

پetroگرافی انواع دولومیت‌ها، بررسی دیاژنز، مرز احتمالی سازند شهبازان - آسماری و تفکیک رخساره ها بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی دولومیکرایت‌ها، شواهد پetroگرافی و روشهای آماری در برش دارابی (جنوب غرب ایران)

اسدعبدی، دانشجوی کارشناسی/ارشد دانشگاه شهید بهشتی*
محمد حسین آدابی، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران

چکیده

سازند شهبازان به سن ائوسن میانی تا بالایی از توالیهای دولومیت، آهک دولومیتی و مارن تشکیل گردیده است. برش مورد مطالعه در جنوب غرب ایران در منطقه لرستان واقع شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پetroگرافیکی (اندازه دانه ها و فابریک) چهار نوع دولومیت تشخیص داده شده است. در دولومیکرایت (دولومیت I) با توجه به وجود قالبهای تبخیری، پلوئید و لامینه‌های جلبگی مشخص شد که دولومیکرایت های سازند شهبازان در یک پهنه جزر و مدی نهشته شده است و دولومیت های ثانویه (نوع II، III، IV) در طول دیاژنز تدفینی کم عمق تا عمیق شکل گرفته اند. با استفاده از آنالیز عنصری دولومیکرایت‌ها مشخص شد که ۱- در محیط های دیاژنزی با افزایش فرایند دیاژنزی در دولومیکرایت ها، میزان Mg، Fe و Mn افزایش و همزمان میزان Sr، Ca و Na کاهش می یابد ۲- در مرز احتمالی بین سازند شهبازان و آسماری بر اساس تغییر در ترکیب کانی شناسی و فرایند انحلال، میزان Sr، Ca و Na افزایش و میزان Mg، Mn و Mn/Ca کاهش یافته است و ۳- بر اساس گروه بندی داده های ژئوشیمیایی با استفاده از آنالیز خوشه ای و مشخصات پetroگرافی چهار گروه متفاوت ایجاد شد که نشان دهنده خصوصیات متفاوت از محیط رسوبی هستند. واژه های کلیدی: دولومیت، سازند شهبازان - آسماری، دولومیکرایت

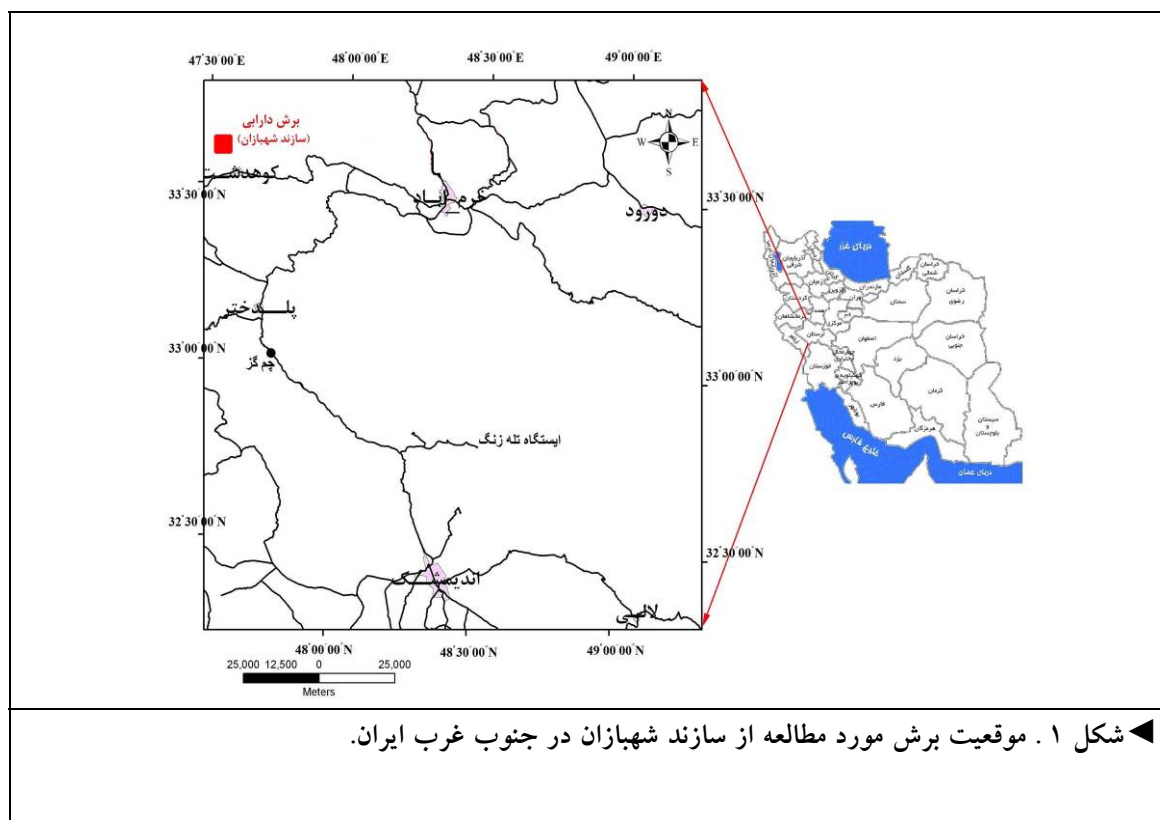
مقدمه:

