

منشاء، هیدروژئوشیمی و نحوه تکامل شورابه در پلایای میقان اراک

لیلا عبدی، دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه تهران

حسین رحیم پور بناب، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه تهران*

چکیده

پلایای میقان به فرم حوضه درون قاره‌ای بسته‌ای می‌باشد که در ۱۵ کیلومتری شمال شرقی شهر اراک واقع شده‌است. سطح آب پلایای این حوضه متأثر از حجم آب‌های زیر زمینی وارده به آن، بارندگی و تبخیر است. به منظور مطالعه شورابه‌ها و نحوه تکامل آن با حفر چاهک‌هایی در سه روند مشخص از مرکز پلایا به سمت حاشیه آن و به فواصل مشخص ۲ کیلومتری، ۱۹ نمونه شورابه از محدوده پلایا برداشته شد. با انجام آزمایشات شیمی بر روی شورابه‌ها و آنالیز XRD بر روی رسوبات، ترکیبات یونی شورابه‌ها و کانی‌های موجود در رسوبات مشخص گردید. کاتیون‌های موجود در شورابه به ترتیب فراوانی شامل: سدیم، منیزیم، کلسیم و پتاسیم و آنیون‌ها شامل: کلر، سولفات و بیکربنات بودند. کانی‌های تبخیری موجود در رسوبات را کلسیت، ژپس، هالیت، گلوبریت، تناردیت و میرابلیت تشکیل می‌دهند. بررسی تجزیه شیمیایی آبهای ورودی بیانگر این واقعیت است که این آب‌ها دارای نسبت مولی $\text{HCO}_3 \ll \text{Ca} + \text{Mg}$ بوده و در دیاگرام تکامل ژئوشیمیایی شورابه‌ها، از مسیر ژئوشیمیایی (II) تبعیت می‌کنند که مشابه با شورابه دریاچه‌های Saline Valley و Dead Valley است. آب‌های ورودی دارای تیپ Na-(Ca)-(Mg) $\text{SO}_4\text{-Cl-(CO}_3\text{)}$ می‌باشند که در طی تکامل ژئوشیمیایی و ته‌نشست کانی‌های تبخیری به شورابه‌های با تیپ Na-Cl-SO₄ تبدیل شده‌اند. برای بررسی منشاء یون‌های موجود در شورابه‌های پلایا، آب‌های زیرزمینی موجود در اطراف کویر، که تنها آب‌های تأمین کننده یون‌های مورد نظر در این منطقه هستند، مورد بررسی قرار گرفتند و رابطه آنها با شورابه منطقه بررسی گردید. بدین ترتیب که سازندهای ناحیه شمال و شمال شرقی حوضه رسوبی میقان و رودخانه آشتیان مهم‌ترین عوامل تأمین کننده یون‌های شورابه‌های کویر میقان شناخته شدند.

واژه های کلیدی: هیدروژئوشیمی، تکامل شورابه، پلایای میقان

مقدمه

مطالعات پالینولوژی (Stevens et al. 2006) و خصوصیات بیولوژیکی (Wasylikowa et al. 2006) برای تعیین اقلیم گذشته اشاره کرد. شیمی شورابه در یک حوضه بسته توسط ترکیب شیمیایی آبهای ورودی به حوضه کنترل می‌شود (Jones 1965). آبهای ورودی در حوضه‌های بسته عموماً از بیش از یک منشاء سرچشمه می‌گیرند که شامل رودخانه‌ها، بارندگی و آبهای زیرزمینی مختلف است (Jones 1966; Lowenstein et al. 1989). از آنجایی که آبهای زیرزمینی گستره مورد مطالعه یکی از منابع مهم تأمین کننده آب پلایای اراک و خصوصیات کیفی آن می‌باشد، مطالعاتی کمی و به‌ویژه کیفی بر روی آبهای زیرزمینی دشت اراک (هیدروژئولوژی) انجام گرفته است و ارتباط کیفیت آبهای زیرزمینی با سازندها و رخنمون‌های سنگی حوضه و سنگ کف منطقه، تیپ آبهای زیرزمینی و ارتباط آبهای زیرزمینی منطقه مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

پلایا میقان دارای موقعیت جغرافیایی طول $49^{\circ} 46'$ تا $49^{\circ} 55'$ شرقی و عرض جغرافیایی $34^{\circ} 09'$ تا $34^{\circ} 16'$ شمالی است و در ۱۵ کیلومتری شمال شرقی شهر اراک واقع شده است (شکل ۱). حوضه رسوبی میقان به صورت حوضه بسته‌ای می‌باشد که ۱۹۷۰ کیلومتر مربع از وسعت آن را دشت اراک، ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر مربع را پلایای میقان و بقیه را ارتفاعات حاشیه حوضه تشکیل می‌دهند. بلندترین نقاط ارتفاعی حوضه مذکور مربوط به کوه‌های سفیدخانی و نقره کمر می‌باشند که به ترتیب از سطح دریا ۳۱۲۰ و ۳۱۷۰ متر ارتفاع دارند و در جنوب غرب و شمال شرق حوضه واقع شده‌اند. پست‌ترین نقطه ارتفاعی این حوضه مربوط به پلایای میقان با ارتفاع متوسط ۱۶۵۰ متر از سطح

منطقه تبخیری و پست پلایا- دریاچه فصلی میقان، در ۱۵ کیلومتری شهر اراک و در مرکز حوضه آبریز بسته دشت اراک که یکی از حوضه‌های مرکزی ایران می‌باشد قرار گرفته است (شکل ۱). این پلایا از جنبه‌های اقتصادی با توجه به وجود ذخایر تبخیری از قبیل سولفات سدیم و از نظر اثرات وسیع بر اکولوژی و محیط‌زیست و آبهای منطقه حائز اهمیت خاص می‌باشد؛ لذا در این تحقیق سعی شده است هیدروشیمی شورابه‌های محیط پلایایی، ارتباط کانی‌ها و املاح تبخیری با شورابه‌ها و تیپ شورابه‌ها مورد مطالعه قرار گیرد. تاریخچه تحقیقات در زمینه مطالعه و بررسی دریاچه‌های شور و پلایا نه تنها در ایران بلکه در سایر نقاط جهان سابقه چندانی ندارد. با این حال تاکنون مطالعات زیادی بر روی این مناطق در دنیا انجام شده است. از آن جمله می‌توان به پاره‌ای مطالعات اساسی که کمک زیادی به شناخت این محیط‌ها نموده است، اشاره کرد. به عنوان مثال می‌توان به مطالعه منشاء ته‌نشست‌های تبخیری (Hardie 1968)، تحول شورابه‌ها در حوضه‌های بسته (Hardie and Eugster 1970)، ژئوشیمی و رسوب‌شناسی نهشته‌های دریاچه‌های تبخیری (Eugster 1980, 1984)، هیدروشیمی دریاچه‌ها (Spenser et al. 1985)، منشاء شورابه‌ها (Spenser et al. 1990) و آبهای زیرزمینی مهم در پلایاها (Rosen 1994) اشاره نمود. پلایاها و دریاچه‌ها یا بطور کلی چاله‌های داخلی نقش اساسی در تعادل آب و هوایی و تغییرات اکولوژیکی در کواترنری، در مناطق اطراف خود داشته‌اند، به همین خاطر مطالعه آنها برای تعیین اقلیم گذشته همواره مورد توجه بوده است، به عنوان مثال می‌توان به مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی (عناصر ایزوتوپی) (Domagalski et al. 1990; Li et al. 1995)، بررسی محتوای فسیلی، مطالعه ادخال سیال (Lowenstein et al. 1998; Ayora et al. 2001; Peuyo et al. 1987)

