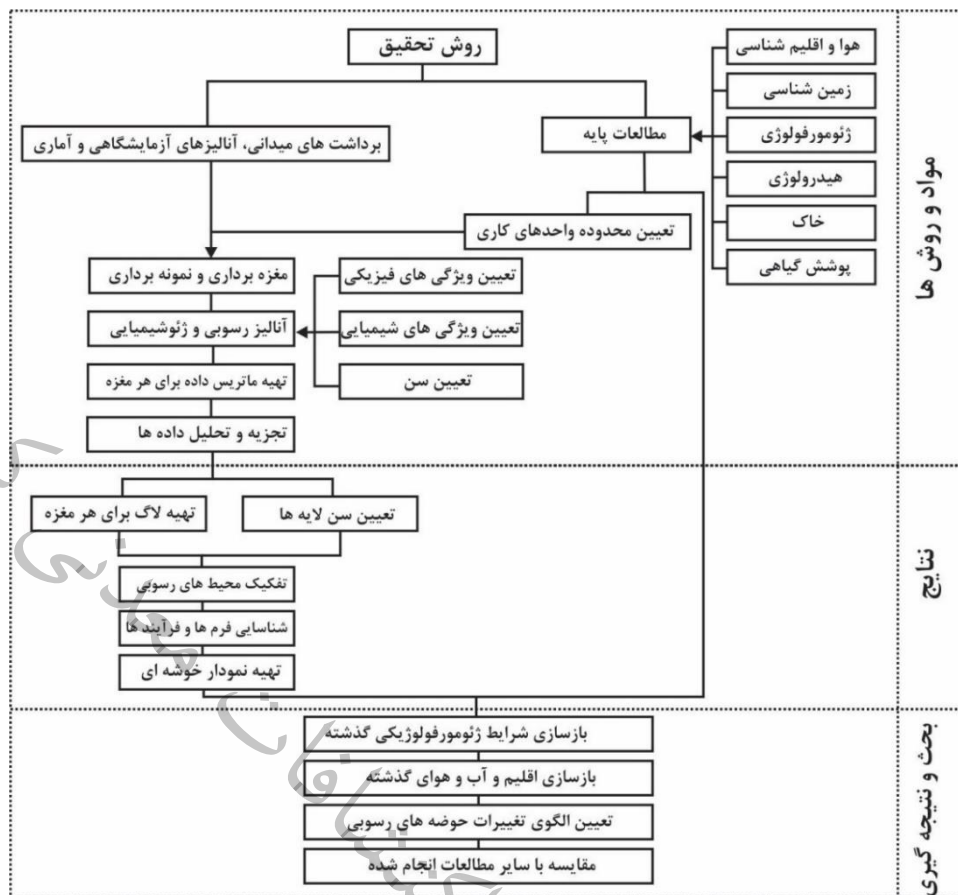
۳-۱- مقدمه

مطالعات دریاچه‌شناسی نیازمند یک سری نمونه‌برداری‌ها و آنالیزهاست که هر کدام نیازمند سطح تخصص‌ها و مهارت‌های گوناگون هستند. این مطالعات شامل مراحل گوناگونی است که با برداشت نمونه مغزه از رسوبات دریاچه آغاز می‌شود. سپس نمونه مغزه در محل و یا آزمایشگاه به نمونه‌های کوچک‌تر تقسیم می‌گردد. هر نمونه مورد آنالیزهای مختلف مانند سن‌سنجی، ژئوشیمیایی، بیولوژیکی و نشان‌گرهای تغییرات محیطی و اقلیمی قرار می‌گیرد. باید توجه داشت که نمونه‌برداری، اندازه‌گیری‌های میدانی و روش‌های اندازه‌گیری پارامترهای مختلف در نمونه‌ها نقش مهمی در میزان صحت یک پژوهش علمی دارد. جهت بازسازی شرایط محیطی و اقلیم دیرینه، مغزه‌های رسوبی از پلایای گاوخونی بررسی می‌گردد تا به کمک شواهد حساس به تغییرات اقلیم و محیط، شرایط محیطی پلایا در طی اواخر دوره یخبندان و هولوسن بررسی گردد. روش‌های ذکر شده با توجه به نوع رسوبات منطقه و محیط طبیعی پلایا و امکانات موجود انتخاب گردید. در این فصل ابتدا به معرفی منطقه پرداخته می‌شود و در ادامه این فصل، روش‌های مطالعه در سه بخش مطالعات صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و مطالعات کتابخانه‌ای ارائه می‌گردد. روش مطالعه بصورت توصیفی و تجربی می‌باشد که از تلفیق مطالعات کتابخانه‌ای، برداشت‌های صحرایی، آنالیز آزمایشگاهی، تحلیل و تفسیر و ارائه نتایج بدست می‌آید. مراحل مختلف تحقیق ارتباط آن‌ها با یکدیگر بصورت زیر می‌باشد. هر مرحله از پژوهش نیز شامل زیرمجموعه‌های عملیاتی می‌باشد که در ادامه با جزئیات شرح داده خواهد شد. این پژوهش از نوع تحقیقات بنیادی و کاربردی می‌باشد که به بررسی و شناخت متغیرهای مؤثر در تغییرات اقلیمی گذشته می‌پردازد. در تدوین این پژوهش از ترکیب بررسی‌های اسنادی - کتابخانه‌ای، میدانی و آزمایشگاهی در منطقه مورد مطالعه استفاده می‌شود. شمای کلی این مطالعه در شکل ۳-۱ ارائه شده است.

۳-۲- مراحل اجرایی تحقیق

مراحل مختلف تحقیق ارتباط آن‌ها با یکدیگر بصورت زیر می‌باشد.

- مطالعات پایه
- برداشت‌های میدانی
- آنالیز آزمایشگاهی
- تجزیه و تحلیل داده‌ها



شکل ۱-۳. مراحل مختلف تحقیق و ارتباط آن‌ها با یکدیگر

۳-۲-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

این مطالعات، شامل جمع‌آوری و بررسی کلیه اطلاعات، نظیر مقالات معتبر در زمینه مورد مطالعه، مطالعات انجام شده قبلی، جمع‌آوری اطلاعات آب و هوایی، جمع‌آوری اطلاعات مربوط به دبی و بار رسوبی رودخانه‌های منطقه، نقشه‌های ژئومورفولوژی، هیدرولوژی، زمین‌شناسی، پوشش گیاهی، زمین‌شناسی، گزارشات زیست محیطی موجود و نقشه‌های باتیمتری ناحیه مورد نظر، بررسی تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی و استفاده از نقشه‌های پایه در محیط GIS می‌باشد. همچنین در این تحقیق سعی گردید تا با کمک پردازش تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های رقومی حاصل از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، شرایط فیزیکی گذشته و حال حوضه بازسازی گردد. برای این کار نقشه‌های متعدد زمین‌شناسی، آب‌شناسی پستی و بلندی به کمک سیستم اطلاعات جغرافیایی تهیه گردید. تا درک بهتری از تغییرات محیطی ایجاد گردد. در این نقشه‌ها، از تصاویر ماهواره‌ای به روز لندست ۸ و تصاویر قدیمی لندست و همچنین داده‌های مدل جهانی ارتفاع رقومی با قدرت تفکیک ۳۰ متر استفاده گردید. جهت تهیه نقشه ژئومورفولوژی منطقه، با استفاده از نتایج سایر مطالعات، تصاویر ماهواره لندست و گوگل ارث، مدل رقومی زمین، نقشه‌های زمین‌شناسی یک پایگاه داده در سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) تشکیل گردید. باندهای تصاویر ماهواره‌ای لندست ابتدا توسط نرم‌افزار ENVI 5.3 تلفیق گردید. اصلاحات تصاویر ماهواره‌ای و تهیه ترکیب‌های رنگی^۱ استخراج مولفه‌های اصلی^۲ تهیه شد و سایر مراحل در محیط نرم‌افزار ARCGIS 10.4 انجام شد. با استفاده از پایگاه داده‌های ایجاد شده، نقشه ژئومورفولوژی

¹ False Color Composite (FCC)

² Principal Component Analysis (PCA)

منطقه به تفکیک تیپ‌ها و رخساره‌های دشت سر و پلایا تولید شد (احمدی، ۱۳۷۰). صحت و دقت نقشه در بازدید میدانی بررسی گشته و تغییرات مورد نظر در نقشه نهایی اعمال گردید.

۳-۲-۲- عملیات میدانی

روش‌های متعددی جهت انجام مطالعات رسوبات زیر سطحی مورد استفاده دانشمندان و پژوهشگران می‌باشد که از آن جمله می‌توان به مطالعات ترانسه‌ها، چاه‌ها و مغزه‌های رسوبی اشاره کرد. مطالعات زیرسطحی در رسوبات عهدحاضر (کواترنری) به مطالعات در محیط‌های خشکی و محیط‌های دریایی معطوف می‌شود. مطالعات زیرسطحی در محیط‌های دریایی دارای شرایط و محدودیت‌های خاص و روش انجام مطالعات و تجهیزات مورد نیاز متفاوت می‌باشد. تجهیزات لازم جهت مغزه‌گیری عبارتند از:

- یک دستگاه GPS جهت تعیین محل نقاط نمونه‌برداری
- دستگاه مغزه‌گیری مناسب هر محیط
- کیسه نایلونی زیپ‌دار جهت برداشت نمونه
- چاقوی یک بار مصرف
- متر فلزی
- شاخص / مقیاس نمونه‌برداری از مغزه‌ها

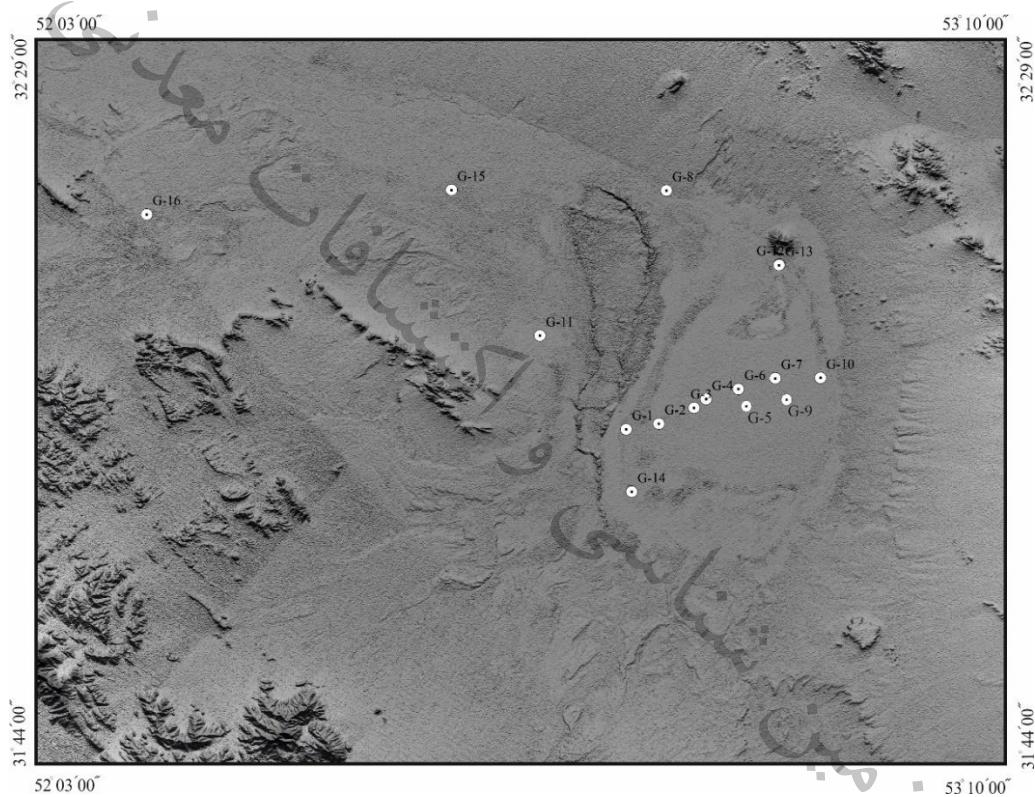
قبل از برداشت‌های میدانی، بررسی منطقه و طراحی شبکه برداشت نمونه سطحی یا تعیین موقعیت و تعداد مغزه‌های مورد نظر طراحی شد. در حین انجام مطالعات میدانی، موقعیت جغرافیایی مغزه، شماره مغزه و اسامی نمونه‌ها روی پلاستیک نمونه‌ها نوشته شد و برای هر مغزه در دفترچه مخصوص فیلد اطلاعات ذیل ثبت گردید.

- تاریخ مغزه‌گیری
- مختصات جغرافیایی
- عمق
- تعیین بالا و پایین مغزه

تهیه ساب سمپل در مغزه‌های برداشت شده با توجه به معیارهای زیر انجام گرفت:

- تعیین تغییرات رخساره‌ای
- تفکیک رخساره‌ها
- رنگ
- جنس
- میزان مواد آلی
- محتوای فسیلی
- ساختار و کنتاکت‌ها

مراحل انجام مطالعات میدانی شامل جمع‌آوری اطلاعات اولیه، آمار منتشر شده، داده‌های اقلیمی، بررسی‌های دورسنجی، تعیین نقاط مناسب جهت برداشت مغزه و استخراج طول و عرض جغرافیایی نقاط و وارد نمودن در GPS، برداشت مغزه، توصیف خصوصیات رسوبی، ثبت تغییرات محیطی و همچنین زیرمحیط رسوبی (Sub environment) هر واحد (Li et al., 1996; Valeo-)، Garces et al., 1998; Benison and Goldstein, 2001)، تهیه نمونه از عمق‌های مختلف و ثبت اسامی و عمق نمونه‌ها، انتقال سریع نمونه‌ها به آزمایشگاه (طبق استانداردهای ارائه شده توسط Piovano et al., 2002) در این مرحله از کار انجام گرفت (شکل ۳-۲). به منظور بررسی‌های اقلیم هولوسن، بررسی تغییرات رخساره‌های رسوبی مغزه‌ها براساس شواهد ماکروسکوپی (نوع سطوح لایه‌بندی، فرم هندسی رسوبات، ساخت‌های رسوبی، آثار و محتویات فسیلی، بقایای گیاهی، رنگ، و تغییرات آن) و نیز مطالعه شرایط محیط رسوب‌گذاری، تعداد ۱۶ مغزه رسوبی دست‌نخورده با بیشینه عمق ۱۱ متر برداشت از رسوبات بستر پلایای گاوخونی برداشت شد (جدول ۴-۱ و شکل ۴-۳).



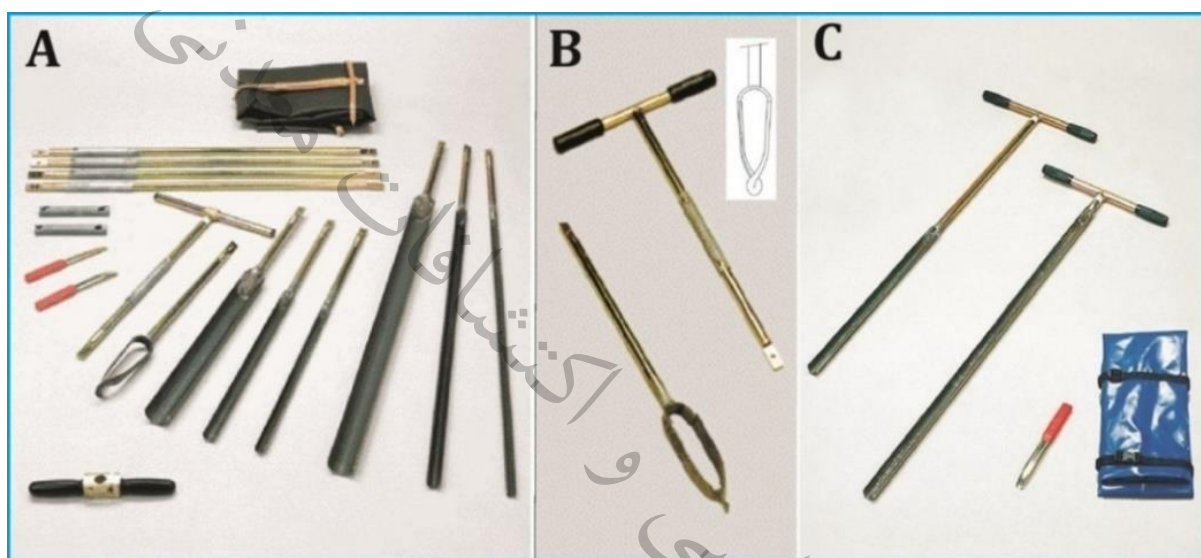
شکل ۳-۲. موقعیت پلایای گاوخونی و مغزه‌های برداشت‌شده

جدول ۳-۱. موقعیت و برخی مشخصات مغزه‌های برداشت شده (میزان خطای ارتفاع از سطح دریا ± 3 متر)

نام مغزه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)	عمق (سانتی متر)	تعداد نمونه
G-1	664192	3552448	1475	530	13
G-2	667592	3553190	1468	602	21
G-3	671254	3555191	1468	150	6
G-4	672480	3556275	1466	820	21
G-5	675824	355741	1469	190	4
G-6	675827	3557584	1469	1058	20
G-7	679643	3558978	1473	170	8
G-8	667911	3581780	1475	478	2
G-9	679776	3555799	1466	1006	14

G-10	684368	3559091	1465	362	0
G-11	655008	3563795	1480	1022	17
G-12	679815	3572926	1468	80	4
G-13	679804	3572839	1467	1130	35
G-14	664895	3544801	1472	550	16
G-15	645532	3581518	1490	490	8
G-16	613850	3578103	1565	20	1

مغزه‌ها به کمک مغزه‌گیر دستی از نوع Handy auger در یک شبکه بصورت تلفیقی از روش های سیستماتیک و انتخابی تهیه شدند (Piovano et al., 2002). مغزه گیری با استفاده از این روش به صورت دستی (Pushing) و دست نخورده، با توجه به معیارهای ذکر شده و هدف مطالعه نمونه برداری انجام می‌گیرد (شکل‌های ۳-۴).



شکل ۳-۴. A- تصویری از مغزه‌گیر Handy Auger برای حفاری در رسوبات مختلف، حفاری به صورت (Pushing) انجام می‌شود، B- Edelman Auger برای حفاری در رسوبات سفت دانه‌ریز، C- Gouge Auger برای حفاری در رسوبات نرم و باتلاقی دانه‌ریز (Eijkelkamp, 2008).

پس از تعیین وضعیت رسوب گذاری و نوع رسوبات، بررسی تغییرات اقلیمی و سطح آب دریاچه در طول زمان، پیش‌روی و پس‌روی خطوط ساحلی، و تأثیر این تغییرات بر محیط‌های حاشیه‌ای، نوع رسوبات و محتوای گیاهی و صدفی دریاچه سعی شد موقعیت برداشت مغزه‌ها به گونه‌ای باشد که امکان برداشت بیشترین ضخامت از رسوبات بستر دریاچه میسر شود، محیط‌های رسوبی تالابی پوشش حداکثری داده شود، و در هر واحد همگن حداقل یک نمونه برداشت شود. با توجه به نبود شرایط مناسب جهت مغزه‌گیری در مرکز دریاچه، موقعیت مغزه‌ها در امتداد ساحل با فواصل و پراکندگی مناسب، که تحولات اقلیمی در آن‌ها قابل مشاهده باشد و مغزه‌های برداشت‌شده امکان تفسیر محیط‌های متنوع رسوبی به منظور بازسازی اقلیمی در منطقه را داشته باشند. از مغزه‌های برداشت‌شده با دوربین عکاسی دیجیتالی عکس تهیه شد. توصیف مغزه‌ها و رخساره‌های رسوبی با دقت نوشته شد و سپس نمونه‌برداری از داخل مغزه‌گیر برای آنالیزهای مربوطه با توجه به تغییر رخساره و نوع رسوبات صورت گرفت (شکل ۳-۶). قسمتی از نمونه‌ها نیز جهت بایگانی در دمای ۴ درجه به یخچال بخش بایگانی منتقل شد. نمونه‌های برداشت شده برای آنالیزها از قبیل دانه بندی، آنالیز عنصری، آنالیز کانی شناسی، کلسی متری، سن سنجی، ایزوتوپ و ماده آلی به آزمایشگاه‌ها

منتقل می‌گردد. از مغزه‌های برداشت شده، با دوربین عکاسی دیجیتالی عکس تهیه شد. روش تهیه نمونه‌ها به گونه‌ای بود که در طول مغزه‌ها با مشاهده هر تغییر رخساره، یک نمونه تهیه شد.



شکل ۴-۵. (a) نمای از پلیگون‌های نمکی بستر پلایای گاوخونی؛ (b) حفاری در رسوبات بستر پلایا

در این روش مغزه‌ها بطور دقیق در حین انجام برداشت‌های میدانی توصیف شد. توصیف مغزه‌ها سر زمین در فرم مخصوص که از قبل پیش‌بینی و تهیه شده است، انجام گرفت و زیر محیط‌های رسوبی با توجه به نوع رسوبات، رخساره‌های رسوبی و محتوای رسوبات مشخص گردید. از مزیت‌های این متد مغزه‌گیری می‌توان به تهیه مغزه‌های عمیق (بیش از ۱۰ متر) از رسوبات نرم دریاچه‌ای، حفاری در مناطق خشک و نیمه‌خشک و تهیه مغزه‌های سالم و دست نخورده اشاره نمود. از محدودیت‌های مغزه‌گیری به روش مذکور نیز می‌توان به ریزش دیواره‌های چاه‌ها بدلیل وجود رخساره‌های ماسه‌ای آبدار یا رسوبات سست و منفصل و نیز وجود رخساره‌های گلی و سفت که کار مغزه‌گیری را مشکل می‌کند اشاره کرد. با تغییر جزئی در محل مغزه‌گیری سعی شد این مشکلات مرتفع گردد. از آنجایی که این روش مغزه‌گیری برای مناطق باتلاقی و دریاچه‌ای و ساحلی مناسب می‌باشد در مواردی که جهت مغزه‌گیری در مناطق خیلی خشک و رسی استفاده شود ممکن است باعث ایجاد فشردگی در رسوبات شود و ضخامت واقعی رسوبات تغییر کند. جهت کم کردن خطای آنالیز آزمایشگاهی بعد از هر مرحله مغزه‌گیری باید اقدام به شستن مغزه‌گیر نمود تا در مرحله بعد مشکلی به لحاظ نمونه‌برداری و آلودگی و بهم‌ریختگی رسوبات ایجاد نگردد.

توصیف مغزه‌ها از لحاظ رسوب‌شناسی، بافت و ساختمان رسوبی، ویژگی‌های لایه‌بندی، رنگ، وجود بقایای گیاهی و جانوری، نوع بلورهای تبخیری و درجه نسبی سخت‌شدگی رسوبات، شناسایی فاسیس‌های اولیه انجام گرفت. نمونه‌ها با مشاهده تغییر در رنگ، بافت و تیپ رسوبی برداشت شد. بعد از برداشت و تشریح تغییرات رخساره‌های رسوبی موجود مغزه در حین عملیات میدانی، نمونه‌برداری و سپس تفکیک محیط‌ها و زیرمحیط‌های رسوبی (Sub environment) هر واحد انجام گرفت. براساس مشاهدات صحرائی و توصیف‌های انجام گرفته، ادغام اطلاعات رسوب‌شناسی و تحلیل رخساره‌های رسوبی، ستون چینه‌شناسی و تیپ رسوبی آنها رسم گردید (Benison and Goldstein, 2001; Li et al., 1996; Valero-Garces et al., 1998) و در نهایت بازسازی توزیع فضایی محیط‌های مختلف رسوبی و جابجایی و تبدیل آنها به یکدیگر، براساس داده‌های صحرائی و آزمایشگاهی انجام شد.

۳-۲-۳- آنالیز آزمایشگاهی

مهم‌ترین آزمایشات انجام گرفته بر روی رسوبات عبارتند از:

آماده‌سازی نمونه‌ها و تهیه ساب سمپل از هر رخساره رسوبی

آنالیز رسوبات دانه‌ریز با استفاده از دستگاه Laser Particle Sizer

تعیین پارامترهای آماری رسوب‌شناسی و تهیه منحنی‌های مربوطه

سن‌سنجی به روش C^{14}

آنالیز کانی‌شناسی رسوبات و شناسایی کانی‌های رسی با روش XRD

اندازه‌گیری مقدار عناصر به روش XRF

تعیین عناصر اصلی، فرعی و نادر با دستگاه ICP

آنالیزها در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد و برای تعیین سن مطلق به روش ایزوتوپ کربن ۱۴ نمونه‌ها به موسسه مطالعات علوم زمین و دریا (مرکز تحقیقات مرمره) کشور ترکیه ارسال شد.

۳-۲-۳-۱- آماده‌سازی نمونه

بعد از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه، برای آماده‌سازی آنها جهت دانه‌بندی یک قسمت از نمونه را در آن با حرارت ۷۰ درجه سانتی‌گراد خشک نموده و حرارت در موقع خشک کردن رس‌ها نباید بالاتر از ۷۰ درجه سانتی‌گراد برود. پس از خشک کردن، وزن نمونه با ترازوی دیجیتال اندازه‌گیری (وزن اولیه) و در فرم گرانولومتری یادداشت شده است (Tucker, 1988) سپس نمونه‌ها چندین بار با آب مقطر شستشو داده شدند تا تمام نمک‌های قابل حل آن حل شوند (Krinsley, 1970) با استفاده از دستگاه فراصوتی (التراسوند) پراکنش ذرات رسوبی به ویژه رس‌ها صورت گرفت.

۳-۲-۳-۲- دانه‌بندی رسوبات

برای دانه‌بندی ذرات درشت‌تر از ۶۳ میکرون از دستگاه دانه‌بندی مخصوص رسوبات دریایی بنام دستگاه الک شیکر (Vibratory sieve shaker Analysette 19) ساخت شرکت Fritsch آلمان استفاده گردید (Sengupta and Veenstra, 1968). که این دستگاه دانه بندی رسوبات را به روش تر و بمدت متوسط ۳۰ دقیقه برای هر نمونه انجام می دهد و قابلیت کنترل با میکرو پروسسور و نمایش کلیه پارامترهای کار کرد بصورت دیجیتالی و همچنین تنظیم دامنه و زمان لرزش و امکان ذخیره سازی ۹ برنامه و فراخوانی آنها را دارد. در این روش غربال‌ها طوری روی یکدیگر قرار می گیرند که منافذ بزرگتر در بالا و کوچک‌تر در پایین باشند و ضمناً قطر منافذ غربال‌ها منطبق با استاندارد ASTM بوده و بر اساس مقیاس میلی متر و فی مشخص شده است (موسوی‌حرمی، ۱۳۷۷) پس از دانه بندی نمونه توسط دستگاه الک شیکر ذرات باقیمانده روی هر الک را با استفاده از پیست در ظروف پیرکس که شماره نمونه و قطر منافذ الک روی آن یادداشت گردیده خالی کرده و در آن در حرارت ۷۰ درجه قرار می گیرد تا خشک شود و سپس وزن فراکسیون‌های مختلف را با ترازوی دیجیتالی اندازه‌گیری کرده و در منحنی گرانولومتری یادداشت می شود. بعد از شستشوی هر نمونه با الک شیکر، الک‌های ریز را داخل حمام التراسونیک قرار داده تا منافذ الک‌ها از رسوب پاک شده و برای دانه‌بندی نمونه بعد آماده شود (رحیم زاده، ۱۳۸۷).

برای دانه‌بندی ذرات زیر ۶۳ میکرون (سیلت و رس) از دستگاه Analysette 22 استفاده می شود بدین منظور برای آماده‌سازی نمونه ابتدا مقدار مناسب از نمونه را برداشت کرده و برای جدایش ذرات در حمام التراسوند قرار داده سپس چند قطره از ماده پراکنده‌کننده پیروفسفات سدیم $Na_4P_2O_7$ در غلظت ۱-۵ درصد به آن اضافه و نمونه با غلظت تعیین شده در نرم افزار درون

محفظه ریخته می شود و پس از فعال شدن امواج التراسونیک دستگاه که به منظور جدا کردن ذرات رس در دستگاه تعبیه شده است ذرات نمونه توسط همزن که سرعت آن توسط نرم افزار قابل تنظیم است مرتباً سیرکوله (Circulation) می شوند و در مقابل اشعه لیزر (که تنظیم آن بطور اتوماتیک صورت می گیرد) قرار می گیرند و ۶ بار (هر بار به مدت ۳ ثانیه) توسط اشعه اسکن (Scan) می گردد و عمل اندازه گیری شروع شده و بعد از هر بار اندازه گیری شستشو و تمیز کردن مسیر اندازه گیری بصورت اتوماتیک و بدون احتیاج به وسیله اضافی انجام می گیرد و در نهایت درصد و قطر ذرات نمونه اندازه گیری شده و بصورت یک منحنی نمایش داده می شود. در این تحقیق تعداد ۹۰ نمونه رسوبی به منظور تعیین اندازه ذرات رسوبی، نمونه ها داخل الک شیکر مرطوب مدل Analysette 3 ساخت شرکت Fritsch آلمان قرار گرفت و به روش تر به مدت متوسط ۳۰ دقیقه اندازه های مختلف دانه ها از هم جدا شدند. این نمونه ها، پس از خشک شدن، وزن شدند (Tuker, 1988) و درصد ذرات تشکیل دهنده رسوبات مشخص شد. دانه بندی ذرات ریزتر از ۶۳ میکرون به کمک دستگاه دانه بندی لیزری^۱ آنالیز شد. همچنین پارامترهای آماری از قبیل میانگین، کشیدگی، انحراف معیار ترسیمی جامع و کج شدگی ترسیمی جامع رسوبات با استفاده از نرم افزار سدی لایزر محاسبه شد.

۳-۳-۲-۳- مطالعات میکروسکوپی

۳-۳-۲-۳-۱- مطالعه مورفومتری و مورفوسکوپی

در این بخش به بررسی فرم، شکل و اندازه پوسته های صدفی موجود در بین رسوبات پرداخته شد. بررسی شکل رسوبات و ارتباط آنها با یکدیگر از دیگر اهداف مطالعه مورفومتری و مورفوسکوپی می باشد. در مطالعات مورفومتری و مورفوسکوپی از ذرات درشت تر از ۶۳ میکرون توسط بینوکولار مورد بررسی قرار گرفت و شکل ذرات (کروی، میله ای، تیغه ای و دیسکی)، گردشگری و کرویت برای رسوبات آواری و کریناته در تمامی فراکسیون های بالاتر از ۶۳ میکرون با استفاده از بینوکولار مدل Nikon مورد مطالعه قرار گرفتند (Tuker, 1994).

۳-۳-۲-۳-۲- تهیه تصاویر SEM

میکروسکوپ الکترونی روبشی که به آن Scanning Electron Microscope یا به اختصار SEM می گویند، یکی از انواع بسیار معروف میکروسکوپ های الکترونی است. توسط ساخت SEM سبب شد تا محققان بتوانند نمونه ها را به سادگی و با وضوح بیشتری مطالعه کنند. بمباران نمونه با پرتوی الکترونی سبب می شود تا از نمونه، الکترون ها و فوتون هایی خارج و به سمت آشکارسازها رها شوند که در آن قسمت تبدیل به سیگنال می شوند. حرکت پرتو بر روی نمونه، مجموعه ای از سیگنال ها را فراهم می کند که بر این اساس میکروسکوپ می تواند تصویر متقابل از سطح نمونه را به صورت لحظه به لحظه بر صفحه نمایش دهد. بنابراین مکانیزم عملکرد SEM با میکروسکوپ های نوری کاملاً متفاوت است. در ابتدا مزیت اصلی دستگاه SEM تهیه تصاویر میکروسکوپی به طور مستقیم از نمونه های جامد با وضوح و قدرت تفکیک و تمرکز بهتر در مقایسه با میکروسکوپ های نوری بود. اما بعدها قدرت اجرایی و عملیاتی دستگاه توسعه یافت و به روش های تجزیه و تحلیل، نظیر اشعه ایکس برای تعیین ترکیب شیمیایی و کانال های الکترونی جهت تشخیص وضعیت بلوری مجهز گردید. تعدادی نمونه جهت تصویربرداری با میکروسکوپ الکترونی از مغزه های رسوبی به آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی - مرکز پژوهش های کاربردی کرج ارسال شد. تصاویر میکروسکوپ الکترونی مربوط به نمونه ها با دستگاه SEM مدل Ziess ΣIGMA-VP (یک میلیون برابر) در آن مرکز

¹ Laser particle Sizer Analysette 22

تهیه شد. تعداد ۲۰ نمونه رسوبی برای بررسی میکروارگانیسم های جانوری موجود در بخش های مختلف مغزه های رسوبی انتخاب و توسط میکروسکوپ های فوق مورد بررسی قرار گرفت.

