

کانی‌شناسی رسوبات سطوح مختلف ژئومورفیک پلایای سبزوار با توجه به تغییر و تحولات اواخر هولوسن

ملیحه پورعلی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه فردوسی مشهد.
عادل سپهر* - استادیار گروه مدیریت مناطق خشک و بیابانی، دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست، دانشگاه فردوسی مشهد.
محمد حسین محمودی قرائی - دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۷/۱۲ تأیید نهایی: ۱۳۹۸/۰۵/۱۸

چکیده

پلایا از عوارض مهم ژئومورفیک کواترنری مناطق خشک و نیمه خشک در ایران است که شناخت ویژگی‌های آن به تعیین اقلیم و محیط گذشته کمک فراوانی می‌کند. هدف از انجام این تحقیق شناسایی و منشأیابی کانی‌های تشکیل دهنده سطوح مختلف ژئومورفیک پلایای سبزوار واقع در شمال شرق ایران با توجه به تغییرات آب و هوایی اواخر هولوسن در منطقه است. بدین منظور ۱۲ نمونه رسوب از سطح و عمق رخساره‌های ژئومورفیک پلایای مذکور جهت مطالعات رسوب‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی برداشت شد. نتایج آزمایشات فیزیکی-شیمیایی، پراش اشعه ایکس و میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان‌دهنده حضور کانی‌های آواری و تبخیری همچون کوآرتز، آلبیت، اسمکتیت، پالیگورسکیت، سپیولیت، کلسیت، ژپس و هالیت در منطقه است که در رخساره‌های رسی متراکم-سخت، رخساره رسی پف کرده و رخساره رسی - نمکی پلایا شناسایی شده‌اند. روند شکل‌گیری این کانی‌ها از عمق به سطح و از شرق به غرب پلایا الگوی رسوب‌گذاری خاصی را نشان می‌دهد که بیانگر نوسانات اقلیمی هولوسن پایانی در این پلایا می‌باشد و می‌تواند به عنوان شاهدهی در تحولات و شکل‌گیری پلایا و تأثیرات هیدرواقليمی این حوضه بسته به کار رود.

واژگان کلیدی: پلایای سبزوار، ژئوشیمی رسوبی، کانی پالیگورسکیت، کانی‌های تبخیری، هولوسن.

مقدمه

پلایا از تیپ‌های ژئومورفولوژی مهم در مناطق خشک و نیمه خشک است (یچیلی و وود^۱، ۲۰۰۲) که در نقاط مختلف جهان مانند جنوب آمریکا، آفریقا، آسیا و استرالیا دیده می‌شود (هالیدی و همکاران^۲، ۱۹۹۵). روزن (۱۹۹۴) پلایا را به عنوان یک حوضه درون قاره‌ای معرفی می‌کند که حساس به تغییرات اقلیمی است (روی و همکاران^۳، ۲۰۰۶). ترکیب رسوبات در پلایا متغیر بوده و گاهی می‌تواند منعکس‌کننده اقلیم گذشته باشد (هریسون^۴، ۱۹۹۳). با توجه به افزایش خشکی در طول دوره هولوسن میانی و پایانی، رسوبات پلایاها دستخوش تغییرات زیادی شده‌اند (روزن^۵، ۱۹۹۴) که شناخت کانی‌ها و منشاء رسوبات این مناطق منجر به ارائه داده‌های دقیقی از تغییرات در دوران گذشته شده است و نقش تعیین‌کننده‌ای در ژئومورفولوژی پلایا دارد (رنانت^۶، ۱۹۹۴؛ دیویس و اسمیت^۷، ۱۹۹۸) و می‌تواند بیانگر تحولات ژئومورفیک در پلایا باشد (نیل و موتس^۸، ۱۹۶۷) مانند: کانی‌های رسی پالیگورسکیت و سپیولیت که تشکیل و پایداری آن‌ها در محیط‌های قلیایی چون پلایا و رسوبات مناطق خشک رخ می‌دهد و در مناطق مختلف جهان به عنوان شاخص محیط گذشته و نشانه شرایط تبخیری در رسوبات دریاچه‌ای شناخته می‌شوند (بوئا و هیوجز^۹، ۱۹۹۲). کانی رسی پالیگورسکیت یک کانی سیلیکاته غنی از آلومینیوم و منیزیم و با مورفولوژی فیبری است. تشکیل و پایداری این کانی در محیط‌های قلیایی مانند پلایا و رسوبات مناطق خشک که امکان تأمین مقادیر زیاد یون‌های محلول وجود دارد، رخ می‌دهد (بوئا و هیوجز، ۱۹۹۲). معمولاً کانی پالیگورسکیت با کانی سیلیکاته سپیولیت و کانی‌های تبخیری همراه می‌شود (خرمالی و همکاران، ۱۳۹۱). در مناطق با متوسط بارش سالیانه بیش از ۳۰۰ میلی‌متر، پالیگورسکیت می‌تواند به اسمکتیت تبدیل شود، بنابراین، هر دو کانی به اقلیم حساس هستند (بیات و همکاران، ۱۳۹۰).

پلایای سبزوار به عنوان یک محیط رسوبی دیرینه دریاچه‌ای در منطقه شمال شرق ایران به لحاظ منطقه‌ای و زیست محیطی حائز اهمیت است و بازسازی شرایط پلایا در طی اواخر هولوسن و شناخت رسوبات تشکیل‌دهنده آن به شناخت اقلیم گذشته و شرایط فعلی حاکم بر پلایا کمک شایانی می‌کند.

از اولین مطالعاتی که در رابطه با تعیین ویژگی‌های رسوبی و کانی‌شناسی پلایا صورت گرفته است می‌توان به مطالعه گانسر و هابر^{۱۰} (۱۹۶۲) اشاره کرد که رسوبات پلایای دریاچه نمک قم را بررسی و توالی رسوبات تبخیری و تخریبی این پلایا را به تغییرات اقلیمی نسبت داده‌اند. کرینسلی^{۱۱} (۱۹۷۰) نیز پلایاهای ایران را از دیدگاه ژئومورفولوژی، ترکیب کانی‌شناسی و اقلیم گذشته مورد بررسی قرار داده است. پدramی (۱۳۷۲) با بررسی ژئومورفولوژی و رسوب شناسی پلایای میقان اراک اقلیم گذشته منطقه را طی کواترنر پایانی بازسازی کرده است. علی محمدی (۱۳۸۹) رسوب‌شناسی و ژئوشیمی نهشته‌های پلایای جازموریان را مورد بررسی قرار داده و با مطالعه ۲۶ نمونه رسوب سطحی نتیجه گرفت که دو منشاء اصلی رسوبات پلایا سنگ‌های آذرین، آمیزه‌های رنگی و نیز رسوبات تبخیری است. فرپور و همکاران^{۱۲} (۲۰۰۲) پس از مطالعه بر روی

1- Yechieli and Wood

2- Halliday et al

3- Roy and et al

4- Harrison

5- Rosen

6- Renaut

7- Davis and Smith

8- Neal and Motts

9- Botha and Hughes

10- GANSSER and HUBER

11- Krinsley

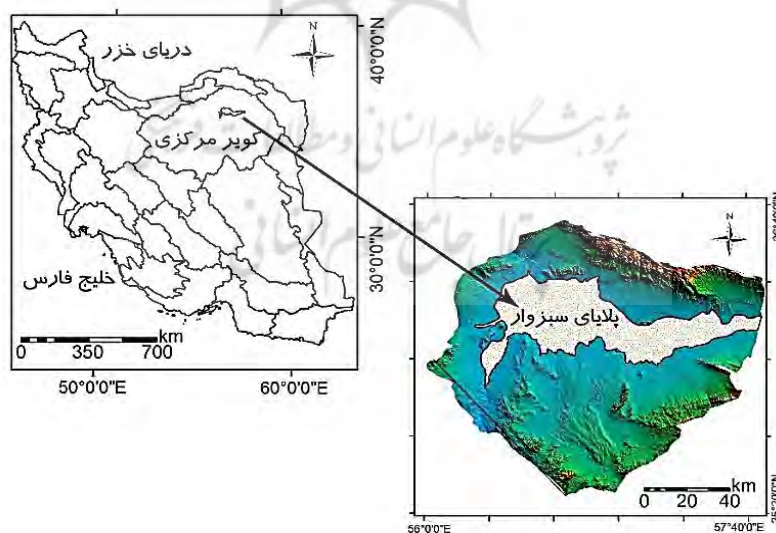
12- Farpoor and et al

نحوه تشکیل و توزیع پالیگورسکیت و کانی‌های رسی موجود بر سطوح مختلف ژئومورفیک در حوالی رفسنجان دریافتند که رابطه نزدیکی بین مورفولوژی پالیگورسکیت و موقعیت ژئومورفیک وجود دارد. بیات و همکاران (۱۳۹۰) کانی‌های رسی در سطوح ژئومورفیک منطقه شرق اصفهان را بررسی و وجود کانی پالیگورسکیت بر روی کریستال‌های کلسیت را نشانه افزایش خشکی محیطی طی کوتاه‌تر پایانی در منطقه شرق اصفهان تفسیر کردند. لک و رضاییان لنگرودی (۱۳۹۴)، نیز به بازسازی محیط‌های رسوبی هولوسن دریاچه مهارلو با شواهد رسوبی و کانی‌شناسی پرداختند. پژوهشگران دیگری مانند: شوت^۱ (۲۰۰۰)؛ لئون و کوهن^۲ (۲۰۱۲)؛ استارت می^۳ و همکاران (۲۰۱۵)؛ کوهن و همکاران (۲۰۱۵)؛ خدیر^۴ و همکاران (۲۰۱۸)، نیز به بازسازی دریاچه‌های پلایایی با استفاده از کانی‌شناسی رسوبات پرداخته‌اند.