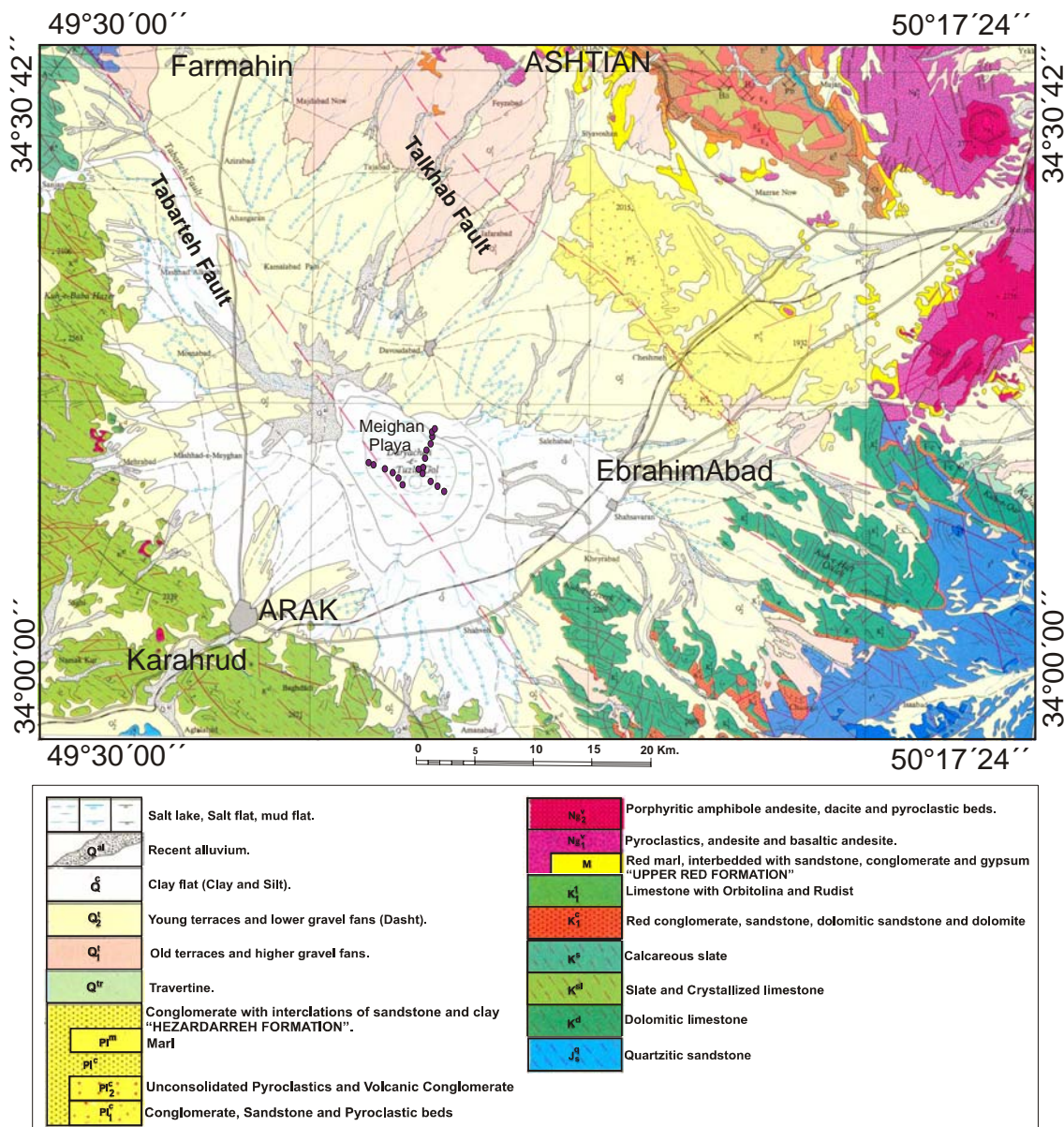
مرز این دو پهنه ساختاری گسل تبرته می‌باشد. این موقعیت خاص باعث گردیده که منطقه مورد مطالعه به‌عنوان یک فروافتادگی در میان مجموعه متنوعی از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی متعلق به زون سنندج-سیرجان در غرب و جنوب غرب، مجموعه سنگ‌های رسوبی متعلق به زیر زون جنوب غربی ایران مرکزی در شمال غرب و جنوب شرق و سنگ‌های رسوبی و آذرین زیر زون مرکزی ایران مرکزی در شمال و شرق قرار می‌گیرد. سنگ‌های مذکور نقش اساسی در ترکیب کانی‌شناسی رسوبات منطقه مورد مطالعه دارند (امامی ۱۳۷۰؛ رادفر و همکاران ۱۳۸۳).

روش مطالعه

به‌منظور مطالعه هیدروژئوشیمی شورابه‌ها و نحوه تکامل آن با حفر چاهک‌هایی به‌صورت دستی در سه روند مشخص از مرکز پلایا به سمت حاشیه آن و به فواصل مشخص ۲ کیلومتری (شکل ۱)، ۱۹ نمونه شورابه از محدوده پلایا برداشته شد و در ظروف پلی‌اتیلن ۱ لیتری ریخته و به آزمایشگاه منتقل شدند. همچنین برای مطالعه رسوب‌شناسی، کانی‌شناسی و تعیین شوری، از رسوبات منطقه در محل برداشت شورابه و حواشی پلایا، ۹۵ نمونه رسوب، بوسیله دو نوع اوگر^۱ دستی، اوگر نوع Purchauer (جهت نمونه‌برداری تا عمق حداکثر ۱ متر) و اوگر نوع Eijkelkamp (عمق نمونه‌برداری بیشتر از ۱ متر) برداشته شد. همزمان با نمونه‌برداری، محل نمونه و مسیر نمونه‌برداری با کمک دستگاه GPS دستی ثبت گردید، عمق نمونه‌برداری و وضعیت آن در روی زمین نیز همزمان یادداشت شد.

دریا می‌باشد. با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه در اقلیم نیمه خشک واقع شده‌است و بارندگی در این اقلیم به‌صورت فصلی اتفاق می‌افتد، بنابراین فاقد رودخانه دائمی است. از طرف دیگر این حوضه عمدتاً به‌صورت دشت بوده و دارای آبرفت‌هایی با ضخامت زیاد و نفوذپذیری بالا می‌باشد. بخش اعظم آب‌های سیلابی در آبرفت‌های مذکور نفوذ کرده و به‌صورت آب‌های زیرزمینی مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند. همچنین به‌دلیل اینکه زمین‌های حاشیه کویر میقان عمدتاً به‌عنوان زمین‌های کشاورزی مورد استفاده قرار می‌گیرند و به‌دلیل احداث سد، گسترش تأسیسات ساختمانی، کشاورزی و دامپروری در این زمین‌ها اجرای طرح‌های آبخیزداری و غیره میزان آب‌های جاری سطحی وارده به کویر میقان در طول سال بسیار ناچیز و حتی در حد صفر می‌باشد. تنها در مواقع سیلابی شدید این کویر توسط آب‌های جاری سطحی به‌طور محدود تغذیه می‌گردد. بر این اساس و با توجه به مورفولوژی پلایا و گسترش آن در پست‌ترین بخش حوضه رسوبی میقان و شیب توپوگرافی به نظر می‌رسد که حداقل در حال حاضر آب‌های اصلی تأمین کننده یون‌های پلایا، آب‌های زیرزمینی می‌باشند. براساس داده‌های موجود در پایگاه اینترنتی سازمان هواشناسی کشور و آمارهای دوره‌ای آن (سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۷)، میانگین بیشینه دمای سالیانه منطقه ۲۰/۷۵ درجه سانتیگراد و میانگین بارندگی سالیانه ۳۱۴/۷ میلیمتر و بیشترین آن مربوط به ماه‌های اسفند و فروردین است، میانگین تبخیر ۲۰۷۲ میلیمتر در سال است.

به لحاظ تقسیم‌بندی ساختاری ارتفاعات غربی و جنوبی منطقه (واقع در جنوب غرب گسل تبرته) متعلق به زون ساختاری سنندج-سیرجان و ارتفاعات شرقی و شمالی منطقه (واقع در شمال شرقی گسل تبرته) متعلق به زون ایران مرکزی می‌باشند (امامی ۱۳۷۰؛ رادفر و همکاران ۱۳۸۳).



شکل ۱- قسمتی از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ برگه قم (با اندکی تغییرات)، که سازندهای زمین شناسی اطراف پلایای میقان و موقعیت نقاط نمونه برداری در آن مشخص شده است.

مورد استفاده، روش فلیم فتومتری^۱، برای تعیین مقادیر سدیم و پتاسیم؛ روش جذب اتمی^۲، جهت تعیین مقدار کلسیم و منیزیم؛ روش نیترات نقره جهت تعیین مقدار کلر؛

نمونه‌های آب پس از عبور از کاغذ صافی، مورد آنالیزهای ژئوشیمیایی قرار گرفتند. به منظور تعیین مقدار کاتیون‌ها و آنیون‌های مختلف موجود در شورابه از روش‌های آزمایشگاهی مختلف استفاده گردید. از جمله روش‌های

1-Flame Photometry
2-Atomic Absorption

پایین تری نیز منیزیم، کلسیم، پتاسیم و بیکربنات داشتند، میانگین این یون‌ها به ترتیب ۱۰۲/۰۷، ۱۲۸/۵۵، ۴۷/۷۱، ۹/۵۶، ۰/۱۷، ۰/۱۹ و ۰/۴۱ گرم در لیتر بود (جدول ۱).

شیمی آب‌های رقیق شامل آب باران، رودخانه، چشمه، چاه و قنات است. آب باران واجد کاتیون‌های سدیم، کلسیم، منیزیم و پتاسیم و آنیون‌های بیکربنات، کلر، سولفات و نترات می‌باشد (Eugster and Hardie 1978). برای اندازه‌گیری و تعیین نقش آب‌های جاری (آب‌های زیرزمینی) در میزان شوری، ترکیب آب‌های شیرین چاه‌های اطراف کویر (مهاجرانی ۱۳۷۷) نیز مورد بررسی قرار گرفته‌است. میانگین یون‌های سدیم، کلر، سولفات، منیزیم، کلسیم، پتاسیم، بیکربنات و کربنات موجود در آب‌های زیرزمینی اطراف منطقه به ترتیب ۳۸۱، ۲۹۴، ۷۷۵، ۶۸، ۱۳۰، ۳، ۲۷۱ و ۲ گرم در لیتر بود (جدول ۲). مقایسه نتایج آنالیزهای شیمیایی شورابه‌ها با آب‌های ورودی، مبین افزایش میزان غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها به سمت مرکز حوضه می‌باشد (جدول ۳).