دولومیت در اشکال و انواع مختلف آن مهمترین اجزای سنگی تشکیل دهنده سنگهای کربناته به شمار می‌رود. بطور کلی دولومیت‌ها به دو صورت اولیه و ثانویه تشکیل می‌شوند که نوع ثانویه آن بلافاصله بعد از ته نشینی و یا مدتی طولانی بعد از رسوبگذاری تشکیل می‌گردد و دولومیت اولیه بطور مستقیم از آب دریا رسوب می‌نماید. در دولومیت‌های اولیه معمولاً اثراتی از بافت‌های رسوبی اولیه مانند اینتراکلاست، لامینه‌های جلبگی (؟)، تبخیرهای ریزیلور، پلئیدها و خرده‌های اسکلتی (Zenger and Dunham 1988) دیده می‌شود. البته به علت دخالت موانع و فاکتورهای جنبشی تشکیل آن به صورت اولیه در سطح وسیعی انجام نمی‌گیرد (Tucker and Wright 1990). از جمله عواملی که مانع رسوبگذاری مستقیم دولومیت از آب دریا می‌گردند می‌توان به موارد زیر اشاره نمود: ۱- قدرت یونی بالای آب دریا و سرعت رسوبگذاری سریع کربنات‌ها ۲- هیدراسیون و آبدار شدن یون منیزیم ۳- فعالیت پایین یون کربنات ۴- ساختمان بلوری دولومیت و آرایش و نظم آن. ضمناً تأثیر موانع مذکور با تبخیر آب دریا، اختلاط آن با آب‌های دیگر، بالا رفتن دما، پایین آمدن محتوای سولفات به مقدار قابل توجهی کاهش می‌یابد (Tucker and Wright 1990). در این مطالعه از

شواهد پتروگرافیکی، ژئوشیمیایی و روش‌های آماری برای تشخیص انواع دولومیت‌ها، منشأ دولومیت‌ها، روند دیانژر در دولومیکرایتها، تشخیص مرز احتمالی بین سازند شهبازان-آسماری و گروه بندی داده‌ها استفاده شده است.

زمین شناسی منطقه:

مقطع تیپ سازند شهبازان در ۴۵ کیلومتری اندیمشک شناسایی شده است. سازند شهبازان با سن ائوسن میانی تا ائوسن بالایی در زون انتقالی بین محیط رودخانه‌ای کشکان و دریایی پابده تشکیل شده است (Alavi 2004) و دارای لیتولوژی غالب دولومیت، آهک‌های دولومیتی و میان لایه‌های مارن با رنگ هوازده سفید تا قهوه‌ای با سیمای نازک لایه تا ضخیم لایه می‌باشد که به طور ناپیوسته بر روی سازند آواری کشکان و به طور ناپیوسته در زیر سازند آسماری قرار گرفته است. سازند مورد مطالعه با سازندهای کشکان، تله‌زنگ، پابده و سازند جهرم ارتباط بین انگشتی دارد (Alavi 2004). در این تحقیق یک برش از سازند شهبازان در شمال کوه‌دشت (برش دارابی) که دارای ضخامت ۱۴۰ متر است انتخاب شده است.