هدف از پژوهش حاضر نیز شناسایی و منشاء‌یابی کانی‌های تشکیل‌دهنده سطوح مختلف ژئومورفیک پلایای سبزوار و بررسی اقلیم اواخر هولوسن منطقه به وسیله کانی‌های تبخیری و رسی چون پالیگورسکیت و سپولیت است.

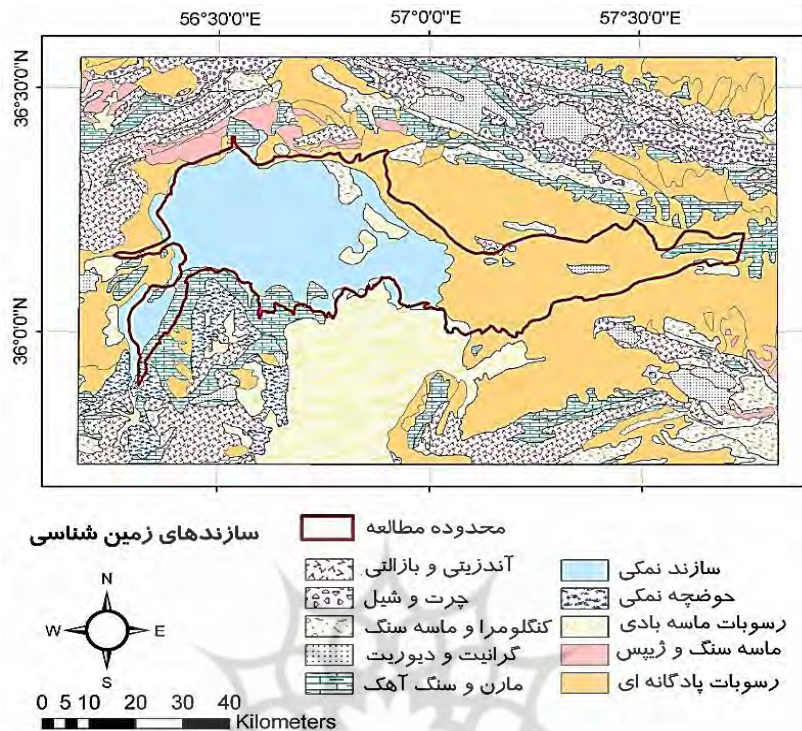
منطقه مطالعاتی

پلایای سبزوار در شمال شرق ایران با مساحتی حدود ۲۶۴۸ کیلومتر بین عرض ۳۵ درجه، ۵۵ دقیقه - ۳۶ درجه، ۲۵ دقیقه شمالی و طول ۵۶ درجه، ۱۵ دقیقه - ۵۷ درجه، ۴۵ دقیقه شرقی قرار گرفته است، ارتفاع منطقه مورد مطالعه بین ۷۵۰ تا ۹۰۰ متر بالاتر از سطح دریا بوده و روند توپوگرافی عمومی پلایا از شرق به غرب در امتداد جریان رودخانه کال شور است (شکل ۱). طبق طبقه‌بندی اقلیمی دمارتن اقلیم منطقه، گرم و خشک بوده و میانگین بارش سالانه ۱۱۵ میلی‌متر است. گانسر^۵ (۱۹۵۵) پلایای سبزوار را یک دریاچه معرفی کرده که در اوایل پلیستوسن بسته شده است. از لحاظ زمین‌شناسی، ماهیت رسوبی پلایا در دو محیط غالب رسوبات آبرفتی و رسوبات تبخیری یک دشت نمکی متعلق به دوره کوتاه‌تر (سازمان زمین‌شناسی ایران، ۲۰۰۵) توسعه یافته و شواهد دریاچه خشک را تایید کرده است. علاوه بر تپه‌های شن و ماسه بادی، توف‌های آتشفشانی و سنگ‌های پلاژیک کربنات را می‌توان در اطراف پلایا یافت، که متعلق به دوره کرتاسه بالایی و سنگ‌های قبل از آن است (شکل ۲).



- 1- Schutt
- 2- Leon and Cohen
- 3- Stuart May and et al
- 4- khadir and et al
- 5- Gansser

شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه



شکل ۲: زمین شناسی منطقه مطالعاتی

روش مطالعه

در این پژوهش با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی^۱ با اندازه پیکسل ۱۰ متر که توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور^۲ (۲۰۱۶) تهیه شده است و استفاده از تصاویر گوگل ارث منطقه و نقشه‌های زمین شناسی عباس آباد، داورزن، باشتین و سبزوار در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، مرز پلایا مشخص شده و سطوح مختلف ژئومورفیک آن مورد شناسایی قرار گرفت. طی مطالعات میدانی صورت گرفته در فصل تابستان (مرداد و شهریور سال های ۱۳۹۶، ۱۳۹۷)، ۱۲ نمونه رسوب سطحی و عمقی توسط اوگر دستی^۳ (ساخت شرکت وینداس^۳ آلمان) با قطر ۵ سانتی متر و به عمق ۱ متر در امتداد پهنه‌های ژئومورفیک پلایا شامل پهنه رسی متراکم - سخت، پهنه رسی پف کرده و پهنه رسی - نمکی برداشت شده و موقعیت نقاط نمونه‌برداری با استفاده از دستگاه سیستم موقعیت‌یاب جهانی^۴ مدل گارمین ثبت گردید (شکل ۳). سپس نمونه‌ها در آزمایشگاه خاک دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست دانشگاه فردوسی مشهد مورد آنالیزهای فیزیکی و ژئوشیمی رسوبی قرار گرفتند. توزیع اندازه ذرات پس از عبور از الک ۲ میلیمتری، با استفاده از روش دانه‌بندی لیزری^۵ توسط دستگاه مدل

^۱- DEM

^۲- GSI

^۳- Handy auger

^۴- WINDAUS

^۵- Global positioning system (GPS)

^۶- Laser Particle Size

^۷- Folk

(Analyzer LA-950 Laser Scattering Particle Size Distribution) در آزمایشگاه مرکز اقیانوس‌شناسی ایران انجام و اندازه‌دانه‌های رسوب با استفاده از روش فولک^۷ (۱۹۸۰) توصیف گردید و معیارهای آماری شامل میانگین^۱، کج شدگی^۲ و کشیدگی^۳ رسوبات با استفاده از روابط (فولک^۴، ۱۹۸۰) محاسبه شد. آنالیز و اندازه‌گیری اسیدیته^۵ نمونه‌ها با استفاده از دستگاه pH متر مدل ساخت (Jenway Inc, England) و هدایت الکتریکی^۶ با استفاده از دستگاه هدایت‌سنج الکتریکی مدل ساخت (Jenway Inc, England) در نسبت ۱:۱ آب به رسوب اندازه‌گیری و تصحیحات لازم برای دمای ۲۵ درجه سانتیگراد انجام شد. درصد کربنات کلسیم معادل^۷ نمونه‌ها به روش حجم سنجی با دستگاه کلسیمتر^۸ (شیبلر)، اندازه‌گیری، همچنین رنگ رسوبات با توجه به دفترچه رنگ مانسل^۹ تعیین گردید (جدول ۱).



شکل ۳: موقعیت مغزه‌ها و نقاط برداشت نمونه‌های رسوب و نحوه جمع‌آوری رسوبات از عمق و سطح منطقه کانی‌شناسی رسوبات به وسیله دستگاه پراش اشعه ایکس^{۱۰} مدل ساخت (GNR EXPLORER) در محدوده ۳ تا ۶۰ درجه اندازه‌گیری شده و کانی‌ها با استفاده از پیک‌های مشخص آن‌ها در طیف نرمال شناسایی و فراوانی نسبی آنها با استفاده از سطح زیر منحنی در الگوهای پراش اشعه ایکس برآورد شد (جدول ۲).