برای بررسی تحولات شیمیایی شورابه از نمودارهای پایپر و استیف استفاده شد. در نمودار پایپر، آنیون‌های اصلی در سه رأس یک مثلث و کاتیون‌های اصلی نیز در سه رأس مثلث مجاور قرار می‌گیرند و ترکیب شیمیایی هر نوع آب براساس درصد کاتیون‌ها و آنیون‌ها بر روی آن، به صورت یک نقطه رسم می‌گردد. با یک نگاه به نمودار می‌توان سریعاً به ترکیب شیمیایی و ارتباط بین انواع آب‌های حوضه آبریز پی برد. ترکیب شیمیایی آب‌های حوضه آبریز و در نتیجه آب‌های وارده به پلایا، مختلف و از انواع کربناته، سولفاته و کلروره (بیشتر سولفاته) است. در حالیکه که ترکیب شیمیایی شورابه موجود در پلایا، کلروره و سولفاته (بیشتر کلروره) می‌باشد (شکل ۲).

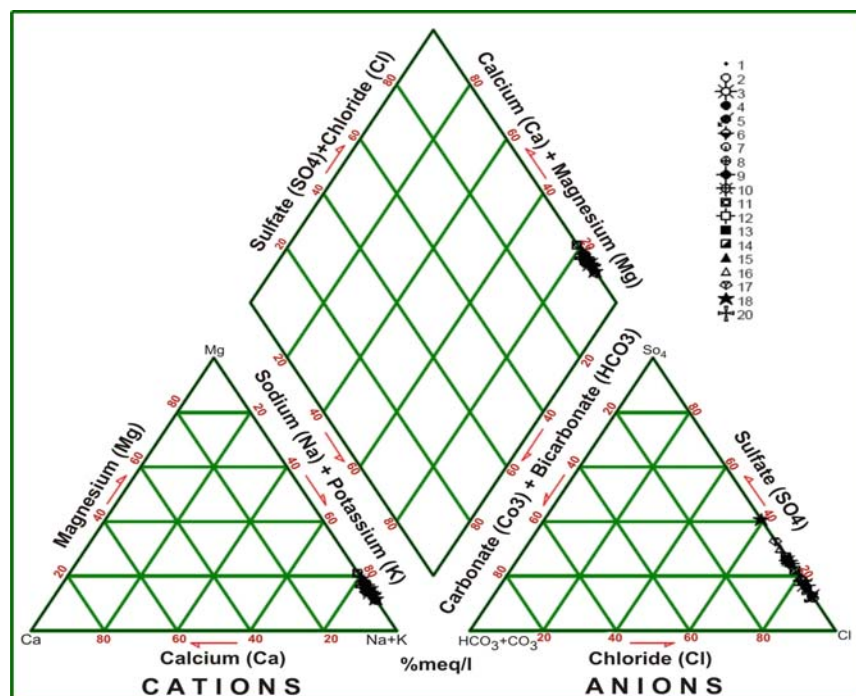
روش قلیائیت‌سنجی برای تعیین بی‌کربنات و روش سنجش میزان کدورت (روش وزنی) جهت تعیین مقدار سولفات بودند. همچنین قبل از اندازه‌گیری هر یک از آنیون‌ها و کاتیون‌ها، شورابه مورد نظر با نسبت مشخصی رقیق گردید. برای تعیین EC و pH از دستگاه اتوماتیک کونداکتومتر^۱ و pH سنج استفاده گردید. این آزمایشات در دانشکده شیمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اراک انجام شده‌است.

برای تحلیل داده‌ها با استفاده از نرم افزار Rock-Works گزینه هیدرووشیمی، نمودارهای پایپر مختلف (Piper 1944) رسم شد که بر روی آن مقادیر مختلف آب‌های زیرزمینی و شورابه دریاچه پس از محاسبه میانگین مشخص شد. به همین طریق تیپ آب انواع ورودی‌های دریاچه نیز مشخص گردید. با استفاده از نرم‌افزار یاد شده، گزینه Stiff نمودارهای استیف برای ترکیب شورابه‌های پلایا و چاه‌های اطراف رسم شد. نتایج آزمایشات مذکور به همراه نتایج آزمایش‌های حاصل از بررسی ترکیب شیمیایی پلایا و چاه‌های اطراف آن (مهاجرانی ۱۳۷۷)، جهت انجام این کار تحقیقاتی مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

بحث

ترکیب و تحولات شیمیایی شورابه

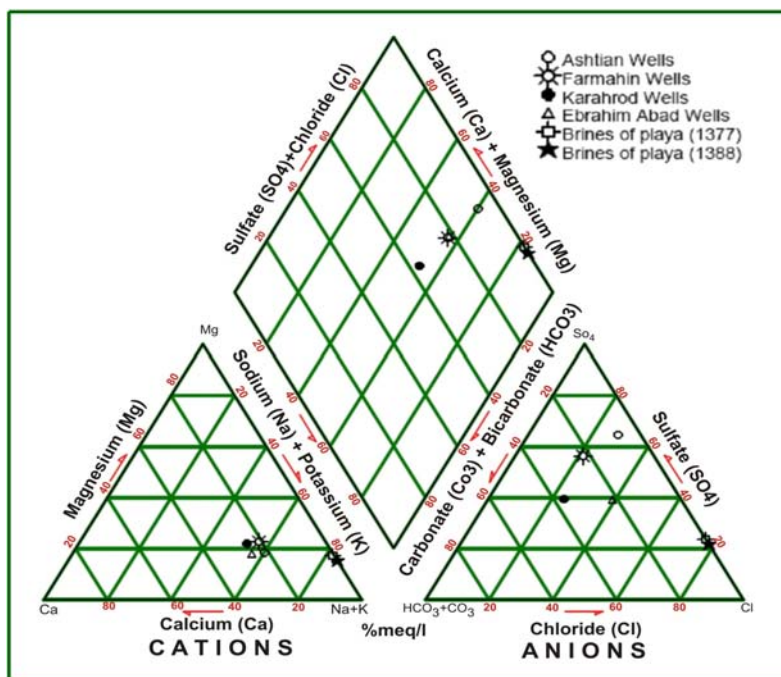
ترکیب شیمیایی شورابه‌ها، به املاح موجود در آب‌های وارده، آب‌های جوی و واکنش‌های هوازدگی شیمیایی وابسته است (Eugster 1980). اسیدیته شورابه در حد خنثی تا خیلی کم قلیایی و در محدوده ۶/۹۹ الی ۷/۷۷ بود (جدول ۱). میزان هدایت الکتریکی (EC) شورابه‌ها از ۱۱۵۳۰ تا ۱۵۹۹۰ میکروزیمنس بر سانتیمتر بود (جدول ۱). فراوانترین کاتیون‌ها در شورابه‌ها به ترتیب شامل سدیم، منیزیم، پتاسیم و کلسیم و فراوانترین آنیون‌ها به ترتیب شامل کلر، سولفات و بیکربنات بودند (جدول ۱). این شورابه‌ها به‌طور معمول غنی از سدیم، کلر و سولفات بوده و مقادیر



شکل ۲- نمودار پایپر ترکیب شیمیایی شورابه‌های کویر میقان (سال ۱۳۸۸)

سديم صورت گيرد، ملاحظه می‌شود که به لحاظ نسبی مقدار منیزیم کاهش شدیدی ندارد، که این امر طبیعی است، زیرا از بین کانی‌های منیزیم‌دار فقط منیزیت، آن هم به مقدار ناچیز در منطقه مورد مطالعه شناخته شده‌است. اما در بین آنیون‌ها کاهش محسوس و شدید بیکربنات و سولفات به‌خوبی قابل رؤیت است. آب‌های ورودی (سطحی و زیرزمینی) درحین عبور از زیر محیط‌های مختلف منطقه ازجمله مخروط‌افکنه‌ها، کفه‌گلی-خشک، کفه‌گلی-شور و پهنه‌شور و به‌دلیل واکنش با رخساره‌های سنگی موجود در این زیرمحیط‌ها و عمل تبخیر، تغلیظ یافته و با افزایش غلظت به‌تدریج نسبت به برخی عناصر اشباع ونسبت به برخی دیگر فقیر می‌شوند.

همان‌طوریکه در شکل ۲، مشاهده می‌شود، ترکیب شورابه موجود در تمامی گستره پلایا، علیرغم ورودی‌هایی با ترکیب مختلف، در اطراف یک رأس مثلث تمرکز دارد. به‌طوری‌که در دیاگرام سه وجهی مربوط به آنیون‌ها، در نزدیکی وجه Cl و در دیاگرام سه وجهی کاتیون‌ها، در نزدیکی وجه Na+K قرار می‌گیرد، بنابراین ترکیب شیمیایی شورابه از نوع Na-Cl-SO₄ است، اگرچه تمرکز آنیون‌ها و کاتیون‌ها در شورابه‌های نواحی مختلف گستره مورد مطالعه تا حدودی با یکدیگر متفاوت است، لیکن ترکیب شیمیایی را از نظر فراوانی می‌توان به‌صورت یکنواخت و از نوع فوق در نظر گرفت. همچنین با توجه به شکل ۳ اگر مقایسه‌ای بین سه کاتیون کلسیم، منیزیم و



شکل ۳- نمودار پایپر ترکیب شیمیایی کلیه آب‌های زیرزمینی و شورابه‌های کویر میقان (سال‌های ۱۳۷۷ و ۱۳۸۸).