۳-۲-۳-۴-کانی شناسی رسوبات به روش (X Ray Diffraction) XRD

تعداد ۹۰ نمونه رسوبی از ۲ مغزه عمیق برداشت شده جهت آنالیز کانی شناسی رسی به آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد. آماده سازی نمونه ها جهت آنالیز پراش اشعه ایکس از طریق چهار تیمار اشباع با پتاسیم، اشباع پتاسیم بعد از حرارت تا ۵۵۰ درجه سانتی گراد، اشباع منیزیم و اشباع منیزیم پس از تیمار اتیلن گلیکول به روش هاردی و تاکر^۱ (۱۹۸۸) انجام شده است. لازم به ذکر است که برای تعیین درصد هر کدام از کانی ها (محاسبه نیمه کمی)، از روش مثلث بندی (Moor and Reynolds, 1989) که مساحت زیر پیک ها را محاسبه و درصد بندی می کند، استفاده شده است. اجزاء تبخیری و کربناته و نیز اکسیدهای آهن و مواد آلی از نمونه جدا گردید (Hardiy and Tulker, 1988). نمونه ها توسط دستگاه Siemens XRD diffraktometer D5000 (ولتاژ ۴۰ کیلوولت، شدت جریان ۴۰ میلی آمپر و لامپ مس) مورد آنالیز قرار گرفت.

۳-۲-۳-۵- آنالیز عنصری به روش ICP

جهت آنالیز عنصری از دستگاه (Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometer) ICP-OES مدل Varian 735-ES و دستگاه XRF مدل MAGIX- PRO استفاده شد. در این روش مقداری از نمونه پودر شده در درون یک پلاسما ی آرگونی القاء شده با فرکانس بالا و درجه حرارت ۱۰۰۰۰ درجه کلون بصورت ابر وارد می شود. نمونه ها تحت تأثیر این درجه حرارت تحریک شده و از خود نور ساطع می کنند که هر عنصری طیف مشخصی از نور را تولید می کند که شدت نور ساطع شده با مقدار عنصر موجود در نمونه متناسب است. نتایج عناصر اصلی با استفاده از دستگاه (X-Ray fluorescence) XRF بصورت اکسید و با واحد درصد دریافت شد و نتایج میزان انحراف از شرایط معمول^۲ ۵۴ عنصر دیگر بصورت ppm توسط دستگاه ICP مورد شناسایی قرار گرفت. در روش ICP به غیر از گازها، تمامی عناصر پایدار جدول تناوبی قابل شناسایی است (Potts, 1987). دستگاه XRF در آنالیز طیف گسترده ای از مواد از جمله انواع سنگ ها، مواد معدنی و رسوبات به کار برده می شود. در دستگاه XRF تعیین نوع و مقدار عنصر با اندازه گیری فلورسانس اشعه X ثانویه ناشی از تابش اشعه ایکس اولیه به نمونه صورت می گیرد. هر کدام از عناصر دارای یک تابش فلورسانس می باشند که به عنوان اثر انگشت آن عنصر شناخته می شود و منحصر به فرد است. نتیجه این اندازه گیری بصورت یک نمودار گزارش می شود. این نمودار خروجی دستگاه XRF، نمایشگر شدت پرتو ثانویه بر حسب انرژی آن می باشد. بر روی این نمودار تعدادی پیک با شدت های مختلف می باشد که از طیف پرتو X ثانویه بدست آمده است. در حالت کلی انرژی هر پیک نشان دهنده مشخصات یک عنصر و شدت پیک نشان دهنده میزان غلظت آن عنصر است. برای بررسی دقت آنالیزها ۴ نمونه تکراری (حدود ۱۰ درصد کل نمونه ها) به صورت کاملا تصادفی مورد بررسی قرار گرفت که با توجه به حد تشخیص دستگاهی، غالب عناصر دارای خطای آزمایشگاهی زیر ۱۰ درصد و عناصر Sn, Bi, Y, U, Mo, Sb و Be زیر ۱۵ درصد می باشد. تعداد ۹۰ نمونه رسوبی از ۲ مغزه عمیق برداشت شده جهت آنالیز تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد (جدول ۳-۲).

¹ Hardiy and Tulker

² Anomaly

جدول ۳-۲. حد تشخیص عناصر با روش ICP-OES (ppm)

El	D. L	El	D. L	El	D. L
Na	10	Fe	100	Cr	2
Ti	10	Cs	0.5	Ba	0.2
p	10	Sc	0.1	Mg	10
Nb	1	La	10	As	1
Pb	0.5	Ni	1	Mn	5
Te	0.01	Mo	0.3	Co	0.5
Th	1	S	50	Zn	0.5
y	0.2	K	10	Rb	0.1
Tl	0.2	Cd	0.1	Be	0.1
U	1	Sn	1	Ag	0.1
W	1	Sr	0.1	Al	10
Eu	0.1	Ce	0.5	Cu	0.5
Ga	0.3	Yb	0.1	Ca	10
Sm	0.3	Er	0.1	Se	1
Ge	0.1	Nd	0.3	Dy	0.3
		Zr	1	Gd	0.3
		v	2	Li	0.2

۳-۲-۳-۶- تعیین سن مطلق

سن سنجی به روش رادیوکربن (C_{14} -AMS) از مواد آلی، پوسته صدف ها و ارائه در یک چهارچوب زمانی برای بازسازی دیرینه جغرافیا انجام شد و داده های زمانی با محدوده خطای ۲ سیگما کالیبره شد. جهت کالیبره کردن سن نمونه ها از نرم افزار کالیبره OxCal (Bronk Ramesy and Lee, 2013) با ضریب اطمینان بالای ۹۵ درصد استفاده شد. با توجه به وجود سازندهای آهکی مربوط به رسوبات نئوزن در منطقه، نمونه های بالک که عمدتاً سیلتی و رسی دارای مواد آلی می باشد، ممکن است پتانسیل ایجاد خطا را در سن های اندازه گیری شده به روش رادیوکربن از نمونه های بالک داشته باشد (Mook and Steurman, 1983; Törnqvist et al., 1992) لذا آماده سازی اولیه برای تعداد ۳ نمونه رسوبی انجام گرفت. تفکیک اولیه بقایای گیاهی از رسوبات انجام گرفت و سپس بقایای پوسته های صدفی جدا شده برای آنالیز ایزوتوپ کربن و سن سنجی به روش کربن ۱۴ به موسسه مطالعات علوم زمین و دریا (مرکز تحقیقات مرمه) کشور ترکیه ارسال شد. با توجه به نتایج آنالیزهای انجام شده مغزه ۱۰ متری تا ۴۰ هزار سال گذشته را پوشش می دهد. در انتها مدل سن و عمق با توجه به عمق مغزه و داده های سن سنجی ترسیم و نرخ متوسط رسوبگذاری محاسبه شد.

۳-۲-۴- پردازش آماری داده ها

پردازش نتایج آزمایشگاهی با نرم افزارهای معمول، تهیه ستون چینه ای برای هر مغزه و پیاده سازی داده ها برای هر یک از مغزه ها، تعیین تیپ رسوبات، تعیین پارامترهای آماری رسوب شناسی جهت شناسایی نوع و منشأ رسوبات، تعیین گروه های واقعی رخساره های رسوبی برای هر یک از مغزه ها، تعیین الگوی تغییرات حوضه های رسوبی، تعیین درصد عناصر، تجزیه و تحلیل چند متغیره (تجزیه به مولفه های اصلی/ آنالیز تشخیصی/ آنالیز خوشه ای) برای هر یک از مغزه ها، تفسیر رخساره های رسوبی، تعیین نرخ رسوبگذاری در بخش پردازش آماری داده ها انجام شد. پارامترهای آماری رسوب شناسی مانند جورشدگی، کج شدگی، کشیدگی، میانگین، میانه و نوع تیپ رسوبات توسط نرم افزار سدی لایزر برای تمامی نمونه های رسوبی به تفکیک محاسبه گردیده است. برای مثال نمودار دانه بندی یک نمونه ارائه می گردد. جهت پردازش داده های ژئوشیمیایی، جدولی متشکل از عمق مغزه، مقدار آنومالی عناصر در عمق های مختلف تهیه گردید. پس از مرتب شدن جدول داده ها و نرمالیزه شدن داده ها،

ترسیم منحنی های آنومالی عناصر در نرم افزارهای Microsoft Office Excel، Corel Draw X8 و IBM SPSS Statistics و 21 انجام گرفت. تعیین پارامترهای آماری، نمودارهای هیستوگرام فراوانی عناصر، آنالیز خوشه ای به منظور تعیین ارتباط عناصر با یکدیگر در محیط نرم افزار SPSS انجام پذیرفت. با توجه به اینکه عناصر نسبت به برخی عوامل محیطی واکنش های کم و بیش مشابهی نشان می دهند بنابراین، شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل میان عناصر، به شناخت دقیق تر تغییرات موجود در محیط های ژئوشیمیایی کمک شایانی می نماید. در این روش با استفاده از رگرسیون و سایر پارامترهای آماری می توان عوامل و فرآیندهای کنترل کننده رسوبگذاری را شناسایی نموده و منشأ تامین رسوبات را تعیین نمود (Alagarsamy and Zhang, 2010). با توجه به پراکندگی غیرنرمال عناصر در نمونه رسوبات، ضرایب همبستگی این عناصر با روش مرتبه ای اسپیرمن که مستقل از نوع تابع توزیع متغیر است، مورد بررسی قرار گرفت. فرضیات روش آنالیز خوشه ای شامل واریانس همسانی و توزیع نرمال متغیرها می باشد (Alther, 1979). در تحلیل خوشه ای، هدف طبقه بندی متغیرها براساس تشابه هرچه بیش تر درون گروهی و اختلاف هرچه بیشتر بین گروهی است. به منظور تعیین پاراژنرها و نحوه ارتباط عناصر با یکدیگر کلاستر آنالیز انجام پذیرفت. روش بکار گرفته شده در این آنالیز Between Groups می باشد. به منظور تعیین منشأ رسوبات و تفکیک عناصر مختلف بر اساس ژنر آنها، آنالیز فاکتوری صورت پذیرفت. در این عمل Principal Component و متد چرخش Varimax به کار گرفته شد. آنالیز فاکتوری تعداد کلاس های مختلف را نشان می دهد که با سطح اعتماد ۸۵ درصد، ۴ کلاس را شامل می باشد.

با وجود اینکه مطالعات انجام شده در ایران بطور کلی تغییرات آب و هوایی و وضعیت محیطی گذشته را روشن کرده است، اما برای بدست آوردن تصویری شفاف از این وضعیت در ایران مرکزی و سایر نقاط کشور نیاز به انجام پژوهش‌های متعددی است. داده‌های حاصل از ابزارهای هواشناسی با آنکه دقیق‌ترین داده‌ها برای این نوع مطالعات می‌باشند، اما از حیث زمانی حداکثر قادر به شناسایی وضعیت آب و هوایی حدود ۶۰ سال گذشته می‌باشد. از این رو انجام پژوهش‌های اقلیم و محیط دیرینه که منجر به تولید داده‌های طولانی مدت می‌شوند ضروری است. از سوی دیگر داده‌های حاصل از چنین پژوهش‌هایی یکی از اساسی‌ترین ورودی‌ها در مدل‌سازی اقلیم دیرینه هستند و به بازسازی و کشف علت تغییرات اقلیمی کمک شایانی می‌کنند. با توجه به اینکه تاکنون مطالعات جامع پایه در زمینه ژئومورفولوژی، رسوب‌شناسی و محیط‌های رسوبی زمان دیرینه (حداقل در طول هولوسن) که با بررسی توالی‌های رسوبی بستر تالاب با استفاده از مغزه‌های رسوبی ژرف میسر می‌گردد، انجام نشده است. لذا در این پژوهش سعی شده است با بررسی مطالعات ژئومورفولوژی، رسوب‌شناسی، شناسایی رخساره‌های رسوبی، شناسایی محیط‌های رسوبی و تغییرات این محیط‌ها در هولوسن به بازسازی شرایط محیطی و رسوب‌گذاری تالاب گاوخونی پرداخته شود. درک تغییرات آب و هوایی در طول دوره کواترنر، نه تنها برای درک اهمیت ویژگی‌های محیط طبیعی، بلکه برای درک بهتر آب و هوای کنونی ما ضروری است (Abbas et al. 2016). انجام مطالعات پالئوژئومورفولوژی و تعیین تاریخچه تغییرات دیرینه در این پلایا می‌تواند به درک بهتر عوامل موثر بر خشک‌شدن پلایا و روند تغییرات سطح آب در دوره‌های گذشته آن کمک نماید، تا با استفاده از روندیابی این تغییرات بتوان نسبت به تحلیل شرایط کنونی و تحولات آینده آن اقدام کرد و آن را بعنوان شاخص و الگویی برای بسط این مطالعات در سایر مناطق کشور ارائه داد.

۴-۲- نرخ رسوب‌گذاری در پلایای گاوخونی

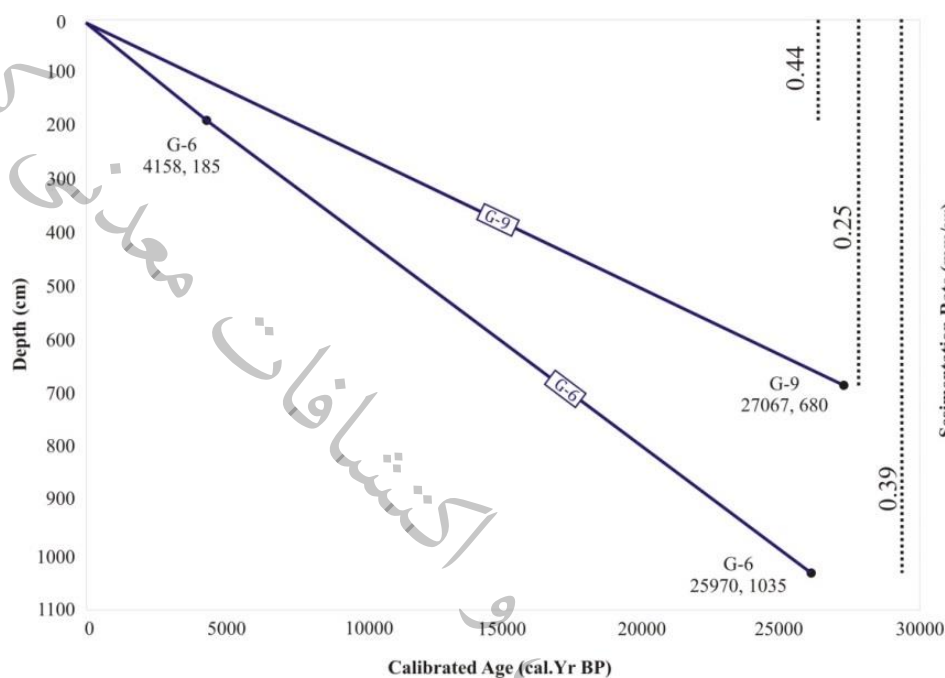
با توجه به اینکه سن‌های اندازه‌گیری شده به روش رادیوکربن از نمونه‌های پوسته‌های صدف ممکن است پتانسیل ایجاد خطا داشته باشد (Mook and Steurman, 1983; Törnqvist et al., 1992)، لذا برای افزایش دقت، از مواد آلی و بقایای گیاهی استفاده شده است. بدلیل شرایط آب و هوایی خشک، رشد محدود پوشش گیاهی و شرایط نامناسب حفظ و نگهداری مواد آلی در برخی از ژرفاهای مغزه‌های برداشت شده، بسیار اندک است.

جدول (۴-۱) - داده‌های سن رادیوکربن و سن کالیبره شده

Core	Sample depth(cm)	Laboratory code	Age ¹⁴ C (yr BP)	Calibrated age (yr cal BP)			Date material	Sedimentation Rate(mm/yr)
				Min age	Mean age	Max age		
G-6	185	TÜBİTAK-0733	3764±27	4080	4158	4236	Organic material	0.44
G-6	1035	TÜBİTAK-0735	21727±78	25815	25970	26124	Organic material	0.39
G-9	680	TÜBİTAK-0734	22737±83	26757	27067	27377	Organic material	0.25

با توجه به نتایج سن‌سنجی، نرخ متوسط رسوب‌گذاری در تالاب گاوخونی در قسمت‌های مختلف متفاوت است بگونه‌ای که این میزان برای مغزه‌های مرکزی ۰/۴ میلی‌متر در سال و در مغزه‌های شرقی‌تر ۰/۲۵ میلی‌متر در سال می‌باشد. نرخ رسوب‌گذاری برای مغزه G-6 از سطح تا ژرفای ۱۸۵ سانتی‌متری حدود ۰/۴۴ میلی‌متر که از نرخ میانگین بالاتر می‌باشد و برای ژرفای ۱۸۵

تا ۱۰۳۵ سانتی‌متری حدود ۰/۳۹ میلی‌متر در سال می‌باشد (شکل ۴-۱). میزان نرخ رسوب‌گذاری در دوره‌هایی که فعالیت ماسه‌های بادی وجود نداشته است، کمتر بوده است. میزان نرخ رسوب‌گذاری در پلایای گاوخونی با توجه به دیگر مطالعات انجام‌شده در ایران، قابل مقایسه با پلایای میقان (یوسفی راد و همکاران، ۱۳۸۹) با نرخ ۰/۲۵ میلی‌متر در سال، تالاب هشیلان (صفایی راد و همکاران، ۱۳۹۳) با نرخ ۰/۳ میلی‌متر در سال، تالاب هامون (حمزه، ۱۳۹۵) با نرخ متوسط ۰/۴ میلی‌متر در سال، دریاچه مهارلو (لک، ۱۳۸۶) با نرخ ۰/۲۲ میلی‌متر در سال و دریاچه ارومیه (Kelts and Shahrabi, 1986) با نرخ ۰/۱۷۵ تا ۰/۳ میلی‌متر در سال می‌باشد.



شکل ۴-۱. مدل سن- ژرفا و نرخ رسوب‌گذاری برای رسوبات بستر پلایای گاوخونی

۴-۳- رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

در ۱۶ مغزه مورد مطالعه ۸ رخساره رسوبی شناسایی گردید. رخساره‌ها غالباً دارای رسوبات با اندازه رس، گل، ماسه، بقایای گیاهی و رسوبات تبخیری (ژیپس و نمک) می‌باشند که در بیشتر موارد تناوب و تداخل در رسوبات ذکر شده به کرات دیده می‌شود (شکل ۴-۲). تغییرات در اندازه ذرات بین رس تا گراول با توجه به تغییرات فرآیند، انرژی محیط و میزان ورودی رودخانه‌ها و تغییرات رنگ رسوبات با توجه به شرایط رسوب‌گذاری، حضور ماده آلی، میزان pH، تغییرات شوری و دما و وقوع خشکسالی‌ها، در طول مغزه‌ها بوده است (لک و همکاران ۱۳۹۰). در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه در مجموع پنج محیط رسوبی شامل محیط‌های بادی، رودخانه‌ای، دلتایی، دریاچه‌ای و پلایایی مشاهده شده است. رخساره‌های محیط بادی غالباً ماسه‌ای، قهوه‌ای رنگ، خشک با جورشدگی بالا و دانه متوسط می‌باشد. محیط رودخانه‌ای (دشت سیلابی) با رسوبات گلی و گل سیلتی معمولاً سخت، فاقد ماده آلی، دارای ژپس ثانویه (درشت بلور و شفاف) و رنگ قهوه‌ای، رخساره دریاچه‌ای با رسوبات خاکستری تا سبز روشن (مشخصه محیط‌های احیایی) گلی، دانه‌ریز همراه با ماده آلی و نرم و آبدار به همراه لامینه‌های نازک با میان لایه‌های رسوبات دانه درشت‌تر (سیلتی) مشخص شده‌اند. محیط‌های دلتایی دارای تناوب بسیار زیاد رسوبات دانه‌ریز و دانه‌درشت به دلیل تغییرات فراوان رژیم انرژی رودخانه‌های منتهی به حوضه دارای رنگ آبی-خاکستری و در دهانه رودخانه‌های فصلی، خاکستری متمایل به قهوه‌ای می‌باشند. مشخصه محیط‌های پلایا وجود بسیار زیاد کانی‌های تبخیری از جمله نمک،

ژپیس و رسوبات به رنگ قهوه‌ای تیره می‌باشد. لازم به ذکر است که شرایط امروزی گاوخونی محیط پلایایی می‌باشد (شکل ۴-۳ و ۴-۴). رخساره‌های موجود در مغزه‌های مورد بحث به اختصار به قرار زیر می‌باشد:

● **رخساره نمک:** این رخساره که غالباً در سطح رسوبات بستر خشک پلایای گاوخونی وجود دارد، شامل بلورهای نمک به ضخامت چند سانتی‌متر تا بیش از دو متر در برخی مغزه‌ها (G-4) قابل مشاهده است. ضخامت این رخساره در فصول مختلف سال با توجه به میزان بارش یا تداوم خشکی در پلایا به سرعت تغییر می‌کند. سطح این رخساره بصورت پلی‌گون‌های چند ضلعی (غالباً پنج ضلعی) و بسته به ضخامت نمک به اندازه‌های مختلف قابل مشاهده است. این رخساره نشان‌دهنده محیط پلایایی می‌باشد که گسترش آن در قسمت‌های میانی و جنوبی پلایا زیاد بوده و در قسمت‌های شمالی و در مصب رودخانه زاینده‌رود یا وجود ندارد یا در صورت وجود بسیار نازک لایه و شکننده می‌باشد (شکل ۴-۲).

● **رخساره رس سیلتی:** رخساره رس سیلتی با ضخامت قابل توجه در ستون مغزه‌های برداشت شده در پلایای گاوخونی وجود دارد. این رخساره با رنگ‌ها و خصوصیات متفاوت در ژرفاهای مختلف قابل مشاهده است. رنگ‌های سیاه، خاکستری تیره، خاکستری روشن، طوسی، سبز تیره تا روشن، قهوه‌ای روشن تا تیره و رنگ‌های بینابینی ذکر شده، دیده می‌شود. وابسته به نوع محیط رسوبی دارای بلورهای نمک، ژپیس، لکه‌های اکسیدان، لکه‌های ماده آلی و بقایای گیاهی می‌باشد. محیط رسوبی این رخساره با توجه به خصوصیات مختلف جانبی متفاوت می‌باشد و نشان‌دهنده محیط‌های دریاچه‌ای و پلایایی می‌باشد (شکل ۴-۲).

● **رخساره رس:** این رخساره به رنگ‌های خاکستری روشن، قهوه‌ای روشن و تیره و سیاه در ستون چینه‌های مغزه‌ها قابل مشاهده است. لکه‌های اکسیدان، ماده آلی نقطه‌ای سیاه رنگ، بقایای گیاهی و ریشه گیاهان این رخساره را در برخی موارد همراهی می‌کنند. این رخساره در بین رخساره ماسه‌ای گاهی به صورت عدسی‌هایی کوچک قابل مشاهده است. رنگ تیره نشان از شرایط احیایی محیط و حضور مقدار قابل ملاحظه‌ای ماده آلی است که بیانگر محیط دریاچه‌ای است (Reading 1996). وجود رسوبات دارای لامیناسیون، بیانگر تغییر در رژیم و انرژی رودخانه زاینده‌رود می‌باشد که به کرات در مغزه‌های شمالی پلایا (G-13) قابل مشاهده است. همچنین وجود رنگ قهوه‌ای این رخساره در اثر هوازدگی و وجود اکسید آهن به رنگ قهوه‌ای بوده (شکل ۴-۲) و معرف رسوبات دوره خشک (موسوی حرمی ۱۳۸۱) با مقدار بارندگی ناچیز بوده است (Li et al. 1996). این رخساره در ژرفاهای مختلف، قهوه‌ای رنگ و حاوی ژپیس درشت‌بلور است. در برخی نقاط، اندازه این بلورها به بیش از ۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. رشد و تشکیل این بلورهای ژپیس به صورت ثانویه و بدلیل تماس با شورابه‌های غنی از SO_4 صورت می‌گیرد (Eugester and Hardie 1978). این رخساره غالباً مربوط به محیط رسوبی دشت سیلابی و بصورت محدود محیط دریاچه‌ای و پلایا می‌شود (شکل ۴-۲).

● **رخساره گل:** رخساره گل با ضخامت تقریباً زیاد در ستون مغزه‌های برداشت شده وجود دارد. این رخساره با رنگ‌ها و خصوصیات متفاوت در ژرفاهای مختلف قابل مشاهده است. رنگ‌های سیاه، خاکستری، سبز تیره تا روشن و قهوه‌ای روشن تا تیره دیده می‌شود. وابسته به نوع محیط رسوبی، دارای لکه‌های اکسیدان، لکه‌های ماده آلی، کریستال‌های نمک، ژپیس و ریشه گیاهی می‌باشد. گل قهوه‌ای رنگ که بشدت حالت متراکم و چسبیده داشته مربوط به مغزه‌های برداشت شده از حاشیه غربی پلایا در ژرفاهای ۴ متر به پایین می‌باشد که بدلیل کم‌آب بودن، فشردگی، چسبندگی و تراکم بالا، حفاری در آن بسیار سخت است (مغزه G-11). این رخساره نشان‌دهنده رسوبات مربوط به پهنه گلی و یا رسوبات دشت سیلابی است. این رخساره شاخص دوره‌های خشکسالی عمده است که رسوبات، مدت طولانی از آب خارج شده‌اند (شکل ۴-۲). در مجموع

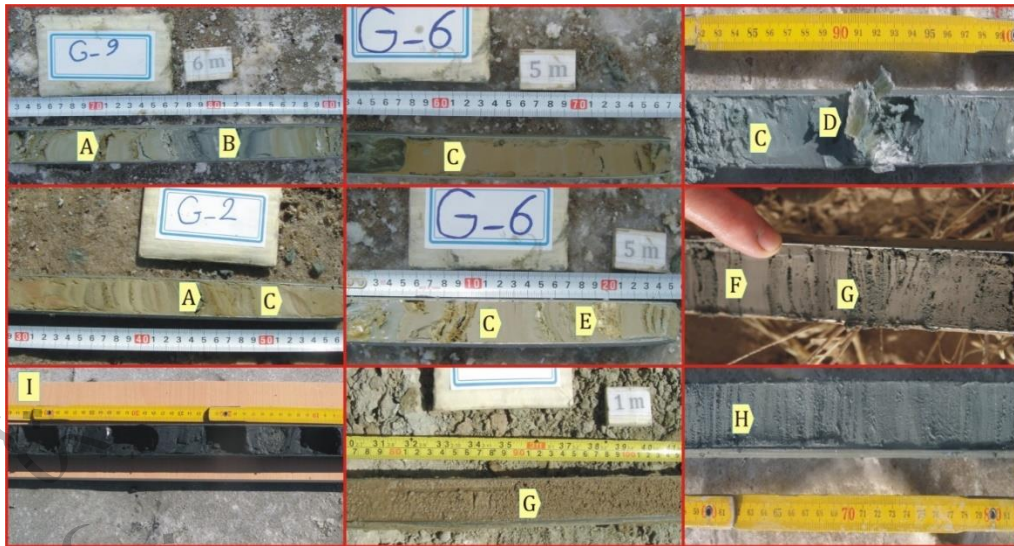
محیط رسوبی رخساره گلی با توجه به خصوصیات مختلف، متفاوت می‌باشد ولی غالباً نشان‌دهنده رسوبات دشت سیلابی رودخانه‌ای و بصورت محدود محیط حاشیه پلایا (غالباً در مغزه‌های شمالی پلایا) می‌باشد (شکل ۴-۲).

● **رخساره سیلت رسی:** این رخساره، در برخی مغزه‌های برداشت‌شده (غالباً در مغزه‌های حاشیه‌ای) مشاهده می‌شود. تکرار و ضخامت این رخساره بسیار محدود است. این واحد، غالباً به رنگ خاکستری روشن و بصورت محدود به رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای است و ضخامت آن کمتر از ۲۰ سانتی‌متر است. این رخساره، بیانگر محیط دریاچه‌ای (لک و همکاران، ۱۳۹۰) و در برخی مواقع مربوط محیط‌های کریوس اسپلی رودخانه‌های ماندری منتهی به دریاچه می‌باشد (شکل ۴-۲). همچنین در مغزه شمالی پلایای گاوخونی (G-13) این رخساره با کاهش میزان رس و افزایش سیلت تقریباً بصورت سیلت خالص به همراه لامینه‌های رسی و رس سیلتی، نشان‌دهنده محیط دلتایی می‌باشد.

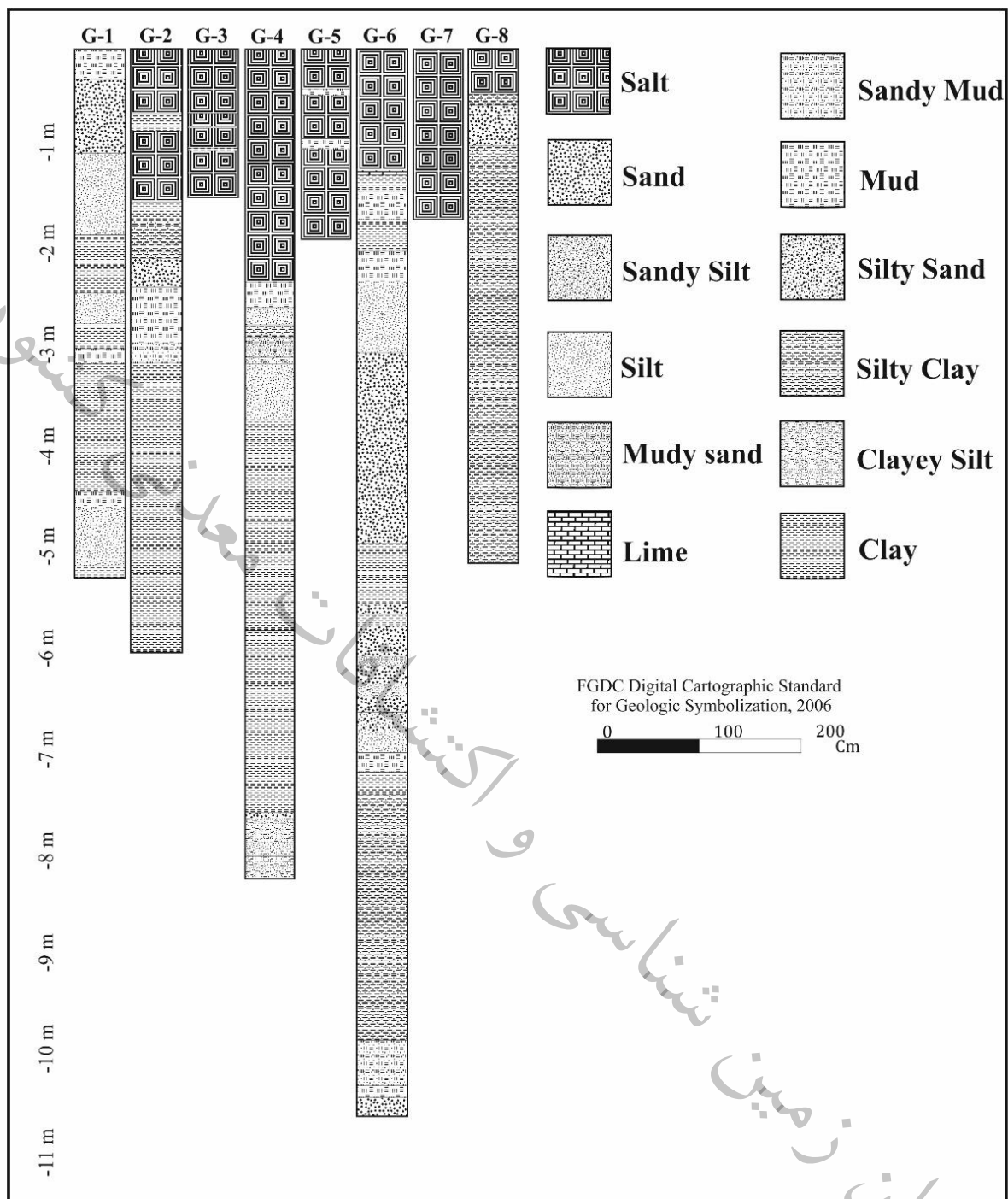
● **رخساره ماسه:** این رخساره، شامل ماسه دانه‌ریز تا دانه‌درشت از ذرات تخریبی به رنگ خاکستری روشن، در برخی نقاط دارای ماده آلی است. در برخی مناطق و ژرفاها تناوبی از رخساره ماسه‌ای و گلی با ضخامت خیلی کم قابل مشاهده است. در برخی موارد نیز رخساره گلی به صورت عدسی‌هایی کوچک در بین رخساره ماسه‌ای دیده می‌شود. این رخساره غالباً در دلتای رودخانه‌های وارد شده به دریاچه تشکیل و نهشته شده است (Lak et al. 2004). در مغزه‌های جنوبی و جنوب‌غربی (G-1، G-2، G-11، G-14 و G-15)، وجود ماسه‌های دانه‌ریز قهوه‌ای‌رنگ و خشک، حاکی از فعالیت و غلبه فرایندهای بادی در غرب پلایا و تحت تاثیر تپه‌های ماسه بادی یال غربی پلایای گاوخونی می‌باشد (شکل ۴-۲). ماسه‌های بادی گاوخونی تحت تاثیر فرآیندهای آب و بادی نهشته شده‌اند. مطالعه اثرات فعالیت متناوب این دو عامل در رسوبات منطقه، بازتاب‌دهنده شرایط اقلیمی دیرینه است. با توجه به ستون چینه‌شناسی مغزه‌های برداشت شده از گاوخونی، دوره‌های خشک که با رسوب‌گذاری نهشته‌های بادی در بستر دریاچه و مناطق اطراف همراه بوده، غالباً از ژرفای ۳ تا ۱ متری (بسته به موقعیت مغزه متفاوت است) می‌باشد. میزان رسوب‌گذاری ماسه‌های بادی در مغزه‌های G-1، G-11 و G-14 ضخامت و پیوستگی بیشتر و در مغزه‌های G-2 و G-15 بصورت تناوبی با رسوبات دریاچه‌ای و گاه آبرفتی (رسوبات دشت سیلابی) انجام گرفته است. حضور رخساره‌های ماسه‌ای قهوه‌ای روشن و رخساره‌های گلی قهوه‌ای رنگ، دلیلی بر حضور محیط‌های آبی کم‌ژرفا به همراه دوره‌های خشک و بادخیزی متناوب است (موسوی حرمی، ۱۳۹۳) (شکل ۴-۲).