۸- Mean

۲- Skewness

۳- Kurtosis

۴- Folk

۵- Potential of hydrogen (pH)

۶- Electrical Conductivity (EC)

۷- Calcium Carbonate Equivalent (CCE)

۸- Calcimeter

۹- Munsell

۱۰- X-Ray Diffraction (XRD)

جهت مطالعات دقیق تر کانی‌های رسی، ۵ نمونه از رسوبات دست نخورده خشک با استفاده از دستگاه پوشش‌دهی مدل SPUTTER COATER SC7620 میکروسکوپ الکترونی روبشی^۱ مدل ساخت (LEO1450VP) مورد بررسی قرار گرفتند و آنالیز EDS مربوط به کانی‌های مورد نظر انجام شد.

بحث و یافته‌ها

خواص فیزیکی - شیمیایی رسوبات منطقه مطالعاتی

با استفاده از تقسیم‌بندی (کرینسلی^۲، ۱۹۷۰) و بر اساس بازدیدهای میدانی در پلایای سبزوار ۳ رخساره ژئومورفولوژی شامل رسی متراکم - سخت، رخساره رسی پف کرده و رخساره رسی - نمکی شناسایی شد که تحت تأثیر لیتولوژی رخنمون‌های سنگی اطراف و لایه‌های تبخیری موجود در آن و توپوگرافی خاص پلایا شکل گرفته‌اند. بر اساس شکل ۳، موقعیت مغزه A در قسمت شرقی پلایا با ارتفاع ۸۷۵ متر از سطح دریا، به عنوان رخساره رسی سخت - متراکم شناخته می‌شود. در این رخساره، سطح آب‌های زیرزمینی پایین بوده و بنابراین کانی‌های تبخیری نمی‌توانند تشکیل شوند. طبق جدول ۱، مقدار EC، pH و CCE در نمونه A به ترتیب برابر با $۰/۲۱ \text{ dS} / \text{m}^{-۱}$ ، $۷/۹۲$ و ۳۰ درصد برآورد شده است از این رو، سطح این نمونه قلیایی با کمترین مقادیر شوری (رسانایی الکتریکی) در منطقه مورد مطالعه بوده که پایین بودن سطح آب زیرزمینی را تایید می‌کند، پوشش گیاهی این پهنه گیاهان گز و تاغ است.

مغزه B واقع در جنوب شرقی پلایا با ارتفاع ۸۵۳ متر از سطح دریا در رخساره رسی متراکم - سخت همراه با پوسته‌های نمکی واقع شده و طبق جدول ۱ مقادیر EC، pH و CCE در این نمونه به ترتیب برابر با $۱۴/۱۸ \text{ dS} / \text{m}^{-۱}$ ، $۸/۳۶$ و ۳۸ درصد اندازه گیری شده است. به دلیل وجود پوسته‌های نمکی این سطح فاقد پوشش گیاهی بوده و اندازه ذرات آن بسیار دانه‌ریزتر از مغزه A است.

موقعیت مغزه C در ارتفاع ۸۰۱ متری از سطح دریا تقریباً در قسمت مرکزی پلایا بر روی رخساره رسی نرم و پف کرده واقع شده و به علت کاهش طغیان‌های فصلی دست نخورده باقی مانده است. گفتنی است لازمه تشکیل سطوح نرم و پف کرده^۳ در کفه‌های رسی سطح ایستابی بالا و شوری زیاد آب است (نیل^۴، ۱۹۶۹، موتس^۵، ۱۹۶۵). طبق جدول ۱ مقادیر EC، pH و CCE در مغزه C به ترتیب برابر با $۱۴/۱۴ \text{ dS} / \text{m}^{-۱}$ ، $۸/۴۲$ و ۲۸ درصد اندازه گیری شده است که بیانگر شور و قلیایی بودن این سطح است.

مغزه D در قسمت دلتای مخروط افکنه^۶ پلایا، در ارتفاع ۷۹۹ متر بالاتر از سطح دریا و در سطح ژئومورفیک رسوبات رسی با ساختارهای چند وجهی قرار گرفته است. نفوذ ضعیف این مناطق می‌تواند باعث ایجاد ساختارهای چندوجهی شود (کوک و وارن^۷، ۱۹۷۳). بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی، رسوبات آبرفتی و کفه‌های نمکی، سازندهای غالب زمین شناسی در این رخساره می‌باشد. طبق جدول ۱، مقادیر EC، pH و CCE در نمونه D به ترتیب $۱۸/۴۰ \text{ dS} / \text{m}^{-۱}$ ، $۹/۲۳$ و ۲۹ درصد اندازه گیری شده است. از این رو، سطح این مغزه به صورت نیمه شور با مقادیر میانگین رسانایی الکتریکی در منطقه مورد مطالعه است.

1- Scanning electron microscope (SEM)

2- Krinsley

3- Puffy ground

4- Neal

5- Motts

6- Alluvial fan-delta

7- Cooke and Warren

قسمت غربی پلایا نشان‌دهندهٔ رخساره رسی - نمکی بوده و مغزه E به عنوان شاخص در این رخساره با ارتفاع ۷۸۱ متر بالاتر از سطح دریا را نشان می‌دهد که تقریباً پست‌ترین قسمت منطقه بوده و توسط پوسته‌های نمکی و رسوبات تبخیری پوشیده شده است. پوسته‌های نمکی به طور عمده در پلایا و سبخاهای ساحلی شکل می‌گیرند (واتسون^۱، ۱۹۸۳). رسوبات اشباع از آب نمک بر روی سطح زمین یا نزدیک سطح زمین با موقعیت هیدروگرافی پایین قرار گرفته‌اند. تبخیر سطحی از طریق نیروی موئین باعث حرکت رو به بالای آب‌های زیرزمینی و ایجاد پوسته‌های نمکی می‌شود (رحیم پور بناب و عبدی^۲، ۲۰۱۲). مقادیر EC، pH و CCE در نمونه E به ترتیب برابر $23/47 \text{ dS/m}^{-1}$ ، $9/25$ و 32 درصد برآورد شده‌اند (جدول ۱). از این رو، سطح این نمونه به صورت شور با مقادیر بالای رسانایی الکتریکی در منطقه مورد مطالعه است.

اندازه ذرات رسوبات بر اساس تقسیم‌بندی فولک (۱۹۸۰)، در منطقهٔ مطالعاتی، ماسهٔ ریز تا ذرات رس است. اندازه رسوبات تابعی از حداکثر سرعت جریان در هنگام رسوب‌گذاری، مسافت حمل و حداکثر اندازه دانه‌های آواری موجود در هنگام رسوب‌گذاری است. با توجه به جدول ۱ مقایسه میانگین اندازه ذرات مشخص شد. مغزه A در سطح با داشتن بیش از ۷۸٫۸ درصد ذرات در اندازه ماسهٔ ریز و $53,76$ درصد در عمق درشت‌دانه‌ترین مغزه و نشان‌دهندهٔ حداکثر انرژی محیط رسوب‌گذاری بر روی رخساره رسی - سخت و مغزه F و E با داشتن بیش از ۸ درصد رس، کمترین میانگین اندازه ذرات و بیانگر کمترین میزان انرژی محیط به هنگام رسوب‌گذاری را دارا هستند که بر روی رخساره رسی - نمکی است. کج شدگی نمونه‌ها به سمت ذرات بسیار دانه‌ریز و مثبت بوده که بیانگر محیط رسوب‌گذاری آرام است، وجود ذرات در حد سیلت و رس در منطقه این نتیجه را تأیید می‌کند.