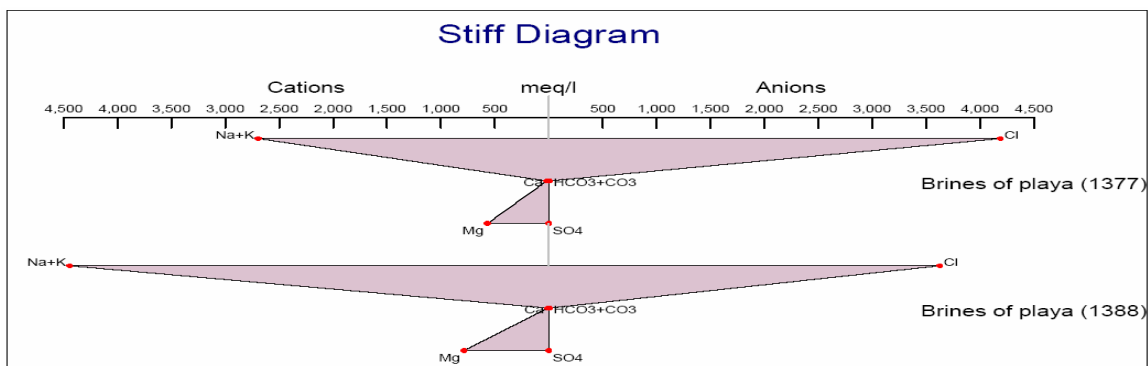
قابل حلی از قبیل کلریدهای سدیم، سولفات‌ها و کربنات‌ها می‌باشند. این پوسته‌های سطحی ممکن است توسط بارش‌های بعدی دوباره حل و به شورابه اضافه شوند، اما این انحلال انتخابی است و کانی‌هایی که کمتر قابل حل هستند از قبیل ژپس و کربنات‌ها به صورت خرد شده و شکسته در ابعاد پیل، گرانول، ماسه و رس در داخل دریاچه باقی می‌مانند و کلریدها حل می‌شوند (Krinzly 1970). پوسته‌های شورزده گاه در اثر حرکت یک فیلم از شورابه از زیر سطح، در زون وادوز در اثر پدیده پمپ تبخیر^۱ و خشک‌شدگی کامل آن ایجاد می‌شود (Hsu and Seigenthaler 1969). این نمودار بیانگر آن است که با تبخیر آب پلایا و روند تکاملی شورابه، کلر آنیون غالب و سدیم کاتیون غالب است. ترکیب شیمیایی شورابه‌های اصلی سطح پلایا در سال ۱۳۷۷ (مهاجرانی ۱۳۷۷) و ۱۳۸۸

به منظور شناخت املاح تبخیری موجود در شورابه‌ها، اطلاعات کمی مربوط به تجزیه شیمیایی شورابه‌ها با کمک دیاگرام استیف مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است (اشکال ۴ و ۵). در این نمودارها تمرکز کاتیون‌های مختلف در مقابل آنیون‌ها قرار داده شده و فراوانی املاح حاصل از ترکیب آن در روی محور افقی بر حسب میلی‌اکی‌والان گرم در لیتر مشخص شده است. استیف دیاگرام شورابه به خوبی نشان دهنده مقدار بالای یون‌های کلر و سدیم در شورابه می‌باشد (شکل ۴)، تغلیظ تبخیری و ته‌نشست کانی‌ها سبب تفکیک املاح و تفریق ژئوشیمیایی عناصر موجود در شورابه و تکامل آن می‌گردد. یکی از فرایندهای دیگر، سیکل‌های خشک و تر و به عبارت دیگر ته‌نشست و انحلال پوسته‌های شورزده می‌باشد (Jones and Vandenburg 1966; Drever and Smith 1978). این پوسته‌ها حاوی کربنات‌های آلکالن، ژپس و کانی‌های

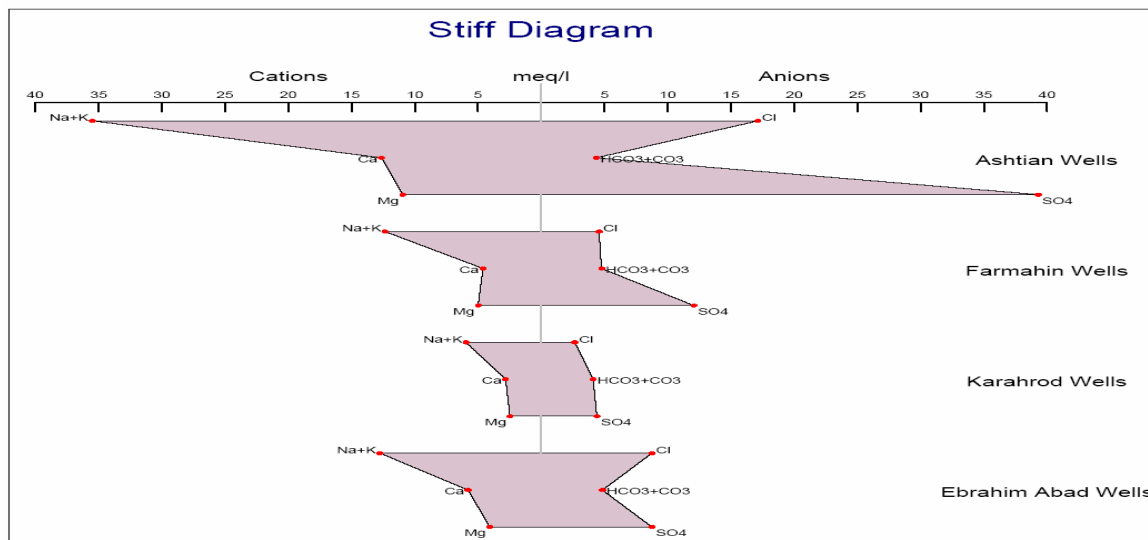
1-Evaporative pumping

اطراف حوضه به سمت مرکز می‌باشد (مقایسه شکل های ۴ و ۵).

تغییر خاصی را نشان نمی‌دهد (شکل ۴) درحالی که مقایسه استیف دیاگرام شورابه‌های اصلی با آب‌های اطراف حوضه نشان دهنده افزایش چشمگیر غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها از



شکل ۴ - نمودار استیف ترکیبات اصلی شورابه‌های پلایای میقان در سال‌های ۱۳۷۷ و ۱۳۸۸.

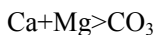
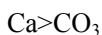
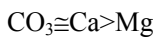
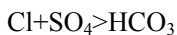


شکل ۵ - نمودار استیف ترکیبات اصلی آب در چاه‌هایی در مسیر رودخانه‌های اطراف پلایای میقان.

در شمال پلایا) از شرایط ویژه‌ای برخوردار است. میزان کاتیون سدیم و پتاسیم و همچنین آنیون‌های سولفات و کلر به‌طور چشمگیری نسبت به مناطق حاشیه‌ای دیگر حوضه افزایش نشان می‌دهد. همچنین نسبت کلسیم، منیزیم کربنات و بیکربنات در این نمونه نسبت به موارد دیگر

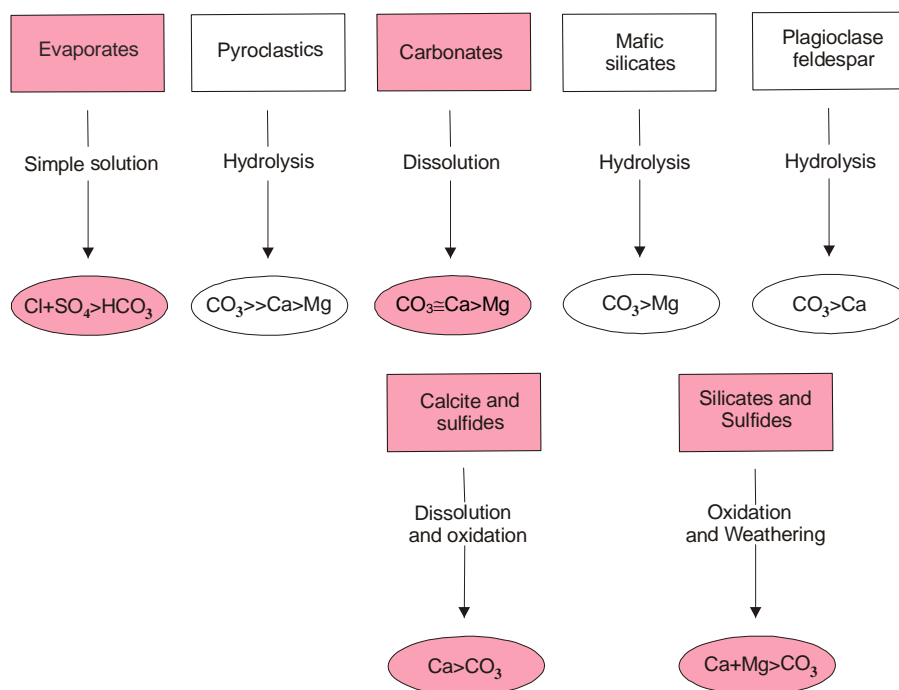
با بررسی و مقایسه دیاگرام‌های استیف مربوط به چاه‌های واقع در مسیر رودخانه‌ها می‌توان نتیجه‌گیری کرد که از نظر فراوانی کاتیون‌ها و آنیون‌ها، تقریباً همه نمونه‌ها در شرایط ترکیب کاتیونی و آنیونی متفاوت وضعیت یکسانی دارند، درحالی‌که نمونه‌های مربوط به چاه‌های مناطق آشتیان (واقع

در نتیجه به نظر می‌رسد که آب‌های وارده به حوضه یکی از ویژگی‌های زیر را دارا باشند.