● **رخساره گل ماسه‌ای و ماسه گلی:** رخساره گل ماسه‌ای و ماسه گلی با ضخامت محدود در ستون مغزه‌های برداشت شده وجود دارد. این رخساره با رنگ‌ها و خصوصیات متفاوت در ژرفاهای مختلف قابل مشاهده است. غالباً به رنگ‌های سبز تیره تا روشن و قهوه‌ای روشن دیده می‌شود. وابسته به نوع محیط رسوبی دارای لکه‌های اکسیدان، لکه‌های ماده آلی و کریستال‌های ژپیس ثانویه می‌باشد. محیط رسوبی این رخساره با توجه به خصوصیات مختلف جانبی متفاوت می‌باشد ولی غالباً نشان‌دهنده محیط‌های دشت سیلابی رودخانه و دریاچه‌ای می‌باشد (شکل ۴-۲).

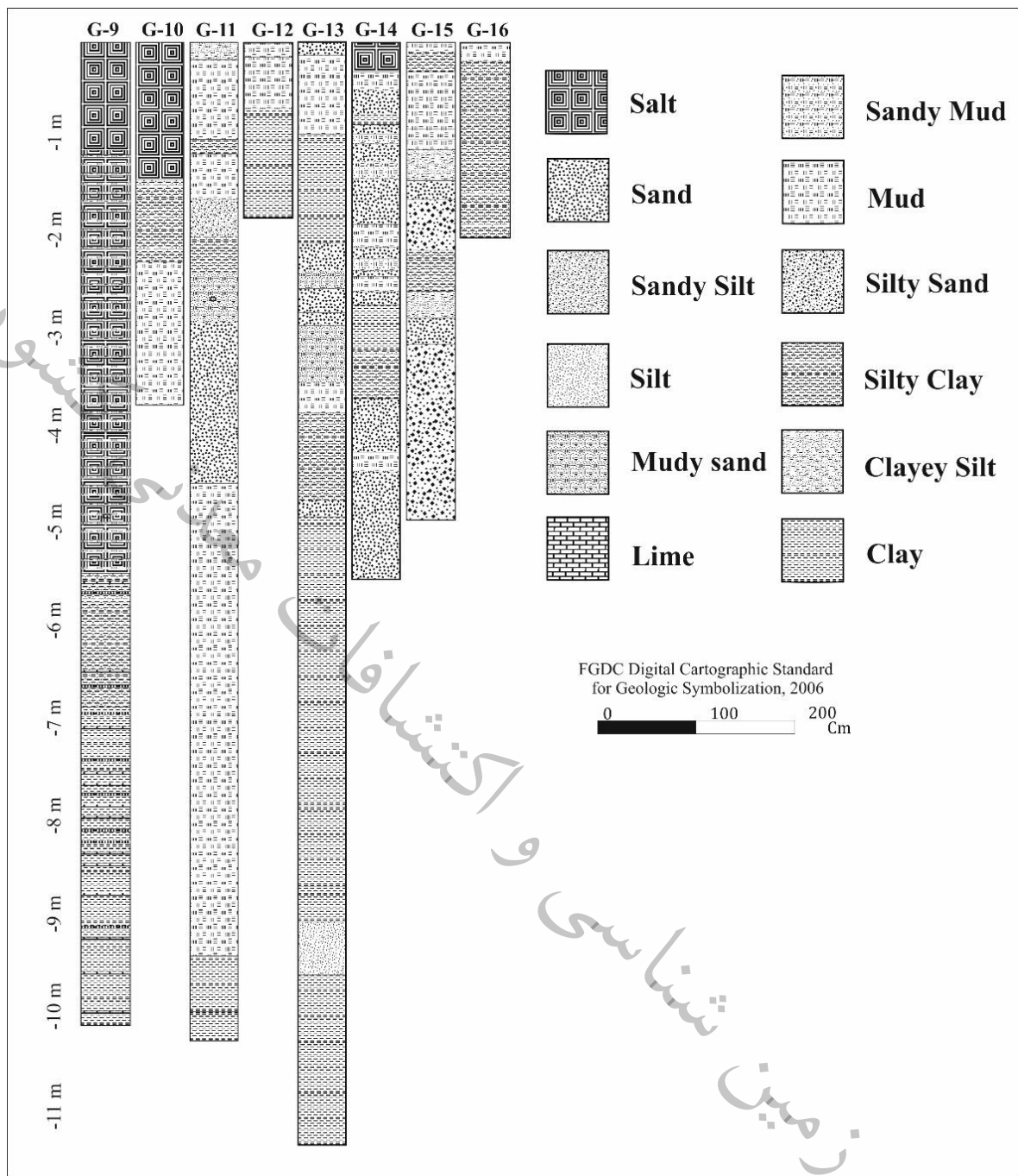
● **رخساره‌های گراولی و گراول‌دار:** این رخساره غالباً در دهانه رودخانه‌های ورودی بصورت خالص یا مخلوط با رسوبات دیگر قابل مشاهده است که در نتیجه حمل رسوبات دانه‌درشت توسط جریان‌های رودخانه‌ای و ورود آنها به محیط دریاچه است. این رخساره نشان‌دهنده محیط بالادست دلتای رودخانه زاینده‌رود می‌باشد که غالباً به رنگ خاکستری با زمینه گل قهوه‌ای می‌باشد (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲. رخساره‌های موجود در مغزه‌های پلایای گاوخونی: A: رس قهوه‌ای رنگ لامینه‌ای. B: مواد آلی خاکستری تا سیاه‌رنگ مربوط به محیط دلتایی یا دریاچه‌ای. C: رخساره گل نرم به‌رنگ‌های کرم و گاه قهوه‌ای مربوط به محیط پلایایی. D: ژئپس درشت‌بلور ثانویه تحت تاثیر محلول‌های غنی از سولفات. E: لامینه‌های نمک در ژرفاهای مختلف. F: رس به رنگ‌های مختلف در ژرفاهای گوناگون در تناوب با رسوبات دانه‌درشت مربوط به محیط رودخانه‌ای. G: رخساره ماسه قهوه‌ای‌رنگ خشک (ماسه‌های بادی). H: تناوب لامینه‌های ماسه‌ای، سیلتی و گلی مربوط به محیط‌های دریاچه‌ای. I: برداشت نمونه از مغزه تهیه‌شده



شکل ۳-۴. ستون چینه‌ای مغزه‌های برداشت شده از پلایای گاوخونی (G-1 تا G-8)

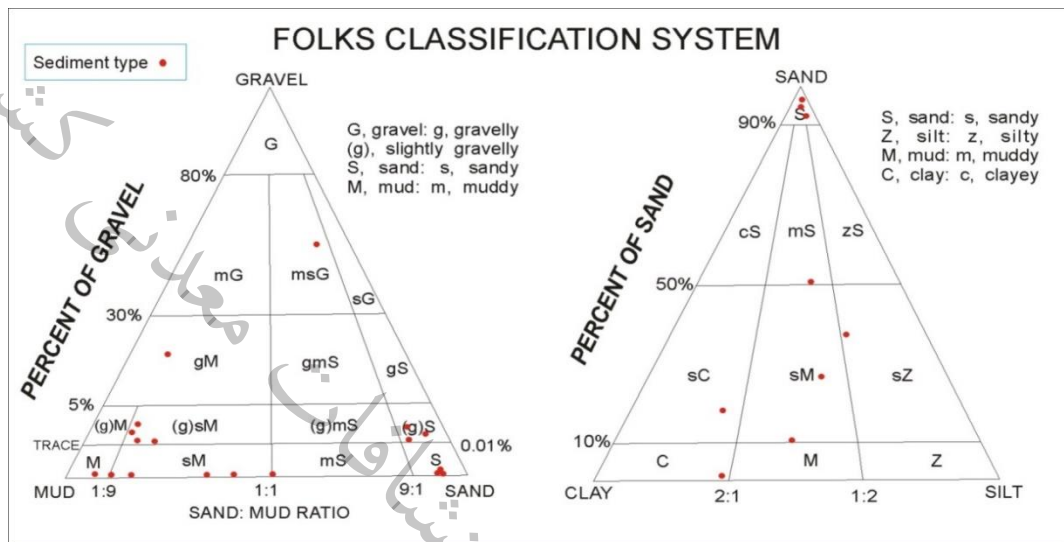


شکل ۴-۴. ستون چینه‌ای مغزه‌های برداشت‌شده از پلایای گاوخونی (G-9 تا G-16)

۴-۴ رسوب‌شناسی

شناسایی و تشخیص نوع محیط‌های رسوبی و رخساره‌های مختلف با آنالیز اندازه دانه‌ها میسر می‌گردد که اطلاعات ارزشمندی در خصوص فرایندهای حمل و نقل، رسوب‌گذاری، انرژی محیط رسوبی، اختصاصات سنگ منشاء و فرآیندهای هوازدگی و نوع جریان در اختیار ما قرار می‌دهد (Folk, 1974; Snelder et al. 2011). براساس نتایج آنالیز دانه‌بندی، نوع رسوبات بر مبنای طبقه‌بندی استاندارد فولک ۱۹۷۴ مشخص گردید (شکل ۴-۵). تعیین اندازه ذرات رسوبی از جمله شاخص‌هایی است که شرایط محیط رسوب‌گذاری و انرژی جریان را نشان می‌دهد. پارامترهای آماری از جمله جورشدگی، کج شدگی (نامتقارن بودن منحنی توزیع ذرات)، کشیدگی (نوک تیزی منحنی توزیع ذرات) و میانگین اندازه ذرات نسبت به تغییرات انرژی جریان، حساس و تحت

تأثیر پارامترهای فرسایش، حمل و نقل و سرعت ته‌نشست کنترل می‌شود. با توجه به درصد ذرات موجود در رسوبات بستر گاوخونی (تا ژرفای حدود ۱۱/۵ متر)، تیپ‌های رسوبی به ترتیب فراوانی، گل (Mud)، سیلت (Silt)، رس (Clay)، ماسه سیلتی (Silty sand)، گراول ماسه‌ای گلی (Muddy sandy gravel)، گل ماسه‌ای با کمی گراول (Slightly gravelly sandy mud)، گل با کمی گراول (Slightly gravelly mud)، گل گراولی (Gravelly mud)، ماسه گلی با کمی گراول (Slightly gravelly muddy sand) و گراول ماسه‌ای (Sandy gravel) تعیین گردیدند (شکل ۴-۵).



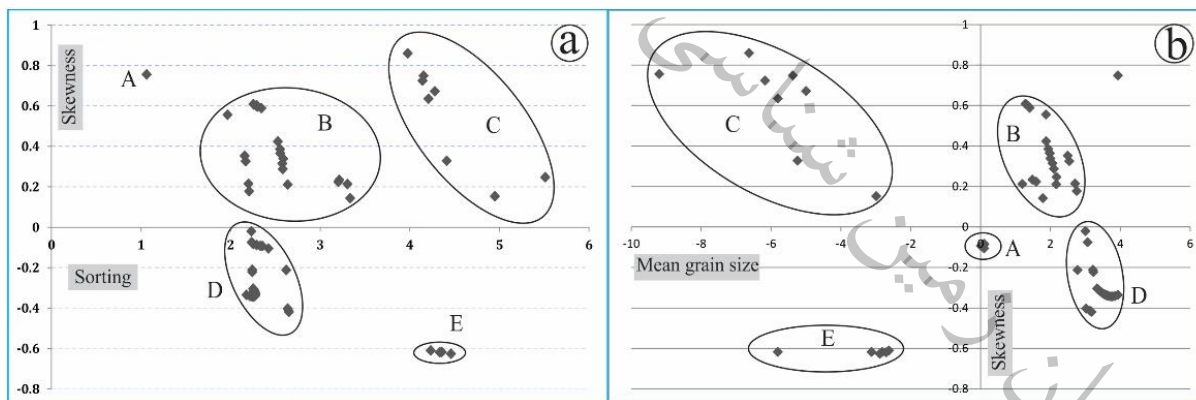
شکل ۴-۵. تیپ رسوبات بستر پلایای گاوخونی در طبقه‌بندی فولک (۱۹۷۴)

با توجه به بررسی پارامترهای آماری، (شکل ۴-۵) جورشدگی نمونه‌های رسوبی پارامتری است که نشان می‌دهد اندازه ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات چه مقدار به یکدیگر نزدیک است. جورشدگی رسوبات بستر پلایای گاوخونی به روش انحراف معیار ترسیمی جامع با متوسط ۲/۶، بیشینه ۵/۵ و کمینه ۱ می‌باشد که در محدوده جورشدگی متوسط تا شدت بد قرار می‌گیرد. از روی شاخص چولگی، می‌توان انرژی محیط رسوبی و نیز فرایندهای حمل‌کننده رسوبات را مشخص کرد. برای مثال، رسوبات با چولگی منفی نشان‌دهنده محیطی پرنرژی همراه با اندازه ذرات دانه‌درشت است. میانگین میزان کج‌شدگی در مغزه‌های برداشت شده ۰/۰۲-، بیشینه ۰/۸۶ و کمینه ۰/۶۲- می‌باشد که غالباً کج‌شدگی بسمت ذرات خیلی ریز تا خیلی درشت‌دانه پراکنده دارد. میانگین کشیدگی برای نمونه برداشت‌شده از مغزه‌ها ۰/۹۹ (کشیده) و در محدوده بسیار پهن تا بسیار کشیده پراکنده است (جدول ۴-۲). وجود تغییرات بسیار زیاد در میزان پارامترهای آماری رسوب‌شناسی بدلیل ترکیب عملکرد فرآیند-های مختلف در محیط‌های رسوب‌گذاری مختلف می‌باشد (AlGhadban and ElSammak, 2005). این وضعیت در رسوبات بستر پلایای گاوخونی، بدلیل فعالیت فرایندهای آبی و بادی در محیط‌های بادی، رودخانه‌ای، دلتایی و دریاچه‌ای است. عوامل متعددی از جمله اندازه ذرات، مکانسیم رسوب‌گذاری و ویژگی‌های جریان بر میزان جورشدگی رسوبات تاثیرگذار است. عدم وجود جریان‌های رودخانه‌ای با رژیم ثابت، باعث نهشته‌شدن رسوبات با جورشدگی بد می‌شود. در پلایای گاوخونی جریان‌های رودخانه‌ای، با شدت و مدت متفاوت از ارتفاعات زاگرس وارد حوضه مرکزی می‌گردد. در قسمت‌های شرقی پلایا، بدلیل فاصله زیاد از مصب رودخانه، با افزایش ذرات دانه‌ریز، میزان جورشدگی رو به بهبود و میزان کج‌شدگی مثبت می‌شود. وجود تپه‌های ماسه‌ای در بخش غربی پلایای گاوخونی در میزان پارامترهای رسوبی بسیار تاثیرگذار بوده است.

جدول ۴-۲- میانگین پارامترهای آماری رسوبات در هر مغزه رسوبی پلایای گاوخونی (اندازه‌های رسوبی براساس درصد)

Core. No	Clay	Silt	Sand	Gravel	Average	Sorting	skewness	Kurtosis	Sediment Type
G-1	50.67	40.91	8.41	0.00	2.17	2.52	0.01	0.87	Mud (M)
G-2	35.81	57.00	7.03	0.17	1.66	2.66	0.12	1.02	Mud (M)
G-4	43.46	50.12	5.84	0.58	1.91	2.51	-0.01	0.99	Mud (M)
G-6	39.04	52.13	6.54	2.29	1.27	3.14	-0.01	0.71	Mud (M)
G-9	63.00	37.00	0.00	0.00	3.51	2.36	-0.36	0.73	Mud (M)
G-11	42.32	50.08	7.64	0.00	1.79	2.62	0.13	0.70	Mud (M)
G-13	46.22	45.07	6.41	2.29	1.64	2.67	-0.15	0.96	Mud (M)
G-14	47.98	45.94	5.67	0.41	1.66	2.57	-0.21	1.66	Mud (M)
G-15	18.45	46.14	23.01	12.40	-2.12	2.86	0.25	1.57	Gravelly Mud

همبستگی بین میزان جورشدگی و کج شدگی، کاربرد زیادی برای بررسی ژنز و منشأ رسوبات (Folk, 1966) و استنباط تغییرات انرژی محیط و منشأ ذرات در محیط‌های دریاچه‌ای دارد (Jiang and Ding 2010). همان‌گونه که در شکل ۴-۶ قابل مشاهده است، تعداد حدود ۸۰ نمونه دانه‌بندی شده در ۵ محدوده نمودار قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده نوع مکانسیم رسوب‌گذاری، فرایند و منشأ رسوبات می‌باشد. نمونه قرار گرفته در محدوده A با توجه به جورشدگی خوب و میزان کج‌شدگی مثبت (ذرات دانه‌ریز) مربوط به رسوبات بادی حاشیه غرب پلایای گاوخونی می‌باشد در ژرفاهای حدود ۱ و ۳ متری می‌باشد. همچنین بخشی از نمونه‌های محدوده B نیز می‌تواند از دو منشأ بادی و دریاچه‌ای باشد که حاکی از فعال بودن هر دو فرایند بادی و آبی در این محدوده است. ولی بنظر می‌رسد این محدوده غالباً تحت تأثیر محیط‌های دریاچه‌ای بوده است. محدوده C با جورشدگی بسیار ضعیف و کج‌شدگی به سمت رسوبات دانه‌ریز احتمالاً مربوط به محیط‌های دریاچه‌ای یا دلتایی در مغزه‌های G-12 و G-13 است. رسوبات با جورشدگی بد تا بشدت بد و کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌درشت مربوط به محیط‌های رودخانه‌ای بالادستی (محدوده مغزه‌های G-15, G-16 و G-8) می‌باشد که در محدوده D و E قابل مشاهده است (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶: a: همبستگی بین میزان انحراف معیار ترسیمی جامع و میزان کج‌شدگی، b: نمودار همبستگی میانگین اندازه ذرات با میزان کج‌شدگی

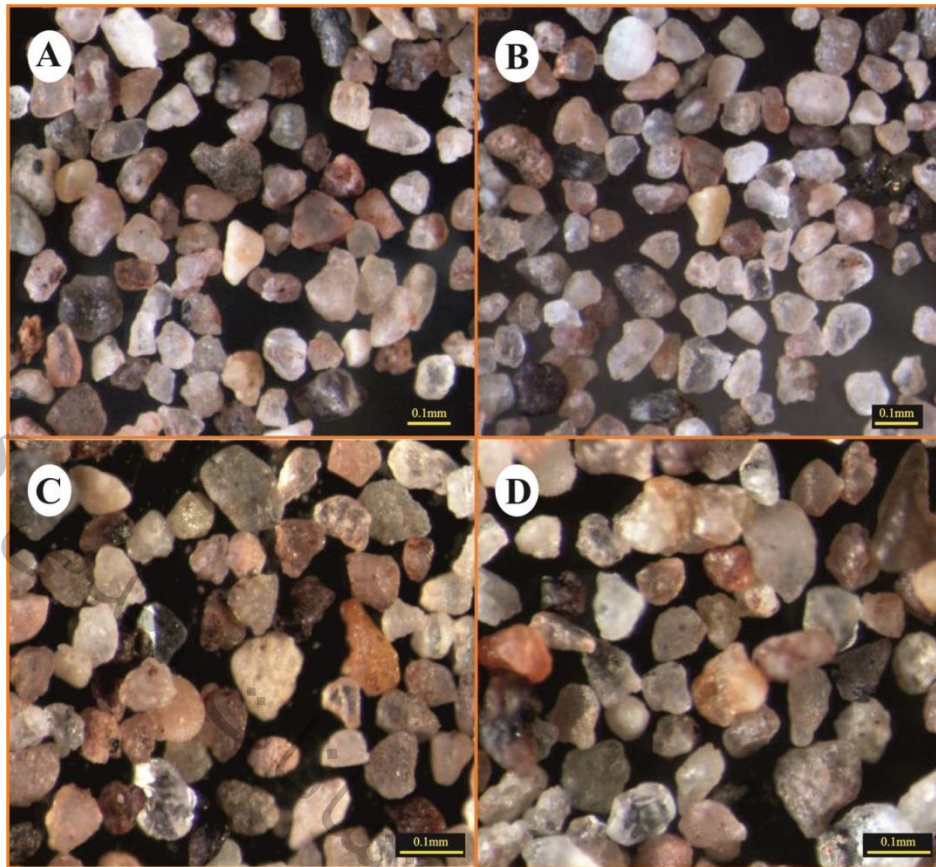
همبستگی بین میزان جورشدگی و کج‌شدگی، کاربرد زیادی برای بررسی ژنز و منشأ رسوبات (Folk, 1966) و شناخت تغییرات انرژی محیط و منشأ ذرات در محیط‌های دریاچه‌ای دارد (Jiang and Ding, 2010). همان‌گونه که در شکل ۵-۷ قابل مشاهده است، تعداد ۸۰ نمونه دانه‌بندی شده در ۵ محدوده نمودار قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده نوع مکانسیم رسوب‌گذاری، فرایند و منشأ رسوبات می‌باشد. نمونه قرار گرفته در محدوده A با توجه به جورشدگی بد و میزان کج‌شدگی مثبت (ذرات دانه‌ریز) مربوط به رسوبات دریاچه‌ای بویژه بخش جنوبی پلایای گاوخونی می‌باشد. بعبارتی دیگر واحد A، معرف دوره‌های خشک می‌باشد که با

توجه به ژرفای مغزه‌ها مدت زمانی کوتاهی در منطقه حاکم شده‌اند. محدوده B و C با جورشدگی بسیار ضعیف و کج‌شدگی به سمت رسوبات دانه‌ریز احتمالاً مربوط به محیط‌های دریاچه‌ای یا رودخانه‌ای با رژیم دائمی و ثابت در مغزه‌های بخش شمالی است که غالباً بیشتر از دوره‌های خشک در منطقه حاکم بوده است. واحدهای D و E، معرف دوره‌های مختلف اقلیمی در محیط‌های رودخانه‌ای می‌باشد که با توجه به رژیم رودخانه متغیر بوده است. بطور کلی ویژگی آخرین چرخه یخچالی در مقیاس جهانی را ظهور نسبتاً سریع دوره‌های گرم و سپس، سرد شدن تدریجی دانست. چرخه‌ای که در دوره پلیستوسن چندین بار تکرار شد. همین موضوع، دلیل ایجاد الگویی موسوم به دنداناره در نمودارهای دیرینه اقلیم شناختی است (Bradley, 2015; Lowe and Walker, 2015).

۴-۵- مورفوسکوپی

هر محیط رسوبی توسط فرایندهای انتقال و ته نشست خاص خود، اثرات منحصر به فرد ریخت‌شناسی بر روی سطح دانه‌های رسوبی تخریبی انباشته‌شده در آن محیط می‌گذارد (Hamzeh et al. 2016). مطالعات مورفوسکوپی و به عبارت دیگر بررسی شکل دانه‌ها ارتباط مستقیم با ترکیب و اندازه دانه، نوع حرکت و مسافت حمل‌شده دارد (Koykka, 2011). مطالعه رسوبات بادی منجر به شناسایی اجزای تشکیل‌دهنده رسوبات، سنگ منشأ رسوبات آواری، محیط تشکیل رسوبات و آب و هوای ناحیه منشأ می‌شود. بنابراین ذرات بادی از نظر ژنتیکی با مواد مادری شان (سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی) ارتباط داشته باشند. رسوبات نهشته شده در محیط‌های آبی به طور معمول بیشتر گرد شده‌اند و دارای سطح صاف و صیقلی و در برخی مواقع همراه با فرورفتگی‌های V شکل بر روی سطح خود هستند. این در حالی است که رسوبات موجود در محیط‌های بادی جورشدگی خوبی دارند و فرورفتگی‌های بشقاب مانند بر روی سطح خود نشان می‌دهند. در برخی موارد این رسوبات، اشکال نیمه گردشده بر روی سطح خود دارند (Fitzsimmons et al., 2007).

نهشته بادی بستر پلایای گاوخونی بدلیل ریزدانه بودن (ماسه دانه‌ریز و بسیار دانه‌ریز) غالباً (بیش از ۹۵ درصد) در فراکسیون‌های ۱۲۵ و ۶۳ میکرون متمرکز هستند. در نهشته‌های بادی کوارتز، خرده سنگ‌های آذرین و فلدسپار در فراکسیون ۱۲۵ میکرون و کوارتز، کربنات تخریبی، فلدسپار و بصورت محدود ژیبس در فراکسیون ۶۳ میکرون قابل مشاهده است. میزان جورشدگی و گردشدگی در فراکسیون ۱۲۵ میکرون بمراتب بهتر است و بدلیل عدم حضور رس از نظر بافتی در محدوده مچور تا سوپرمچور قرار می‌گیرد. فراکسیون ۶۳ میکرون میزان گردشدگی کمتری نسبت به فراکسیون ۱۲۵ میکرون دارد. از نظر مچوریتی کانی‌شناسی، بدلیل وجود فلدسپات و خرده سنگ، دارای مچوریتی پایین می‌باشند که حاکی از رسوبات نزدیک به منشأ است. کدر و مات بودن ذرات کوارتز، شاهدهی بر حمل تحت تأثیر باد می‌باشد (شکل ۴-۷).



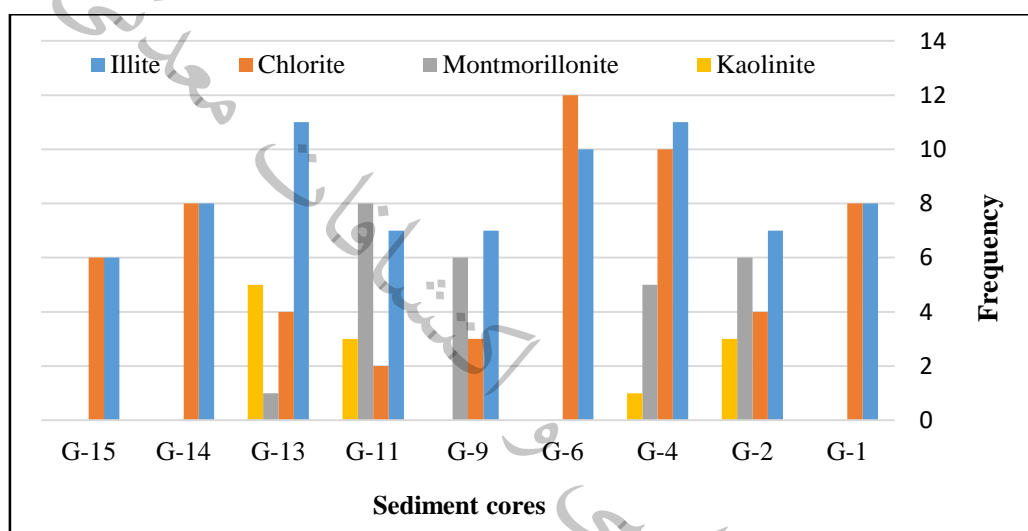
شکل ۴-۷. تصویر میکروسکوپی اجزای رسوبی رسوبات بادی. الف) - خرده سنگ‌های آذرین و کوارتز تقریباً گرد شده (فراکسیون ۱۲۵ میکرون) (مغزه G-1 نمونه ۱۰۰-۹۰). ب) - خرده سنگ‌های آذرین، کوارتز و فلدسپار تقریباً نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار (فراکسیون ۱۲۵ میکرون) (مغزه G-2 نمونه ۲۴۵-۲۴۰). ج) - کوارتز، خرده آهکی تخریبی، فلدسپار، خرده سنگ، میکا و ژیپس نیمه زاویه‌دار (فراکسیون ۶۳ میکرون) (مغزه G-1 نمونه ۱۰۰-۹۰). د) - خرده آهکی تخریبی، کوارتز، فلدسپار و خرده سنگ نیمه گرد شده (فراکسیون ۶۳ میکرون) (مغزه G-2 نمونه ۲۴۵-۲۴۰).

بررسی‌های مورفوسکوپی، نشان می‌دهد ماسه‌های پلایای گاوخونی دارای منشأ بادی است. این ماسه‌ها، بشکل مدور و با سطحی مات می‌باشند. علت این مسئله برخورد دانه‌های رسوبی به یکدیگر در حین حمل و جابجایی است. بررسی‌های مورفوسکوپی رسوبات ماسه بادی موجود در مغزه‌های مورد مطالعه، نشان‌دهنده وجود ذرات ماسه بادی به همراه رسوبات گل قرمز رنگ می‌باشد که حاکی از عملکرد همزمان فرایندهای بادی در مناطق حاشیه غربی با فرایندهای موثر در بخش‌های داخلی تر پلایا است. به عبارتی دیگر زمانی که در گاوخونی شرایط پلایایی برقرار بوده است، فرایندهای بادی نیز در بخش‌های غربی فعالیت داشته‌اند. لذا توالی رسوبات در دوره‌های مذکور بصورت ترکیبی از رسوبات بادی و پلایایی می‌باشد. فراوانی رسوبات ماسه بادی و رسوبات گل پلایایی در دوره‌های مختلف، متفاوت می‌باشد. وجود همزمان ذرات با گردش‌دهی‌های متفاوت، ذرات کدر و شفاف و وجود رسوبات با رسیدگی (مچورتی) کانی‌شناسی پایین در نمونه‌های برداشت شده از ماسه‌های بادی از تأمین رسوب از چند منشأ، با فواصل و فرایندهای مختلف در زمان‌های گذشته حکایت دارد. از منشاهای تأمین‌کننده رسوبات بادی در منطقه گاوخونی می‌توان به رسوبات مخروط‌افکنه‌ای بزرگ شمالی و شمال شرقی که اکثراً ذرات آذرین و رسوبات مخروط‌افکنه‌ای غرب و جنوب-غرب را غالباً ذرات رسوبی (اکثراً خرده سنگ‌های آهکی) و رسوبات زاینده‌رود را به ترتیب فراوانی آذرین، دگرگونی و رسوبی تشکیل می‌دهند، اشاره کرد. همچنین درصد فراوانی نوع خرده سنگ‌ها و کانی‌ها در ماسه‌های بادی از شمال به جنوب تغییر

می‌یابد. به طوری که از شمال تپه‌های ماسه‌ای به طرف جنوب، میانگین فراوانی ذرات آذرین، دگرگونی و کانی‌های سنگین کاهش و بالعکس ذرات رسوبی افزایش نسبی دارند. نقش سنگ‌شناسی حوضه آبریز رودخانه دائمی زاینده‌رود در بلوغ ترکیبی، درصد فراوانی و جنس ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات ماسه‌ای این منطقه مؤثرتر بوده و سایر عوامل مانند آب و هوای دیرینه و زمین‌ساخت اهمیت کمتری دارند (Pakzad, 2003).