روش مطالعه

۱- مطالعات پتروگرافی

دولومیت در اشکال و انواع مختلف یکی از مهمترین سنگهای تشکیل دهنده سازند شهبازان به شمار می رود. برای نامگذاری دولومیتها از تلفیقی از طبقه بندی های فریدمن (Friedman 1965)، سیبلی و گرگ (Sibley and Gregg 1987) و مازولو (Mazzullo 1992) استفاده شده است. تنوع مختلف دولومیتها می تواند بازتابی از زمان تشکیل، منشأ و یا ترکیب سنگ آهک اولیه باشد. دولومیتها سازند شهبازان بر اساس فابریک، توزیع اندازه بلورها (یونی مدال یا پلی مدال) و شکل مرز بلورها (مسطح یا غیر مسطح)، به چهار گروه مختلف تقسیم شده اند. اندازه بلورها بوسیله انرژی رشد و هسته سازی کنترل می شود، در حالیکه شکل مرز بلورها تحت تاثیر رشد بلورها است (Sibley and Gregg 1987). بطورکلی در دمای پایین

به منظور انجام مطالعات پتروگرافیکی تعداد ۱۵۰ نمونه از دولومیتها سازند شهبازان با توجه به تغییرات لیتولوژی انتخاب و مقاطع نازک از آنها تهیه و مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفته است. تمامی مقاطع نازک توسط محلول آلیزارین قرمز (ARS) و فروسیانید پتاسیم به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش (Dickson 1965) رنگ آمیزی شده اند. جهت بررسی مرز احتمالی بین سازند شهبازان و آسماری ۴۰ عدد از دولومیتها اولیه برش دارایی جهت آنالیز عنصری (Sr, Na, Fe, Ca, Mg and Mn) از بین د انتخاب گردید. این نمونه ها در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی با دستگاه AAS مورد آزمایش قرار گرفتند و سپس با استفاده از نرم افزار MINITAB14 به بررسی شباهت و گروه بندی داده ها پرداخته شده است.

درجه حرارت کم و نزدیک سطح تشکیل شده اند (Gregg and Shelton 1990). اصولاً این دولومیتها همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محدوده سوپراتایدال تا بالای اینترتایدال تشکیل گردیده اند (Adabi 2002).

۲-۱-۱- دولومیتهاي ریز بلور (دولومیکرواسپارایت)

دولومیتهاي نوع دوم عمدتاً از بلورهاي متراکم و هم اندازه (unimodal) نیمه شکل دار تا بی شکل و دارای مرزهاي بین بلوري مسطح (planar-s) تشکیل شده است (شکل ۴ a,b). اندازه آنها بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۴۵ میکرون) است. این نوع دولومیتها معادل بافت هیپیدیوتاپیک (Friedman 1965)، ایدیوتاپیک (Gregg and Sibley 1984) و مسطح (Mazzullo 1992) است. دولومیکرواسپارایتها معمولاً از جانشینی سنگهای آهکی و یا از تبلور مجدد دولومیکرایتها به وجود می آیند (Adabi 1996)، این فرایند ممکن است به صورت ناقص و یا کامل انجام گیرد.

۳-۱-۱- دولومیت هاي متوسط بلور (دولواسپار)

این نوع دولومیت عمدتاً به صورت موزایک هاي هم اندازه متراکم و دارای مرزهاي مسطح نیمه شکل دار تا بی شکل تشکیل شده است (شکل ۵ a,b). این نوع دولومیت معادل دولومیت هیپیدیوتاپیک (Friedman 1965)، ایدیوتاپیک - S (Gregg and Sibley 1984) و دولومیت با بافت مسطح نیمه شکل دار (Gregg and Sibley 1987) می باشد. اندازه بلورها ۷۰ تا ۲۶۰ میکرون (میانگین ۲۲۰ میکرون) در تغییر است. دولومیت نوع سوم باعث تخریب بافتهاي رسوبي اولیه می شود و در نتیجه شناسایی بافتهاي اولیه رسوبي مانند آثار جلبگی، پلئید و ... بسیار مشکل است. این نوع دولومیت معمولاً از جانشینی سنگهای آهکی قبلی و یا از

دولومیت هاي با سطوح بلوري صاف (planar) و بلورهاي شکل دار (euheidal) تا نیمه شکل دار (subheidal) رشد می کند، در حالیکه در دمای بالاتر (بین ۵۰-۱۰۰ درجه) سطوح بلوري غیر هم سطح (nonplanar) و بلورهاي بی شکل (anhedral) توسعه می یابند (Gregg and Sibley 1984; Gregg and Shelton 1990).