جدول ۱: برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سطح و عمق مغزه‌ها در پلایای سبزواری

No.	EC (dS/m^{-1})	pH	CCE (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	COLOR	Grain size parameter				
								Md μm	Mz μm	SKI μm	K μm	
A	سطح	۰٫۲۱	۷٫۹۲	۳۰	۷۸٫۸	۱۳٫۲	۸	7.5YR5/4	۳۰٫۴۹	۱۲۷٫۱۹	۲٫۶۶	۱۱٫۱۶
	عمق	۰٫۹۷	۷٫۹۵	۲٫۹۷	۵۳٫۷۶	۴۵٫۷۲	۰٫۵۲	7.5YR6/3	۶۹٫۳۳	۸۴٫۱۶	۱٫۱۶	۴٫۱۵
B	سطح	۱۴٫۱۸	۸٫۷۸	۳۸	۱۵٫۷۴	۸۶٫۰۹	۶٫۰۴	10.6/4	۱۱٫۷۳	۲۲٫۲۰	۳٫۶۵	۱۹٫۷۶
	عمق	۴٫۳۴	۸٫۳۶	۴٫۳۴	۲۲٫۵۴	۸۳٫۱۶	۵٫۵۷	5YR6/2	۱۱٫۱۸	۲۴٫۶۷	۲٫۹۶	۱۲٫۲۵
C	سطح	۱۴٫۱۴	۸٫۴۲	۲۸	۷۵٫۳	۲۰٫۹	۱٫۸	5.5/4	۱۷٫۵۵	۱۸٫۰۹	۱٫۱۲	۶٫۵۴
	عمق	۱۴٫۰۵	۸٫۲۳	۱۴٫۰۵	۳۰٫۳۴	۶۷٫۹	۱٫۴	5YR5/3	۹٫۶۴	۱۲٫۳۲	۱٫۰۱	۳٫۶۷
D	سطح	۱۸٫۴۰	۹٫۳۴	۲۹	۵۶٫۳۵	۳۸٫۴۵	۵٫۲۱	7.5.5/3	۸۹٫۹۲	۱۰۵٫۷۸	۱٫۱۳	۴٫۱۱
	عمق	۱۵٫۵۱	۷٫۷۹	۱۵٫۵۱	۰	۹۰٫۶۵	۹٫۳۶	5YR4/2	۷٫۳۱	۷٫۶۹	۰٫۶۸	۳٫۶۲
E	سطح	۲۳٫۴۷	۹٫۲۵	۳۲	۲۰	۷۷٫۱۳	۲٫۸۷	5YR5/3	۱۰٫۵۸	۱۱٫۳۴	۱٫۰۸	۵٫۰۱
	عمق	۱۷٫۵۳	۷٫۶۵	۱۷٫۵۳	۰	۹۱٫۰۵	۸٫۹۵	5YR6/2	۷٫۵۶	۸٫۰۳	۰٫۸۳	۴٫۰۸
F	سطح	۳۷٫۲۴	۹٫۳۹	۱۴	۳۵٫۱	۶۴٫۱	۰٫۸	5.6/3	۹٫۷۵	۱۰٫۶۴	۱٫۳۱	۴٫۷۸
	عمق	۱۲٫۸۶	۸٫۰۳	۱۲٫۸۶	۰٫۰۶	۹۰٫۱	۹٫۳۵	5YR7/3	۶٫۷۳	۷٫۰۲	۰٫۶۹	۳٫۹۷

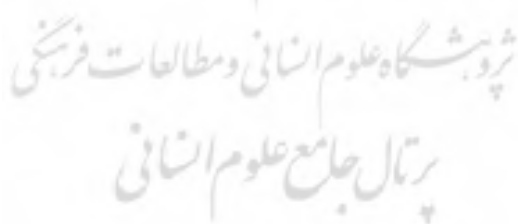
Md: Median; Mz: Mean; SKI: Skewness; K: Kurtosis

کانی شناسی منطقهٔ مطالعاتی

¹ - Watson

² - Rahimpour Bonab and Abdi

نتایج حاصل از دستگاه پراش پرتو ایکس و میکروسکوپ الکترونی روبشی، نشان دهنده وجود کانی‌های آواری و رسی کوارتز، آلبیت، ایلیت، اسمکتیت، کلریت، سپولیت، پالیگورسکیت و کانی‌های تبخیری چون ژپس و هالیت در پلایای سبزوار است. جدول ۲، شکل ۴. این کانی‌ها، کانی‌های غالب در مناطق خشک و نیمه خشک محسوب می‌شوند (دیکسون و وید، ۱۹۸۹). منشاء اکثر کانی‌های آواری منطقه فرسایش ارتفاعاتی است که اطراف پلایا را احاطه کرده است و از سنگ‌های آذرین و دگرگونی تشکیل شده و یا توسط آب‌های سطحی و یا توسط باد از مناطق دوردست به پلایا حمل شده‌اند. کانی‌های رسی نیز در شرایط محیطی و ژئوشیمیایی خاص تشکیل و پایدار هستند؛ بنابراین، شواهد وضعیت محیطی هنگام تشکیل رسوب‌ها در بخش رس حفظ می‌شود و کانی‌شناسی رس می‌تواند به عنوان نمایه‌ای از وضعیت اقلیمی گذشته به کار رود (بیات و همکاران، ۱۳۹۰). منشاء برخی از کانی‌های رسی منطقه مورد مطالعه پس از تشکیل در اثر هوازدگی از منابع خارج از پلایا به داخل آن انتقال یافته‌اند و آلوتژنیک^۲ هستند و برخی دیگر به صورت اتوژنیک^۳ در داخل پلایا تشکیل شده‌اند. نتایج بررسی‌ها و آزمایشات حاکی از آن است که توزیع و تشکیل این کانی‌های رسی چون پالیگورسکیت و سپولیت در منطقه مورد مطالعه بیشتر تحت تاثیر شرایط فیزیکی-شیمیایی و اقلیمی بوده و به صورت اتوژنیک تشکیل شده است (شکل ۶). رسوب‌گذاری کانی‌های تبخیری منطقه نیز بدین صورت است که کانی‌های کربناته مانند کلسیت در حاشیه آن رسوب کرده‌اند و سپس سولفات‌ها همچون ژپس و در نهایت کلریدها مانند کانی هالیت و یون‌های محلول در بخش عمیق پلایا راسب شده‌اند (تاکر^۴، ۲۰۰۱).



1- Dixon and Weed

2 Allogenic

3 Autogenic

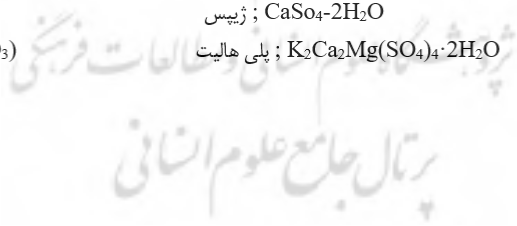
4- Tucker

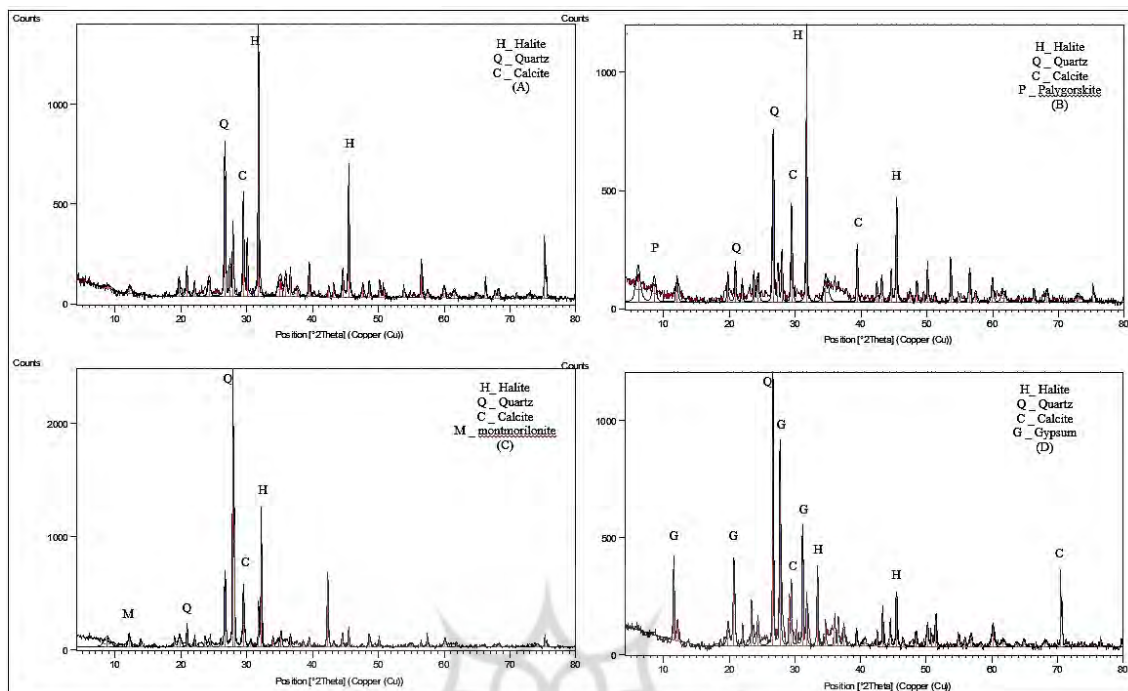
جدول ۲: درصد فراوانی نسبی کانی‌های آواری و تبخیری موجود در رسوبات مغزه‌های پلایای سبزوار