بررسی آنالیزهای شیمیایی آب‌های وارده به پلایای میقان (جدول ۲)، بیانگر این موضوع است، که بطور کلی ترکیب یونی این آب‌ها، به علت نوع رخساره‌های سنگی موجود در اطراف حوضه، شامل موارد فوق می‌باشند. ترکیب آب‌های منطقه آشتیان به دلیل عبور از سازندهای تبخیری-آواری دوران سوم شامل تشکیلات مارنی، گچی-نمکی و آهک مارنی، آن‌ها را حل نموده‌اند، در نتیجه نسبت $\text{Cl} + \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$ در این منطقه نسبت به مناطق دیگر حوضه دارای اختلاف چشمگیری است. علاوه بر آن به دلیل وجود سنگ‌های کربناته (کلسیت) و سولفات‌ها (ژیپس) و سیلیکاته (توف و سنگ آذرآواری و گدازه‌های آندزیتی-بازالتی) در مسیر رودخانه آشتیان، ترکیب آب‌های این منطقه دارای نسبت $\text{Ca} > \text{CO}_3$ و $\text{Ca} + \text{Mg} > \text{CO}_3$ می‌باشد. آب‌های زیرزمینی منطقه فرمین، کرهرود و ابراهیم‌آباد نیز که از سازندهای آهکی، دولومیتی، شیل و ماسه سنگی عبور می‌نمایند، از ترکیب فوق برخوردارند. بررسی نمودارهای موجود در شکل نشان می‌دهد که در اثر تکامل شورابه، ابتدا کانی‌های گروه کربناتی ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$)، سپس سولفات‌ها (SO_4^{2-}) و در انتها کلریدها (Cl^-) نهشته می‌شوند.

افزایش چشمگیری نشان می‌دهد (شکل ۵). عامل ایجاد این حالت را می‌توان به نوع لیتولوژی حوضه آبریز فرعی شمال شرقی که نمونه مورد نظر از چاه‌های واقع در آن منطقه برداشت شده‌است، نسبت داد. این حوضه فرعی دارای سازندهای تبخیری می‌باشد (نقشه زمین شناسی قم، ۱۳۷۰). تکامل شورابه با جنس رخنمون‌های سنگی اطراف حوضه، واکنش آنها با آب‌های موجود و ویژگیهای آب ارتباط دارد (Jones and Deocampo 2003). جنس سازندهای زمین شناسی اطراف حوضه یکی از عوامل مهم در روند تکامل شورابه محسوب می‌شود. هوازدگی شیمیایی سنگ‌های مختلف در اثر واکنش با آب‌های ورودی، کاتیون‌ها و آنیون‌های متفاوتی تولید می‌کند (شکل ۶). این امر موجب اختلاف در نسبت $\text{HCO}_3^- / \text{Ca} + \text{Mg}$ اولیه در محلول می‌شود، که عامل مهمی در روند تکامل شورابه محسوب می‌شود (Jones and Deocampo 2003). همانطوریکه در شکل دیده می‌شود در طی تکامل شورابه، ممکن است در اثر هوازدگی شیمیایی، سولفیدهای موجود در سازندهای اطراف حوضه نیز بصورت محلول درآیند، که در اینصورت نسبت‌های یونی تغییر خواهد کرد. بطوریکه در اثر هوازدگی شیمیایی، رخنمون‌های سنگی اطراف حوضه، در ابتدا $\text{CO}_3^{2-} > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ است ولی در اثر انحلال سولفیدها $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} > \text{CO}_3^{2-}$ خواهد شد که یکی از عوامل مهم در تکامل شورابه‌ها است. سنگ‌های حوضه آبریز پلایای میقان شامل تبخیری‌ها، کربنات‌ها، کلسیت، سولفات‌ها و سیلیکات‌ها می‌باشند (شکل ۶).



شکل ۶- رابطه بین جنس واحدهای سنگی پیرامون حوضه و ترکیب شیمیایی شورابه در طی انحلال و هوازدگی شیمیایی (Jones and Deocampo 2003)

است که از آن جمله می‌توان به کارهای افرادی چون گارلس و مکنزی (Garrels and Mackenzi 1967)، هاردی و اویگستر (Haedie and Eugster 1970)، اویگستر (Eugster 1980)، اویگستر و جان (Eugster and Smith and Drever, 1979)، اسمیت و درور (Jones 1979)، درور (Drever 1982)، هرزج و لیونز (Herczeg 1976)، مور (Moore 1960)، فیاضی (Fayyazi 1991) و وارن (Warren, J., 2006) اشاره کرد. از جمله مطالعات اخیر صورت گرفته در رابطه با تکامل شورابه‌ها در ایران، می‌توان به کارهای افرادی چون، فیاضی و همکاران (Fayyazi et al. 2007)، لک (۱۳۸۶) و ترشیزیان (۱۳۸۸) اشاره کرد. اما در این میان شاید بتوان

مسیر ژئوشیمیایی تکامل شورابه

فرآیندهایی که در یک حوضه بسته باعث تکامل آب‌های ورودی به شورابه‌های تغلیظ یافته می‌شوند شامل: تداوم تبخیر، گردش مجدد همزمان با رسوبگذاری کانی‌های از قبل ایجاد شده، واکنش‌های دیاژنتیک، تبادل با سیالات حفره‌ای، احیای سولفات و تبادل یونی می‌باشد (Drever 1978؛ and Smit 1978). رسوبگذاری اولیه کانی‌های نسبتاً نامحلول از قبیل کربنات‌های قلیایی خاکی (کلسیت کم منیزیم، کلسیت پرمیزیم و آراگونیت) و ژپس یک مرحله اساسی است که تکامل شورابه را کنترل می‌کند (Hardie and Eugster 1970). تا به حال مطالعات زیادی در رابطه با تکامل شورابه‌ها صورت گرفته

به علت از دست رفتن سریع بیکربنات این قبیل آب‌ها احتمالاً هرگز کربنات‌های غنی از منیزیم ایجاد نمی‌کنند، از اینرو بعد از رسوب کلسیت، ته‌نشینی ژپس آغاز می‌شود؛ سپس اگر عناصر قلیایی خاکی بر یون سولفات غالب شوند، شورابه نوع Ca-Na-Cl تولید می‌شود که نمونه چنین شورابه‌هایی در دریاچه خشک برستول کالیفرنیا مطالعه شده‌است (Eugster and Hardie 1978; Warren 2006). همچنین نمونه این نوع شورابه با تیپ Na-Ca-Mg-Cl در حوض سلطان قم توسط فیاضی (Faayyazi 1991) شناسایی و تشریح شده‌است. در صورتی که یون سولفات غالب شود، همان‌طوری که در پلایای میقان مشاهده گردید، نوع شورابه حاصل Na-SO₄-Cl خواهد بود. کانی‌های شکل گرفته در این مسیر شامل ژپس، هالیت، گلوبریت، تئاردیت، میرابلیت و اپسومیت است. در واقع مسیر II، شورابه‌ای با ترکیب Ca-Na-Cl یا Na-SO₄-Cl ایجاد می‌کند. ترکیب آب‌های وارده قابل رؤیت و امروزی پلایای میقان، دارای مقدار بیکربنات بسیار پایین می‌باشد، بطوریکه $HCO_3 \ll Ca+Mg$ است. مسیر تکاملی شورابه پلایای میقان از آب‌های وارده به آن، مسیر II در دیاکرام تکامل شورابه (Eugster and Hardie 1978; Warren 2006) می‌باشد (شکل ۷). بر اساس شکل ۷، تیپ شورابه دریاچه در شرایط کنونی Na-SO₃-Cl می‌باشد که قابل مقایسه با داده‌های گزارش شده از دریاچه‌های Saline Valley و Dead Valley است (Eugster and Domagalski et al. 1989; Warren; Hardie 1978; Warren 2006). در نتیجه ترکیب شیمیایی آب‌های غالب وارده به حوضه، بایستی از نوع $HCO_3 \ll Ca+Mg$ باشد. با بررسی جداول ۱ و ۳ به‌رغم آنکه آب‌های قابل رؤیت وارده به حوضه دارای درصد یون‌های متفاوت می‌باشند، به‌طور میانگین آب‌های وارده به حوضه، دارای ترکیب

گفت که بهترین کار انجام شده در تفسیر روند تکامل شورابه‌ها مربوط به کارهای هاردی و اویگستر (Eugster and Hardie 1978) می‌باشد که در طی مطالعات گسترده خود نحوه تکامل شورابه را مورد بررسی قرار داده‌اند و اعلام داشته‌اند که سه نوع آب ورودی اصلی در تحولات شیمیایی آب در حوضه‌های بسته مؤثرند و در تعیین شورابه نهایی نقش دارند (شکل ۶).