۱-۱ انواع دولومیتها:

با توجه به مطالعات پتروگرافی انجام شده در سازند شهبازان چهار نوع دولومیت به شرح زیر شناسایی شد:

۱-۱-۱ دولومیتهاي خیلی ریز بلور یا دولومیکرایت

این نوع دولومیت که تحت عنوان دولومیت نوع اول معرفی شده است از بلورهاي بی شکل تشکیل گردیده و ۸۵ درصد از دولومیتهاي سازند شهبازان را تشکیل داده است (شکل ۳ a,b). اندازه بلورهاي دولومیت بین ۵ تا ۱۶ میکرون (میانگین ۱۱ میکرون) در تغییر می باشد. دولومیکرایتها معمولاً متراکم و رنگ خاکستری تیره دارند. این نوع بافت معادل بافت xenotopic (Friedman 1965)، nonplanar-A (Mazzullo 1992) و xenotopic-A (Gregg and Sibley 1984) می باشد. در این دولومیتها معمولاً خرده هاي اسکلتی، پلئیدها، آثاری از لامینه هاي جلبگی و قالبهاي تبخیریهاي ریز دیده می شود (شکل ۲ a,b,c,d). بطور کلی اندازه بلورهاي دولومیت می تواند برای تشخیص دولومیتهاي دیاژنتیک اولیه از ثانویه مورد استفاده قرار گیرد (Amthor and Friedman 1992; Ye and Mazzullo 1992). با توجه به فابریک و اندازه کریستالی بسیار ریز و حفظ شدگی بافتهاي رسوبي اولیه به نظر می رسد که دولومیتهاي نوع اول تحت شرایط

۲- منشأ دولومیتها:

تعیین منشأ دولومیتها ساده نیست زیرا دولومیتها در شرایط متفاوتی تشکیل می‌شوند. دولومیتها می‌توانند به صورت اولیه، دیاژنتیکی یا در فاز هیدروترمالی تشکیل گردند (Shinn et al. 1965; Shukla and Baker 1988; Mazzullo 2000; Machel 2000). که به شرح زیر هستند:

۱- دولومیتهایی که تقریباً همزمان با رسوبگذاری و همراه با کانیهای تبخیری در مراحل اولیه تشکیل می‌شوند (دولومیت نوع اول): معمولاً این دولومیتها جانشین آراگونیت یا کلسیت دارای منیزیم زیاد (HMC) اولیه می‌شوند (Land 1985)، مقدار آهن و استرانسیم در آنها به ترتیب پایین تر و بالاتر است.

مکانیزمهای متفاوتی برای تشکیل این دولومیتها ارائه شده است:

- در مناطق کم عمق توسط پمپاژ جزرومدی (tidal

pumping) (Bush 1973; Carballo et al. 1987)

- جریانبات برگشتی (seepage reflux) (Adams and Rhodes 1960).

- مقدار منیزیم لازم برای تشکیل این دولومیتها از واکنش یون کربنات حاصل از انحلال کلسیت با یون سولفات و یا ته نشینی ژپس و یا انیدریت تامین می‌گردد (Warren 1999).

- تشکیل دولومیکرایتها در رسوبات غنی از مواد آلی در جایی که سولفاتها به طور وسیعی احیا می‌شوند و فرایند متانوزنرخ می‌دهد (Mazzullo 2000). در سازند شهبازان با توجه به همراهی دولومیکرایتها با بافتهای اولیه رسوبی (آثار جلبگی، پلوئید، خرده های بایو و فالبهای تبخیری ریز) که نشان دهنده محیط ساحلی می‌باشند به نظر می‌رسد که منیزیم لازم برای دولومیکرایتها از طریق

تبلور مجدد دولومیتهای تشکیل شده اولیه در زیر دمای بحرانی یعنی کمتر از ۶۰ درجه سانتی گراد حاصل شده است (Gregg and Shelton 1990; Mazzullo 1992).