۴-۶- کانی‌شناسی و کانی‌شناسی رس‌ها

نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس نشان‌دهنده حضور کانی‌های کلسیت، کوارتز، فلدسپار، کانی‌های رسی و تبخیری می‌باشد که در مغزه‌های مختلف قابل شناسایی است. کانی‌های رسی به ترتیب فراوانی و تکرار در توالی رسوبات زیر بستر شامل کلریت، ایلیت، مونت‌موریلونیت، کائولینیت و کانی‌های تبخیری ژپیس و هالیت می‌باشند (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸. فراوانی نسبی کانی‌های رسی در مغزه‌های آنالیز شده

۴-۶-۱- تجزیه و تحلیل منشأ کانی‌های رسی

یک کانی رسی به عنوان یک کانی ثانویه در اثر هوازدگی سنگ مادر می‌باشد (Liu et al., 2019). کانی‌های رسی آواری عمدتاً در اثر هوازدگی شیمیایی از سنگ‌های آلومینوسیلیکات حاصل می‌شود. ویژگی‌های این رس‌ها بسیار متفاوت بوده و به ساختمان و ترکیب آن‌ها ارتباط دارد. انواع کانی‌های رسی که در سنگ‌های رسوبی، طی مراحل آغازین هوازدگی به وفور یافت می‌شود به ترکیب سنگ مادر بستگی دارد. اما در مراحل پایانی این امر به طور کامل به آب و هوا ارتباط پیدا می‌کند (Ketzer et al., 2003). مهم‌ترین کانی‌های رسی معمول در دریاچه‌ها، اسمکتیت و ایلیت هستند. اما کائولینیت و کلریت نیز در این مناطق رایج هستند (Abdi et al., 2018). رس‌های آواری در محیط‌های آبی شناسایی شرایط هوازدگی (Fagel, 2007)، منشأ و فرایند-های انتقال را برای ما فراهم می‌نمایند (Hindshaw et al., 2018; Maccali et al., 2018). بسیاری از پژوهش‌ها در مورد کانی‌شناسی محیط‌های دریایی عهدحاضر نشان می‌دهد که معمولاً کانی‌های رسی دارای منشأ قاره‌ای هستند (Savage et al., 2013). باید در نظر داشت تمایز رس‌های اتوژنیک از رس‌های آواری بسیار مشکل است (Glenn and Filippelli, 2007). عدم وجود کانی‌های رسی خاص محیط‌های دباژنزی مانند سپیولیت، پالیگورسکیت و کورنیت نشان‌دهنده عدم تشکیل کانی‌های رسی اتوژن در محیط‌رسوبی قلیایی مانند پلایای گاوخونی می‌باشد (Chamley, 1989). ایلیت معمولاً شرایط آب و هوایی سرد و

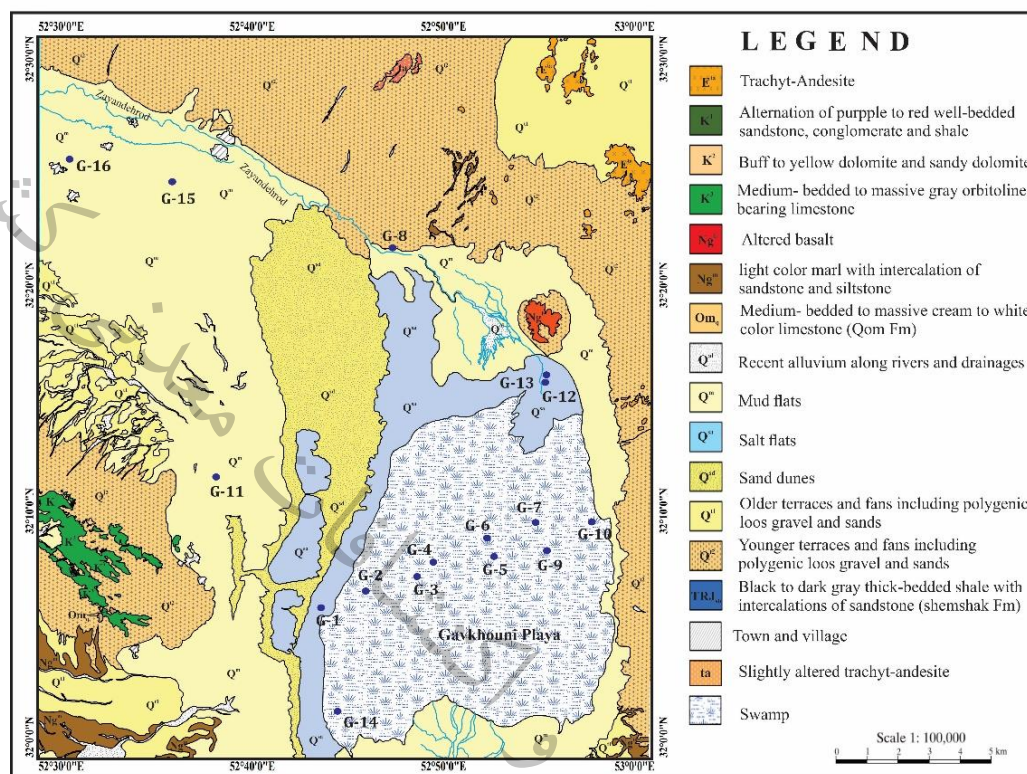
خشک تا معتدل همراه با هوازدگی شیمیایی و آب‌شویی بسیار پایین را در ناحیه منشأ منعکس می‌کند (Oliveira et al, 2002; Fagel, 2007). ایلیت از کانی‌های رسی بسیار حساس به تغییرات آب و هوایی کوتاه مدت است (Pandarinnath et al., 1999; Lamy et al., 2000; Liu et al., 2010; 2019). شستشوی مداوم K^+ از شبکه کریستالی ایلیت منجر به تبدیل ایلیت به اسمکتیت خواهد شد و فرآیند هوازدگی کامل باعث تبدیل اسمکتیت به کائولینیت می‌شود (Chamley, 1989; Liu et al., 2019). کلریت یک جز گسترده از سنگ‌های رسوبی آواری، سنگ‌های آذرین، سنگ‌های دگرگونی درجه پایین و یک محصول ثانویه هوازدگی از سایر کانی‌های رسی بخصوص ایلیت است. کلریت تا حدودی به‌طور یکنواخت در سطح قاره‌ها پراکنده شده است (Martinez-Ruiz et al., 1999; Fagel, 2007). کلریت در طی مراحل با آب‌شویی ضعیف در خاک‌های معتدل تشکیل می‌شود ولی به راحتی اکسید می‌شود. افزایش میزان کلریت، حاکی از شرایط آب و هوایی خشک است (Vanderaverroet et al, 2000). با این حال، کلریت به خودی خود نمی‌تواند به عنوان یک شاخص آب و هوایی بطور مستقل مورد استفاده قرار گیرد. کلریت در خاک‌های مناطق خشک، هم در عرض جغرافیایی بالا و هم پایین تشکیل می‌شود (Oliveira et al., 2002). کائولینیت در اثر هوازدگی شیمیایی آلومینوسیلیکات‌ها به‌ویژه فلدسپارها تشکیل می‌شود (Meunier, 2005; Garzanti et al., 2016). کائولینیت در شرایط هوازدگی و آب‌شوئی شدید، در عرض‌های جغرافیایی پایین (استوایی) و معمولاً در شرایط آب و هوای گرم و مرطوب تشکیل می‌شود (Tucker, 1994; Tang et al., 2002; Bergaya et al, 2006). این کانی از پایدارترین رس‌ها به حساب می‌آید. مونت-موریلونیت از هوازدگی ترکیبات بازیک و سنگ‌های ولکانیکی در محیط‌های آب‌شویی متوسط و تجزیه سایر کانی‌های رسی مانند ایلیت تشکیل می‌شود (Bergaya et al., 2006). در رسوبات مناطق معتدل با میزان آب‌شویی متوسط و زهکشی خوب، فراوان یافت می‌شود (Nichols, 2009).

۴-۶-۲- کانی‌های رسی در محیط‌های رسوبی

بطور کلی رسوبات در اندازه رس ۲۰ تا بیش از ۶۰ درصد فراوانی توالی رسوبات بستر پلایای گاوخونی را به خود اختصاص می‌دهند. در واقع ذرات در اندازه رس در غالب طول یا درازای مغزه‌ها حضور دارند و حتی در افق‌های خاصی بیش‌ترین فراوانی اجزاء رسوبی را تشکیل می‌دهند. کانی‌های رسی معمولاً از طریق رودخانه‌ها بصورت بارمعلق وارد دریاچه‌ها می‌شوند. ته‌نشینی در محیط بسیار آرام منجر به تشکیل لامیناسیون بسیار ظریف با مخلوط‌شدگی خوب در رسوبات می‌گردد (Fagel, 2007; Cai and Coauthors, 2014; Linder et al., 2018). تغییر در انرژی جریان‌های رودخانه‌ای، شدت، مدت و جهت وزش باد بر سطح دریاچه، اختلاف چگالی آب رودخانه و آب دریاچه و تغییرات سطح تراز آب دریاچه از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده تغییرات فراوانی رسوبات آواری و کانی‌های رسی در طول زمان می‌باشد (Fagel, 2007). با توجه به نوع رخساره‌ها، پارامترهای رسوب-شناسی و ویژگی‌های بافتی رسوبات، در محل مغزه‌های برداشت شده، رسوب‌گذاری غالباً از ذرات معلق صورت گرفته است. کانی‌های رسی اکثر ذرات کلوئیدی را تشکیل می‌دهند و مواد معلق بسیار با دوام را ایجاد می‌کنند. در این بین ذرات بزرگ‌تر مانند کلریت و ایلیت سریع‌تر رسوب می‌کنند. کائولینیت یک بار معلق در اندازه متوسط را ایجاد می‌کند. بنابراین یک نوع غربال‌گری به وقوع می‌پیوندد. ذرات ریزتر به مناطق دور از ساحل حمل می‌شوند و کانی‌های رسی درشت‌تر در مناطق نزدیک به ساحل رسوب می‌کنند (Meunier, 2005). از طرفی رسوب‌گذاری کانی‌های رسی ارتباط نزدیک و مهمی با فلوکوله شدن در مصب رودخانه‌ها دارد (Liu et al., 2019). در مناطق دور از ساحل، فلوکوله شدن رسوبات رسی کم و هیدرودینامیک ضعیف می‌شود. لذا کلریت و ایلیت می‌توانند به صورت تدریجی نهشته شوند (Dong and Song, 2009). همچنین کانی‌های رسی می‌توانند به عنوان عامل حساس به میزان شوری محیط رسوب‌گذاری، در محیط‌های دیرینه مورد استفاده قرار گیرد. در محیط با میزان شوری پایین، کانی کائولینیت تمایل به نهشته شدن دارد. لذا فراوانی کائولینیت در مصب رودخانه‌ها، ممکن است در

ارتباط با میزان شوری باشد. در حالی که ایلیت در یک محیط با میزان بالای شوری و غالباً در مناطق دور از مصب رودخانه نهشته می‌شود (Meunier, 2005; Liu et al., 2019). بطور کلی می‌توان نتیجه گرفت در صورت وجود شرایط ثابت در منشأ، ویژگی‌های شیمیایی و هیدرودینامیک آب در منطقه رسوب‌گذاری ممکن است مستقیماً ترکیب و توزیع کانی‌های رسی را تحت تأثیر قرار دهد (Liu et al., 2019). طبق نتایج کانی‌شناسی، کوارتز، کلسیت، فلدسپار، دولومیت و کانی‌های رسی و تبخیری در رسوبات بستر پلایای گاوخونی شناسایی شده‌اند. در این بین کوارتز، کربنات‌های تخریبی و فلدسپار به عنوان درشت‌ترین و فراوان‌ترین ذرات آواری موجود در رسوبات می‌باشند. غالب رسوبات و کانی‌های ذکر شده از شمال دریاچه توسط اصلی‌ترین رودخانه حوضه آبریز (زاینده‌رود) وارد پلایا شده است. بخشی دیگر نیز رسوبات بادی می‌باشد که غالباً از بخش غربی وارد پلایا شده و گسترش یافته‌اند. با توجه به تغییرات رسوب‌شناسی و پارامترهای آماری رسوبی، رسوبات بستر پلایای گاوخونی دارای تغییرات زیادی در نوع ترکیب می‌باشد. این مسئله می‌تواند بدلیل وجود فرایندهای متعدد حمل رسوبات و گستردگی محدوده منشأ رسوبات در حوضه آبریز باشد. در رسوبات مغزه‌های برداشت‌شده از بستر پلایای گاوخونی به ترتیب فراوانی کانی‌های ایلیت، کلریت، مونت-موریلونیت و کائولینیت در نتایج آنالیز کانی‌شناسی رس‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۸). بررسی توالی‌های رسوبی در مغزه‌های برداشت‌شده، نشان‌دهنده افزایش رسوبات دانه‌ریز (کانی‌های رسی) از حاشیه پلایا به سمت بخش‌های مرکزی است. از عوامل اصلی حمل رسوبات دانه‌ریز از شمال به مرکز و بخش شرقی پلایای گاوخونی، وجود آب شور در پلایا و ایجاد جریان‌های با چگالی بالا می‌باشد. لذا کانی‌های رسی بدلیل اندازه کوچک نسبت به سایر رسوبات آواری آسانتر به مناطق مرکزی هدایت و نهشته می‌شوند (Fagel, 2007). شباهت کانی‌های رسی در بار رسوبی رودخانه زاینده‌رود و رسوبات بستر پلایا این مطالب را تأیید می‌کند. از آنجایی که زاینده‌رود، رودخانه اصلی تأمین‌کننده کانی‌های رسی آواری است و با توجه به رخساره‌های مختلف در مغزه‌های برداشت‌شده، می‌توان دلیل کم‌شدن حضور کانی‌های رسی از شمال به جنوب را این‌گونه توجیه نمود. یکی از دلایل حضور کانی‌های رسی در بخش‌های مرکزی (علیرغم فاصله نسبتاً زیاد با مصب) به‌همراه کانی‌های تبخیری همچون ژپس و انیدریت را می‌توان به شوری بالای دریاچه مرتبط دانست. همانگونه که انتظار می‌رود در بخش‌های شمالی و مرکزی بدلیل نزدیکی به مصب رودخانه و بالا بودن بار رسوبی، گسترش کانی‌های رسی بیشتر از سایر نقاط می‌باشد و به سمت قسمت‌های جنوبی و غربی دریاچه، رسوبات دانه‌درشت بادی جایگزین رخساره‌های دانه‌ریز می‌گردد. بطور کلی از حاشیه پلایا به سمت بخش مرکزی و شرقی، کانی‌های تبخیری روند افزایشی پیدا می‌کنند. با مقایسه دو مغزه G-1 و G-9 می‌توان به این نتیجه رسید که با حرکت از غرب به شرق و مرکز پلایا، میزان و حجم نهشته‌های تبخیری بیشتر و ضخیم‌تر می‌شود. همچنین این افزایش از ژرفا به سطح در مغزه‌های برداشت‌شده از بستر پلایا مشهود است. لازم به ذکر است تغییر در فراوانی کانی‌های رسی در مغزه‌های برداشت‌شده نسبت به ژرفا روند خاصی را نشان نمی‌دهند. از آنجایی که در حدود ۹۰ درصد کانی‌های رسی موجود در حوضه‌های آبی جهان دارای منشأ آواری می‌باشند (Velde, 1995; Fagel, 2007)، لذا به احتمال زیاد در حوضه گاوخونی نیز اکثر کانی‌های رسی شناسایی‌شده دارای منشأ آواری می‌باشند که می‌تواند بیانگر منشأ رسوب و اقلیم محیط باشد. برای تعیین منشأ کانی‌های رسی موجود در رسوبات حوضه‌های آبریز، شناسایی کانی‌های رسی موجود در برونزدهای سنگی اطراف حوضه امری ضروری است (Liu et al., 2019). منشأ کانی‌های رسی، تشکیلات سنگی اطراف پلایا هستند که این رخنمون‌های سنگی در شرایط آب و هوای مرطوب فرسایش یافته و از طریق رودخانه‌ها و آبراهه‌ها وارد پلایا شده‌اند (پورعلی و همکاران، ۱۳۹۸). این رسوبات عمدتاً توسط زاینده‌رود حمل شده‌اند (شکل ۵-۹). شباهت زیاد بین کانی‌های رسی موجود در مغزه‌های پلایای گاوخونی و رسوبات بستر این دریاچه و عدم وجود کانی‌های رسی دیاژنزی در مغزه‌ها، نشان‌دهنده منشأ آواری و موروثی کانی‌های رسی موجود در بستر پلایا می‌باشد که می‌تواند حاکی از عدم تحمل فرایندهای دیاژنتیکی در توالی‌های زیر بستر پلایا باشد. از طرفی یکی از منشأهای محتمل برای رسوبات دانه‌ریز حوضه‌های آبی می‌تواند مرتبط با رسوبات بادی باشد (Gillies et al., 2013; Stout,)

2014). تعیین حجم، میزان و نحوه حمل این رسوبات به بستر پلایای گاوخونی کار مشکلی است. اگرچه مقداری از کانی‌های رسی در دوره‌های خشک (پایین بودن سطح تراز) از طریق فرسایش دشت سیلابی رودخانه‌ها در مواقع سیلابی وارد پلایا شده‌اند، ولی بخش اصلی کانی‌های رسی در دوره‌هایی با آب و هوای مرطوب و پر بارش که سطح آب دریاچه بالا بوده، در بستر دریاچه نهشته شده‌اند که عمدتاً توسط آبراهه‌های اطراف به دریاچه حمل شده‌اند.



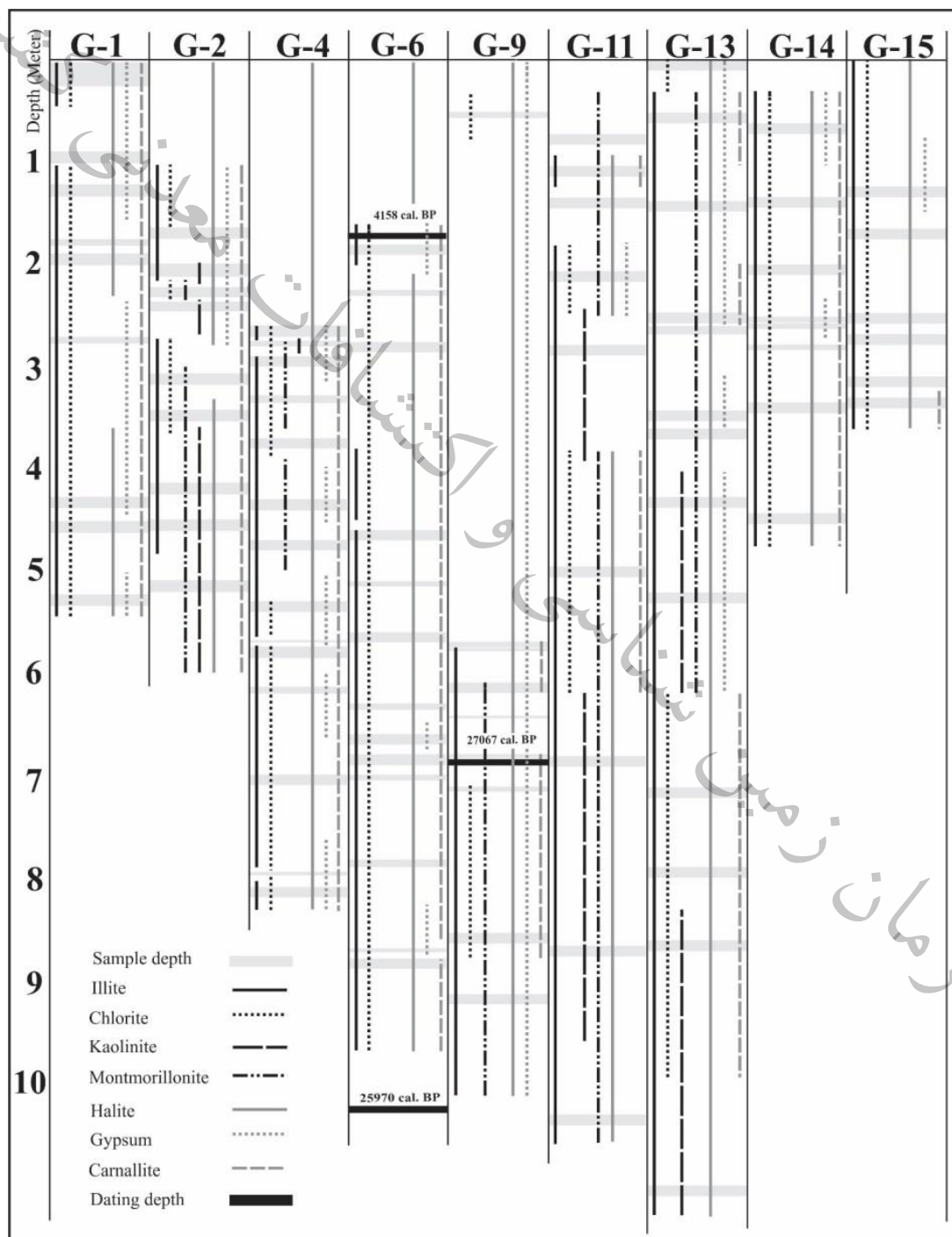
شکل ۴-۹. نقشه زمین شناسی پلایای گاوخونی و زمین‌های اطراف (جوادی و همکاران، ۱۳۹۶)

۴-۶-۳- کانی‌های رسی و بازسازی اقلیم دیرینه

همانگونه که قبلاً نیز ذکر شد عدم وجود کانی‌های رسی خاص محیط‌های دیانزنی مانند سپیولیت، پالی‌گورسکیت و کورنزیتم (Chamley, 1989) نشان‌دهنده عدم تأثیر یا تأثیر ناچیز دیانزنی نوع تبدیلی در رسوبات پلایای گاوخونی است. لذا با توجه به حصول اطمینان از عدم تأثیر دیانزنی تبدیلی بر روی کانی‌شناسی، می‌توان به اقلیم دیرینه در زمان‌های مختلف دست یافت. کلریت موجود در مغزه‌ها ممکن است از شیل‌های با شدت دیانزنی بالا، ماسه‌سنگ‌های متخلخل و سنگ‌های کربناته حاصل شده باشد. کانی‌های ایلیت و کلریت در مغزه‌های حاشیه‌ای در همه ژرفاها موجود می‌باشند که بنظر می‌رسد تحت تأثیر ثابت بودن منشا ذرات و وجود محیط‌های معتدل تا خشک و کم باران و احتمالاً سرد شدن هوا می‌باشد (Khormali et al., 2005; Zhou and Keeling, 2013; Anaya-Gregorio et al., 2018; Hernández-Hinojosa et al., 2018). در بخش شمالی پلایا کانی ایلیت و کلریت در همه ژرفاها مشاهده می‌شود که با توجه به آنالیز کانی‌شناسی، عمدتاً ناشی از هوازدگی توده‌های بازیک شمال پلایا (کوه‌سیاه) می‌باشد. وجود کانی رسی کائولینیت وابسته به کانی‌های همراه قابل تفسیر و تحلیل می‌باشد. افزایش فراوانی کانی‌های آواری بویژه کوارتز که حاکی از ورود جریان‌های رودخانه‌ای با حجم بالا در منطقه است می‌تواند به‌همراه وجود کانی رسی کائولینیت نشان‌دهنده دوره‌های اقلیمی مرطوب و گرم باشد. در دوره‌هایی با بارندگی بیشتر، کانی‌های رسی کلریت-کائولینیت غالب می‌باشند (Abdi et al., 2018). به طور معمول در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب حاره‌ای با حداکثر هوازدگی اکسیدهای

آهن و کاتولینیت غالب هستند. کانی کاتولینیت در دو مغزه G-11 و G-13 در ژرفاهای بیش از ۳ متر مشاهده می‌شود. مغزه‌های مذکور، در مصب رودخانه زاینده‌رود و بخش غربی پلایا قرار دارد. این مناطق در دوره‌های مختلف مرطوب و خشک بدلیل نزدیکی به مصب رودخانه زاینده‌رود غالباً شرایط مرطوب داشته‌اند. مونت‌موریلونیت تقریباً در همه طول مغزه قابل مشاهده است. نوع رخساره‌های رسوبی، نوع کانی‌های رسی موجود و نتایج سن‌سنجی، حضور مونت‌موریلونیت در مغزه‌های مرکزی پلایا با سنی بیش از ۲۵ هزار سال، شرایط معتدل در اواخر پلیستوسن را در منطقه تداعی میکند. با توجه به نرخ رسوب‌گذاری و بیش‌ترین ژرفای برداشت‌شده در مغزه‌های اقلیمی را می‌توان تا حداکثر ۴۰ هزار سال گذشته بازسازی کرد. بررسی ستون چینه‌شناسی مغزه‌های برداشت‌شده از بستر پلایا نشان‌دهنده تغییرات فراوان اقلیمی در این حوضه می‌باشد. وجود رخساره‌های تبخیری و آواری، وجود رخساره‌های دارای ماده آلی و بقایای گیاهی، تغییرات فراوان رسوب‌شناسی، پارامترهای آماری رسوبی و وجود رخساره‌های ماسه بادی نشان‌دهنده نوسانات اقلیمی و تغییرات تراز آب دریاچه بصورت تناوبی در گذشته است. حساسیت بالای محیط‌های کم ژرفا و بسته به تغییرات اقلیمی باعث ثبت دقیق این نوسانات در بخش‌های حاشیه‌ای می‌شود. در مغزه‌های حاشیه‌ای مانند G-1 و G-2 تغییر در رخساره‌های رسوبی و نوع کانی‌های رسی بواسطه تغییرات اقلیمی فراوان است. همچنین در بخش‌های شمالی و مرکزی پلایا به واسطه تأمین رسوبات از رودخانه زاینده‌رود، تنوع کانی‌های رسی نسبت به سایر بخش‌ها زیاد است. از طرفی کانی‌های تبخیری در مغزه‌های داخل پلایا نسبت به مغزه‌های حاشیه‌ای و خارج از حوضه بیشتر می‌باشد. همچنین از ژرفا به سطح، حجم کانی‌های تبخیری افزایش می‌یابد. قدیمی‌ترین رسوبات برداشت‌شده در این پژوهش در مغزه G-9 می‌باشد. این رسوبات دارای کانی‌های رسی مونت‌موریلونیت و ایلیت در بخش مرکزی پلایای گاوخونی می‌باشد. کانی‌های مونت‌موریلونیت و ایلیت با منشأ آواری، اقلیم سرد و معتدل را در منطقه تداعی میکند. این شرایط اقلیمی تا حداقل ۲۵ هزار سال پیش ادامه داشته است. همچنین کلریت‌ها عمدتاً از هوازدگی سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین حاصل می‌شوند (Abdi et al., 2018). این فرض تأمین رسوب از سازندهای بالا دستی زون ارومیه-دختر که غالباً دارای سنگ‌های دگرگونی می‌باشد را قوت می‌بخشد. وجود شرایط سرد و مرطوب در اواخر پلیستوسن توسط کرینسل (۱۹۷۰) و عبدی و همکاران (۲۰۱۸) برای فلات ایران مرکزی و دریاچه حوض سلطان نیز گزارش شده است. فراوانی کانی کاتولینیت بعنوان شاخصی برای دوره‌های پرآبی در قسمت شمال و مغزه G-11 که در خارج از حوضه پلایای گاوخونی و در بخش غربی هست، مشاهده می‌شود. این کانی رسی در ژرفای بیش از ۴ متر مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده دوره‌های پرآبی در اواخر پلیستوسن و پیشروی خطوط ساحلی به سمت خشکی (G-11) می‌باشد (Cohen, 2003). از در اواخر پلیوستوسن پایانی تا ابتدای هولوسن شرایط مرطوب تدریجی کاهش پیدا کرده است در این دوره کاتولینیت جای خود را به مونت‌موریلونیت داده است که حاکی از کاهش میزان بارندگی نسبت به دوره قبل که کانی کاتولینیت قابل مشاهده می‌باشد. با شروع هولوسن در پلایای گاوخونی شرایط اقلیمی تا حدودی تغییر کرده، بگونه‌ای که در اغلب مغزه‌های رسوبی کاتولینیت مشاهده نمی‌شود و کانی‌های غالب ایلیت، کلریت و مونت‌موریلونیت می‌باشد. کانی مونت‌موریلونیت در مغزه‌های G-2، G-4، G-11 و G-13 قابل مشاهده است که با رخساره‌های دلتایی در ژرفای ۳-۴ متری در مغزه‌های G-2 و G-4 همخوانی خوبی نشان می‌دهد. همچنین وجود مونت‌موریلونیت در مغزه‌های برداشت‌شده شمالی (G-13) حاکی از تغذیه دلتای زاینده‌رود در شمال گاوخونی است. وجود مونت‌موریلونیت در مغزه G-11 در بخش غربی پلایا و تپه‌های ماسه‌ای می‌تواند بدلیل حضور شیل‌های آلتزه شده در بخش غربی حسن‌آباد باشد. افزایش کانی‌های تبخیری و عدم حضور کاتولینیت و مونت‌موریلونیت در ژرفای حدود ۳ متری مغزه‌های برداشت‌شده از بستر پلایای گاوخونی در بخش مرکزی نشان‌دهنده وجود یک دوره خشک در حدود ابتدای هولوسن میانی می‌باشد. این دوره که با گسترش ماسه‌های بادی در بستر حاشیه غربی پلایای گاوخونی همراه است، احتمالاً مصادف با رخداد اوایل هولوسن میانی (هولوسن پیشین-میانی) در تغییرات دمایی کره زمین در طول هولوسن می‌باشد (Rapp, 2019). از ژرفای حدود یک تا دو متری مغزه‌های برداشت‌شده

از بخش مرکزی (ترانسکت عمود بر ساحل) نهشته‌های تبخیری، غالب شده و کانی‌های ایلیت و کلریت قابل مشاهده است. در همین دوره زمانی در مغزه‌های شمالی (مصب زاینده‌رود) کانی مونت‌موریلونیت به‌مراه ایلیت و کلریت وجود دارد. با توجه به اینکه زاینده‌رود یک رودخانه دائمی می‌باشد، لذا وجود شرایط مرطوب در مصب رودخانه در طول ۴۰۰۰ سال گذشته منطقی به نظر می‌رسد. این شرایط ممکن است در هزار سال گذشته کمی خشک‌تر از قبل بوده باشد که با عدم حضور کانی مونت‌موریلونیت همراه است. بطور کلی دوره‌های کم‌آبی نسبی با افزایش در میزان رسوبات شیمیایی خصوصاً تبخیری‌ها و دوره‌های پرآبی در حوضه با افزایش میزان ماسه‌های آواری و همچنین کانی‌های رسی کائولینیت و مونت‌موریلونیت قابل شناسایی است (شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۱۰. کانی‌های رسی و تبخیری شناسایی شده در مغزه‌های مورد مطالعه در ژرفاهای مختلف

۷-۴- ژئوشیمی رسوبی

۷-۴-۱- نتایج آنالیز

هدف از آنالیزهای ژئوشیمیایی در این پژوهش به دست آوردن روابط عددی جهت تفکیک محیطها و یا رخساره‌های وابسته به آنها است. عناصر اندازه‌گیری شده شامل عناصر اصلی (اکسیدهای اصلی) با غلظت بیش از یک درصد و عناصر فرعی با غلظتی کمتر از یک درصد بودند که خود به زیر مجموعه‌های عناصر حدواسط، فلزات قلیایی، قلیایی خاکی، اسیدی و عناصر نادر خاکی تقسیم‌بندی می‌شوند. نتایج آنالیز شیمیایی ۹۰ عدد نمونه از ۹ مغزه رسوبی نشان می‌دهد، بیش‌ترین درصد عناصر موجود در رسوبات بستر پلایای گاوخونی و زمین‌های اطراف مربوط به گروه کلسیت و سیلیس است. در این پژوهش با توجه به بررسی‌های انجام‌گرفته از نسبت‌های عنصری V/Cr ، Mn/Al ، K/Al ، Rb/Al ، Si/Fe ، Ti/K جهت بازسازی وضعیت اقلیمی و محیطی، میزان مواد آواری (معلق و رسوبات رسی) ورودی به حوضه، شدت هوازدگی و فرسایش در حوضه آبریز و نوسانات سطح آب پلایا در گذشته استفاده شده است (جدول ۴-۳).