- فرایند I حاکی از آب‌های ورودی با میزان پایین یون کلسیم و منیزیم برای شورابه آلکالن قلیایی می‌باشد. ترکیب آب‌های ورودی به حوضه‌ها دارای نسبت مولی خیلی بالا $HCO_3 / Ca+Mg$ است. این آب‌ها در حوضه رسوبی سبب رسوب کربنات‌های قلیایی خاکی و ایجاد شورابه‌های آلکالن غنی از یون‌های SO_4^{2-} ، CO_3^{2-} ، HCO_3^- ، K^+ ، Na^+ می‌گردند و ممکن است با تشکیل کانی‌های ترونا، ناترون، ناهکولیت، هالیت، میرابلیت و یا تئاردیت همراه باشند (Warren 2006). این نوع شورابه‌ها در دریاچه ماگادی^۱ توسط (Surdam and Eugster 1976) و همچنین در دریاچه‌های موجود در دره‌های آلکالی^۲ در اروگوئه و دریاچه مونو^۳ در کالیفرنیا مطالعه شده‌اند (Eugster and Hardie 1978; Warren 2006) که به‌طور عمده آب‌های رقیق متئوریک را شامل می‌شوند.

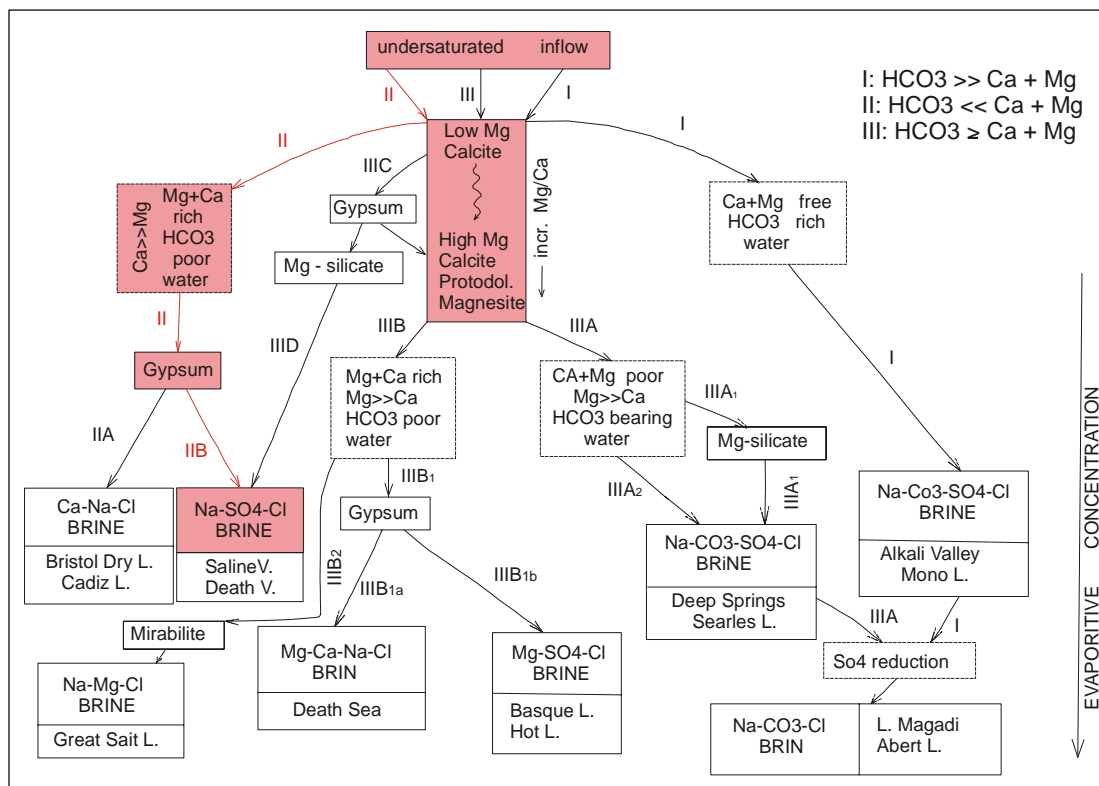
- در فرایند II، آب‌های ورودی اولیه فقیر از یون بیکربنات بوده و نسبت مولی آن خیلی پایین $HCO_3 \ll Ca+Mg$ است. در نتیجه شورابه حاصل از نوع کلروره و یا سولفات است. در این مسیر بیکربنات به سرعت حمل شده درحالی که خاک‌های قلیایی غنی می‌شوند.

1-Magadi
2-Alkali Valley
3-Mono lake

ایجاد شورابه نوع $\text{Na-CO}_3\text{-SO}_4$ شده و یا برعکس، در این صورت اگر یون سولفات صرف تولید میرابلیت گردد و یا بوسیله باکتری‌ها احیاء شود، شورابه‌ای از نوع Na-Mg-Cl ایجاد می‌شود. این نوع شورابه‌ها در دریاچه بزرگ نمک آمریکا (Eugster and Hardie 1978; Warren 2006) و همچنین در دریاچه مهارلو (لک ۱۳۸۶) گزارش شده‌اند. در غیر این صورت بعد از رسوب ژپس، یون سولفات غالب نبوده و شورابه‌ای از نوع Mg-Ca-Na-Cl ایجاد می‌گردد. اگر بعد از رسوب ژپس باز هم یون سولفات غالب باشد، شورابه‌های نوع $\text{Mg-SO}_4\text{-Cl}$ تولید می‌شود. قدرت یونی آب‌های اشباع از ژپس بین ۰/۷ تا ۰/۱۱ در تغییر است (Hardie and Eugster 1970).

به گونه‌ای که نسبت $\text{HCO}_3 \ll \text{Ca} + \text{Mg}$ هستند، وابسته به سازندهای زمین شناسی منطقه می‌باشد، در آب‌های زیرزمینی ناحیه آشتیان (سازندهای تبخیری-آواری دوران سوم شامل تشکیلات مارنی، گچی و آهک مارنی) کاهش چشمگیری نشان می‌دهد و در آب‌های ناحیه کرهرود (شیل، ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک و آهک‌های کرتاسه) تقریباً برابر است.

در فرایند III، در آب‌های ورودی اولیه هیچیک از یون‌های Ca^{2+} ، Mg^{2+} و HCO_3^- ($\text{HCO}_3 \geq \text{Ca} + \text{Mg}$) غالب نیستند. آب‌های ورودی دارای ترکیب یونی $\text{HCO}_3 \geq \text{Ca} + \text{Mg}$ است. در این مرحله یا آب‌ها فقیر از عناصر قلیایی خاکی و غنی از بیکربنات می‌شوند که باعث



شکل ۷- دیاگرام تکامل شورابه حاصل از آب‌های غیر دریایی (Eugster and Hardie, 1978; Warren, J., 2006).

شورابه پلایای میقان در مسیر II تکامل قرار دارد.

تعیین تیپ شورابه

روی سازندها و شستشوی یونهای آنها، طول مسیر، عامل زمان، کاهش شیب توپوگرافی، کاهش اندازه رسوبات، تبخیر شدن و تغلیظ تبخیری، تأثیر سنگ کف، ته نشینی کانیهای کم محلول مثل کلسیت، سیکل انحلال و ته نشینی کانیهای شور پوسته شوره زده و غیره می باشد.

منابع تأمین کننده یونهای پلایای میقان

شیمی اولیه آبهای وارد شده به حوضه های بسته، متأثر از لیتولوژی سنگها و رسوباتی است که در معرض هوازدگی قرار می گیرند و مدت زمان ماندگاری آبهای زیرزمینی درون سنگهای حوضه می باشد (Eugster and Hardie, 1978; Eugster 1980; Jones and Deocampo 2003). دانستن زمین شناسی حوضه های بسته، برای فهم شیمی آبها در مرحله اول ضروری است. آبهای سطحی و زیرزمینی، منابع تأمین کننده یونهایی است که در نهایت به صورت نمکها در حوضه رسوب می کنند. آبهای اسیدی سبب هوازدگی شیمیایی سنگهای سطحی حوضه آبریز می شوند. هوازدگی شیمیایی سنگهای مختلف با آبهای طبیعی کاتیونها و آنیونهای متفاوتی را تولید می کند.

آبهای رقیق حاوی مقداری یونهایی است که به صورت محلول وارد دریاچه می گردند؛ این املاح شامل K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} و آنیونهای Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} می باشد. براساس آنالیزهای جمع آوری شده توسط (White and Drake 1993; Cohen 2003) می توان موارد ذیل را عنوان کرد:

● آبهای در تماس با سنگهای آهکی دارای Ca (نسبت مولاری Ca/Na به بزرگی ۲۰) و HCO_3^- بالا و SiO_2 پایین (حدود ۱۰ ppm) می باشد و pH آنها به طور عادی قلیایی است.