۴-۱-۱- سیمان دولومیتی پرکننده حفرات

این نوع دولومیت از بلورهای درشت بلور شفاف و اغلب شکل دار با مرزهای مسطح تشکیل شده و به صورت سیمان فضاها، کوچک و بزرگ و شکستگی ها را پر نموده است. اندازه بلورهای این سیمان دولومیتی متفاوت بوده (بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون) و اغلب بستگی به اندازه فضاها، موجود دارد. این نوع دولومیتها در دمای کمتر از ۶۰-۵۰ درجه تشکیل می‌شوند (Mazzullo 1992). دولومیت درشت بلور اسپاری پرکننده حفرات در شرایط دفنی کم عمق یعنی در مراحل آخر دیاژنز تشکیل می‌شود (Mutti 1990)، (شکل a,b, ۶). نوعی دیگر از سیمان دولومیتی پرکننده حفرات، دولومیت زین اسبی است که دارای خاموشی موجی و کلیواژ خمیده است (شکل a,b, ۷). دولومیت زین اسبی معمولاً در مرحله آخر دیاژنز و به وسیله سیالات شور و گرم (Coniglio et al. 1994; Drivet and Mountjoy 1997; Lumsden and 2000; Yoo et al. 1997; Lloyd 2000). و در دمای بالاتر از ۶۰-۵۰ تشکیل می‌شود (Mazzullo 1992). این نوع دولومیت در شرایط تدفین عمیق حاصل می‌شود. اگر چه دولومیتی شدن در مراحل تدفینی در اعماق به علت ناکافی بودن یون منیزیم مورد انتقاد قرار گرفته است (Morrow 1982; Land 1985) اما مقالات منتشر شده حاکی از این است که دولومیتی شدن در اعماق مختلف به طور گسترده ای صورت می‌گیرد (Lee and Fridman 1987; Machel and Anderson 1989; Barnaby and Read 1992).

۳-۱-۱-۱-۱ کلسیم و منیزیم :

در محیط های دیاژنزی با توجه به افزایش عمق دیاژنز و دولومیتی شدن میزان منیزیم افزایش و میزان کلسیم کاهش می یابد. مقدار کلسیم و منیزیم به ترتیب دارای میانگین ۲۴.۵ و ۱۰.۶ درصد است که در مرزهای سکانسی به دلیل تغییر ترکیب کانی شناسی و فرایند انحلال میزان کلسیم افزایش و میزان منیزیم کاهش می یابد (شکل ۸).

۳-۱-۲-۱-۲ استرانسیم

در محیط های دریایی با افزایش عمق مقدار استرانسیم کاهش می یابد و این روند در ارتباط با ترکیب کانی شناسی اولیه است. بطوریکه مقدار استرانسیم در آراگونیتها بیشتر از مقدار استرانسیم در کلسیتها است (Veizer 1983)، زیرا استرانسیم ترجیحاً در شبکه آراگونیت وارد می شود (Veizer 1983; Morrison and Brand 1987). در سازند شهبازان مقدار Sr دارای میانگین ۱۷۹ پی پی ام است. از آنجایی که استرانسیم جایگزین کلسیم در کربناتها می گردد و مقدار کلسیم در دولومیتها نصف مقدار آن در کلسیت ها است، به همین سبب تمرکز استرانسیم در دولومیتها نصف مقدار کلسیت می باشد (Rao 1996). در سازند شهبازان دولومیکرایت هایی که دارای استرانسیم کمتر و منیزیم بیشتری هستند، دیاژنز تدفینی عمیق تری را تحمل کرده اند (شکل ۹).

۳-۱-۳-۱-۳ سدیم

مقدار سدیم به ترتیب در آراگونیت و بعد در کلسیت و در نهایت در دولومیت زیادتر است (Veizer 1983). در سازند شهبازان مقدار سدیم دارای میانگین ۱۲۴ پی پی ام است که پایین بودن مقدار سدیم در سازند شهبازان به دلیل شبکه تبلور دولومیتها است. مقدار سدیم در شبکه تبلور دولومیت ها نصف میزان سدیم در کلسیت ها است

پمپاژ آب دریا به درون رسوبات ساحلی تامین شده است.

۲- دولومیت های حاصل از تبلور دوباره دولومیکرایت اولیه (دولومیت نوع دوم، سوم):

در مورد دولومیت های رمبوندری پراکنده در زمینه میکرایتی که به احتمال زیاد در مراحل تدفین کم عمق تشکیل می شود، منیزیم احتمالاً از آب های بین دانه ای بر اثر انحلال کلسیت دارای منیزیم زیاد حاصل شده است

(Cander et al. 1988; Mukhopodhyay et al. 1996).