جدول ۴-۳. نسبت‌های عنصری در مغزه‌های برداشت‌شده

Cores		V/Cr	Mn/Al	K/Al	Rb/Al	Si/Fe	Ti/K
G-1	Maximum	0.36	250.89	0.45	69.02	9.12	0.53
	Average	0.19	210.91	0.37	63.63	6.28	0.43
	Minimum	0.05	176.68	0.31	54.28	4.95	0.37
G-2	Maximum	0.41	368.09	0.6	113.73	8.96	0.62
	Average	0.17	301.26	0.43	81.63	5.81	0.49
	Minimum	0.01	219.63	0.35	63.84	4.09	0.41
G-4	Maximum	0.41	375.16	0.49	92.43	8.8	0.54
	Average	0.19	257.73	0.41	71.41	6.09	0.45
	Minimum	0.01	170.02	0.34	59.04	4.38	0.37
G-6	Maximum	0.37	316.44	0.47	100.4	7.99	0.62
	Average	0.16	233.23	0.38	66.97	6.37	0.48
	Minimum	0.03	167.63	0.31	56.28	5.47	0.39
G-9	Maximum	0.14	248.43	0.4	69.35	8.46	0.48
	Average	0.1	204.59	0.35	63.47	7.37	0.41
	Minimum	0.02	183.69	0.31	57.26	6.65	0.31
G-11	Maximum	0.33	366.7	0.36	85.27	8.99	0.8
	Average	0.17	260.72	0.32	68.76	7.83	0.51
	Minimum	0.05	205.05	0.27	57.17	6.69	0.42
G-13	Maximum	0.43	365.45	0.39	74.87	13.24	0.59
	Average	0.19	275.04	0.32	64.89	8.47	0.5
	Minimum	0.05	220.24	0.27	58.41	6.13	0.42
G-14	Maximum	0.33	326.43	0.62	112.47	7.58	0.62
	Average	0.17	267.83	0.44	77.03	6.47	0.46
	Minimum	0.04	210.33	0.35	64.33	4.93	0.36
G-15	Maximum	0.35	315.24	0.37	60.01	9.58	0.95
	Average	0.24	224.92	0.27	53.99	7.98	0.83
	Minimum	0.15	193.56	0.24	47.43	5.53	0.6

۷-۴-۲- نسبت‌های عنصری شاخص تغییرات اقلیمی گذشته

منشأ فرایندهای رسوب‌گذاری و بعد از رسوب‌گذاری با استفاده از مولفه‌های عناصر اصلی و ردیاب قابل بازسازی می‌باشد (Chang et al., 2014). تغییرات در نسبت‌های Ca/Mn ، Ca/Sr ، Ca/Mg در طول مغزه‌ها تغییرات شرایط دریاچه را در طول زمان نشان می‌دهد (Moosavian et al., 2019). از نسبت‌های عنصری مانند K/Al ، Mg/Al و Rb/Al معمولاً برای بازسازی بار رسوبی

رودخانه و از نسبت‌های Ti/Al ، Si/Al و Zr/Al برای بازسازی میزان ورودی ذرات رسوبی بادی استفاده می‌شود (Govin et al., 2012). لذا آگاهی از نحوه پراکنش و همچنین الگوی تغییر مقدار هر عنصر در رسوبات زمان‌های مختلف می‌تواند به درک بهتر شرایط ژئوشیمیایی محیط رسوب‌گذاری و همچنین تفسیر صحیح‌تر از عوامل مؤثر در آن پیدا کرد.

نسبت‌های V/Cr و Co/Ni شاخص مناسبی برای بررسی شرایط رطوبتی موجود در رسوبات دریاچه‌ای در زمان گذشته کارایی دارد (Schroll, 1975). نسبت‌های مذکور تفکیک تغییرات محیطی از دریاچه کم‌ژرفا (تحت تأثیر اکسایش) یا فصلی با دریاچه‌ای ژرف (شرایط احیا) را فراهم می‌کند (Calanchin, 1996; Riquier, 2006; Wang and Zhai, 2007). در این مطالعه منحنی نسبت V/Cr به دلیل داشتن تغییرات متمایز نسبت به سایر نسبت‌های وانادیوم برای تفسیر محیط رسوبی مناسب‌تر به نظر می‌رسد. در دوره‌های گرم و مرطوب نسبت‌های عناصر معدنی مانند K/Al ، Si/Fe ، Mn/Ca ، Ti/Al ، Rb/Al به سرعت افزایش می‌یابند. این شرایط با مطالعات انجام‌شده حاصل از نسبت‌های عنصری در سایر حوضه‌های رسوبی دریاچه‌ای نیز صادق است (Chen et al., 2013). افزایش نسبت Si/Fe شرایط گرم‌تر را نشان می‌دهد و این نسبت در اقیانوس اطلس شمالی به عنوان نماینده‌ی ذوب یخبندان مورد تحلیل قرار گرفته است (Erbs-Hansen et al., 2013). دوره‌های گرم و مرطوب با میزان فرسایش و هوازگی شیمیایی بالا در اثر بارندگی‌های مناسب همراه است (Gayantha et al., 2017). در این دوره‌ها، ورود مواد آواری به حوضه افزایش می‌یابد. همچنین روند کاهشی این نسبت‌ها حاکی از وجود شرایط نسبتاً نامناسب برای هوازگی و فرسایش با کاهش میزان بارندگی و ایجاد شرایط خشک می‌باشد. این دوره زمانی با کاهش ژرفای آب در دریاچه و افزایش اکسیداسیون در رسوبات بستر همراه است (Gayantha et al., 2017). آهن و منگنز نسبت به ایجاد شرایط اکسیدان در محیط‌های دریاچه‌ای و دریایی حساس هستند (Haberyan and Hecky, 1987). در دوره‌هایی که سطح آب دریاچه بدلیل کاهش ورودی یا افزایش تبخیر، کاهش می‌یابد، رسوبات بستر دریاچه اکسیژن بالایی دریافت می‌کنند و از این رو نسبت Mn/Al و Fe/Al افزایش نشان می‌دهند. از نسبت‌های Al/Si ، Ca/Fe ، Ti/Al ، Ti/K و Zr/Al برای برآورد تغییرات مواد رسوبی واردشده به حوضه در طول کواترنری پایانی در منطقه قطب شمال استفاده شده است (Spofforth et al., 2008; Polyak et al., 2009). با توجه به رفتار ژئوشیمیایی متفاوت عناصر مختلف، از نسبت Ti/K به طور گسترده برای ترسیم تغییرات در رژیم‌های هوازگی استفاده شده است (Fernandez et al., 2013). افزایش این نسبت‌ها نشان‌دهنده ورود حجم بالایی از مواد آواری به دریاچه می‌باشد (Govin et al., 2012). نسبت Sr/Ca شاخص مهمی برای بازسازی شرایط آب و هوایی است. تمرکز عنصر استرانسیم نیز ارتباط مستقیمی با دمای آب دارد (Vincent and Coauthors., 2005) (جدول ۴-۴).

جدول ۴-۴. نسبت‌های عنصری شاخص اقلیم

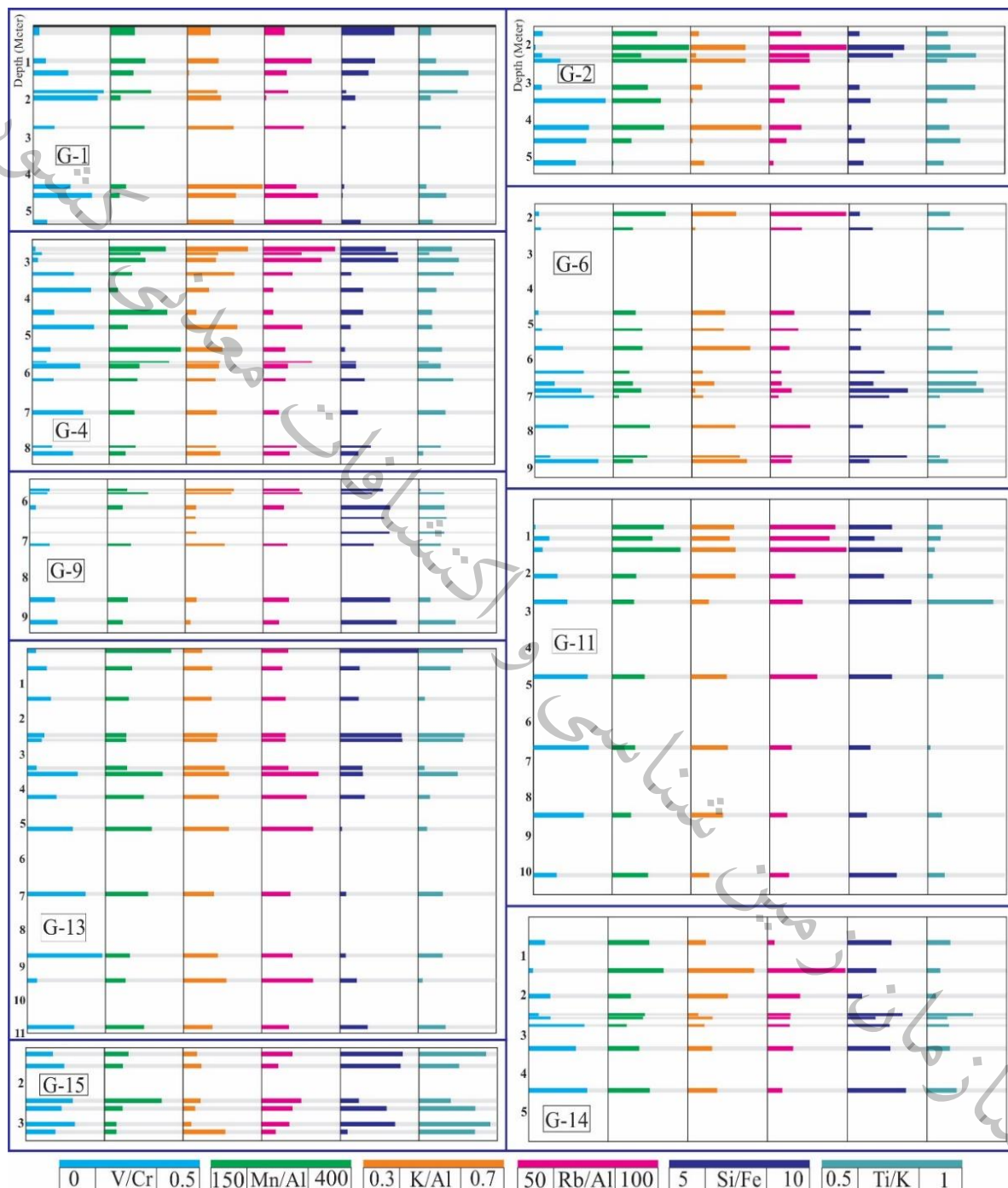
مرجع	شاخص	نسبت عنصری
Schroll, 1975	شرایط رطوبتی	V/Cr , Co/Ni
Calanchin, 1996; Riquier, 2006; Wang and Zhai, 2007	ژرفای آب	
Chen et al., 2013; Sun et al., 2010	دوره‌های گرم و مرطوب	Rb/Al
Govin et al., 2012	تغییرات مواد آواری حمل‌شده به حوضه رسوبی	
Govin et al., 2012; Govin et al., 2012; Spofforth et al., 2008; Polyak et al., 2009	تغییرات مواد آواری (بادی و آبی) واردشده به حوضه رسوبی	Zr/Al , Si/Al , Mg/Al
Chen et al., 2013; Sun et al., 2010	دوره‌های دمایی و رطوبتی	Ti/Al
Sun et al., 2010	تغییرات سطح تراز آب	
Chen et al., 2013; Sun et al., 2010; Erbs-Hansen et al., 2013	شرایط دمایی	Fe/Al , Mn/Al , Si/Fe

Spofforth et al., 2008; Polyak et al., 2009	تغییرات مواد آواری حمل شده به حوضه رسوبی	Al/Si, Fe/Ca
Fernandez et al., 2013	رژیم‌های هوازدگی	Ti/K
Govin et al., 2012; Spofforth et al., 2008; Polyak et al., 2009	تغییرات مواد آواری حمل شده به حوضه رسوبی	
Vincent et al., 2005	تغییرات دمای آب	Sr/Ca

۴-۷-۳- تغییرات نسبت‌های عنصری در توالی رسوبات بستر پلایای گاوخونی

در مغزه‌های مورد مطالعه، تغییرات نسبی عناصر در دوره‌های زمانی مختلف بسیار زیاد است. این وضعیت حاکی از وجود تغییرات شدید در توالی رسوبات بستر دریاچه گاوخونی است. این مطالعه، تفکیک تغییرات محیطی و اقلیمی را در منطقه مرکزی ایران در طول بیش از ۲۷ هزار سال گذشته تا به امروز را فراهم می‌آورد. در این پژوهش، رویدادهای اقلیمی و محیطی در توالی رسوبی برداشت شده از پلایای گاوخونی با توجه به آنومالی عناصر و ۶ نسبت عنصری شناسایی شده است (شکل ۴-۱۱). نسبت‌های عنصری Mn/Al و K/Al به عنوان نشانگر تغییرات هوازدگی شیمیایی در حوضه آبریز در بازه زمانی، ۲۷ هزار سال گذشته به ترتیب بین ۰/۱۶ تا ۰/۳۷ و ۰/۲۴ تا ۰/۶۲ در تغییر است. افزایش در این نسبت‌ها حاکی از وجود شرایط مساعد برای افزایش میزان هوازدگی شیمیایی در حوضه آبریز و به نسبت آن افزایش رطوبت و دما و کاهش آن نشان‌دهنده وجود شرایط خشک در حوضه می‌باشد. این نسبت‌ها، همبستگی بالایی با یکدیگر و میزان Rb/Al که نشانگر تغییرات رطوبت و سطح تراز آب دریاچه است، نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۱). میانگین نسبت‌های عنصری Mn/Al و K/Al از حاشیه پلایا به سمت بخش‌های مرکزی کاهش محسوس نشان می‌دهد. همچنین بالا بودن نسبت Mn/Al در محیط‌های دلتایی بسیار مشهود است. این مسئله نشان‌دهنده فعال بودن هوازدگی شیمیایی و فرسایش در حوضه آبریز و حمل رسوبات به سمت پلایا می‌باشد. بیشترین میزان نسبت عنصری K/Al نیز در مغزه G-14 در جنوب پلایای گاوخونی است که از نظر رسوب‌شناسی در محیط دلتایی رودخانه ایزدخواست در ژرفای حدود ۱ تا ۱/۵ متر ثبت شده است. تغییرات نسبت Rb/Al و V/Cr به ترتیب با میانگین ۶۸/۵ و ۰/۱۸ تغییر در سطح تراز آب دریاچه و میزان بارش در منطقه را نشان می‌دهد. تغییر در مقدار و اختلاف بین بیشینه و کمینه این نسبت‌ها در مغزه‌های مرکزی کمتر و مغزه‌های حاشیه‌ای بیشتر است. این بدان معنی است که در مغزه‌های مرکزی، شرایط پایدار رطوبتی وجود داشته است و احتمالاً نوسانات سطح تراز آب در بخش مرکزی پلایا کمتر بوده است. حال آنکه در حاشیه پلایا نوسانات تراز آب شدید و زیاد بوده است. جالب آنکه نسبت Rb/Al و V/Cr رویدادهای اقلیمی مانند دوره خشک ۴۲۰۰ و ۸۲۰۰ سال پیش را بخوبی نشان می‌دهد. این نسبت‌ها در این دوره‌های خشک، کاهش نشان می‌دهد که این رویداد در مغزه‌های G-1 و G-2 بسیار مشهود است. افزایش در نسبت Ti/K حاکی از افزایش ورود رسوبات آواری به دریاچه بواسطه فرسایش بالا در حوضه آبریز در نتیجه بارش‌های مناسب در منطقه و کاهش آن نشان‌دهنده دوره خشک یا کاهش ورود مواد آواری است. این نسبت در ژرفاهای بیشتر، میزان بالایی را نشان می‌دهد که در قسمت‌های کم‌ژرفا این میزان کاهش می‌یابد. این مسئله نشان‌دهنده وجود بارش‌های مساعد در اواخر پلیستوسن نسبت به هولوسن می‌باشد. میزان این نسبت عنصری در مغزه‌های حاشیه‌ای با ورود ماسه‌های بادی و در بخش‌های مرکزی با رخساره‌های دلتایی افزایش نشان می‌دهد. این نسبت در مغزه‌های مورد مطالعه بین ۰/۳ تا ۱ نوسان دارد. کمترین میزان این نسبت عنصری مربوط به مغزه مرکزی است که بدلیل دوربودن از حاشیه پلایا کمترین میزان ورود مواد آواری به این نقطه بوده است. بیشترین میزان نیز به منطقه شمال پلایا و مغزه G-13 است که در دلتای فعلی زاینده‌رود برداشت شده است که بنظر منطقی می‌رسد. نسبت‌های Si/Fe نشان‌دهنده تغییرات دما و رطوبت می‌باشد. این نسبت، همبستگی بالایی با میزان ورود مواد آواری به دریاچه نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۱). بیشترین میزان این نسبت با عدد ۱۳/۲۴ مربوط به بخش آب‌دار دلتای فعلی زاینده‌رود در بخش شمالی پلایای گاوخونی در سطح مغزه G-13 و کمترین

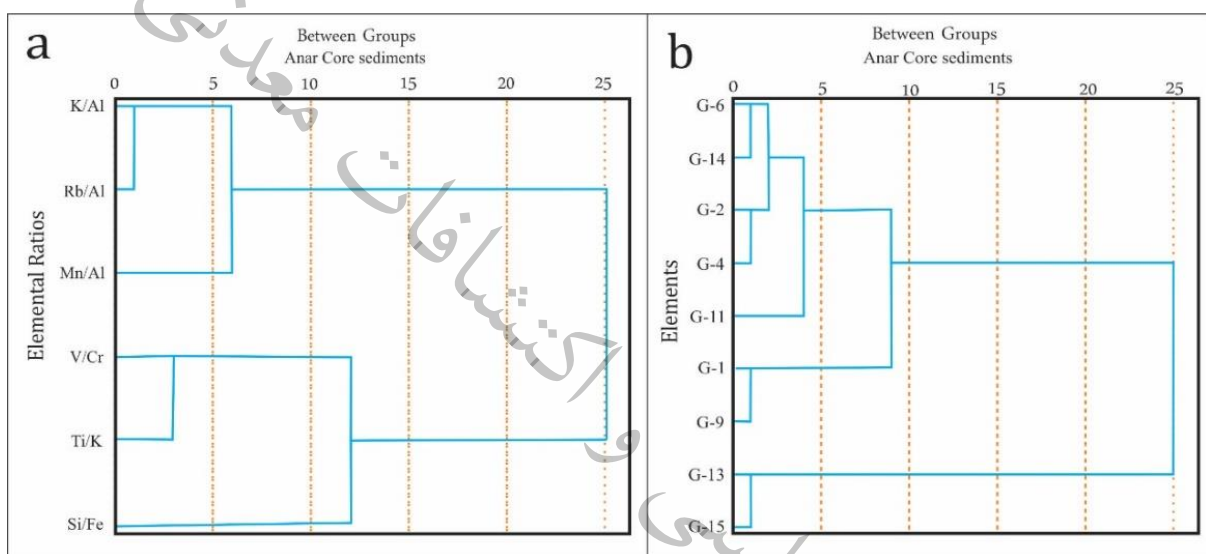
میزان در مغزه‌های حاشیه غربی پلایا با عدد حدود ۴ می‌باشد (جدول ۳-۴). همچنین در دوره‌های خشک ۸۲۰۰ و اوایل هولوسن پسین میزان نسبت‌های Ti/K و Si/Fe افزایش نشان می‌دهد ولی با توجه به کاهش در میزان نسبت‌های Rb/Al و V/Cr احتمال ورود ماسه‌های بادی به حوضه رسوبی را در آن دوره زمانی تقویت می‌کند.



شکل ۴-۱۱. تغییرات نسبت‌های عنصری در مغزه‌های برداشت‌شده از بستر پلایای گاوخونی

همانگونه که در نمودار خوشه‌ای (شکل ۴-۱۲ a) قابل مشاهده است، نسبت عنصری K/Al همبستگی بسیار بالایی با Rb/Al نشان می‌دهد. این مسئله، نشان‌دهنده افزایش میزان فرسایش و هوازدگی شیمیایی در حوضه آبریز این دریاچه با تغییرات سطح

تراز آب دریاچه است. افزایش در میزان هوازدگی و فرسایش که تحت تأثیر افزایش رطوبت و دما تشدید می‌شود بطور مستقیم و در بسیاری از زمان‌ها با سرعت سطح تراز دریاچه را متأثر ساخته است. نسبت Mn/Al با K/Al که هر دو به عنوان شاخص تغییرات هوازدگی شیمیایی در این مطالعه استفاده شده است، همبستگی بالایی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه نسبت‌های Si/Fe و Ti/K ، V/Cr در یک شاخه قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۲ a)، این مسئله حاکی از ارتباط مستقیم رطوبت (بارش) و دما با ورود مواد آواری به دریاچه است. با افزایش دما، میزان هوازدگی در حوضه افزایش یافته و در نتیجه ورود مواد آواری افزایش می‌یابد. با توجه به تحلیل‌های انجام‌گرفته به نظر می‌رسد در حوضه گاوخونی نقش بارش یا رطوبت بیش از دما در هوازدگی شیمیایی موثر است. همچنین در شکل (۴-۱۲ b) تغییرات نسبت‌های عنصری در مغزه‌های G-13 و G-15 همبستگی بالایی نسبت به سایر مغزه‌ها نشان می‌دهد که حاکی از وجود شرایط محیطی یکسان (آبرفتی و دلتایی) است. بقیه مغزه‌ها نیز با توجه به تغییرات نسبت‌های عنصری شرایط یکسانی (دریاچه‌ای و پلایایی) را نشان می‌دهند.



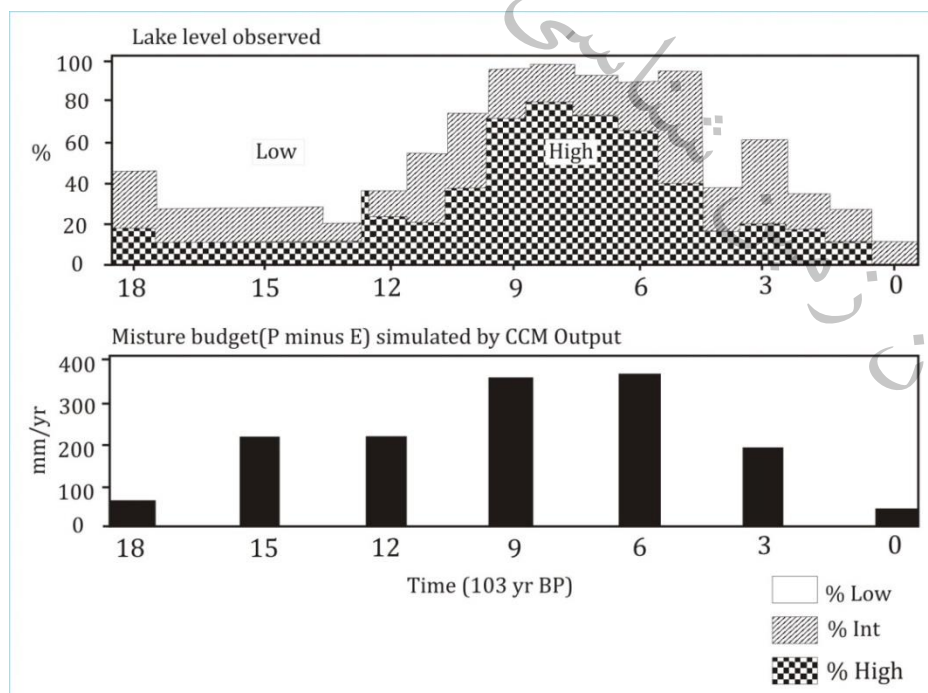
شکل ۴-۱۲. a: نمودار خوشه‌ای نسبت‌های عنصری و همبستگی آنها، b: نمودار خوشه‌ای مغزه‌ها و ارتباط ژنتیکی در پلایای گاوخونی

در اواخر پلیستوسن پایانی، منطقه گاوخونی تحت تأثیر منابع رطوبتی مناسب بوده است. در نتیجه میزان بار رسوبی وارد شده به پلایای گاوخونی بالا بوده است. تشکیل دلتای بزرگ زاینده‌رود در موقعیت فعلی G-15 و G-16 انجام شده است که ذرات دانه‌درشت در اندازه‌های گراول و ماسه نهشته شده است و در حال حاضر به عنوان معدن شن و ماسه در حال بهره‌برداری است. در این دوره، بخش‌های شرقی پلایا دارای رسوبات دریاچه‌ای بوده است. با گذر زمان با کاهش منابع رطوبتی در منطقه نسبت‌های Rb/Al و V/Cr کاهش محسوس نشان می‌دهد که حکایت از کاهش بارش و کاهش سطح تراز دریاچه گاوخونی دارد. با پیروی تدریجی خطوط ساحلی، حرکت دلتای بزرگ زاینده‌رود از حدود مرکز به سمت شمال پلایا اتفاق افتاده است. با شروع هولوسن، هجوم نهشته‌های ماسه بادی و گسترش محیط پلایایی در حاشیه دریاچه اتفاق افتاده است. با توجه به تغییرات نسبت‌های عنصری و وجود ماسه‌های بادی زردرنگ در ژرفای حدود ۳۳۰ سانتی‌متری در مغزه‌های بخش غربی پلایای گاوخونی (G-1، G-2، G-3 و G-4) حاکی از فعالیت فرایند بادی حدود اوایل هولوسن میانی می‌باشد. این دوره که با گسترش ماسه‌های بادی در بستر حاشیه غربی پلایای گاوخونی همراه است، احتمالاً مصادف با رخداد اوایل هولوسن میانی (هولوسن پیشین-میانی) در تغییرات دمایی کره زمین در طول هولوسن می‌باشد (Rapp, 2019). شرایط مشابه دیگری در ژرفای متوسط حدود ۱-۲ متر در مغزه‌های حاشیه غربی و مرکزی حاکی از وجود شرایط خشک دیگر با سنی حدود ۴۲۰۰ سال قبل در منطقه می‌باشد. دوره‌های

خشک ۸۲۰۰ و اوایل هولوسن پسین در مطالعات سایر پژوهشگران نیز با شدت و مدت متفاوت گزارش شده است (Mashkour et al., 2013; Hamzeh et al., 2016; Vaezi et al., 2018; Minniti and Seyed sajadi, 2019). با توجه به میزان نسبت‌های عنصری در دو دوره خشک بنظر می‌رسد، شدت و مدت دوره خشک اوایل هولوسن میانی به مراتب بیشتر از دوره خشک اوایل هولوسن پسین بوده است.

۴-۸- بازسازی جغرافیا و اقلیم گذشته پلایای گاوخونی

حساسیت دریاچه‌ها و حوضه‌های بسته به تغییرات آب و هوایی سبب شده این وضعیت، بهترین شاخص برای ثبت تغییرات اقلیمی گذشته باشد. تغییرات تراز آب در نتیجه نوسانات آب‌های ورودی و آب‌های خروجی از حوضه (تبخیر) حاصل می‌شود (Spencer et al., 1985؛ لک و همکاران ۱۳۹۰). بنابراین، نوسانات تراز آب به طور مستقیم با شرایط اقلیمی مرتبط است. با توجه به اینکه مناطق مختلف به صورت متفاوت تحت تأثیر اقلیم قرار گرفته‌اند، دریاچه‌های مناطق مختلف تغییرات آب و هوایی را به صورت‌های متفاوت ثبت کرده‌اند. بین مناطق مختلف، آفریقا و جنوب آسیا از الگوی آب و هوایی مرتبطی برخوردارند (Cohen, 2003). در حدود ۱۰۰۰۰ تا ۹۰۰۰ سال پیش، بارش‌های موسمی در آن محدوده تقویت شده و سبب رویش گیاه در مناطق خشک شمال آفریقا شده است (Street-Perrott et al., 1990). رکوردهای آب و هوایی دیرینه ثبت شده از دریاچه‌های آفریقا و جنوب آسیا و میزان رطوبت در همان زمان در کمربندی با عرض جغرافیایی حدود ۹ تا ۳۰ درجه شمالی بین ۱۸۰۰۰ سال پیش تاکنون، حاکی از بالاترین سطح آب دریاچه‌ها مربوط به ۹۰۰۰ سال پیش و پایین‌ترین سطح آب دریاچه‌ها مربوط به حدود ۱۳۰۰۰ سال پیش است (Cohen, 2003) (شکل ۴-۱۳). از ۱۸۰۰۰ سال پیش تا پایان پلیستوسن، بیشتر دریاچه‌های این منطقه خشک و کم‌آب شده‌اند. درحالی‌که این شرایط با حداکثر بالا آمدن سطح آب دریاچه‌ها در شمال آمریکا هم‌زمان است (لک، ۱۳۸۶). کاهش سطح آب دریاچه‌ها در منطقه آفریقا و آسیا در ۱۲۵۰۰ سال پیش معکوس شده و در ۱۰۰۰۰ تا ۹۰۰۰ سال پیش سطح آب دریاچه‌ها به اوج خود رسیده است (لک و همکاران، ۱۳۹۰) (شکل ۴-۱۳).



شکل ۴-۱۳- تغییرات سطح تراز دریاچه‌های شمال آفریقا و جنوب آسیا در کمربند عرض جغرافیایی ۹ تا ۳۰ درجه شمالی در طول ۱۸۰۰۰ سال گذشته (Cohen, 2003)

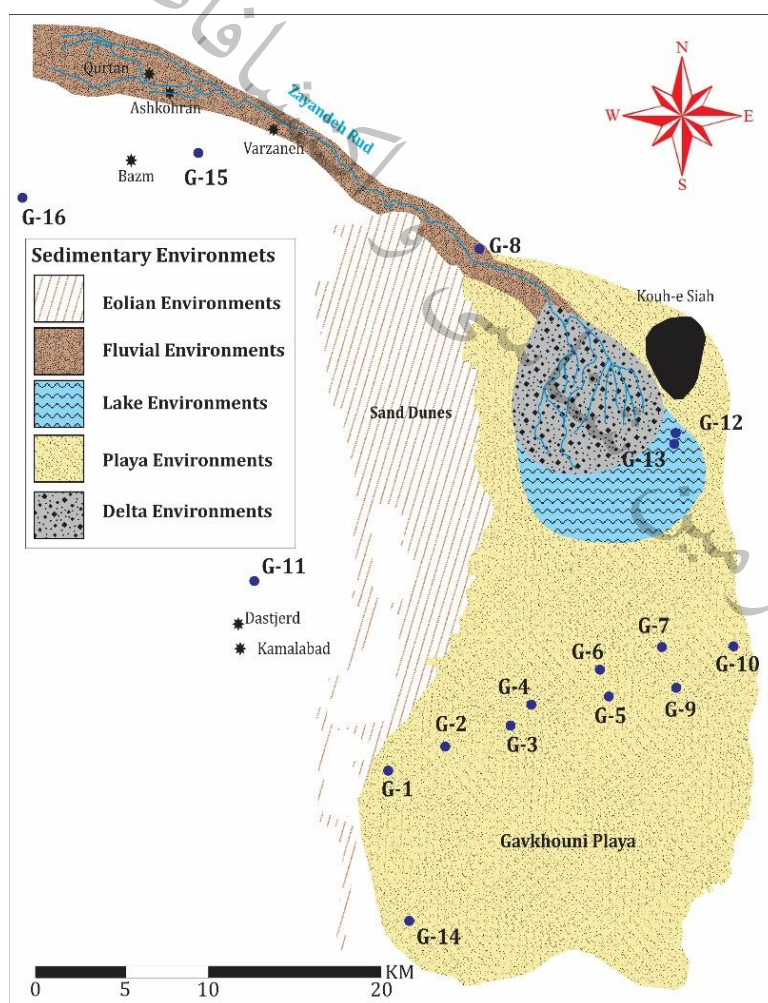
این افزایش در سطح آب دریاچه‌ها در مناطق جنوبی سریع‌تر رخ داده و سپس تا هولوسن میانی به سمت شمال حرکت کرده است. سطح دریاچه‌ها مجدداً در مقیاس منطقه‌ای در طول هولوسن میانی (حدود ۵۰۰۰ سال پیش) کاهش یافته است (Gasse, 2001) که بر خشک‌سالی مهم و عظیم بخش‌های درون‌قاره‌ای آمریکای شمالی منطبق است که بین سال‌های ۴۱۰۰ تا ۴۳۰۰ پیش اتفاق افتاده است. نیوتن (Newton) (۱۹۹۴) در بررسی‌های نوسانات تراز آب دریاچه مونولیک در کالیفرنیا در هولوسن به بالا آمدن مجدد سطح آب در ۳۵۰۰ سال پیش اشاره کرده است.