برای تعیین تیپ شورابه ابتدا مقادیر کاتیونها و آنیونها بر حسب میلی اکی والان بر لیتر محاسبه گردید. سپس درصد مولی کاتیونها و آنیونها به طور مجزا محاسبه شد؛ به طوری که مجموع کاتیونها ۱۰۰ درصد و مجموع آنیونها نیز درصد گردد. یونهایی که مقدار آنها کمتر از ۵ درصد باشند، در نامگذاری به حساب نمی آیند و یونهای بین ۵ تا ۲۵ درصد، در داخل پرانتز نوشته می شوند و مقادیر بالای ۲۵ درصد منظور می گردد (Hardie and Eugster, 1970).

بر این اساس تیپ شورابه های کویر میقان $Na-Cl-SO_4$ می باشد که نشان دهنده افزایش میزان کلر، سولفات و سدیم به سمت مرکز پلایا یعنی جزیره مرکزی می باشد و از آنجایی که تیپ آبهای حاشیه پلایا (واقع در مسیر رودخانه های ورودی به پلایا متفاوت و به صورت $Na-(Ca)-(Mg) SO_4-Cl-(CO_3)$, $Na-(Mg)-(Ca) SO_4-(CO_3)-(Cl)$, $Na-Ca-(Mg) SO_4-CO_3-(Cl)$, $Na-Ca-(Mg) SO_4-Cl-(CO_3)$ می باشد، در کل می توان تیپ شورابه ها را از نوع $Na-Cl-SO_4$ در نظر گرفت. درحالی که جریانهای ورودی تقریباً رقیق مربوط به حاشیه حوضه از نوع $Na-(Ca)-(Mg) SO_4-Cl-(CO_3)$ می باشند و همان طوری که به سمت مرکز پلایا غلظت افزایش می یابد، کاهش در مقدار Mg , Ca , HCO_3^- و افزایش در مقدار SO_4 و به ویژه Cl و Na رخ می دهد که البته میزان کاهش مقادیر Mg , Ca , HCO_3^- نسبت به میزان افزایش مقادیر SO_4 , Cl و Na خیلی ناچیز بوده که می توان حتی این کاهش را به طور ثابت در نظر گرفت.

در کل تغییر ترکیب شیمیایی آبهای جوی از ابتدای زیر حوضه ها به سمت مرکز پلایا در جهت افزایش مجموع کاتیونها و آنیونها و افزایش املاح و غلظت آب به دلایلی از قبیل هوازدگی شیمیایی سازندها و تأثیر آب بر

متأثر از لیتولوژی و ترکیب شیمیایی سنگ‌های اطراف حوضه رسوبی می‌باشد که عبارتند از:

- سازندهای موجود در نواحی شمال، شمال شرقی و شرقی حوضه که شامل زیرحوضه‌های آشتیان، شهراب، ساروق و ابراهیم آباد می‌باشد، اساساً از سازندهای تبخیری-آواری دوران سوم شامل تشکیلات مارنی، گچی و آهک مارنی تشکیل شده‌اند (امامی، ۱۳۷۰؛ رادفر و همکاران ۱۳۸۳)، لذا از نظر میزان غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی سدیم، سولفات و کلر بالاترین رتبه را داشته و یون‌های منیزیم، کلسیم، بیکربنات در ردیف‌های بعدی قرار داشتند. البته با توجه به طولانی بودن مسیر و عدم یکنواختی سازندها در مسیر انتقال آب به پلایا به‌طور کلی اختلاف میان غلظت میانگین کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی نه در این زیر حوضه‌ها حتی در تمام قسمت‌های حوضه آبریز اراک کم می‌باشد.

- در سازندهای موجود در نواحی جنوب غربی، غرب، جنوب و جنوب شرقی حوضه که شامل زیرحوضه‌های کرهرود، مهرآباد و امان آباد است، سنگ‌های رخنمون یافته اساساً از شیل‌ها، ماسه سنگ‌های ژوراسیک و آهک‌های کرتاسه می‌باشند (امامی، ۱۳۷۰؛ رادفر و همکاران ۱۳۸۳)، که با توجه به این نوع لیتولوژی در جریان‌های آب ورودی رقیق میزان غلظت کلسیم و آنیون بیکربنات بیشتر بوده ولی مسئله اختلاف کم غلظت یون‌ها با یکدیگر همانند زیرحوضه‌های قبلی وجود دارد، به‌طوری‌که در آب‌های زیرزمینی رقیق حوضه در کل می‌توان تیپ آب را از نظر غلظت کاتیونی به صورت $Na > Ca \geq Mg$ و از نظر غلظت آنیونی به دو صورت $HCO_3 > SO_4 \geq Cl$ و $SO_4 \geq Cl > HCO_3$ طبقه‌بندی کرد.

● آب‌های در تماس با دولومیت مشابه آب‌های آهکی هستند اما دارای Ca و Mg در مقادیر مولاری مساوی می‌باشند.

● آب‌های در تماس با شیل‌ها، HCO_3 بالا داشته و بعضی از نظر SO_4 خیلی غنی هستند، Ca و Na کاتیون‌های غالب آنها بوده و pH ممکن است از حد اسیدی ۴ (غنی از سولفات) تا حد بازی ۹ (غنی از کربنات) متغیر باشد. TDS کاملاً بالا است، به‌ویژه برای آب‌هایی که از سولفات و کلرید غنی هستند.

● آب‌های در تماس با ماسه سنگ‌ها از نظر کاتیونی خیلی متغیر ولی از نظر آنیونی، HCO_3 غالب است، سیلیس پایین و pH نزدیک خنثی است.

● هوازدگی سنگ‌های آذرین اسیدی تولید آب‌های غنی از Ca, Na, HCO_3 و SiO_2 با pH نزدیک به خنثی را می‌کند.

● آب‌های در تماس با بازالت مشابه آب‌های آذرین اسیدی است، بجز اینکه Ca و Mg کاتیون‌های غالب هستند.

● آب‌هایی در تماس با سنگ‌های اولترابازیک از نظر Mg و HCO_3 غنی هستند و pH کمی قلیایی دارند.

● در آب‌های منشاء گرفته از سنگ‌های دگرگونی HCO_3 غالب است، درحالی‌که نسبت‌های کاتیونی به‌طور زیاد از یک نوع سنگ به دیگری متغیر است.

تغییرات اندک آب و هوا در دوره‌های زمانی مختلف سبب می‌گردد آب‌های ورودی و میزان تبخیر را متأثر نماید. دبی آب‌های ورودی تغییر می‌کند و در نتیجه تأثیر اساسی بر روی سطح آب دریاچه‌ها و پلایا می‌گذارد که خود سبب تغییر در ترکیب شورابه می‌گردد. شوری آب پلایای میقان به‌دلیل ترکیب شیمیایی آب‌های وارده به آن است که خود

نتیجه گیری

آب‌های ورودی به حوضه میقان دارای نسبت مولی $HCO_3/Ca+Mg < HCO_3$ پایینی هستند، به طوری که با ایجاد کربنات‌ها و ژپس و با غالب بودن یون سولفات نسبت به عناصر قلیایی خاکی، در نهایت شورابه $Na-SO_4-Cl$ را ایجاد کرده است. نوع شورابه نهایی ممکن است توسط عوامل مختلفی تغییر نماید، مثلاً در مناطقی که بیش از یک نوع منشاء آب ورودی دارند، تغییر نسبت حجم ورودی‌های مختلف در طول زمان، سبب تغییر شورابه حاصله می‌شود. همچنین سیکل مجدد نمک‌ها در بستر حوضه تبخیری، واکنش‌های دیاژنتیکی درون رسوب و همچنین انتشار یونی شورابه داخل سیالات فضای خالی (Saline pore fluid) باعث تغییراتی در نوع شورابه نهایی می‌شود.

در پلایای میقان پس از تشکیل کربنات‌ها و سولفات‌ها در قالب کانی‌هایی مثل کلسیت و ژپس در اطراف پلایا، در اثر عمل تغلیظ تبخیری، تکامل شورابه‌ها با ته‌نشینی کانی‌های شور با قابلیت حلالیت بالا به سمت مرکز پلایا انجام می‌شود.

سیکل مجدد نمک‌های موجود در پوسته‌های شور زده سطحی مکانیسم مهمی برای افزایش بار محلول شورابه‌های پلایای میقان محسوب می‌شود. وجود آب و هوای گرم و خشک در منطقه و میزان تبخیر زیاد و گسترش نهشته‌های نفوذناپذیر رسی-مارنی در قاعده رسوبات، تأثیرات بسیار

مهمی در افزایش تراکم یون‌های محلول و رسوب کانی‌های تبخیری هالیت، گلوبریت، تناردیت و میرابلیت دارد.

نقش سازنده‌های مختلف در ایجاد شوری این دریاچه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، به ویژه سازنده‌های ناحیه شمال و شمال شرقی حوضه رسوبی میقان و آب‌های زیرزمینی چاه‌های حوالی رودخانه فصلی آشتیان، از مهم‌ترین عوامل در تأمین یون‌های این شورابه هستند.