منزه	CM	DOL %	SEP %	HAL %	CAL %	GYP %	QTZ %	SM %	PAL %	VER %	ALB %	ANO %	SYL %
A	سطح	۱۰-۳	-	-	-	۳,۵۹	-	۵۵,۶۸	۱,۱	۲,۹۴	-	-	۲۸,۹۷
	عمق	۴۰-۳۰	-	-	-	۹,۴	-	۴۳,۲	۱,۲	۳,۲	-	-	-
		۷۰-۶۰	-	-	-	۱۰,۲	-	۳۶,۶	۲۳,۵	۲,۲۰	-	-	-
		۱۰۰-۹۰	-	-	-	۱۳,۸	۳۱,۳	۳۴,۳	-	۳,۷	۰,۷	۱۶,۲	-
B	سطح	۱۰-۳	-	-	-	۴۰,۸	-	۴۱,۷	-	۸,۵۲	-	۱۷,۵	-
	عمق	۴۰-۳۰	-	-	-	۱۸,۴	۰,۸	۳۷,۴	-	۹,۳	-	-	-
		۷۰-۶۰	-	-	-	۳۲,۶	-	۴۰,۵	-	۲۶,۹	-	-	-
		۱۰۰-۹۰	-	-	-	۳۲,۷۳	-	۴۴,۱۳	-	-	N	-	-
C	سطح	۱۰-۳	۴,۱	-	۱۳,۷۸	۱۲,۰۱	۳,۵۹	۴۱,۲۱	-	۱۴,۶۲	-	-	-
	عمق	۴۰-۳۰	۱۶,۶	-	۱۹,۸	۱۸,۳	-	۴۳,۳	-	۱۲	-	-	-
		۷۰-۶۰	۲۰,۵۰	۳,۷	۲,۶	-	-	۴۲,۶	-	۹,۹۰	-	-	-
		۱۰۰-۹۰	-	-	۷,۲۲	۳,۵۰	۳۸,۳۴	۴۰,۳۰	-	۶,۷۵	N	-	-
D	سطح	۱۰-۳	-	-	۴۲,۷۶	۱۶,۷	-	۲۷,۹	-	۶,۴۶	-	-	-
	عمق	۴۰-۳۰	N	N	۸۳,۷	-	-	۱۶,۳	-	-	-	-	N
		۷۰-۶۰	-	-	N	۱۸,۶	-	۳۴,۹	۱۸,۲	۱۰,۳	-	-	-
		۱۰۰-۹۰	-	-	۱۷,۹	۱۷	۱۶,۱	۲۴,۶	۱۵,۸	۸,۶	-	-	-
E	سطح	۱۰-۳	-	-	۲۵,۳۳	۱۹,۳۱	-	۳۲,۵۹	-	-	-	-	-
	عمق	۴۰-۳۰	-	۳,۱	۲۸,۵	۱۸,۴	-	۳۹,۵	-	۶,۹	-	-	-
		۷۰-۶۰	-	-	۳۳	۲۶	-	۲۸	۹	۴	-	-	-
		۱۰۰-۹۰	-	-	۵,۸	۲۵,۸	-	۴۶,۹	-	۵,۳	N	-	-

DOL: Dolomite; SEP: Sepiolite; HAL: Halite; CAL: Calcite; GYP: Gypsum; QTZ: Quartz; SM: Smactite; PAL: Paligorskite; VER: Vermiculite; ALB: Albite; ANO: Anortite; SLY: Sylvine
N: Not detected

کربنات‌ها
کلسیت; CaCO₃
دولومیت; Ca Mg (CO₃)
سولفات‌ها
ژبیس; CaSO₄·2H₂O
پلی‌هالیت; K₂Ca₂Mg(SO₄)₄·2H₂O
کلریدها
هالیت; NaCl
سیلویت; KCL





شکل ۴: چند نمونه از دفراکتوگرام های کانی های موجود در رسوبات مغزه های پلایای سبزوار

مغزه A

بررسی کانی شناسی مغزه A (رخساره ژئومورفیک رسی مترکم - سخت) نشان دهنده افزایش کانی کوارتز از عمق به سطح است (شکل ۵). با توجه به پایداری ژئوشیمیایی کانی کوارتز در مناطق خشک (گودی^۱، ۲۰۱۳)، این امر نشان دهنده افزوده شدن کانی کوارتز به شکل آلونیک است. کانی کوارتز مهم ترین کانی تشکیل دهنده رسوبات بادی در مناطق خشک بوده و پلایا نیز از مهم ترین مناطق رسوب گذاری بادی است بنابراین افزوده شدن این کانی به سطح می تواند نشانگر تشدید رسوب گذاری باد در اثر افزایش خشکی محیطی در پلایای سبزوار باشد. مقادیر بسیار زیاد ذرات ماسه در بخش سطحی این رخساره این فرضیه را تایید می کند (جدول ۱).

در پلایا آب زیرزمینی شور و غنی از املاح می تواند سبب تشکیل کانی ژپس شود. در شکل ۵ شاهد کانی ژپس در عمق ۱ متری هستیم که احتمالاً در دوره های مرطوب تر و همراه با سطوح بالاتر آب زیرزمینی در پلایای سبزوار تشکیل شده است. مقادیر کانی اسمکتیت نیز در اعماق میانی مغزه افزایش یافته است، با توجه به شرایط زهکشی ضعیف و یون های محلول و به خصوص غلظت بالای یون های سیلیسیم، آلومینیوم و منیزیم در پلایا این محیطها مناسب برای تشکیل اسمکتیتها بیان شده اند (اس زابولس^۲، ۱۹۶۹) (کودا و سامیولوا^۳، ۱۹۹۴). بنابراین به نظر می رسد افزایش سطح آب زیرزمینی علاوه بر تاثیر در تشکیل ژپس تاثیر زیادی بر تشکیل کانی اسمکتیت به صورت اتونیک نیز داشته است. میکروسکوپ الکترونی روبشی اثبات کننده تشکیل کانی اسمکتیت به صورت اتونیک در عمق مغزه می باشد (شکل ۶). با افزایش خشکی محیطی و کاهش سطح آب زیرزمینی اضافه شدن رسوبات ماسه ای - بادی جایگزین فرآیندهای فوق شده است (جدول ۱).

1- Goudie

2- Szabolcs

3- Kovda and Samiolova

مغزه B

بررسی کانی‌شناسی مغزه B (رخساره ژئومورفیک رسی متراکم - سخت همراه با پوسته‌های نمکی) نشانگر حضور کانی‌های کوارتز، کلسیت، مقادیر بسیار کم ژپس و پالیگورسکیت است. کانی‌های کوارتز و کلسیت در سطح افزایش پیدا می‌کنند که نتیجه افزایش خشکی و افزایش رسوبات بادی است. دانه‌بندی ذرات این سطح ژئومورفیک حاوی مقادیر زیاد ذرات سیلت است (جدول ۱) که منشاء بادی این رسوبات را تایید می‌کند. مقادیر بسیار کم ژپس و عدم وجود کانی‌های اسمکتیت و سپیولیت بیانگر پایین بودن آب زیرزمینی در این سطح است. تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی هم رشد اتوژنیک کانی‌های رسی را در سطح و عمق (شکل ۶) نشان نمی‌دهد و مقدار بسیار کم پالیگورسکیت بیانگر رسوب‌گذاری به صورت آلوتژیک در این مغزه است (شکل ۶).

مغزه C

بررسی کانی‌شناسی مغزه C (رخساره ژئومورفیک رسی پف کرده) از کوارتز، کانی‌های کربناته (کلسیت و دولومیت)، ژپس و کانی‌های رسی سپیولیت و پالیگورسکیت تشکیل شده است. روند کانی کوارتز نسبتاً ثابت با یک پیک حداکثری در عمق ۳۰ سانتیمتری بوده و مقادیر بالای ماسه در بخش‌های سطحی به دلیل فعالیت‌های بادی است. کانی‌های کربناته دارای ۲ پیک مشخص هستند که کانی کلسیت در عمق حدود ۳۰ سانتی‌متر و کانی دولومیت در عمق حدود ۷۰ سانتیمتری است. بخشی از کانی‌های کلسیت موجود در پلایا به صورت آواری و توسط حمل و نقل وارد حوضه شده است و بخشی دیگر به حالت محلول وارد حوضه شده و به صورت برجا نهشته شده‌اند. تجمع ژپس هم به مقدار کم در بخش سطحی و هم به میزان زیاد در بخش عمقی مشاهده می‌شود که نشانگر بالا بودن سطح آب زیرزمینی و رواناب غنی از سولفات و کلسیم است که وجود سطوح پف کرده رسی را تایید می‌کند. کاهش کلسیت و افزایش ژپس با عمق احتمالاً ناشی از آب و هوای خشک‌تر و تغییرات شوری است. کانی رسی پالیگورسکیت نیز دارای روند افزایشی به سمت سطح است در حالی که کانی فیبری سپیولیت تنها در عمق ۷۰ سانتیمتری مشاهده می‌شود.