گزارش‌ها در خصوص نوسانات سطح تراز دریاچه‌های داخلی ایران در طول هولوسن نیز تا حدود زیادی با نوسانات دریاچه‌های جنوب آسیا و آفریقا همخوانی دارد. در دریاچه مهارلو، یک فاز مهم دوره خشک در رسوبات دریاچه‌ای از ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش به مدت حدود ۹۵۰ سال اتفاق افتاده است. دو فاز دوره خشک دیگر مربوط به حدود ۲۰۰۰ و ۱۸۰۰ سال پیش بوده که اهمیت کمتری دارد و دنبال کردن آن در سراسر گستره دریاچه مشکل است. در این دریاچه بخش‌های مختلف از نظر مدت زمان شرایط یکسان نداشته‌اند و در حواشی دریاچه طول مدت دوره خشک در برخی موارد تا ۶۰۰ سال بیشتر از بخش‌های مرکزی بوده است (لک، ۱۳۸۶). در دریاچه زریوار تغییر در اراگانیسم‌ها بیانگر افزایش دما در بازه‌های زمانی ۲۱۰۰۰، بین ۱۲۶۰۰ تا ۱۵۴۰۰، حدود ۱۲۰۰۰ و حدود ۱۱۷۰۰ سال پیش است. همچنین، مجموعه دیاتومه‌های موجود بیانگر افزایش شوری آب دریاچه بین سال‌های ۱۵۷۰۰ تا ۱۷۷۰۰، ۱۲۰۰۰ تا ۱۲۶۰۰، ۵۹۰۰ تا ۶۴۰۰، و ۲۵۰۰ سال پیش است. کاهش سطح آب دریاچه در دو دوره ۷۵۰۰ تا ۷۸۰۰ و ۳۸۰۰ تا ۴۵۰۰ سال پیش و با شواهد جزئی‌تر در بعضی زمان‌ها تاکنون گزارش شده است (Wasylikowa et al., 2006). اقلیم هولوسن بر اساس تغییرات ایزوتوپ اکسیژن، گرده‌های گیاهی، و نسبت استرانسیم بر کلسیم در دریاچه میرآباد نیز حاکی از وجود یک دوره خشک در ۵۴۰۰ سال پیش و دوره خشک دیگری در ۱۵۰۰ سال پیش است (Stevens, 2006). در دریاچه ارومیه در ۱۳۰۰۰ سال قبل دوره خشک گزارش شده است که با وجود رسوبات قرمز رنگ در مغزه‌های برداشت‌شده نمایان شده است (درویشی خاتونی، ۱۳۹۰).

اقلیم فلات ایران عمدتاً مدیترانه‌ای و تحت تأثیر سیستم‌های پرفشار سیبری، چرخندهای مدیترانه‌ای (سیستم کم فشار) و جریان‌های موسمی جنوب غربی است. در گذشته، با تغییر در موقعیت و شدت این سیستم‌ها، تغییرات اقلیمی در فلات ایران رخ داده است. تغییرات در این سیستم‌ها و آثار آن بر زیست‌بوم‌های متنوع ایران احتمالاً موجب پاسخ‌های گوناگون هر زیست‌بوم شده است. تاکنون، عمده اطلاعات از اقلیم دیرینه ایران از راه مطالعه زمین‌ریخت‌شناسی حاصل شده است (Hamzeh et al., 2016a). به نظر می‌رسد، الگوی کلی تغییرات اقلیمی پلیستوسن در غرب و شمال ایران به صورت دوره‌های سرد و خشک (مجموعه سرد) و دوره‌های گرم و مرطوب (مجموعه گرم) بوده است (Kehl, 2009). در طول دوره پلیستوسن به احتمال فراوان، بادهای شمالی در سوزمین‌های مرتفع ایران مرکزی رایج بوده است. کلوتهای غول‌پیکر بیابان لوت احتمالاً شاهدهی بر این بادهاست. همچنین، شواهد زمین‌ریخت‌شناختی برای بادهای با شدت بیشتر از امروز در ایران مرکزی در آخرین بیشینه یخچالی نیز وجود دارد (Hamzeh et al., 2016b). بادهای شمال (جریان موسمی زمستانه) در طول دوره‌های سرد بر خلیج فارس نیز احتمالاً می‌وزید (Glennie and Singhvi, 2002). با ۳ نمونه سن‌سنجی شده موجود، هر تلاشی برای شرح تکامل دیرینه‌جغرافیایی پلایای گاوخونی با تکیه بر فرضیه‌هایی محدود می‌شود که بین نمونه‌های سن‌سنجی شده از طریق دو عامل زمان و فضا استفاده می‌شود. کمبود داده، کار را برای تعیین میزان گسترش محیط‌ها، حتی بصورت کلی دچار مشکل می‌کند. با توجه به اینکه اطلاعات دقیقی در مورد این فاکتورهای شناخته شده وجود ندارد، بنابراین بازسازی ارائه شده در ادامه، باید به عنوان یک طرح گسترده در یک مقیاس تحولی بزرگ در نظر گرفته شود. همان‌طور که در بالا ذکر شد، پیش‌نیاز بازسازی جغرافیای دیرینه یک مدل قابل اعتماد از زمین‌ریخت‌شناسی و تغییرات خطوط ساحلی است (Bogemans et al., 2017). شناخت موقعیت و مورفولوژی

دره رودخانه‌ها و الگوی زهکشی آن‌ها ضروری است (Heyvaert and Baeteman, 2007). بالا آمدن سطح تراز آب دریاچه‌ها، از طریق دره‌ها شروع به پیشروی کرده است. پیش‌نیاز دیگر برای بازسازی جغرافیای دیرینه وجود اطلاعات کافی در خصوص زمان تغییرات محیطی و تغییرات سطح تراز است. تخمین زمان از نمونه‌های سن‌سنجی شده استنباط می‌شود و تراکم رسوبات در تحلیل‌ها لحاظ نشده است. تغییر محیط‌های رسوبی در منطقه، از شمال به جنوب و از غرب به شرق باعث ایجاد فرم‌های مختلف شده است. تبدیل این فرم‌ها به یکدیگر بصورت تدریجی انجام گرفته است.

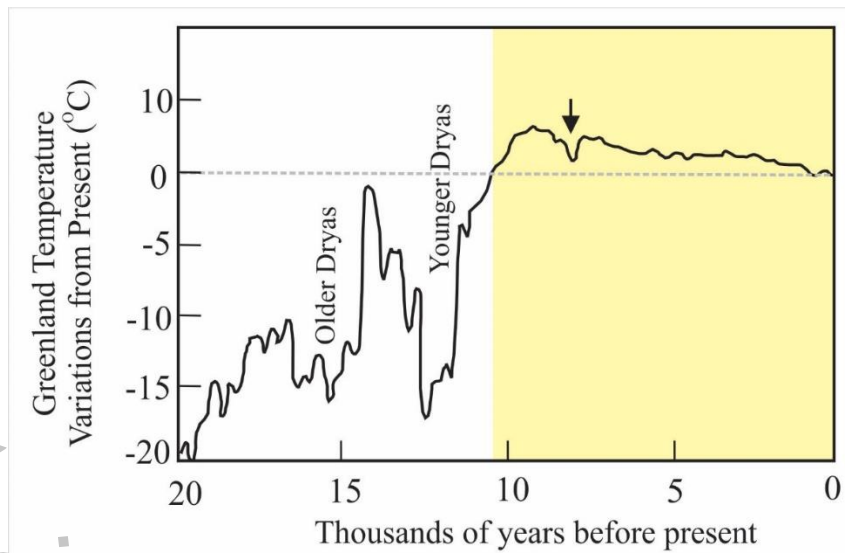
با بررسی ستون چینه‌های مغزه‌های برداشت‌شده از رسوبات بستر پلایای گاوخونی، به فعالیت فرایندهای مختلف آبی و بادی در محیط‌های مختلف رسوبی در طول پلیستوسن پایانی و هولوسن می‌توان پی برد. این فرایندها از حاشیه دریاچه به سمت مرکز دچار تحولات و تغییرات جانبی (بین‌انگشتی) می‌شود. بگونه‌ای که از غرب به شرق، نهشته‌های آبرفتی و دلتایی جایگزین نهشته‌های بادی و پلایایی و رسوبات دریاچه‌ای جایگزین نهشته‌های آبرفتی و رسوبات دلتایی می‌شود. در شکل ۴-۱۴ شرایط کنونی محیط‌های رسوبی پلایای گاوخونی و زمین‌های اطراف ترسیم شده است. وجود دشت سیلابی گسترده در حاشیه رودخانه زاینده‌رود و دلتای نه‌چندان وسیع قابل مشاهده است. بخش غربی پلایا را تپه‌های ماسه‌ای مرتفع و وسیع تشکیل می‌دهد. بجز بخش کوچکی از پلایا که محیط دریاچه موقت را تشکیل می‌دهد، بقیه قسمت‌ها که منطقه بزرگی از حوضه گاوخونی را شامل می‌شود، محیط پلایایی پوشیده از رسوبات دانه‌ریز بهمراه حجم قابل ملاحظه‌ای از کانی‌های تبخیری می‌باشد.



شکل ۴-۱۴. شرایط فعلی محیط‌های رسوبی پلایای گاوخونی و زمین‌های اطراف

با توجه به نتایج سن‌سنجی، نوع رخساره‌های موجود در مغزه‌های رسوبی و محیط‌های رسوبی شناسایی شده، در در پلیوستوسن پایانی، منطقه گاوخونی تحت تأثیر بارش‌های فراوان بوده است. در نتیجه میزان بار رسوبی وارد شده از غرب (رودخانه زاینده‌رود) بالا بوده است و در حاشیه غربی پرتلاطمی پلایای فعلی با رسوبات آبرفتی و دلتایی اتفاق افتاده است. انرژی و حجم بالای آب‌های وارد شده و در نتیجه میزان بالای بار رسوبی حمل‌شده به پلایای گاوخونی، باعث شده که در موقعیت فعلی مغزه G-5، رخساره‌های مربوط به دلتا و در موقعیت فعلی مغزه G-1 و G-2، رخساره‌های آبرفتی مشاهده شود. با توجه به نتایج سن‌سنجی در مغزه G-6 و G-9 به نظر می‌رسد شیب حوضه گاوخونی از غرب به شرق بوده و پرتلاطمی در جهت شیب با ورود رسوبات انجام گرفته است. این وضعیت تا حدود ۱۸ هزار سال قبل ادامه داشته است. در این دوره بخش‌های شرقی حوضه دارای رسوبات دریاچه‌ای بوده است.

از ۱۸ هزار سال تا حدود اوایل هولوسن پیشین، با پسروی خطوط ساحلی و حرکت دلتای بزرگ زاینده‌رود به سمت شمال حوضه اتفاق افتاده است. در این دوره ۶۴۰۰ ساله، دیریبندان‌های Older Dryas از حدود ۱۶۵۰۰ تا ۱۴۵۰۰ سال پیش و Younger Dryas پیش از شروع هولوسن از ۱۲۸۰۰ تا اوایل هولوسن پیشین رخ داده (Rapp, 2009) که در این دوره‌ها آب و هوای نیمکره شمالی سردتر شده است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶). انتهای دلتا تا نزدیکی‌های مرکز پلایا (G-7) کشیده شده و تپه‌های ماسه‌ای در غرب حوضه تشکیل شده است. شواهد با هم‌بستگی بالا با رویدادهای بیان‌شده در بسیاری از بخش‌های آسیا مانند فلات لس چین (Liu and Ding, 1998)، شرق آسیای مرکزی (Li et al. 2018)، دریای عربی (Schulz et al. 1998)، دریاچه وان در آناتولی (Litt et al, 2014; Pickareski et al, 2015)، توالی‌های لس شمال البرز (Vlaminck, 2018)، غرب فلات مرکزی ایران (Mehterian et al, 2017) شناسایی شده است. این هم‌بستگی میان مناطق گوناگون آسیا با گرینلند نشان از پیوند و ارتباط بین تحولات آب و هوایی در بخش‌های مختلف جهان دارد. بنابراین رویدادهای اقلیمی ناگهانی و شدید، عملکرد مشابهی در پهنه‌های مختلف دارد. در نبود پژوهش‌های میدانی در مقیاس محلی، شاید بتوان وضعیت کلی اقلیم گذشته را با استفاده از اطلاعات سایر نواحی تا حدودی بازسازی کرد. به طور کلی، با توجه به رواج یافتن خشکی عمومی و پیشرونده در بخش‌های گوناگون آسیا در آخرین چرخه یخچالی (Dennell, 2017) و نیز شواهد به دست‌آمده از دریاچه ارومیه (Djamali et al., 2008)، فلات لس ایران (Lauer et al. 2017)، توالی‌های لس شمال البرز (Vlaminck, 2018) و نیز بررسی‌های غار قلعه گرد در آوج استان قزوین (Mehterian et al., 2017) شواهدی از رویدادهای هم‌بسته در آخرین چرخه یخچالی می‌باشد. با شروع هولوسن، افزایش دما تا ۱۰ درجه سانتی‌گراد (Cuffey and Clow, 1997) منجر به نهشته‌شدن رسوبات پلایایی، دلتایی و آبرفتی شده است و پیشروی خشکی به سمت دریاچه اتفاق افتاده است (شکل ۴-۱۵). این وضعیت تا مناطق مرکزی گاوخونی نیز ادامه داشته است. نکته قابل توجه اینکه، بعد از Younger Dryas ابتدا نهشته‌های پلایایی از ساحل غربی به سمت دریاچه گسترش پیدا کرده‌اند و سپس نهشته‌های دلتایی از شمال گاوخونی وارد حوضه شده و بخشی از نهشته‌های پلایایی را از طریق فرسایش آبی به بخش جنوبی حوضه منتقل نموده است. این شرایط حدود ۸۵۰۰ سال پیش رخ داده است که بعد از آن نیز نهشته‌های آبرفتی از شمال منطقه تا بخش مرکزی منتقل شده‌اند که نشان از وجود حجم و انرژی بالایی زاینده‌رود در طول دوره ۸۵۰۰ تا حدود اوایل هولوسن میانی دارد. وجود ماسه‌های بادی زردرنگ در ژرفای حدود ۳۳۰ سانتی‌متری در مغزه‌های بخش غربی پلایای گاوخونی (G-1، G-2، G-3 و G-4) حاکی از فعالیت فرایند بادی حدود اوایل هولوسن میانی می‌باشد. این دوره که با گسترش ماسه‌های بادی در بستر حاشیه غربی پلایای گاوخونی همراه است، احتمالاً مصادف با رخداد اوایل هولوسن میانی (هولوسن پیشین-میانی) در تغییرات دمایی کره زمین در طول هولوسن می‌باشد (Rapp, 2009) (شکل ۴-۱۵).

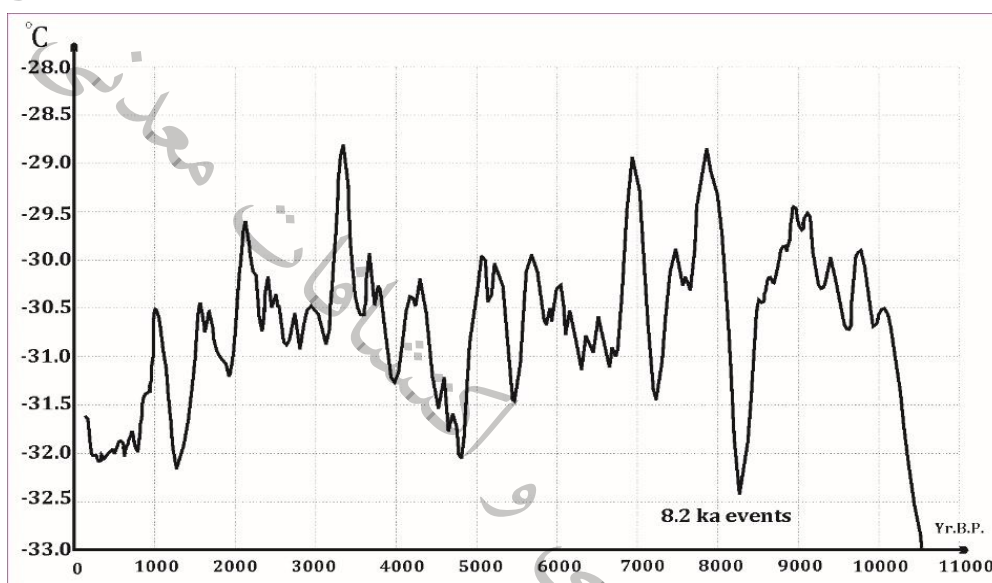


شکل ۴-۱۵. تغییرات دمای کره زمین در ۲۰ هزار سال گذشته (مقادیر دما از مغزه‌های یخی گرینلند بازسازی شده است) (Rapp, 2009)

این رخداد که بیش از ۳۰۰ سال در منطقه طول کشیده است در منطقه بین‌النهرین بصورت سرد و خشک عمل کرده و همزمان با رخدادهای یخرفتی در منطقه اطلس شمالی، ضعیف‌شدن جریان‌های موسمی در حدود ۹۰۰۰ سال پیش به‌مراه رخدادهای خشکی شدید در جنوب غرب آسیا (خاورمیانه) بوده است (Parker et al., 2006). با توجه به اینکه رخساره‌های رسوبات بادی تا مرکز پلایای گاوخونی گسترش داشته است، نشان‌دهنده افزایش بسیار زیاد شدت و فراوانی وزش باد نسبت به سایر توالی‌های ماسه بادی ثبت شده در رسوبات بستر گاوخونی می‌باشد. از ارتفاع ماسه‌های بادی در این دوره اطلاعاتی در دست نیست، ولی قطعاً گسترش توده‌های ماسه‌ای غرب پلایا بیشتر از شرایط فعلی بوده است. با توجه به همبستگی رویدادهای اقلیمی، فعالیت ماسه‌های بادی در اوایل هولوسن میانی در رسوبات بستر هامون توسط حمزه و همکاران (۲۰۱۶)، در پلایای جازموریان توسط واعظی و همکاران (۲۰۱۹) و در دریاچه نئور توسط شریفی و همکاران (۲۰۱۸) گزارش شده است. این موضوع می‌تواند بدلیل ضعیف‌شدن مانسون‌های تابستانه اقیانوس هند و ایجاد شرایط خشک باشد (Gupta et al., 2003). جاکس و کمپ (Jux and kamp, ۱۹۸۳) عقیده دارند عملکرد بادهای شدید در اواسط هولوسن موجب حفر کانالی با طول ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰ کیلومتر در جهت شمال غربی-جنوب شرقی بین مخروط‌افکنه رودخانه‌های شمال حوضه هامون و گوشه جنوب شرقی حوضه گردیده که هم اکنون به عنوان دشت جهنم شناخته می‌شود. رخداد اوایل هولوسن میانی در مطالعاتی که حمزه و همکاران (۱۳۹۶) در رسوبات بستر هامون انجام داده‌اند نیز با ظهور ماسه‌های بادی گزارش شده است.

وجود گل به رنگ قهوه‌ای روشن با سنی حدود اوایل هولوسن پسین نشان‌دهنده یک دوره خشک کوتاه‌مدت دیگر می‌باشد. این دوره با پیشروی رخساره‌های پلایایی در حاشیه غربی منطقه گاوخونی ظاهر می‌شود. عدم وجود ماسه‌های بادی در این دوره نشان‌دهنده عدم فعالیت شدید بادهای غرب به شرق در مقایسه با خشکی اوایل هولوسن میانی می‌باشد. این دوره خشک انطباق تقریبی مناسبی با واقعه خشکی ۴۲۰۰ سال گذشته در نیم‌کره شمالی نشان می‌دهد (Staubwasser et al., 2003) که در بخش‌های درون‌قاره‌ای آمریکای شمالی، در خاورمیانه، بخش‌هایی از آفریقا، و آسیا با وسعت بالای خشکی گزارش شده است (Booth et al., 2005; Parker et al., 2006; Cohen, 2003). این تغییرات اقلیمی گسترده در حدود ۴۲۰۰ ± ۳۰۰ با توجه به موقعیت جغرافیایی و اقلیمی) سال پیش با ضعف و شدت متفاوت در قسمت‌های مختلف ایران نیز گزارش شده است. در رسوبات بستر دریای عمان در محدوده سنی ۴۰۲۵ ± ۱۲۵ سال (Cullen et al., 2000)، در دریاچه مهارلو بین ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش

(لک ۱۳۸۶)، در دریاچه زریبار بین ۴۵۰۰ تا ۳۸۰۰ سال پیش (Wasylikowa et al., 2006)، در دریاچه میرآباد در ۵۴۰۰ پیش و خشکی‌های کوتاه‌مدت با تغییراتی در فصل بارش در ۴۰۰۰ تا ۳۵۰۰ سال پیش (Stevens et al, 2006)، در هامون با پیشروی رخساره‌های رسوبات بادی در حدود ۴۵۰۰ سال پیش (حمزه و همکاران، ۱۳۹۶)، همچنین مقارن با افول و انقراض تمدن اکد در بین‌النهرین (محمدی، ۱۳۹۰) و افول تمدن شرق در شهر سوخته سیستان در حدود ۴۵۰۰ سال پیش (واثق عباسی و همکاران، ۱۳۹۵) رخ داده است. با توجه به اقلیم منطقه و ارتفاع از سطح دریا، این دوره در منطقه مورد مطالعه با تأخیر زمانی حداقل دو دهه ظاهر شده است. پیشروی رخساره‌های دریاچه‌ای در ژرفای کمتر از ۲ متر، احتمالاً مربوط به پیشروی دریاچه‌ها در حدود ۳۵۰۰ سال پیش بوده است که در دریاچه مونولیک کالیفرنیا نیز ثبت شده است (Newton, 1994) (شکل ۴-۱۶).

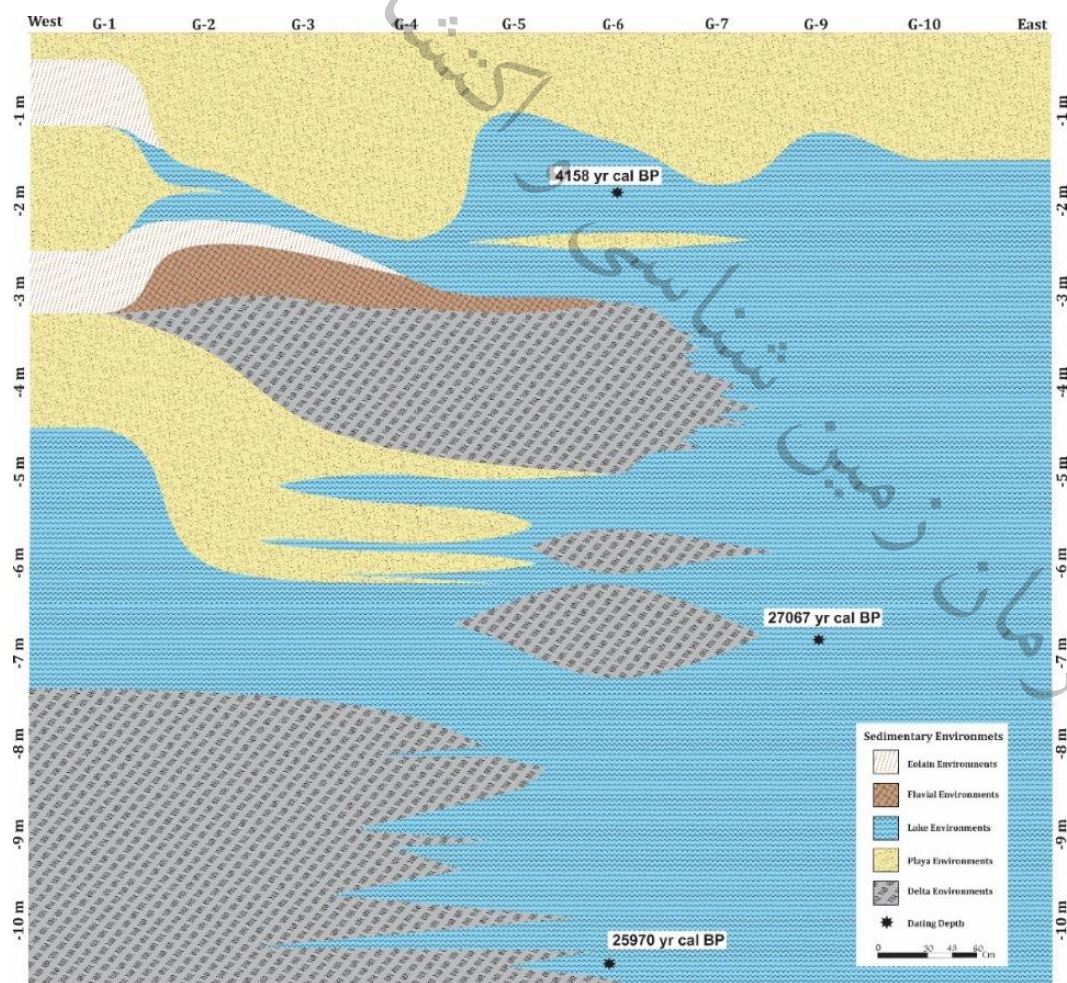


شکل ۴-۱۶. تغییرات دمای کره زمین در طول هولوسن (مقادیر دما از مغزه‌های یخی گرینلند بازسازی شده است) (Parker et al., 2006)

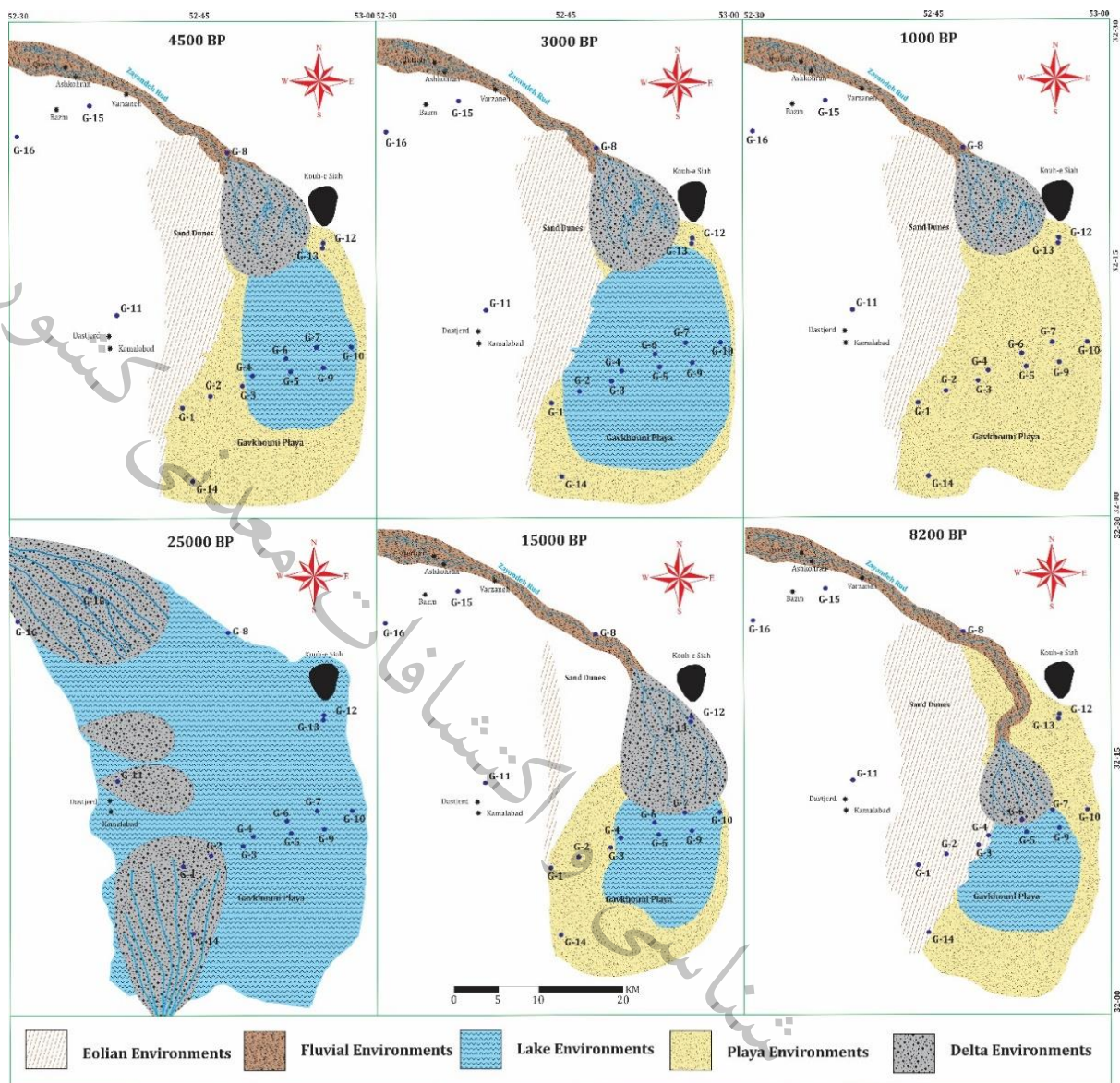
دیکسیت (Dixit) و همکاران (۲۰۱۴) دوره خشک کوتاه در جنوب شرقی آسیا را به ارتباطات قوی بین آب و هوای آتلانتیک شمالی و مانسون‌های تابستانه اقیانوس هند مرتبط دانست. گسترش رخساره‌های پلایایی در ژرفای متوسط حدود ۲-۱ متر در مغزه‌های حاشیه غربی و مرکزی حاکی از وجود شرایط خشک دیگر با سنی حدود ۴۲۰۰ سال قبل و مدت زمان حدود ۲۰۰ ساله در منطقه می‌باشد. این دوره خشک، انطباق تقریبی مناسبی در نیمکره شمالی نشان می‌دهد (Staubwasser et al. 2003) که در بخش‌های درون قاره‌ای آمریکای شمالی، در خاورمیانه، بخش‌هایی از آفریقا و آسیا با وسعت بالا گزارش شده است (Booth et al., 2005; Parker et al., 2006). این دوره خشک در هامون با پیشروی ماسه‌های بادی در درون دریاچه توسط حمزه و همکاران (۲۰۱۶) گزارش شده است. همچنین در جازموریان نیز با افزایش شوری و ورود رسوبات بادی همراه بوده است (Vaezi et al. 2018). این دوره احتمالاً با افول تمدن شهر سوخته در حدود ۴۵۰۰ سال پیش (Minniti and Seyed sajadi, 2019) و افول تمدن جیرفت در حدود ۴۳۰۰ سال پیش همزمان بوده است (Mashkour et al., 2013; Madjidzadeh and Pittman, 2008). حضور رخساره‌های دریاچه‌ای در ژرفای کمتر از ۲ متر با دوره زمانی حدود ۳۵۰۰ سال پیش همخوانی خوبی با پیشروی دریاچه مونولیک کالیفرنیا نشان می‌دهد (Newton, 1994) (شکل ۴-۱۷). همچنین جمالی و همکاران (۲۰۰۹) یک لایه زغال نارس بر اثر فعالیت زیاد انسانی در دریاچه آلمالو در یال جنوبی سه‌سایه کرده‌اند که نشان‌دهنده شرایط رطوبتی

مناسب در منطقه بوده است. وجود رخساره‌های پلایایی و ماسه‌های بادی زردرنگ در توالی‌های با ژرفای کمتر از یک متر در مغزه‌های حاشیه غربی (G-1) پلایای گاوخونی بدلیل عدم وجود آثار و بقایای گیاهی و جانوری و وجود افق‌های قرمز رنگ بیانگر وجود شرایط خشک در منطقه می‌باشد. این دوره خشک احتمالاً مرتبط با دوره خشک حدود ۱۰۰۰ سال پیش است (Hamzeh et al. 2016) (شکل ۴-۱۷) که آنرا هم ارز (نه به قطع) فاجعه قحطی ۱۰۴۵ سال قبل که در کتاب تاریخ سیستان بدان اشاره شده، دانسته است. در شرایط فعلی بوجد آمدن شرایط پلایایی در منطقه گاوخونی باعث از بین رفتن عمق و تبدیل تالاب به کفه نمکی شده است.