۳- دولومیت های زین اسبی و دولومیت های با خاموشی موجی:

دولومیت های زین اسبی يك کانی دفنی متداول در پلاتفرم های کربناته است

(e.g. Zeeh et al. 1995; Al-Aasm et al. 2000). در کربناتها، دولومیت های زین اسبی به طور متداول در شرایط تدفینی عمیق و به وسیله سیالات شور و گرم تشکیل می شود (Coniglio et al. 1994; Drivet and Mountjoy, 1997; Lumsden and Lloyd 1997; Yoo et al. 2000). این دولومیت ها می توانند در ارتباط جانبی با قالیهای تبخیری در شرایط دفنی کم عمق نیز تشکیل شوند (Mutti 1990).

۳- مطالعات ژئوشیمیایی

در مطالعات ژئوشیمیایی به بررسی روند عناصر در ارتباط با محیط های دیاژنزی، تفکیک مرز احتمالی سازندهای شهبازان و آسماری و بررسی شباهت و گروه بندی داده ها با استفاده از تجزیه و تحلیل آماری پرداخته شده است. کلیه داده های عناصر اصلی و فرعی در جدول ۱ آورده شده است.

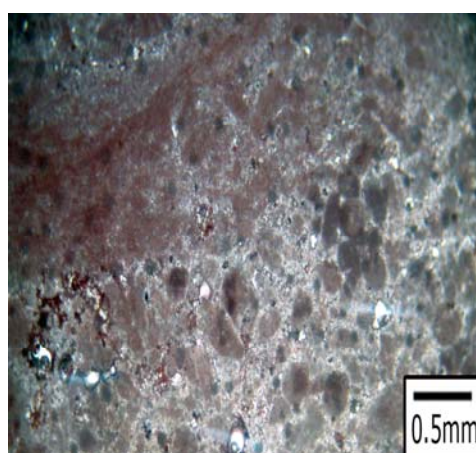
۳-۱-۱-۱-۱ آنالیز عنصری (سازند شهبازان)

شهبازان به دلیل عملکرد فرایندهای دیاژنزی کمتر است که باعث شده دولومیکرایتها نسبت به دولومیت‌های ثانویه دارای مقدار آهن و منگنز کمتری باشند. نمونه‌های که دیاژنز تدفینی عمیق تری را تحمل کرده اند میزان آهن و منگنز بیشتری دارند (Winefield et al. 1996) بنابراین می‌توان گفت که دولومیکرایت‌هایی که دارای آهن، منگنز و منیزیم بیشتری هستند، دیاژنز دفنی عمیق تری را نسبت به سایر دولومیکرایت‌های دیگر تحمل کرده اند (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).

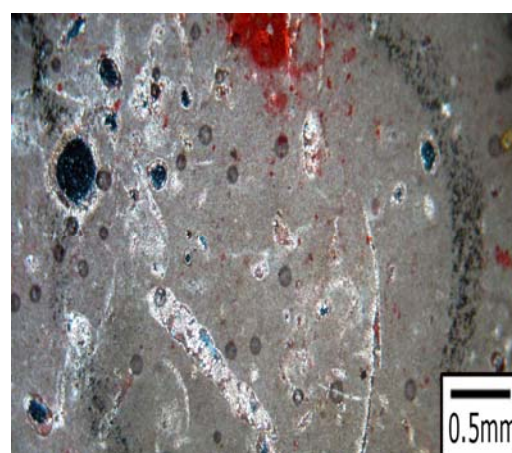
(Rao 1996). است. با افزایش دیاژنز و دولومیتی شدن میزان سدیم کاهش می‌یابد (Winefield et al. 1996). در سازند شهبازان نمونه‌های دولومیکرایتی که دارای منیزیم بیشتر و سدیم کمتری هستند، احتمالاً دیاژنز دفنی عمیق تری را تحمل کرده اند (شکل ۱۰).

۳-۱-۴ آهن و منگنز

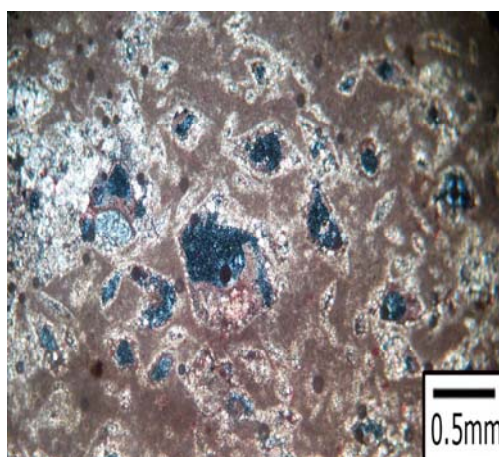
آهن و منگنز ترجیحاً در شبکه دولومیت‌ها بیشتر وارد می‌شود (Veizer 1983). در سازند شهبازان مقدار آهن و منگنز به ترتیب دارای میانگین ۴۱۹ پی‌پی‌ام و ۳۸۱ پی‌پی‌ام می‌باشد، که پایین بودن آهن و منگنز در سازند