کانی سپیولیت به لحاظ ساختاری بسیار شبیه پالیگورسکیت است، لیکن تفاوت‌هایی بین آن‌ها مشاهده می‌شود. به عنوان مثال ترکیب شیمیایی این کانی‌ها با یکدیگر متفاوت بوده و میزان آلومینیوم کانی پالیگورسکیت در مقایسه با سپیولیت بیشتر است (خدیرو^۱ و همکاران، ۲۰۱۸). تشکیل و پایداری کانی فیبری سپیولیت تنها در شرایط غلظت بالای یون منیزیم رخ می‌دهد (خرمالی و همکاران، ۱۳۹۱)، بنابراین آب زیرزمینی غنی از یون منیزیم در تشکیل این کانی در منطقه موثر بوده است. علاوه بر این رسوب‌گذاری ژپس به عنوان یکی از مکانیسم‌های افزایش نسبت Mg/Ca در محیط‌های دریاچه‌ای گزارش شده است (جونز و کانکو^۲، ۲۰۱۱) که در تشکیل و پایداری کانی‌های فیبری تاثیرگذار است و تشکیل اتوژنیک این کانی در محیط غنی از منیزیم را تایید می‌کند. این امر در طیف قوی منیزیم در گراف EDS هم منعکس شده است (شکل ۶).

مغزه D

بررسی کانی‌شناسی مغزه D (رخساره ژئومورفیک رسی همراه با ترک‌های گلی چند وجهی) در عمق ۱۰۰ سانتیمتری نشان می‌دهد که از کانی‌های کوارتز، کلسیت، ژپس و کانی‌های رسی اسمکتیت و پالیگورسکیت تشکیل شده است. این مغزه تغییرات متناوب درصد کانی‌های فوق را نشان می‌دهد که با توجه به فرارگیری آن در کنار یکی از کانال‌های مخروط افکنه کال شور جاجرم تغییرات شدید در محیط رسوب‌گذاری را تایید می‌کند. به نظر می‌رسد تغییرات کانی‌های کلسیت و

^۱- khadir and et all

^۲- Jones and Conko

کوارتز در ارتباط با تغییرات در محیط رسوب‌گذاری به وسیله رسوبات آبی و بادی رخ داده است. تجمع ژپس تنها در عمق دیده می‌شود که ناشی از رسوب‌گذاری به وسیله آب زیر زمینی است. تشکیل پالیگورسکیت در شرایط ژپس زیاد و اسمکتیت در شرایط زهکشی ضعیف منشأ اتوژنیک دارد (خرمالی و همکاران، ۱۳۹۱). کانی رسی پالیگورسکیت با منشا اتوژنیک به وسیله نوسانات سفره آب زیرزمینی، در اثر تغییر یا تبدیل اسمکتیت غنی از منیزیم تشکیل می‌شود. سپولیت مقاومت کم‌تری نسبت به پالیگورسکیت دارد و می‌تواند با تغییر اقلیم به اسمکتیت تبدیل شود (خرمالی و همکاران، ۱۳۹۱). تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی هم نشانگر تشکیل اتوژنیک کانی‌های رسی پالیگورسکیت و اسمکتیت در منطقه (شکل ۶) هستند.

مغزه E

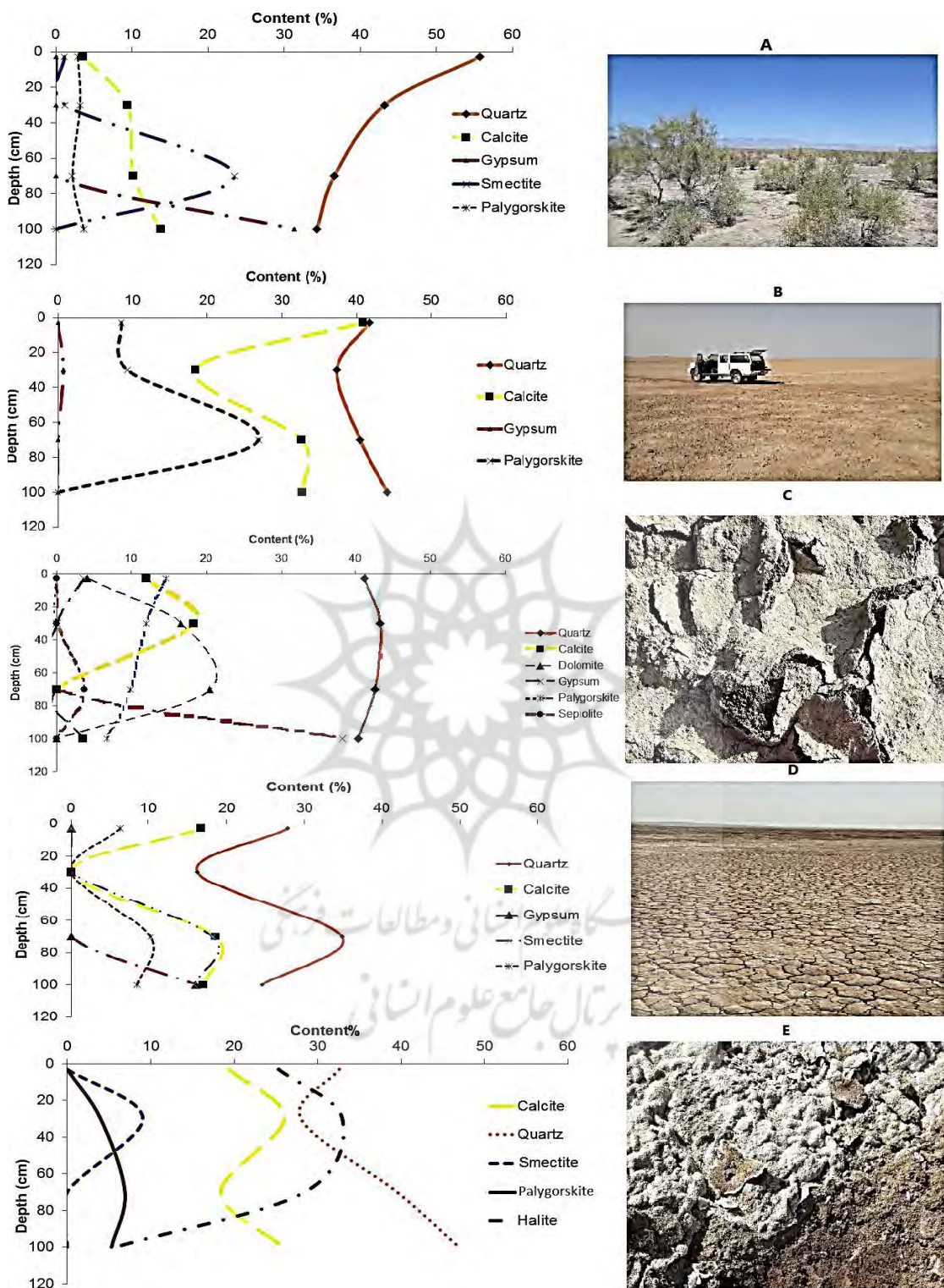
کانی‌شناسی رسوبات تشکیل شده (رخساره ژئومورفیک رسی - نمکی) این مغزه که در غرب و پست‌ترین بخش منطقه مطالعاتی قرار دارد بیانگر درصد بالای کانی‌های تبخیری نسبت به آواری‌ها است. کانی غالب این مغزه در عمق و سطح کانی تبخیری هالیت است که فرایند غالب تبخیر را نشان می‌دهد (شکل ۶). قابلیت رسوب‌گذاری کانی‌های تبخیری به ترتیب شامل کلسیت، ژپس و هالیت است (وارن^۱، ۲۰۰۶)، که این الگوی رسوب‌گذاری در اثر افزایش تبخیر تشکیل می‌شود که در پلاپای سبزوار نیز اینگونه است.

در این مغزه نیز شاهد کانی‌های فیبری پالیگورسکیت و سپولیت در عمق‌های مختلف به صورت اتوژنیک هستیم که بیانگر غلبه محیط خشک و قلیایی است. بطور کلی ۳ عامل اصلی در تشکیل کانی‌های سپولیت و پالیگورسکیت تاثیرگذار هستند: (الف) وجود تامین‌کننده‌های Si و Mg محلول در محیط، علاوه بر این برای پایگورسکیت تامین‌کننده آلومنیوم هم مورد نیاز است (ب) وجود اقلیم خشک و شرایط دمایی معتدل تا گرم و (ج) اسیدیته (pH) مناسب (برای سپولیت ۸-۹ و برای پالیگورسکیت کمتر از ۸/۵) (وارن^۲، ۲۰۱۱) چونز و کانکو^۲ که این شرایط در مغزه E مهیا بوده است.