باید در نظر داشت نوع رفتار رسوبی رخساره‌های رسوبی و شیمیایی در منطقه بسیار متفاوت است. رسوبات شیمیایی (نمک) موجود در بستر پلایا قابل بررسی با میزان متوسط نرخ رسوب گذاری در پلایای گاوخونی نمی‌باشد. رسوبات تبخیری در بستر پلایاها گاه تا ۵۰ سانتی متر در سال نیز نهشته می‌شوند (درویشی خاتونی، ۱۳۹۰). صرفه نظر از حجم نمک بستر پلایا که دارای تغییرات فراوان در مدت زمان کوتاه می‌باشد، با توجه به رسوبات آواری بستر پلایای گاوخونی به نظر می‌رسد شرایط بخش شمالی و شرقی گاوخونی حداقل از حدود ۳ هزار سال پیش مشابه شرایط فعلی (برخی زمان‌ها کمی خشک‌تر) بوده است. بوجد آمدن شرایط پلایایی در منطقه گاوخونی باعث از بین رفتن ژرفا و تبدیل تالاب به کفه نمکی شده است. بوجد رسوبات پلایایی ضخیم لایه در مغزه‌های ساحل غربی نشان‌دهنده حساسیت بالای دریاچه به تغییرات اقلیمی بوده است. در حالی که در زمان مشابه شرق گاوخونی بدلیل ژرفای زیادتر دارای شرایط دریاچه‌ای بوده است (شکل ۴-۱۷ و ۴-۱۸).



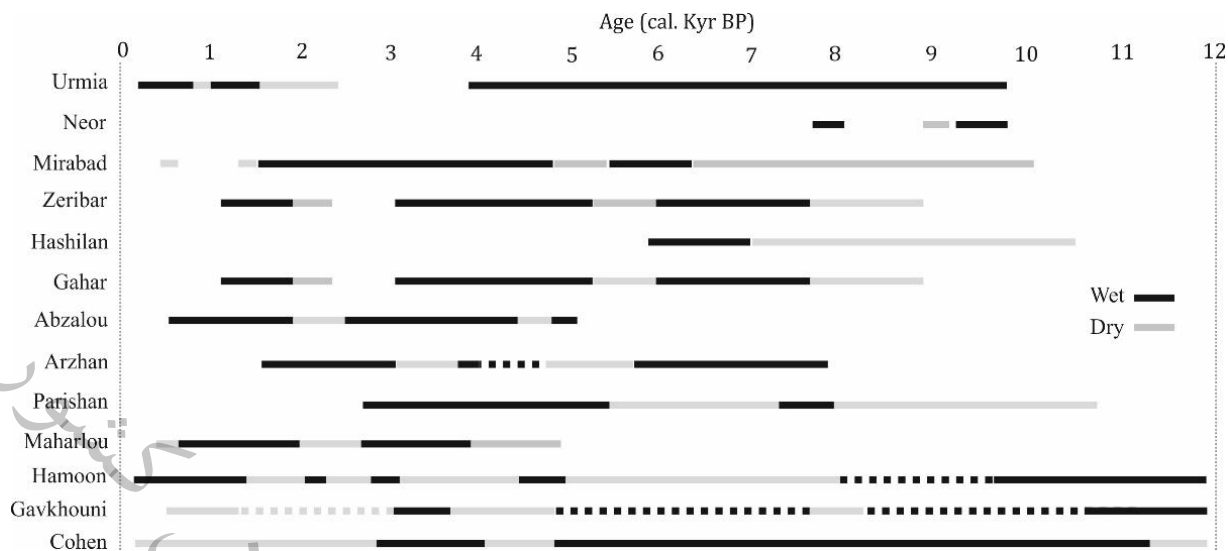
شکل ۴-۱۷. پروفیل انطباق تقریبی محیط‌های رسوبی مغزه‌های جنوب دریاچه (از راست به چپ از جنوب به شمال می‌باشد)



شکل ۴-۱۸. بازسازی محیط‌های رسوبی پلایای گاوخونی در دوره‌های زمانی مختلف

۴-۹- مقایسه با سایر مطالعات انجام شده در ایران

با توجه به مطالعات انجام گرفته در مناطق مختلف ایران، با مقایسه دوره‌های خشک و مرطوب گزارش شده در دریاچه‌های محدوده زاگرس و شمال غرب کشور در طول هولوسن، می‌توان نتیجه گرفت که بررسی دوره‌های خشک و مرطوب در مناطق مختلف با توجه به تغییر در ارتفاع، موقعیت جغرافیایی، سیستم‌های آب و هوایی، میزان دقت مطالعات، نوع محیط و روش مطالعه و ... نتایج مختلفی داشته است. بنظر می‌رسد با توجه به عدم وجود روش خاص و یکسان در انجام مطالعات، شناسایی وقایع خشک و انطباق این دوره‌ها منطقی‌تر باشد. دوره‌های خشک در زون‌های زمین‌ساختی ایران تا حدود زیادی قابل انطباق است که با توجه به شرایط، با کمی تاخیر و تقدم همراه است (شکل ۴-۱۹). با توجه به اقلیم تقریباً یکسان در فواصل اندک محدوده زاگرس به صحت و دقت برخی مطالعات انجام گرفته می‌توان پی برد. معمولاً مطالعات با دقت بالا و فواصل اطلاعاتی نزدیک در توالی رسوبات قابل اطمینان‌تر هستند.



شکل ۴-۱۹. دوره‌های خشک و مرطوب گزارش شده در دریاچه‌های محدوده زاگرس و شمال غرب کشور در طول هولوسن: ارومیه (لک و همکاران ۱۳۹۰؛ درویشی خاتونی ۱۳۹۵؛ طالبی و همکاران ۲۰۱۵)، نئور (عزیزی و همکاران ۱۳۹۶؛ شریفی و همکاران ۲۰۱۵)، میرآباد (Stevens et al, 2006)، زریوار (مقصودی و همکاران ۱۳۹۳)، هشیلان (عزیزی و همکاران ۱۳۹۶؛ صفایی‌راد و همکاران ۱۳۹۳)، گهر (اکبری و همکاران ۱۳۹۵)، آبالو (درویشی خاتونی و همکاران، ۱۳۹۸)، ارژن (سادات حسینی و همکاران ۱۳۹۵)، پریشان (داوودی و همکاران ۱۳۹۳)، مهارلو (جمالی و همکاران ۲۰۰۹؛ لک ۱۳۸۶)، هامون (Hamzeh et al. 2016)، گاوخونی (پژوهش حاضر)، دریاچه‌های شمال آفریقا و جنوب آسیا در عرض‌های ۹ تا ۳۰ درجه شمالی در طول هولوسن (Cohen, 2003).

هرچند که مشخصه اصلی دوره کوآترنری تغییرات اقلیمی آن است، ولی مطالعه دوره هولوسن از جنبه‌های مختلف برای درک شرایط کنونی و آثار تغییرات اقلیمی در آینده این منطقه بسیار مهم تر است. چرا که پدیده گرمایش به عنوان چالش مهم کنونی زمین پیشتر در این دوره که به زمان حاضر نیز بسیار نزدیک می‌باشد، رخ داده و مطالعه تحولات محیط‌های رسوبی هولوسن به عنوان نشانگرهای این پدیده در سطح زمین توانسته تصویری از آثار تغییرات اقلیمی را در سطح زمین این منطقه نمایان سازد. به همین ترتیب می‌توان چشم‌اندازی از آثار این تغییرات در آینده را نیز به تصویر کشید. نتایج این تحقیق نشان داد که کاربرد تحلیل‌های آماری چند متغیره بر روی داده‌های ژئوشیمیایی محیط‌های رسوبی ضمن معرفی شاخص‌های ژئوشیمیایی مناسب با منطقه مورد مطالعه، راهکار مناسبی برای تشخیص محیط‌های دیرینه داشته و اثر خطای تفسیر داده‌ها را پایین می‌آورد. به عبارتی نقش بالایی در کاهش خطای کارشناس در زمان تفسیر داده‌ها داشته ضمن اینکه با تولید سری داده‌های عددی، منجر به تولید نقشه‌های محیط‌های دیرینه با استفاده از روش‌های رایج میان‌یابی گردید. نتایج حاصل از این پژوهش، به ثبت تغییرات فیزیکی، شیمیایی و رسوبی منجر گردید. همچنین شواهد مربوط به تعیین سن رادیوکربن ۱۴ سن کف مغزه‌ی رسوبی را حدود اواخر پلیستوسن پایانی تعیین نمود. این بازه‌ی زمانی بررسی تغییرات اقلیمی و محیطی پلایای گاوخونی با استفاده از توالی رسوبات را ممکن ساخت. تغییرات مهم فاز پلیستوسن پسین و هولوسن در حوضه‌ی رسوبی مورد بررسی قرار گرفت و نهایتاً نتایج ارزشمندی مبنی بر تغییرات اقلیمی و محیطی در گذشته بدست آمد.

جمع‌بندی بررسی‌های رسوب‌شناسی، رخساره‌های رسوبی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی، دیرینه‌اقلیم و دیرینه‌جغرافیایی پلایای گاوخونی در ایران مرکزی (استان اصفهان) به طور خلاصه در ادامه ارائه می‌گردد. در هشت مغزه‌ی مورد مطالعه، هشت رخساره‌ی رسوبی اصلی شناسایی شد. رخساره‌ها غالباً دارای رسوبات رس، سیلت، ماسه، گراول و رسوبات حد واسط است که در بیشتر موارد تناوب و تداخل در رسوبات یادشده به کرات دیده می‌شود. در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه در مجموع رخساره‌ها نشان‌دهنده پنج محیط رسوبی بادی، رودخانه‌ای، دلتایی، دریاچه‌ای و پلایایی است. با توجه به نتایج سن‌سنجی، میزان رسوب‌گذاری برای ژرفاهای مختلف بین ۰/۲۵ تا ۰/۴۴ میلی‌متر در سال متغیر بوده است و قابل مقایسه با پلایای میقان و مهارلو است. تیپ‌های رسوبی به ترتیب فراوانی، گل (Mud)، سیلت (Silt)، رس (Clay)، ماسه سیلنتی (Silty sand)، گراول ماسه‌ای گلی (Muddy sandy gravel)، گل ماسه‌ای با کمی گراول (Slightly gravelly sandy mud)، گل با کمی گراول (Slightly gravelly mud)، گل گراولی (Gravelly mud)، ماسه گلی با کمی گراول (Gravelly muddy sand) و گراول ماسه‌ای (Sandy gravel) تعیین گردیدند و تفکیک محیط‌های رسوبی با توجه به پارامترهای آماری رسوب‌شناسی بخوبی انجام گرفت. نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی در طول توالی رسوبات مغزه‌های برداشت‌شده همدیگر را تایید کردند. با توجه به نتایج بررسی‌های انجام‌شده در منطقه، در حدود پلیستوسن پایانی سال قبل منطقه گاوخونی تحت تاثیر بارش‌های فراوان بوده است. در نتیجه میزان بار رسوبی واردشده از غرب (رودخانه زاینده‌رود) بالا بوده است. دلتای بزرگ زاینده‌رود تشکیل شده و ذرات دانه‌درشت در اندازه‌های گراول و ماسه نهشته شده است. در اواخر پلیستوسن پایانی تا ابتدای هولوسن سال قبل با پسروری خطوط ساحلی، حرکت دلتای بزرگ زاینده‌رود به سمت شمال حوضه اتفاق افتاده است. انتهای دلتا تا نزدیکی‌های مرکز پلایا کشیده شده و تپه‌های ماسه‌ای در غرب حوضه تشکیل شده است. با شروع هولوسن و افزایش دما منجر به افزایش وسعت نهشته‌های ماسه بادی و گسترش محیط پلایایی تا حدود اوایل هولوسن میانی در حاشیه دریاچه شده است. هولوسن میانی با پیشروی موقت دریاچه گاوخونی همراه بوده است و در ابتدای هولوسن پسین مجدداً خشکی اتفاق افتاده است. پیشروی رخساره‌های دریاچه‌ای در حدود میانه هولوسن پسین انجام گرفته است و بعد از آن مجدداً پسروری اتفاق افتاده و رخساره‌های پلایای و بادی جایگزین

رخساره‌های دریاچه‌ای شده است. با توجه به نوع رسوبات بستر گاوخونی، شرایط بخش شمالی و شرقی گاوخونی حداقل در سه هزار سال گذشته و شرایط بخش غربی حداقل در هزار سال گذشته مشابه شرایط فعلی بوده است. افزایش ضخامت لایه‌های مربوط به رسوبات تبخیری (عمدتاً نمک) در لایه‌های فوقانی پلایا، حاکی از آن هست که در سال‌های اخیر شرایط پلایای گاوخونی خشک‌تر از گذشته شده است.

۵-۲- پیشنهادات

دریاچه‌ها محیط‌های پیچیده‌ای هستند که با توجه به جوان بودن‌شان نسبت به محیط‌های دریایی، به طور محلی اقلیم گذشته را بازسازی می‌کنند. در این میان منطقه ایران مرکزی با توجه به تنوع پدیده‌های ژئومورفولوژیکی، یک منطقه خاص برای ثبت وقایع مربوط به تغییرات اقلیمی گذشته می‌باشد و قابلیت تبدیل به مکانی برای پایش آثار تغییرات اقلیمی بر سامانه‌های ساحلی، بیابان‌ها، تالاب‌ها و سایر اکوسیستم‌های موجود در این منطقه را دارد.

- در این تحقیق نشان داده شد که مولفه‌های فیزیکی و شیمیایی قابلیت بالایی برای شناسایی واحدهای اراضی (محیط‌های رسوبی، واحدهای ژئومورفولوژی، دوره‌های اقلیمی) و تبدیل مولفه‌های کیفی به آماری و ریاضی دارند. از این قابلیت می‌توان به عنوان پیش‌نشانگرهای تغییر در محیط و یا سنجش تاثیر یک عامل بیرونی مانند تغییر اقلیم بر کل سامانه یک منطقه استفاده نمود.
- در این مطالعه تحولات دیرینه با اتکاء به نشانگرهای رسوبی و ژئوشیمیایی انجام شد. در حالی که استفاده از سایر نشانگرها به ویژه ایزوتوپ‌ها، اسپور و گرده‌شناسی می‌تواند جزئیات بیشتری به ویژه در مورد آب و هوا و پوشش گیاهی دیرینه در اختیار بگذارد.
- مطالعه ژئوشیمیایی معدنی مانند تعیین نسبت Ca/Sr بر روی پوسته‌های صدفی به خصوص استراکدها نیز به شناخت شرایط هیدرولوژی حوضه کمک شایانی می‌نماید. بعلاوه تعیین میزان تغییرات غلظت عناصری مانند تیتانیوم به عنوان نشانگر رسوبات بادی کاربرد زیادی در بررسی میزان تغییرات بادروبی رسوبات و منشأ آنها دارد.

منابع

- اکبری ط، لک، ر، شهبازی، ر، قدیمی، م، اسدی، ا، کرمی، ف، ویگاند، پ، علیزاده، ک، بهلینگ، ه، ۱۳۹۵. تحلیل ژئوشیمی و پالینولوژیکی رسوبات دریاچه گهر و شناسایی آب و هوای دیرینه زاگرس مرتفع، فصلنامه کواترنری ایران، ۲ (۱): ۴۰-۲۷.
- پاکزاد ح، ر، مکی زاده م، ع، مهردادپسندی ز، ن ع، ۱۳۹۱. ترکیب و منشا ماسه‌های آبرفتی و بادی پلایای گاوخونی (جنوب شرق اصفهان)، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۲۸ (۳): ۸۲-۶۵.
- پورعلی م، سپهر ع، محمودی قرایی م، ح، ۱۳۹۸. کانی‌شناسی رسوبات سطوح مختلف ژئومورفیک پلایای سبزواری با توجه به تغییر و تحولات اواخر هولوسن، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۸ (۲): ۱۰۲-۸۶.
- تقوی ل، طیبی ص، طیبی س، کریمیان ب، ۱۳۹۲. تحلیل اقلیم دیرینه بخش شمالی تالاب گاوخونی با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، فصلنامه تالاب اکویولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ۵ (۱۶): ۶۲-۵۳.
- حمزه م، ع، محمودی قرایی م، ح، علیزاده لاهیجانی ح، موسوی حرمی ر، جمالی م، ۱۳۹۶. رسوبات بادی نهشته‌شده در دریاچه هامون؛ نشانگر فراوانی و شدت توفان‌های گرد و غبار سیستان از انتهای آخرین یخبندان تا کنون. مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۳ (۱-۶۶): ۲۴-۱.
- حمزه م، ع، ۱۳۹۵. بازسازی شرایط محیطی و اقلیمی دیرینه جنوب‌شرقی ایران با استفاده از رسوب‌شناسی هولوسن دریاچه هامون، پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۱۷ ص.
- خسروتهرانی خ، ۱۳۷۷. زمین‌شناسی ایران (رشته زمین‌شناسی)، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۲۷ ص.
- درویش‌زاده ع، ۱۳۷۱، شرایط زمین‌شناسی ایجاد کویرها و بیابان‌های ایران، مجموعه مقالات بررسی مسائل مناطق بیابانی و کویری ایران.
- رامشت م، ح، ۱۳۷۱. زاینده‌رود و تاثیر آن در سیمای فضایی اصفهان، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- رامشت م، ح، ۱۳۸۰. دریاچه‌های دوران چهارم، بستر تبلور و گسترش مدنیت در ایران، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۰: ۹۰-۱۱۱.
- رضایی خ، جلیلیان ع، ح، ۱۳۸۵. رسوب‌شناسی کاربردی، انتشارات موسسه کتاب آراد، ۳۰۴ ص.
- رضائیان لنگرودی س، لک ر، فیاضی ف، ۱۳۹۰. تفسیر محیط رسوبی دریاچه حوض سلطان در هولوسن با استفاده از مغزه‌های رسوبی، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۱۰: ۲۹-۴۰.
- سیف ع، ۱۳۸۴. بررسی و تحلیل پالئوژئومورفولوژی پلایای گاوخونی با تکنیک سنجش از دور و GIS، پایان‌نامه دکتری، گروه جغرافیا، دانشگاه اصفهان، ۱۶۰ صفحه.
- شریفی م، فرح بخش ز، ۱۳۹۴. بررسی آنومالی حرارتی و رطوبتی بین زمان حال و پلیستوسن و بازسازی شرایط اقلیمی با استفاده از شواهد ژئومورفیک (مطالعه موردی: حوضه خضراآباد-یزد). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۷ (۴): ۵۸۳-۶۰۵.
- شریفی م، فرح‌بخش ز، ۱۳۹۵. بررسی موارث ژئوژئومورفیک‌های یخچالی کواترنر و تغییرات سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک در حوضه خضراآباد-یزد، ۲۷ (۴): ۴۰-۹.
- شهبازی ر، ۱۳۹۴. مطالعه تحولات رسوبی دوره کواترنری به منظور تعیین الگوی طبیعی بیابانزایی در پلایا-تالاب شادگان، رساله دکتری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، ۲۰۷ ص.

صالحی پورمیلانی ع. ر.، درویشی خاتونی ج.، محمدی ع.، ۱۳۹۰. گزارش لیمنولوژی و پالئولیمنولوژی دریاچه ارومیه فاز II: بررسی نوسانات سطح تراز دریاچه ارومیه از سال ۱۳۵۵-۱۳۹۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۰ ص.

صالحی پورمیلانی، ع. ر.، ۱۳۹۱. بررسی توفان گونو و تأثیرات آن بر ژئومورفولوژی خطوط ساحلی دریای مکران با استفاده از سنجش از دور، علوم زمین، ۲۱ (۸۳): ۲۳-۳۲.

صفایی‌راد ر.، عزیزی ق.، محمدی ح.، علیزاده لاهیجانی ح.، ۱۳۹۳. بازسازی تغییرات اقلیمی هولوسن و پلیستوسن منطقه زاگرس میانی با استفاده از شواهد گرده‌شناسی تالاب هشیلان، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۳ (۱۱): ۲۰-۱.

صمدزاده ر.، صمیمی هشتجین پ.، ۱۳۹۷. بازسازی تکامل دیرینه ژئومورفولوژیک کواترنری حوضه آبخیز گزازچای خلخال، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۷ (۱): ۱۶۱-۱۴۶.

طلوعی ج.، ۱۳۷۵. مطالعه و بررسی ژئوشیمیایی و هیدروشیمیایی و شناخت فازهای رسوبات شیمیایی حوضه رسوبی تبخیری دریاچه ارومیه، رساله کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۲۱۰ ص.

عزیزی ق.، اکبری ط.، هاشمی ح.، ۱۳۹۲. تغییرات پوشش گیاهی و آب و هوای دیرینه در طی گذار آخرین دوره یخبندان-هولوسن (مطالعه موردی: دریاچه نئور در شمال غرب ایران)، پژوهش‌های محیط‌زیست، ۴ (۷): ۳-۱۲.

عزیزی ق.، ملکی س.، کریمی م.، شهبازی ر.، رستمی ه.، ۱۳۹۶. تغییرات اقلیم و پوشش گیاهی هولوسن در ایران، فصلنامه کواترنری ایران، ۳ (۳): ۲۲۹-۲۰۵.

فیاضی بروجنی م.، مرتضوی مهریزی م.، خانه باد م.، ۱۳۹۶. بررسی رخساره‌های رسوبی و الگوی برانبارش رسوبات در رودخانه مولید (جنوب شرق قاین)، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۳ (۱-۶۶): ۱۲۸-۱۰۱.

کیانی ط.، رامشت، م. ح.، ملکی، ا.، صفاکیش، ف.، ۱۳۹۵. بررسی تغییر اقلیم حوضه گاوخونی در فاز پایانی کواترنر، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۲، ۲۱۳-۲۲۹.

لک ر.، ۱۳۸۶. بررسی رسوب‌شناسی، هیدروشیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو شیراز، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم، ۱۸۸ ص.

لک ر.، درویشی خاتونی ج.، محمدی ع.، ۱۳۹۰. مطالعات پالئولیمنولوژی و علل کاهش ناگهانی تراز آب دریاچه ارومیه، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی دانشگاه آزاد زاهدان، ۷ (۴): ۳۷۲-۳۵۷.

لک ر.، ۱۳۸۶. گزارش بررسی زمین‌شناسی دریاچه مهارلو، فاز I: هیدروژئوشیمی و هیدروژئوشیمی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰ ص.

محمدی قیومی ح.، ۱۳۹۰. بررسی فرآیندهای ریخت‌زا و خاکساز پدیدآورنده تحولات طبیعی و مدنی زاینده‌رود در کواترنر، رساله دکتری، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه اصفهان، ۲۵۰ صفحه.

محمدی ع.، ۱۳۹۰. رسوب‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی فلات قاره دریای عمان، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۵۰ ص.

محمدی ع.، ۱۳۸۴. بررسی تاریخچه رسوب‌گذاری هولوسن دریاچه ارومیه براساس مطالعه مغزه‌های تهیه شده در مسیر بزرگراه شهید کلانتری، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۲۷ ص.

مقصودی م.، جعفر بیگلو م.، رحیمی ا.، ۱۳۹۳. شواهد رسوبی تغییرات اقلیمی در دریاچه زریوار طی دور هولوسن، ۴۶ (۱): ۴۳-۵۸.

مهرشاهی، د.، 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، ۱۶-۱۷: ۱-۴ (پیاپی ۶۳-۶۴): ۱۴۸-۱۳۳.

موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۳. رسوب شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ ۱۵، ۴۷۶ ص.
نایب‌زاده، ف.، مددی، ع.، عزیزی، ق.، ۱۳۹۶. شواهد ژئومورفولوژی کواترنری دشت قزوین و اشتهارد، فصلنامه کواترنری ایران، ۳ (۴): ۳۳۱-۳۴۶.

واثق عباسی، ز.، عباس‌نژاد سرستی، ر.، قربانی، ح. ر.، روستایی، م. ص.، ۱۳۹۵. برآورد جمعیت در سیستان بر پایه مطالعات باستان‌قوم‌شناسی، مطالعات باستان‌شناسی، ۸ (۲): ۲۴۳-۲۲۹.
هنرجون، جلالیان، ا.، ۱۳۸۷. چگونگی تحول و تکامل خاک‌ها در اراضی دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان. نشریه پژوهش در علوم کشاورزی، ۴ (۲): ۲۶۶-۲۵۴.

- Abdi, L., Rahimpour-Bonab, H., Mirmohammad-Makki, M., Probst, J., Langeroudi, S. R. 2018, Sedimentology, mineralogy, and geochemistry of the Late Quaternary Meyghan Playa sediments, NE Arak, Iran: palaeoclimate implications. *Arab J Geosciences*, Vol. 11, No. 19, 588 p.
- Akarish, A. M., El-Gohary, A. M., 2011, Provenance and Source Area Weathering Derived from the Geochemistry of Pre-Cenomanian Sandstones, East Sinai, Egypt. *Journal of Applied Sciences*, Vol. 11, No. 17, pp. 3070-3088.
- Alagarsamy, R., Zhang, J., 2010, Geochemical characterisation of major and trace elements in the coastal sediments of India. *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol. 161, pp. 161_176.
- AlGhadban, A. N., El-Sammak, A., 2005, Sources, distribution and composition of the suspended sediments, Kuwait Bay, Northern Arabian Gulf. *J Arid Environments*, Vol. 60, pp. 647-661.
- Alther, G. A., 1979, A simplified statistical sequence applied to routine water quality analysis, a case history. *Journal of Ground Water*, Vol. 17, No. 6, pp. 556-561.
- Asikainen, C. A., Francus, P., Brigham-Grette, J., 2006, Sedimentology, clay mineralogy and grain-size as indicators of 65 ka of climate change from El'gyvytyn Crater Lake, Northeastern Siberia. *J Paleolimnol*, DOI 10.1007/s10933-006-9026-5.
- Baumhauer, R., Runge, J., 2009, "Holocene Paleo-environmental history of the central Sahara", *Paleoecology of Africa*, Vol. 29, pp. 39-62.
- Benison, K. C., Goldstein, R. H., 2001, Evaporites and siliciclastics of the Permian Nippewalla group of Kansas, USA: a case for non-marine deposition in saline lakes and saline pans. *Sedimentology*, Vol. 48, pp. 165-188.
- Bergaya, F., Theng, B. K. G., Lagaly, G., 2006, Clays and clay minerals. Elsevier. 1246.
- Blanford, W. T., 1873, On the nature and probable origin of the superficial deposits in the valleys and deserts of central Persia: Geological Society of London. *Quarterly Journal*, Vol. 29, pp. 493-503.
- Bobek, H., 1937, Die Rolle der Eiszeit in Nordwest Iran. *Borntraeger*.
- Bogemans, F., Boudin, M., Janssens, R., Baeteman, C., 2016, New data on the sedimentary processes and timing of the initial inundation of Lower Khuzestan (SW Iran) by the Persian Gulf. *The Holocene*, Vol. 27, No. 4, pp. 613-620.
- Booth, R. K., Jackson, S. T., Forman, S. T., Kutzbach, J. E., Bettis, E. A., Kreig, J., Wright, D. K., 2005, A severe centennial- scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *The Holocene*, Vol. 15, No. 3, pp. 321-328.
- Bradley, R. S., 2015, Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary, 3 rd ed. Elsevier.

- Brisset, E., Djamali, M., Bard, E., Borschneck, D., Gandouin, E., Garcia, M., Stevens, L., Tachikawa, K., 2018, Late Holocene hydrology of Lake Maharlou, southwest Iran, inferred from high-resolution sedimentological and geochemical analyses. *J Paleolimnology*, Vol. 61, No. 1, pp. 111-128.
- Bronk Ramesy, C., Lee, S., 2013, Recent and planned developments of the program OxCal, *Radiocarbon*, Vol. 55, pp. 720-730.
- Busche, D., Sarvati, R., Siefker, U., 2002, Kuh-e-Namak. Reliefgeschichte eines Salzdoms im abflusslosen zentraliranischen Hochland In: *Petermanns Geogr. Mitt*, Vo. 146, pp. 68–77.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., Rensch, P. V., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Agus, S., McPhaden, M. J., Wu, L., England, M. H., Wang, G., Guilyardi, E., 2014, Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat, Climate Change*, Vol. 4, pp. 111–116.
- Calanchin, N., Dinelli, E., Lucchini, D., Mordenti, A., 1996, Chemostratigraphy of late Quaternary sediments from Lake Albano and central Adriatic Sea cores (PALICLAS Project), *Palaeoenvironmental Analysis of Italian*.
- Chamley, H., 1989, Clay Sedimentology, Springer-Verlag, Berlin, 623 p.
- Chang, A. S., Pedersen, T. F., Hendy, I. L., 2014, Effects of productivity, glaciation, and ventilation on Late Quaternary sedimentary redox and trace element accumulation on the Vancouver Island margin, western Canada, *Paleoceanography*, Vol. 29, 2013PA002581.
- Chen, F., Liu, J., Xu, Q., Li, Y., Chen, J., Wei, H., 2013, Environmental magnetic studies of sediment cores from Gonghai Lake: implications for monsoon evolution in North China during the late glacial and Holocene, *J Paleolimnol*, Vol. 49, pp. 447–464.
- Chen, H., Mingan, S., Yuyuan, L., 2008, The characteristics of soil water cycle and water balance on steep grassland under natural and simulated rainfall conditions in the Loess Plateau of China, *Journal of Hydrology*, Vol. 360, pp. 242_251.
- Chenm, F., Yu, Z., Yang, M., Ito, E., Wang, S., Madsen, D. B., Huang, X., Zhao, Y., Sato, T., John, B., Birks, H., 2008, Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27, pp. 351-364.
- Clark, P., Pisias, N., Stocker, T., 2002, The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change, *Nature*, Vol. 415, pp. 863–869.
- Cohen, A. S., 2003, Paleolimnology: The history and evolution of lake systems, Oxford University press, New York, 500 p.
- Cullen, H. M., deMenocal, P. B., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F. H., Guilderson, T., Sirocko, F., 2000, Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea, *Geology*, Vol. 28, No. 4, pp. 379–382.
- Cullers, R. L., Podkovyrov, V. N., 2002, The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia, *Precambrian Research*, Vol. 117, No. 3, pp. 157-183.
- Damnati, B., Etebaai, I., Benjilani, H., El Khoudri, K., Reddad, H., Taieb, M., 2016, Sedimentology and geochemistry of lacustrine terraces of three Middle Atlas lakes: Paleohydrological changes for the last 2300 cal BP in Morocco (western Mediterranean region), *Quaternary International*, Vol. 404, pp. 163-173.
- De Gregorio, B. T., Stroud, R. M., Nittler, L. R., Alexander C. M. O., Bassim, N. D., Cody, G. D., Kilcoyne, A. L. D., Sandford, S. A., Milam, S. N., Nuevo, M., Zega, T. J., 2013, Isotopic and chemical variation of organic nanoglobules in primitive meteorites. *Meteorit Planet Sci*, Vol. 48, pp. 904–928.
- Djamali, M., de Beaulieu, J. L., Miller, N. F., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Lak, R., Sadeddin, N., Akhiani, H., Fazeli, H., 2009, Vegetation history of the SE section of the Zagros Mountains during the last five millennia: a pollen record from the Maharlou Lake, Fars Province, Iran, *Veget Hist Archaeobot*, Vol. 18, pp. 123–136.