منشاء عمده یون‌های سولفات و کلر به لایه‌های تبخیری (لایه‌های گچی و نمکی) سازند قرمز فوقانی و منشاء اصلی یون سدیم به سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های آندزیتی و بازالتی ائوسن، اواخر میوسن و پلیوسن و همچنین به لایه‌های نمکی سازنده‌های قرمز فوقانی و قم مربوط می‌شوند. یون‌های کلسیم و منیزیم از سنگ آهک و دولومیت‌های کرتاسه، سنگ آهک مربوط به قم و نیز ترکیبات آهکی بین سازنده‌های دیگر در این منطقه نشأت گرفته‌اند. ترکیبات آهکی در سازنده‌های کل حوضه رسوبی میقان منشأ اصلی یون بیکربنات شورابه‌های منطقه می‌باشند. نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی شورابه پلایای میقان نشان داد که این دریاچه غنی شدگی نسبت به یون‌های Cl^- ، SO_4^{2-} و Na^+ را دارا است. فاکتور مؤثر بر ایجاد محلول‌های نهایی پلایای میقان عبارتند از: میزان ریزش جوی و واکنش آب‌های رقیق متئوریک با سنگ‌های موجود در حوضه و تبخیر.

منابع

۲- ترشیزیان، ح، ۱۳۸۸، تکامل شورابه‌ها و تشکیل کانی‌های تبخیری در پلایای ساغند ایران مرکزی، و مقایسه آن با دریاچه بزرگ نمک و حوضه دره مرگ در ایالات متحده. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ش. ۱، ص. ۴۳-۵۴.

۱- امامی، م.ه.، ۱۳۷۰، گزارش زمین شناسی چهار گوشه قم در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۷۹ص.

- 14- Eugster, H. P., 1984, Geochemistry and sedimentology of marine and non-marine evaporates: Science, Bold 77, p. 237-248.
- 15- Eugster, H. P., and L.A. Hardie, 1978, Saline lakes, In Lerman A.(Ed), Lakes, Chemistry, Geology and Physics: Springer Verlag, p. 237-293.
- 16- Eugster, H. P., and B. F. Jones, 1979, Behavior of major solutes during closed-basin brine evolution: American Journal of Science, v.279, p. 609-631.
- 17- Fayazi, F., 1991, Evaporates of the Howze Soltan lake basin: Ph.D. Thesis, University of East Anglia, 145p.
- 18- Garrels, R. M., and F. T. Mackenzie, 1967, Origin of the chemical composition of some springs and lakes, in Equilibrium Concepts in Natural Water Systems: Advances in Chemistry, American Chemical Society, v. 67, p. 222-242.
- 19- Fayazi, F., Lak, R., and M., Nakhaei, 2007, Hydrogeochemistry and brine evolution of Maharlou Saline Lake, Southwest of Iran: Carbonates and Evaporites, v.22, n. 1, p. 34-42.
- 20- Hadie, L. A., 1968, The origin of the recent non marine evaporate deposit of Saline Valley: California, Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 32, p. 1279-1301.
- 21- Hardie, L. A., and H. P. Eugster, 1970, The evolution of closed basin brines. Mineralogical: Society of America Special, v. 3, p. 273-290.
- 22- Herczeg, A. L., and W. B. Lyons, 1991, A chemical model for the evolution of Australian sodium chloride lake brine: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 84, p. 43-53.
- 23- Hsu, K. J. and C. Seigenthaler, 1969, Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem: Sedimentology, V. 12, p.11-26.
- 24- Jones, B. F., 1965, The hydrology and mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County, California: U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 502, p.A1-A56.
- 25- Jones, B. F., and D. M. Deocampo, 2003, Geochemistry of saline lakes, In Treatise on Geochemistry: Elsevier, v. 5 (Drever, J.I.), p. 393-424.
- 26- Jones, B. F., and A. S. Vandenburg, 1966, Geochemical influences on the chemical character of closed basins: IAHS Symp. Garda, Hydrol. Lakes Reservoirs, v. 70, p. 435-446.
- ۳- رادفر، ج.، ر. کهنسال و ص. ذولفقاری، ۱۳۸۳: سازمان زمین شناسی کشور: نقشه زمین شناسی اراک، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰.
- سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۰: نقشه زمین شناسی قم، مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰.
- ۴- سازمان هواشناسی کشور، آمار و اطلاعات، به نشانی: <http://www.irimo.ir/farsi/amar>.
- ۵- لک، ر.، ۱۳۸۶، بررسی رسوب شناسی، هیدرووشیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو، شیراز: رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۸۸ ص.
- ۶- مهاجرانی، ش.، ۱۳۷۷، رسوب شناسی کویر میقان با نگرشی ویژه بر منشأ و نحوه گسترش نهشته های تبخیری: رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۱۴ ص.
- 7- Ayora, C., D.L. Cendron, C.y. Taberner, and J.J. Pueyo, 2001, Brine- mineral reactions in evaporate brines: Geology, v. 9, no. 3, p. 251-254.
- 8- Cohen, A.S., 2003, Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems: Oxford university press, 500p.
- 9- Drever, J. I., 1982, The Geochemistry of Natural Waters: Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 388p.
- 10- Drever J. I., and C. L. Smith, 1978, Cyclic wetting and drying of the soil zone as an influence on the chemistry of ground water in arid terrains: American Journal of Science, v. 278, p.1448-1454.
- 11- Domagalski, J.L., P. Eugster, and B. F. Jones, 1990, Trace metal geochemistry of Walker, Mono, and GREAT salt Lakes. In R.J. Spencer and I.M. Chou (Eds), Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster: Special Publication Geochemical Society, San Antonio, v. 2 315-354p.
- 12- Domagalski, J. L., W.H. Orem, and P. Eugster, 1989, Organic geochemistry and brine composition in Great Salt, Mono, and Walker Lakes: Geochimica et Cosmochimica Acta, v.53, p. 2857-2872.
- 13- Eugster, H. P., 1980, Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v .8, p. 35-63.

precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad: Iran, Quaternary Research, v. 66, p.494-500.

40- Surdam, R. C., and H.P. Eugster, 1976, Mineral reaction in sedimentary deposits of Lake Magadi region, Kenya: Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1739-1752.

41- Warren, J., 2006, Evaporates: Sediment, Resources and Hydrocarbons: Springer, 1035p.

42- Wasylikowa, K., A. Witkowski, A. Walanus, A. Hutorowicz, S. W. Alexandrowicz, and J.L. Langer, 2006, Paleolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications: Quaternary Research, v. 66, p. 477-493.

43- White, K., and N. Drake, 1993, Mapping the distribution and abundance of gypsum in south-central Tunisia from Landsat Thematic Mapper data: Zeitschrf fur Geomorphologie, v. 37, p. 309-325.

27- Krinsley, D. B., 1970, Geomorphological and paleoclimatological Studies of the Playa of Iran: US Government Printing Office Washington D.C., p. 20,402.

28- Li, J., and T.K., Lowenstein, 1995, Death Valley salt core evaporate minerals as climate indicators: Geology Society of American Annual Meeting Abstract with Programs.

29- Lowenstein, T.K., Li, J., and C. Brown, 1998, Paleotemperature from fluid inclusions in halite, Death valley: Chemical Geology. v. 150, no. 3-4, p. 223-245.

30- Lowenstein, T. K., R. J. Spencer, and P. Zhang., 1989, Origin of ancient potas evaporates; clues from the modern Qaidam Basin, western China: Science, v. 245, p. 1090-1092.

31- Moore, G. W., 1960, Origin and chemical composition of evaporate deposits: U.S. Geological Survey Open-File Rep. 174p.

32- Peuyo, J.J., and M. Ingles-Urpinell, 1987, Substrate mineralogy, pore brine compositions and diagenetic processes in playa lakes of Los Monegros and Bajo Aragon, Spain. In: Geochemistry and Mineral Formation in the Earth Surface (Eds R. Rodriguez-Clemente and Y. Tardy), CSIC-CNRS, Granda, p.351-372.

33- Piper, A. M., 1944, A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis: Trans., Am. Geophys. v 25, p 914-923.

34- Rosen, M.R., 1994, The importance of ground water in playa, a review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas: Geological society of America, v. 289. p. 1-18.

35- Sinha, R., and B. C. Raymahashay, 2004, Evaporite mineralogy and geochemical evolution of the Sambhar Salt Lake, Rajestan, India: Sedimentary Geology., V.166, p. 59-71.

36- Smith, C. L., and J. I. Drever, 1976, Controls on the chemistry of spring at Teels Marsh, Mineral Country, Nevada: Geochemica et Cosmochimica Acta, v. 40, p. 1081-1093.

37- Spencer, R.J., H.P. Eugster, B.F. Jones, and S.L. Rettig, 1985, Geochemistry of Great Salt Lake, Utah I: Hydrochemistry since 1850. U.S. Geol. Surv, v. 49, p. 727-737.

38- Spencer, R.J., T.K. Lowenstein, E. Casas, and Z. Penxci, 1990, Origin of potash salts and brines in the Qaidam Basin, China: Geochem. Soc. Spec. Publ, Bold 2, p. 395-402.

39- Stevens, L. R., Ito, E., A. Schwalb, and H.E. Wright Jr, 2006, Timing of atmospheric