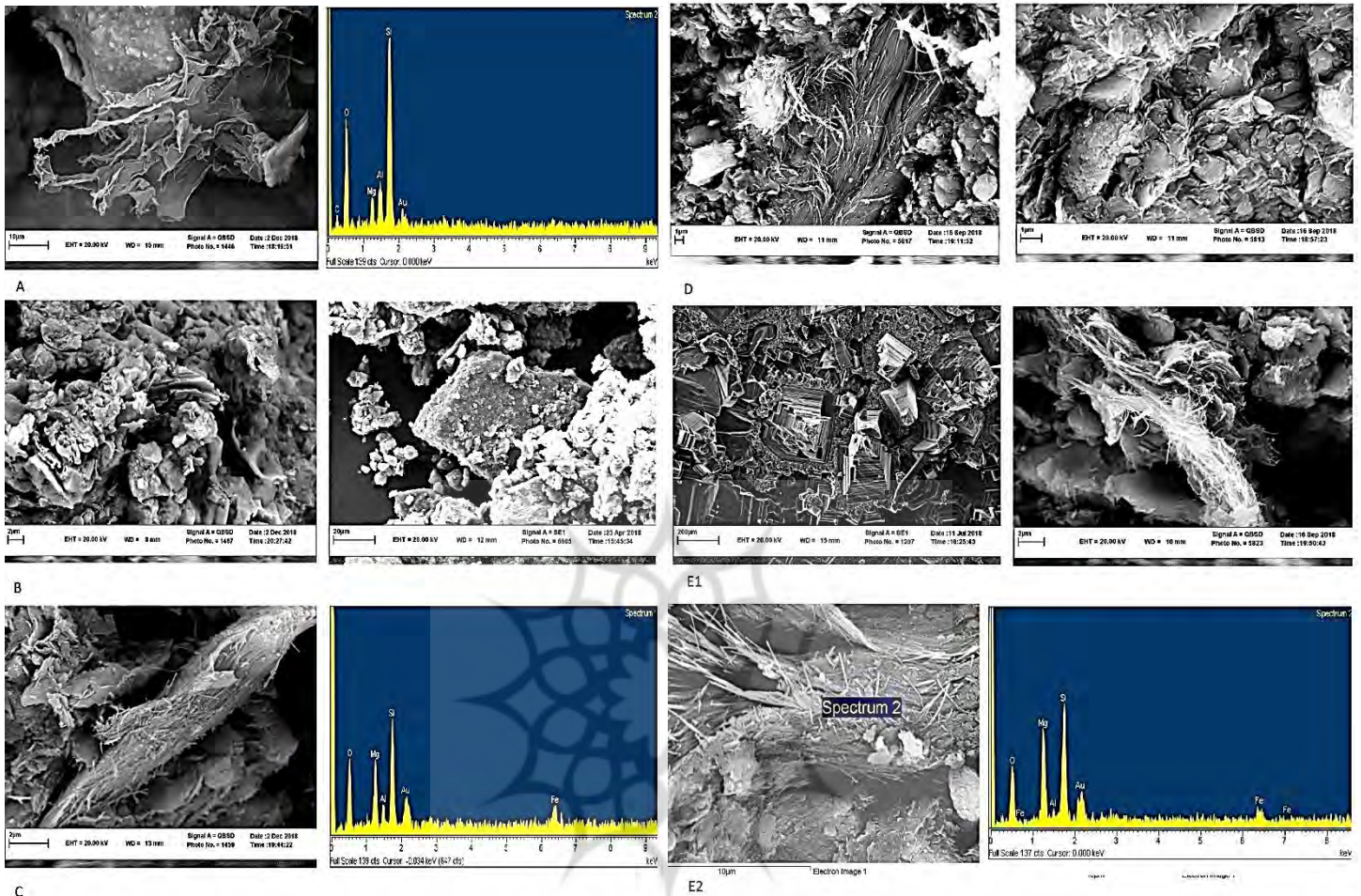
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

¹ -warren

² - Jones and Conko



شکل ۵: تصاویر رخساره‌های ژئومورفولوژی مورد مطالعه در پلایای سبزوار همراه با نمودار تغییرات کانی‌ها از سطح به عمق مغزه ها، (A، رخساره رسی متراکم- سخت B) رخساره رسی متراکم-سخت همراه با پوسته های نمکی (C) رخساره رسی نرم و پف کرده (D) رخساره رسی همراه با ترک های گلی چند وجهی (E) رخساره رسی- نمکی
تصاویر تهیه شده توسط نویسندگان از پلایای سبزوار



شکل ۶: تصویر ریزنگاشت میکروسکوپ الکترونی روشی لایه‌های (A) کانی رسی اسمکتیت همراه با EDS آن در عمق ۳۰ سانتی متر (B) عدم وجود کانی رسی اتونژیک در عمق ۱۰۰ (و ۷۰ سانتی متر (C) کانی رسی سپولیت در عمق ۳۰ سانتی متر (D) کانی رسی پالیگورسکیت در عمق ۱۰۰ سانتی متر (E1) وجود بلورهای کامل هالیت و کانی رسی پالیگورسکیت در عمق ۳۰ و ۷۰ سانتی متر (E2) کانی رسی سپولیت در عمق ۱۰۰ سانتی متر

جمع بندی و نتیجه گیری

نتایج تحقیق، حاکی از آن است که از شرق به غرب و انتهای پلایا الگوی زون بندی رسوبات از الگوی چشم گاوی تبعیت می کند به این صورت که در اثر افزایش تبخیر ابتدا کانی‌های کربناته مانند کلسیت که انحلال پذیری کمتری دارد رسوب می کند سپس کانی‌های سولفات‌ها همچون ژیبس و در انتها کانی‌های کلریده مانند هالیت راسب می شوند. آزمایشات فیزیکی - شیمیایی رسوبات نیز بیانگر افزایش EC و pH از شرق به غرب منطقه و از عمق به سطح است که بیشترین غلظت کلریده مانند: ژیبس و هالیت و کاهش رسوبات کربناته همچون کلسیت می باشد. این روند افزایشی و الگوی زون بندی چشم گاوی رسوبات با رخساره‌های ژئومورفیک رسی سخت و متراکم، رسی پف کرده و رسی_ نمکی شناسایی شده در مشاهدات میدانی، مطابقت دارد. نمودار توزیع اندازه ذرات رسوبات با میانگین $46,20 \mu\text{m}$ در سطح و $23,98 \mu\text{m}$ در عمق و کشیدگی با میانگین $8,56 \mu\text{m}$ در سطح و $5,29 \mu\text{m}$ در عمق بیانگر ذرات رسوبی نسبتاً کشیده و چولگی به سمت ذرات

ریزدانه است که محیط رسوب‌گذاری آرام و کم انرژی را نشان می‌دهند و با توجه به اینکه پلایا زهکش انتهایی است، منطقی بوده است.

نتیجه آزمایش پراش نگاشت اشعه ایکس، معرفی کوارتز و کلسیت به عنوان کانی‌های اصلی موجود در پلایا هستند، هالیت و ژیبس (گچ) نیز به عنوان کانی‌های غالب در رسوبات سطحی شناسایی شدند که نشان‌دهنده فرآیند تبخیری غالب بوده و در انتهای پلایا در عمق و سطح روند افزایشی را نشان می‌دهند که حاکی از بالا بودن سطح آب زیرزمینی شور است. در مغزه D با توجه به بالا بودن سطح آب زیرزمینی و شوری بالا در رخساره رسی پف کرده کانی اسمکتیت در عمق به صورت اتوژنیک تشکیل شده است. به دلیل افزایش تبخیر و نیز افزایش شوری و تشکیل رسوبات تبخیری در مغزه های E و F کانی فیبری پالیگورسکیت نیز به صورت اتوژنیک شکل گرفته است. منشاء اکثر کانی‌های رسی منطقه مانند پالیگورسکیت، سپولیت و اسمکتیت در سطح آلوتونیک و در عمق اتوژنیک است که حاکی از رسوب‌گذاری در یک محیط کاملاً خشک می‌باشد. وجود رسوبات تبخیری در سطح پلایا، شواهدی از تغییرات هیدرواستاتیکی در پلایای سبزوار است که می‌تواند شاهدهی برای دریاچه مرطوب در گذشته باشد که امروز در حال خشک شدن است.

سیاسگزاری

این مقاله بخشی از رساله دکتری ژئومورفولوژی و تحت حمایت معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است. نگارندگان از آقای مهندس امید بیات و کارشناسان بخش XRD و SEM آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد، خانم مهندس هاشمیان و آقای مهندس خادمی قدردانی می‌کنند.