- Djamali, M., de Beaulieu, J.L., Shah-hosseini, M., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhani, H., Leroy, S. A. G., Stevens, L., Lahijani, H., Brewer, S., 2008, A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, Iran. In: *Quat. Res.*, Vol. 69, pp. 413–420.
- Djamali, M., Kürschner, H., Akhani, H., de Beaulieu, J.L., Amini, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, ph., Stevens, L., 2008, Palaeoecological significance of the spores of the liverwort Riella (Riellaceae) in a late Pleistocene long pollen record from the hypersaline Lake Urmia, NW Iran, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 152, No. 2, pp. 66–73.
- Djamali, M., Soulié-Märsche, I., Esu, D., Gliozzi, E., Okhravi, R., 2006, Palaeoenvironment of a Late Quaternary lacustrine–palustrine carbonate complex: Zarand Basin, Saveh, central Iran, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 237, pp. 315-334.
- Djamali, M., 2008, Palaeoenvironmental changes in Iran during the last two climatic cycles (vegetationclimate-anthropisation), PHD thesis, Sciences and Techniques faculty, university of Paulezanne (AIXMARSEILLE III), 194 p.
- Dong, H. M., Song, Y. G., 2009, Clay mineralogy and its application to paleoenvironmental reconstruction, *Marine Geology and Quaternary Geology*, Vol. 29, No. 6, pp. 119–130.
- Ehlers, E., 1969, Das Chalus-Tal und seine Terrassen. Studien zur Landschaftsgliederung und Landschaftsgeschichte des mittleren Elburs (Nordiran). In: *Erdkunde*, Vol. 23, pp. 215–229.
- Ehlers, E., 1971, Südkaspisches Tiefland Nordiran und Kaspisches Meer. Beiträge zu ihrer Entwicklungsgeschichte im Jung- und Postpleistozän Tübinger Geogr Stud 44. Tü-bingen.
- Eijkelkamp, 2008, Operating instructions (04.01/04.02 Gouge augers), 14 p,
- Enzel, Y., Wells, S. G., Lancaster, N., 2003, Late Pleistocene lakes along the Mojave River, southeast California. In: Enzel, Y., Wells, S.G., Lancaster, N. (eds.), Paleoenvironments and Paleohydrology of the Mojave and Southern Great Basin Deserts. Boulder, CO, *Geological Society of America Special Paper*, Vol. 368, pp. 61–77.
- Enzel, Y., 1992, Flood Frequency of the Mojave River and the Formation of Late Holocene Playa Lakes, Southern California, USA, *The Holocene*, Vol. 2/1, pp. 11–18.
- Erbs-Hansen, D. R., Knudsen, K. L., Olsen, J., Lykke-Andersen, H., Underbjerg, J.A., Sha, L., 2013, Paleoceanographical development of Sisimiut, West Greenland, during the mid- and late Holocene: A multiproxy study, *Mar. Micropaleontol*, Vol. 102, pp. 79–97.
- Fagel, N., 2007, Clay minerals, deep circulation and climate. developments in marine geology, *Elsevier*, Vol. 1, pp. 139-184.
- Filippelli, S. M., Slater, A., Jull, S. 2006, Alpine lake sediment records of the impact of locations and climate change on the biogeochemical cycling of soil nutrients, *Quaternary Research*, Vol. 66, pp.158-166.
- Fitzsimmons, K.E., Magee, J.W., Amos, K.J., 2009, Characterisation of aeolian sediments from the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia: implications for reconstructing palaeoenvironmental conditions, *Sedimentary Geology*, Vol. 218, pp. 61-73.
- Folk, R. L., 1974, Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publ, Co, Austin, TX, 182 p.
- Folk, R. L., 1966, A REVIEW OF GRAIN-SIZE PARAMETERS, *Sedimentology the journal of the International Association of Sedimentologists*, Vol. 6, pp. 73-93.
- Frechen, M., Kehl, M., Rolf, C., Sarvati, R., Skowronek, A., 2009, Loess chronology of the Caspian lowland in northern Iran, *Quaternary International*, Vol. 198, pp. 220-233.
- Gallala, W., Gaied, M.E., Montacer, M., 2009, Detrital mode, mineralogy and geochemistry of the Sidi Aich Formation (Early Cretaceous) in central and southwestern Tunisia, implications for provenance, tectonic setting and paleoenvironment, *Journal African Earth Science*, Vol. 53, pp. 159-170.
- Garzanti, E., Al-Juboury, A. I., Zoleikhaei, Y., Vermeesch, P., Jotheri, J., Bal-Akkoca, D., Kadhim-Obaid, A., Allen, M. B., Ando, S., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M., Vezzoli, G., 2016, The

- Euphrated-Tigris-Karun river system: provenance, recycling and dispersal of quartz-poor foeland-basin sediments in arid climate, *Earth-Science Reviews*, Vol. 162, pp. 107-128.
- Garzanti, E., Andro, S., Vezzoli, G., 2009, Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 277, pp. 422-432.
- Gasse, F., 2001, Hydrological changes in Africa, *Science*, Vol. 292, pp. 2259-2260.
- Gayantha, K., Routh, J., Chandrajith, R., 2017, A multi-proxy reconstruction of the late Holocene climate evolution in Lake Bolgoda, Sri Lanka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 473, pp. 16-25.
- Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, K., 1994, Global Geological Record of Lake Basins, *Cambridge University Press*, 427 p.
- Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, K., 2000, Lake Basins through Space and Time, *AAPG Studies in Geology*, Vol. 46, 648 p.
- Gillies, J. A., Nickling, W. G., Tilson, M., 2013, Frequency, magnitude, and characteristics of Aeolian sediment transport: McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Geophys. Res., Earth. Surf.*, Vol. 118, pp. 461-479.
- Glenn, C., Filippelli, G. M., 2007, Authigenic mineral formation in the marine environment: Pathways, processes and products, *Deep Sea Research II*, Vol. 54, No. (11-13), pp. 1-6.
- Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Ford Keeling, L., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J. A. and Chiessi, C. M., 2012, Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36 N 49 S): Imprint of terrigenous input and continental weathering, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 13, No. 1.
- Graham, R. C., O'Green, A. T., 2010, Soil mineralogy trends in California landscapes, *Geoderma*, Vol. 154, pp. 418-437.
- Grunert, J., 1977, Jungpleistozäne Tal- und Hangentwicklung im Shir-Kuh Massiv, Zentral-Iran. In: *Karlsruher Geogr. Hefte*, Vol. 8, pp. 42-62.
- Haberyan, K., Hecky, R., 1987, The Late Pleistocene and Holocene stratigraphy and paleolimnology of Lakes Kivu and Tanganyika, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 61, No. (3-4), pp. 169-197.
- Hagedorn, H., Haars, W., Grunert, J., Busche, D., 1978, Periglazialerscheinungen im Shir-Kuh-Massiv (Zentral-Iran). Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéenne et abords (Strasbourg 14.5.1977). In: *Ass, Géogr. d'Alsace, Strasbourg*, Vol. 12, pp. 263-278.
- Hamzeh, A.M., Farahi, Ghasr-Aboonassr, S. F., 2020, Palaeoenvironmental changes in the Khuran Estuary of SE coastal Iran during the last two millennia, based on the analysis of a sediment core, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 542, pp. 1-14.
- Hamzeh, M. A., Gharaie, M. H. M., Lahijani, H. A. K., Djamali, M., Harami, R.M., Naderi-Beni, M., 2016, Holocene hydrological changes in SE Iran, a key region between Indian Summer Monsoon and Mediterranean winter precipitation zones, as revealed from a lacustrine sequence from Lake Hamoun, *Quaternary International*, Vol. 408, pp. 25-39.
- Hamzeh, M. A., Gharaie, M. H. M., Lahijani, H. A. K., Moussavi-Harami, R., Djamali, M., Naderi-Beni, M., 2016, Paleolimnology of Lake Hamoun (E IRAN): implication for past climate changes and possible impacts on Human settlements, *J Palaios*, Vol. 31, No 12, pp. 616-629.
- Hardie, L. A., Eugster, H. P., 1978, Saline Lakes. In: A. Lerman(ed.), *Lakes Chemistry, geology, physics*. New York, NY, *Springer-Verlag*, 230 p.
- Harrison, S. P., Gaillard, M. J., Stocker, B. D., Vander, L. M., Klein, G. K., Boles, O., Braconnot, P., Dawson, A., Fluet-Chouinard, E., Kaplan, J. O., Kastner, T., Pausata, F. S. R., Robinson, E., Whitehouse, N. J., Madella, M., Morrison, K. D., 2019, Development and testing of scenarios for implementing Holocene LULC in earth system model experiments, *Geoscientific Model Development*, 13 (2): 805-824.

- Hernández-Hinojosa, V., Montiel-García, P. C., Armstrong-Altrin, J. S., Nagarajan, R., Kasper-Zubillaga, J. J., 2018, Textural and geochemical characteristics of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico, *Carpathian J Earth Environ Sci*, Vol. 13, pp. 161-174.
- Heyvaert, V. M., Baeteman, C., 2007, Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran), *Marine Geology*, Vol. 242, pp. 83-108.
- Heyvaert, V. M., Walstra, J., Verkinderen, P., 2007, The Role of Human Interference on the Channel Shifting on the Kakheh River in the Lower Khuzestan Plain (Mesopotamian, Iran), *Quaternary International*, Vol. 251, PP. 52-63.
- Hindshaw, R. S., Tosca, N. J., Piotrowski, A. M., Tipper, E. T., 2018, Clay mineralogy, strontium and neodymium isotope ratios in the sediments of two high Arctic catchments (Svalbard), *Earth Surface Dynamics*, Vol. 6, pp. 141-161.
- Hu, F., Yang, X., 2016, Geochemical and geomorphological evidence for the provenance of Aeolian deposits in the Badain Jaran Desert, northwestern China, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 131, pp. 179-192.
- Jiang, H., Ding, Z., 2010, Eolian grain-size signature of the Sikouzi lacustrine sediments (Chinese Loess Plateau): Implications for Neogene evolution of the East Asian winter monsoon, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 122, pp. 843-854.
- Jones, C. D., Hughes, J.K., Bellouin, N. and Hardiman, S.C., 2011, “The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations”, *Geoscientific Model Development*, Vol. 4, No. 3, pp. 543-570.
- Kehl, M., 2009, Quaternary climate change in Iran- the state of knowledge, *Erdkunde*, pp. 1-17.
- Kelts, K., Shahrabi, M., 1986, Holocene sedimentology of hypersaline Lake urmia, Northwestern Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 54, pp. 105-130.
- Ketzer, J. M., Morad, S., Amorosi, A., 2003, Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: R. H., Worden Morad, S., (eds.), Clay cements in sandstones, *International Association of Sedimentologists Special Publication*, Vol. 34, pp. 42–59.
- Khormali, F., Abtahi, A., Owliaie, H. R., 2005, Late Mesozoic Cenozoic clay mineral successions of southern Iran and their palaeoclimatic implications, *Clay Minerals*, Vol. 40, pp. 191-203.
- Khormali, F., Abtahi, A., Mahmoodi, Sh., Stoops, G., 2003, Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semiarid region of southern Iran, *Catena*, Vol. 776, pp. 1-29.
- Kilic, O., Kilic, A.M., 2010, Salt crust mineralogy and geochemical evolution of the Salt Lake (Tuz Gölü), Turkey, *Scientific Research and Essays*, Vol. 5, pp. 1317-1324.
- Kobashi, T., Jeffrey, P., Severinghaus, J., Brook, M. G., 2007, Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 26, pp. 1212-1222.
- Krinsley, D. B., 1970, A Geomorphological and Paleoclimatological Study of the Playas of Iran, Part I. DTIC Document, 370 p.
- Krinsley, D. B., 1970, Geomorphological and paleoclimatological Studies of the Playa of Iran, *US Government Printing Office Washington D.C.*, Vol. 20, 402 p.
- Krinsley, D. H., Smalley, I. J., 1972, Sand: The study of quartz sand in sediments provides much information about ancient geological environments, *journal article*, Vol. 60, pp. 286-291.
- Kwak, K. Y., Choi, H., Cho, H. G., 2016, Paleo-environmental change during the late Holocene in the southeastern Yellow Sea, Korea, *Applied Clay Science. Clay-03857*, pp. 1-7.
- Lak, R., Fayazi, F., Nakhai, M., 2007, Sedimentological evidences of a major drought in the Mid-Late Holocene of the Lake Maharlou, SW Iran. 4th International Limnogeology Congress, *Alghero, Italy*.
- Lak, R., Gharib, F., 2004, Investigation of coastal zone and near shore of south east of Caspian Sea by satellite data, *32th international geological congress*, 566 p.
- Lamy, F., Klump, J., Hebbeln, D., Wefer, G., 2000, Late Quaternary rapid climate change in northern Chile, *Terra Nova*, Vol. 12, No. 1, pp. 8-13.
- Last, W., Ginn, F., 2005, Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology, *Saline Sys*, pp. 1-10.

- Last, W. M., Vance, R.E., 1997, Bedding characteristics of Holocene sediments from salt lakes of the northern Great Plains, Western Canada, *Journal of Paleolimnology*, Vol. 17, pp. 297-310.
- Legler, B., Schneider, J. W., Gebhardt, U., Merten, D., Gaupp, R., 2011, Lake deposits of moderate salinity as sensitive indicators of lake level fluctuations: Example from the Upper Rotliegend saline lake (Middle–Late Permian, Northeast Germany), *Sedimentary Geology*, Vol. 234, pp. 56-69.
- Li, J., Lowenstein, T. K., Brown, C. B., Ku, T. L., Luo, S., 1996, A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California, *J Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 123, pp. 179-203.
- Liu, J., Chen, M., Chen, Zh., Yan, W., 2010, Clay mineral distribution in surface sediments of the South China Sea and its significance for in sediment sources and transport, *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, Vol. 28, pp. 407-415.
- Liu, R., Me, X., Zhang, J., Zhao, D., 2019, Characteristics of clay minerals in sediments of Hemudu area, Zhejiang, China in Holocene and their environmental significance, *China Geology*, Vol. 1, pp. 8-15.
- Lowe, J.J., Walker, M.J.C., 2015, Reconstructing Quaternary Environments, 3rd ed., *Routledge*.
- Lowenstein, T. K., Li, J., Brown, C., Roberts, S. M., Ku, T. L., Luo, S., & Yang, W., 1998, “200 k.y. paleoclimate record from Death Valley salt core”, *Journal of Geology*, Vol. 27, pp. 3-6.
- Maccali, J., Hillaire-Marcel, C., Not, C., 2018, Radiogenic isotope (Nd, Pb, Sr) signatures of surface and sea ice-transported sediments from the Arctic Ocean under the present interglacial conditions, *Polar Research*, Vol. 37, pp. 1-13.
- Maghsoudi, M., Rahmati, M., 2018, Geomorphosites Assessment of Lorestan Province in Iran by Comparing of Zouros and Comanescu’s Methods (Case Study: Poldokhtar Area, Iran), *GeoJournal of Tourism and Geosites*, Vol. 21, No. 1, pp. 226-283.
- Manafi, Sh., 2010, Mineralogical evidences of climate change in some semiarid soils of Southern, Urmia, Iran, *Soil Science Agrochemistry and Ecology*, Vol. 4, pp. 17-24.
- Martinez-Ruiz, F., Comas, M. C., Alonso, B., 1999, Mineral Associations and geochemical indicators in Upper Miocene to Pleistocene sediments in the Alborán Basin. Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Reports*, Vol. 161, pp. 21-37.
- Martinez-Ruiz, F., Kastner, M., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gamiz, M., Nieto-Moreno, V., Ortega-Huertas, M., 2015, Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 107, pp. 25-46.
- Mashkour, M., Tengberg, M., Shirazi, Z., Madjidzadeh, Y., 2013, Bio-archaeological studies at Konar Sandal, Halil Rud basin, southeastern Iran, *Environ. Archaeol*, Vol. 18, pp. 222-246.
- Mayr, O., Fey, S., Haberzettl, S., Janssen, S., Lucke, W., Maidana, C. 2005, Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 228, pp. 203-227.
- Meunier, A., 2005, Clays. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 472 p.
- Minniti, C., Seyed Sajjadi, M.S., 2019, New data on non-human primates from the ancient Near East: The recent discovery of a rhesus macaque burial at Shahr-i Sokhta (Iran), *International J Osteoarchaeology*, Vol. 29, pp. 538-548.
- Mook, W. G., Steurman, H. J., 1983, “Physical and chemical aspects of radiocarbon dating”. Proceedings of the First International Symposium 14C and Archeology, Groningen, 1981, *PACT*, Vol. 8, pp. 31-55.
- Moosavian, S. M., Karbassi, A. R., Sabzalipour, S., Amirnezhad, R., Daneshian, J. 2019, Determination of sedimentation rate of Hoor-Al-Azim wetland by carbon-14 method and analysis of its past climate using element geochemistry, *Environmental Earth Sciences*, 78: 658.
- Newton, M. S., 1994, Holocene fluctuations of Mono Lake, California: the sedimentary record, Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, Vol. 50, pp. 143-157.
- Nichols, G., 2009, Sedimentology and stratigraphy, 2nd edn. Chichester, UK, *Blackwell Science*, 432p.
- O’Geen, A., Pettygrove, S., Southard, R., Verdegaal, P., 2008, Soil-landscape model helps predict potassium supply in vineyards, *California Agriculture*, Vol. 62, No. 4, pp. 195-201.
- Opitz, S., Ramisch, A., IJmker, J., Lehmkuhl, F., Mischke, S., Stauch, G., Wünnemann, B., Zhang, Y., Diekmann, B., 2016, Spatio-temporal pattern of detrital clay-mineral supply to a lake system on the north-eastern

- Tibetan Plateau, and its relationship to late Quaternary paleoenvironmental changes, *Catena*, Vol. 137, pp. 203-218.
- Paik, I. S., Kim, H.J., 2006, Playa Lake and sheetflood deposits of the Upper Cretaceous Jindong Formation, Korea: Occurrences and palaeoenvironments, *Journal of Sedimentary Geology*, Vol. 187, pp. 83-103.
- Pakzad, H., Fayazi, F., 2007, sedimentology and stratigraphic sequence of the Gavkooniplala lake, SE ESFAHAN, IRAN, *Carbonates and Evaporites*, Vol. 22, No. 2, pp. 93-100.
- Pandarinnath, K., Sushma, P. Gupta, SK., 1999, A 75 ka record of palaeoclimatic changes inferred from crystallinity index of Illite from Nal Sarovar, western India, *Journal of the Geological Society of India*, Vol. 54, pp. 515-522.
- Parker, A. G., Goudie, A. S., Stokes, S., White, K., Hodson, M. J., Manning, M., Kennet, D., 2006, "A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia", *Quaternary Research*, Vol. 66, No. 3, pp. 465-476.
- Parker, G., 1991, Selective Sorting and Abrasion of River Gravel. II: Applications, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 117.
- Petrie, C. A., Weeks, L., 2018, The Iranian Plateau and the Indus River Basin, in: Chiotis, E. (ed.), *Climate Changes in the Holocene: Impacts and Human Adaptation*. CRC Press, Taylor and Francis Group, pp. 293-325.
- Pickarski, N., Kwiecien, O., Djamali, M. Litt, T., 2015, Vegetation and environmental changes during the last interglacial in eastern Anatolia (Turkey): a new high-resolution pollen record from Lake Van, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol.435, pp. 145-158.
- Piovano, E. L., Ariztegui, D. Moreiras, S. D., 2002. Recent changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake, *Sedimentology journal*, Vol. 49, pp. 1371-1384.
- Polyak, L., Bischof, J., Ortiz, J.D., Darby, D.A., Channell, J.E., Xuan, C., Kaufman, D.S., Løvlie, R., Schneider, D.A., Eberl, D.D., et al, 2009, Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean, *Glob. Planet. Chang*, Vol. 68, pp. 5-17.
- Potts, P. J., 1987, A Handbook of Silicate Rock Analysis, *Mineralogical Magazine*, Vol. 51, 753 p.
- Preu, C., 1984, Die quartäre Vergletscherung der inneren Zardeh-Kuh-Gruppe (Zardeh-Kuh-Massiv), *Zagros/Iran. Augsburg Geogr. H. 4. Augsburg*.
- Qin, B., Yu, G., 1998, Implications of lake level variations at 6 ka and 18 ka in mainland Asia, *Global and Planetary Change*, Vol. 18, pp. 59-72.
- Quellet-Bernier, M., deVernal, A., 2018, Proxy Indicators of Climate in the Past, *Climate Changes in the Holocene, Impacts and Human Adaptation*, pp. 41-76.
- Rahimpour-Bonab, H., Abdi, L., 2012, Sedimentology and origin of Meyghan lake/playa deposits in Sanandaj-Sirjan zone, Iran, *Carbonates Evaporites*, No. 27, pp. 375-393.
- Ramezani, E., Marvie Mohadjer, M.R., Knapp, H.D., Ahmadi, H., Joosten, H., 2008, The Late-Holocene vegetation history of the Central Caspian (Hyrceanian) forests of northern Iran, *The Holocene*, Vol. 18, pp. 305-319.
- Reading, H. G., 1996, Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd edition, *Blackwell Science, Oxford*, 688 p.
- Regard, V., Bellier, O., Braucher, R., Gasse, F., Bourles, D., Mercier, J., Thomas, J. C., Abbassi, M., Shabanian, E., Soleymani, S., 2006, 10Be dating of alluvial deposits from southeastern Iran (the Hormoz Strait area), *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 242, pp. 36-53.
- Riquier, L., Tribovillard, N., Averbuch, O., Devleeschouwer, X., Riboulleau, A., 2006, The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains (Germany): Two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms, *Chemical Geology*, Vol. 233, pp. 137-155.
- Roop, H.A., Dunbar, G.B., Vandergoes, M.J., Forrest, A.L., Walker, Sh. L., Purdie, J., Upton, ph., Whinney, J., 2014, Seasonal controls on sediment transport and deposition in Lake Ohau, South Island, New Zealand: Implications for a high-resolution Holocene paleoclimate reconstruction, *Sedimentology Journal*, Vol. 62, pp. 826-844.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Smykatz-Kloss, W., 2008, Geochemistry of late Quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance, *Chem Erde Geochem*, Vol. 68: pp. 388-393.

- Saha, S., Banerjee, S., Burley, S.D., Ghosh, A., Saraswati, P.K., 2010, The influence of flood basaltic source terrains on the efficiency of tectonic setting discrimination diagrams: an example from the Gulf of Khambhat, western India, *Sedimentary Geology*, Vol. 228, pp. 1-13.
- Sahu, B. K., 1964, Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 34, pp. 73-83.
- Sai, K., 2004, Geochemistry of Lake Sediments as a Record of Environmental Change in a High Arctic Watershed, *Chemie der Erde*, Vol. 64, pp. 257-275.
- Savage, P.S., Georg, R. B., Williams, H. M., Halliday, A. N., 2013, The silicon isotope composition of the upper continental crust, *Geochimica et cosmochimica acta*, Vol. 109, pp. 384-399.
- Schroll, E., 1975, Analytische geochemie, Band I, Grundlagen and anwendungen, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart. Crater Lake and Adriatic Sediments Mem, *Ist. ital. Idrobiol*, Vol. 55, pp. 247-263.
- Sengupta, S., Veenstra, H. J., 1968, On sieving and settling techniques for sand analysis, *Sedimentology*, Vol. 11, pp. 83-98.
- Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S. J., Daryaee, T., Djamali, M., & Naderi-Beni, A., 2015, Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, Vol. 123, pp. 215-230.
- Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Stuben Harrison, S.P., Berner, Z., Kramar, U., 2006, Late Quaternary paleoclimatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, Thar Desert margin, India, *J Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, Vol. 233, pp. 252-270.
- Smol, J.P., 1990, Paleolimnology: recent advances and future challenges, *Mem. Ist. ital. Idrobiol*, Vol. 47, pp. 253-276.
- Smoot, J.P., Lowenstein, T.K., 1991, Depositional environments of non-marine evaporites. In: Melvin, J.L. (ed.), Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. In Elsevier Science Publishing Company Inc, *Amsterdam, The Netherlands*, pp. 189-309.
- Snelder, T.H., Lamouroux, N., Pellam, H., 2011, Empirical modelling of large scale patterns in river bed surface grain size, *J. Geomorphology*, Vol. 127, pp. 189-197.
- Solotchina, E.P., Sklyarov, E.V., Solotchin, P.A., Vologina, E.G., Sklyarova, O.A., 2014, Mineralogy and crystal chemistry of carbonates from the Holocene sediments of Lake Kiran (western Transbaikalia): connection with paleoclimate, *Russian, Geology and Geophysics*, Vol. 55, pp. 472-482.
- Solotchina, E.P., Sklyarov, E.V., Solotchin, P.A., Vologina, E.G., Stolpovskaya, V.N., Sklyarova, O.A., Ukhova, N.N., 2012, Reconstruction of the Holocene climate based on a carbonate sedimentary record from shallow saline Lake Verkhnee Beloe (western Transbaikalia), *Russian Geology and Geophysics*, Vol. 53, pp. 1351-1365.
- Song, Y. G., Wang, Q. S., An, Z. S., Qiang, X. K., Dong, J. B., Chang, H., Zhang, M. S., Guo, X. H., 2017, Mid-Miocene climatic optimum: Clay mineral evidence from the red clay succession, Longzhong Basin, Northern China, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 512, pp. 6-55.
- Spencer, R. J., Eugster, H. P., Jones, B. F., & Rettig S. L., 1985, Geochemistry of Great Salt Lake, Utah: Hydrochemistry since 1850, *Geochimica Cosmochimica Acta*, Vol. 49, pp. 727-737.
- Spofforth, D.J.A., Pälke, H., Green, D., 2008, Paleogene record of elemental concentrations in sediments from the Arctic Ocean obtained by XRF analyses, *Paleoceanography*, Vol. 3, PA1S, 09.
- Staubwasser, M., Sirocko, F., Grootes, P., Segl, M., 2003, Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene South Asian monsoon variability, *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, pp. 372-387.
- Stevens, L.R., Ito, E., Schwalb, A., Wright Jr, H.E., 2006, Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran, *Quaternary Research*, Vol. 66, pp. 494-500.
- Stevens, L. R., Wright, H. E. J., Ito, E., 2001, Proposed changes in seasonality of climate during the Late-glacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran, *The Holocene*, Vol. 11, pp. 747-756.
- Stoermer, E. F., Smol, J. P., 2002, The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences, *Journal of Quaternary Science*, Vol. 17, pp. 283-284.

- Stout, J. E., 2014, Detecting patterns of Aeolian transport direction, *Journal of Arid Environment*, Vol. 107, pp. 18-25.
- Street-Perrot, F. A., Mitchell, J. B. F., Marchand, D. S., Brunner, J. S., 1990, Milankovitch, and albedo forcing of the tropical monsoon: a comparison of geological evidence and numerical simulations for 9000 Ybp. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, Vol. 81, pp. 407-427.
- Talbot, M. R., 1990, A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates, *Chemical Geology, Isotope Geoscience section*, Vol. 80, pp. 261-279.
- Talbot, M. R., 2006, Nitrogen Isotopes in Palaeolimnology, *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, pp. 401-439.
- Tang, Y. J., Jia, J. Y., Xie, X. D., 2002, Environment significance of clay minerals, *Earth Sci Front*, Vol. 9, No. 2, pp. 337-344, (in Chinese).
- Thiry, M., 2000, Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin, *Earth Science Review*, Vol. 49, pp. 201-221.
- Thunell, R. C., 1979, Climatic evolution of the mediterranean sea during the last 5.0 million years, *Sedimentary Geology*, Vol. 23, pp. 67-79.
- Törnqvist, T. E., De Jong, A. F. M., Oosterbaan, W. A., Van der Borg, K., 1992, “Accurate dating of organic deposits by AMS 14C measurement of macrofossils”, *Radiocarbon*, Vol. 34, pp. 566-577.
- Tucker, M. E., 1988, Techniques in sedimentology, Blackwells, Oxford, 394 p.
- Tucker, M. E., 1990, Carbonate Sedimentology, 482 p.
- Tucker, M. E., 1991, Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea, *Journal of the Geological Society*, Vol. 148, pp. 1019-1036.
- Tucker, M. E., 1994, Sedimentary petrology. (Second edition), Blackwell, 272 p.
- Tucker, M. E., 2001, Sedimentary petrology an Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 272 p.
- Vaezi, A. L., Ghazban, F., Tavakoli, V., Routh, J., Naderi Beni, A. M., Bianchi, T. S., Curtis, J. S., Kylin, H., 2019, A Late Pleistocene-Holocene multi-proxy record of climate variability in the Jazmurian playa, southeastern Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 514, pp. 754-767.
- Valero- Garcés, B. L., Grosjean, M., Kelts, K., Schreier, H., Messerli, B., 1998, “Holocene lacustrine deposition in the Atacama Altiplano: facies models, climate and tectonic forcing”, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 151, pp. 101-125.
- Vanderaverroet, P., Bout-Roumazeilles, V., Fagel, N., Chamley, H., Deconinck, J. F., 2000, Significance of random illite-vermiculite mixed layers in Pleistocene sediments of the northwestern Atlantic Ocean, *Clay Minerals*, Vol. 35, pp. 679-691.
- Vanzeist. W., 1967, Late quaternary vegetation history of western Iran, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 2, pp. 301-311.
- Vanzeist, W., Bottema, S., 1977, Palynological investigations in Western Iran. In: *Palaeohistoria*, Vol. 19, pp. 19-86, Doi:10.1126/science.140.3562.65.
- Vanzeist, W., Wright, J. R., 1963, Preliminary Pollen Studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, Southwestern Iran, *Science*, Vol. 140, No. 3562, PP. 65-67.
- Velde, B., 1995, Origin and mineralogy of clays. *Clays and the environment*. Springer-Verlag, Berlin, 356 p.
- Vincent, L. A., 2005, Coauthors, G., Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000, *J. Climate*, Vol. 18, pp. 5011-5023.
- Vita-Finzi, C., 1969, Late quaternary alluvial chronology of Iran. In: *Geol, Rundsch*, Vol. 58, pp. 951-973, Doi:10.1007/BF01820740.
- Walker, M., et al., 2018, Formal ratification of the subdivision of the holocene series/ epoch (quaternary system/period): two new global boundary stratotype sections and points (GSSPs) and three new stages/subseries, *Episodes*, Vol. 41, pp. 213-223, <https://doi.org/10.18814/epiugs/2018/018016>.
- Walker, M., et al., 2019, Formal subdivision of the holocene series/epoch: a summary. *J. Geol. Soc. India*, Vol. 93, pp. 135-141, <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>.
- Wang, G.P., Zhai, Z.L., 2007, Geochemical data as indicators of environmental change and human impact in sediments derived from downstream marshes of an ephemeral river, Northeast China, *Environ Geol*, Vol. 53, pp. 1261-1270, doi: 10.1007/s00254-007-0714-x.

- Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S. W., Langer, J. L., 2006, "Paleolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications", *Quaternary Research*, Vol. 66, pp. 477-493.
- Wolfe, B. B., Edwards, T., Elgood, W. D., Beuning, R. J., Kristina, R. M., 2006, Carbon and Oxygen Isotope Analysis of Lake Sediment Cellulose: Methods and Applications, *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, pp. 373-400.
- Woodroffe, S. A., Horton, B. P., 2005, Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 25, pp. 29-43.
- Yechielei, Y., Wood, W. W., 2002, Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes, *Earth-Science Reviews*, Vol. 58, pp. 343-365.
- Zhou, C. H., Keeling, J., 2013, Fundamental and applied research on clay minerals: From climate and environment to nanotechnology, *Applied Clay Science*, Vol. 74, pp. 3-9.

ABSTRACT

Gavkhouni Playa, as lowland of the Zayandehrud River catchment area, is located in an inter-mountain basin in Esfahan Plain and Central Iranian Plateau. The history of late Pleistocene to Holocene sedimentary evolution, and paleo-geomorphology and paleogeography of the Playa were investigated in this study. For this purpose, intact sediment cores were used to reconstruct ancient climatic and environmental conditions, 16 intact sediment cores with a maximum depth of 12 m and total of about 120 m collected with using Auger corer from sediments under the bed of different areas of Gavkhouni playa. About 400 sediment samples were separated from two deep cores due to facies changes to perform granular analysis of wet sieve and lasers, mineralogy of XRD method, elemental analysis of XRF and ICP methods and, age measurement by carbon isotope method 14 (C14-AMS).) The chronological control is provided by the Carbon-14 Accelerator Mass-Spectrometric (14C AMS) method. Analyzing and study of climatic and environmental conditions of Gavkhouni playa during the Late Quaternary using various climatic indicators including identification of sedimentary facies, sedimentology, mineralogy, and mineralogy of clays, sedimentary geochemistry and elemental ratios were done. Sedimentary facies were identified and separated based on texture and sediment structure, the composition of destructive sediments and organic matter, color, presence of plant and shell residues, and other macroscopic components. According to sedimentology studies and changes in sedimentary facies, 8 separable sedimentary facies belonging to aeolian, fluvial, deltaic, lacustrine, and playa environments were identified. The age measurement results showed that the average sedimentation rate in Gavkhouni playa with 0.3 mm per year. However, the amount of sedimentation varies for different sediment depths. The presence of clay minerals in the sequence of chlorite, illite, montmorillonite, and kaolinite frequency, and the main minerals of calcite, quartz, and feldspar and evaporative minerals were used to identify dry and wet climates and used from various elements sensitive to climate change and environment and also elemental ratios of V / Cr, Mn / Al, K / Al, Rb / Al, Si / Fe, Ti / K to reconstruct the climatic and environmental conditions, the amount of detrital material (suspended and clay sediments) entering the basin, intensity Weathering and erosion have been used in catchment basin and lake water fluctuation's level. The results showed that the Gavkhouni Basin extended to the western part of sand dunes during the late Pleistocene. During the early-middle Holocene, coastline regression and the Zayandehrud Delta progression toward the playa occurred in the northern part of the area. During this time, aeolian sands spread to the Gavkhouni Playa. In the Late Holocene, arid conditions caused a decrease in water level and coastline regression along with the domination of the playa environment in the Gavkhouni margin. But, there were still ephemeral lake conditions in the center of the Playa. Gavkhouni Playa experienced an increase in the level and progression of the coastline towards land about 3000 years ago. The presence of arid conditions about 1000 years ago (cal. BP) changed the Gavkhouni lands into a playa environment, and this situation was dominant in the area almost to the present day

Keywords: Gavkhouni Playa, Paleogeography, Paleoenvironment, Climate change, Radiocarbon dating, Sediment Cores