منابع

- بیات، امید؛ کریم زاده، حمیدرضا؛ خادمی، حسین، ۱۳۹۰، کانی‌های رسی در دو خاک قدیمی سطوح ژئومرفیک یک مخروطه افکنه در شرق اصفهان، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، جلد ۱، شماره ۱۹، صص ۴۵-۵۸.
- پدرامی، منوچهر؛ ۱۳۷۲، گزارش زمین شناسی کواترنر و پارینه اقلیم منطقه اراک-کوپر میقان: سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۳۹
- خرمالی، فرهاد؛ ابطحی؛ علی، تازیکه، حسین، ۱۳۹۱، کانیهای رسی (ویژگی ها و شناسایی)، انتشارات دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، گرگان.
- عبادی، لیلا؛ رحیم پور بناب، حسین، ۱۳۹۳، کانی شناسی تبخیری های توالی کواترنری و بررسی تحولات شیمیایی شورابه در پلایای میقان اراک: مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱، صص ۴۱-۶۹.
- محمدی، علی؛ ۱۳۸۹، رسوب شناسی و ژئوشیمی نهشته‌های پلایای جازموریان، فصلنامه علمی- پژوهشی خشک بوم، دوره اول، شماره ۱.
- Botha, G.A. and Hughes, J.C., 1992. Pedogenic palygorskite and dolomite in a late Neogene sedimentary succession, northwestern Transvaal, South Africa. *Geoderma*, 53(1-2), pp.139-154
- Cohen, e Telr, oJansen, J.D., Gliganic, L.A., Larsen, J.R., Nanson, G.C., May, J.H., Jones, B.G., Price, D.M., 2015. Hydrological transformation coincided with megafaunal extinction in central Australia. *Geology*, 43, 195-198
- Cook, R. Warren, A. Goudie, A., 2002. *Desert eomorphology*. UCL press
- Cooke, R.U., and A. Warren., 1973. *Geomorphology in deserts: University of California Press, Berkeley*, pp. 374.
- Cooke, R.U., Cooke, R.U. and Warren, A., 1973. *Geomorphology in deserts*. Univ of California Press.
- Davis, C.A. and Smith, L.M., 1998. *Ecology and management of migrant shorebirds in the Playa Lakes Region of Texas*. *Wildlife Monographs*, pp.3-45.

- December 1984. *Cite as* Great Salt Lake, and precursors, Utah: The last 30,000 years, pp 321–334.
- Dixon, J.B. and Weed, S.B., 1989. *Minerals in Soil Environments*. 2nd Edition, Soil Science Society of America, Madison.
- Dixon, J.C. 2016. *arid soil, patterned ground and desert pavements*. Univer. Arkansas.
- Farpoor, M.H., Neyestani, M., Eghbal, M.K. and Borujeni, I.E., 2012. *Soil–geomorphology relationships in Sirjan playa, south central Iran*. *Geomorphology*, 138(1), pp.223-230.
- Farpor, M., Khademi, H. and Karimian, M., 2002. *Genesis and distribution of palygorskite and associated clay minerals in Rafsanjan soils on diferent geomorphic surfaces*. *Iran Agricultural Research*, 21(1), pp.39-60.
- Folk, R.L., 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company.
- Gansser, A., Gansser, A., Huber, H., Gansser, A., Geologist, S., Gansser, A. and Géologue, S., 1962. *Geological observations in the central Elburz, Iran*. Verlag nicht ermittelbar.
- Gansser, A.N., 1955, January. 2. *New Aspects of the Geology in Central Iran (Iran)*. In 4th World Petroleum Congress. World Petroleum Congress.
- Geological Survey of Iran. 2005. *Geological sheets of 7262 (Abbas–Abad), 7362 (Davarzan), 7462 (Bashtin), and 7562 (Sabzevar), Scale 1:100,000*.
- Geological Survey of Iran. 2016. *Digital elevation model data, Scaled at ~10 m pixel size*.
- Goudie, A.S., 2013. *Arid and semi-arid geomorphology*. Cambridge university press.
- Halliday, F., 1995. *Islam and the Myth of Confrontation: Religion and Politics in the Middle East (London: IB Tauris, 1995)*. *Two Hours That Shook the World: September II, 2001-Causes and Consequences (London: Saqi, 2002)*.
- Harrison, S.P., 1993. *Late Quaternary lake-level changes and climates of Australia*. *Quaternary Science Reviews*, 12(4), pp.211-231.
- HUBER, H., 1960. *The quaternary deposits of the Darya-e-Namak, Central Iran*. Iran oil company. geology note, 51.
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Peterson, L.C. and Trumbore, S., 1996. *Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation*. *Nature*, 380(6569), p.51.
- Jones, B.F. and Conko, K.M., 2011. *Environmental influences on the occurrences of sepiolite and palygorskite: a brief review*. In *Developments in clay science (Vol. 3, pp. 69-83)*. Elsevier.
- Jones, B.F. and Deocampo, D.M., 2003. *Geochemistry of saline lakes*. *Treatise on geochemistry*, 5, p.605.
- Kadira, S., Erenb, M., Külahc, T., Erkoyuna, H., Huggettd J., Önalgila, N., 2018. *Genesis of palygorskite and calcretes in Pliocene Eskişehir Basin, west central Anatolia, Turkey*, *Catena* 168:62-78.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T.M. and Sachs, J.P., 2002. *El Nino-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature*. *Science*, 297(5579), pp.226-230.
- Kovda, V.A. and Samoilova, E.M., 1969. *Some problems of soda salinity*. *Agrokémia és Talajtan*, 18, pp.21-36.
- Krinsley, D.B., 1970. *A Geomorphological and Paleoclimatological Study of the Playas of Iran. Part I*. Geological Survey Reston VA.
- Neal, J.T. and Motts, W.S., 1967. *Recent geomorphic changes in playas of western United States*. *The Journal of Geology*, 75(5), pp.511-525.

- Rahimpour-Bonab, H. and Abdi, L., 2012. *Sedimentology and origin of Meyghan lake/playa deposits in Sanandaj–Sirjan zone, Iran. Carbonates and evaporites*, 27(3-4), pp.375-393.
- Renaut, R.W. and Tiercelin, J.J., 1994. *Lake Bogoria, Kenya rift valley sedimentological overview*.
- Ronald J. Spencer, M. J. Baedeker, H. P. Eugster, R. M. Forester, M. B. Goldhaber, B. F. Jones, K. Kelts, J. Mckenzie, D. B. Madsen, S. L. Rettig, M. Rubin, C. J. Bowser., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons* Authors: Warren, John K.
- Rosen, M.R. and Warren, J.K., 1990. *The origin and significance of groundwater-seepage gypsum from Bristol Dry Lake, California, USA. Sedimentology*, 37(6), pp.983-996.
- Rosen, M.R., 1994. *The importance of groundwater in playas: A review of playa classifications and. Paleoclimate and basin evolution of playa systems*, 289, p.1 □
- Rosen, M.R., 1994. *The importance of groundwater in playas: A review of playa classifications and. Paleoclimate and basin evolution of playa systems*, 289, p.1 □
- Roy, P.D., Smykatz-Kloss, W. and Sinha, R., 2006. *Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert, India: comparison and synthesis. Quaternary International*, 144(1), pp.84-98.
- Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Stüben, D., Harrison, S.P., Berner, Z. and Kramar, U., 2006. *Late Quaternary palaeoclimatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, Thar Desert margin, India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 233(3-4), pp.252-270.
- Szabolcs, I., 1994. *Prospect for soil salinity for the 21st century. In the 15th World Congress of Soil Science, Acapulco, Mexico, July 10-16, 1994* (pp. 123-141).
- B. Schütt, 2000. *Holocene paleohydrology of playa lakes in northern and central. Spain: A reconstruction based on the mineral composition of lacustrine sediments, Quaternary International*, 73(1):7-2
- Street-Perrott, F.A. and Harrison, S.P. (1985) *Lake Levels and Climate Reconstruction. In: Hecht, A.D., Ed., Paleoclimate Analysis and Modeling, John Willey & Sons, New York*, 291-331.
- J. Stuart May, A. C. Barrett, Tim J Cohen, 2015. *Late Quaternary evolution of a playa margin at Lake Frome, South Australia. Journal of Arid Environments*
- Vol. 122, Pages 93-108 Thomas, D.S. ed., 2011. *Arid zone geomorphology: process, form and change in drylands. John Wiley & Sons.*
- Tucker ME., 2001. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Scientific Publication, London*, pp. 260.
- Warren, J., 1999. *Evaporites: their evolution and economics. Wiley-Blackwell.*
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons. Springer Science & Business Media.*
- Watson A., 1983. *Evaporate sedimentation in non–marine environments. In: Goudie AS, Pye K (eds.), Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near–surface environment. Academic Press, London*, pp. 163–185.
- Wilson, E. O. 1999. *The diversity of life. 2nd edition. W. W. Norton, New York*
- Yechieli, Y. and Wood, W.W., 2002. *Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes. Earth-Science Reviews*, 58(3-4), pp.343-365.