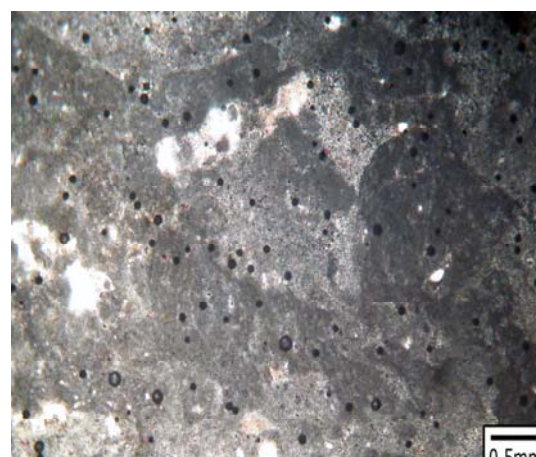
شکل ۲b نمایی از پلوئیدها



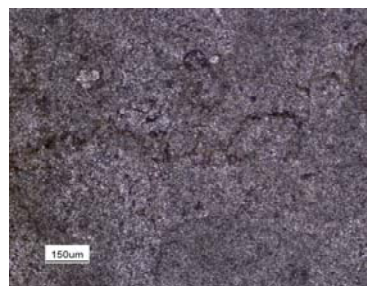
شکل ۲a نمایی از خرده‌های اسکلتی



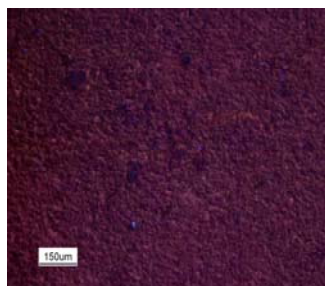
شکل ۲d نمایی از قالب‌های تبخیری شکل



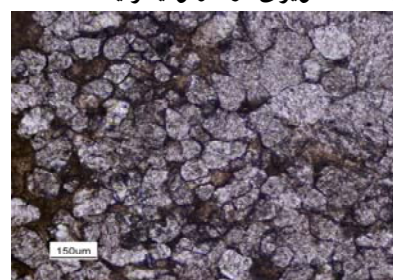
شکل ۲c نمایی از آثار جلبگی



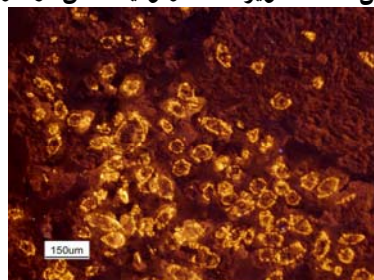
شکل ۳a تصویری از دولومیکرایت



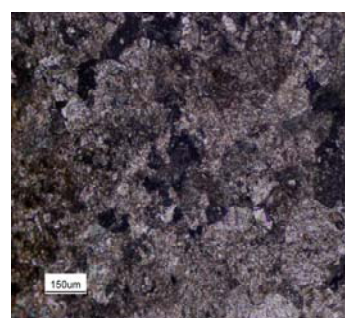
شکل ۳b تصویر کاتدولومینسانس از دولومیکرایت



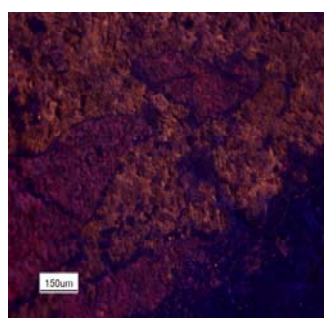
شکل 4a تصویری از دولومیکرواسپارایت



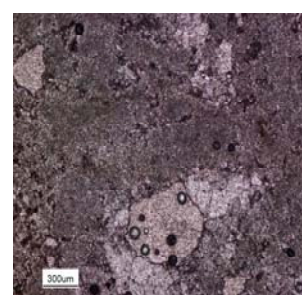
شکل 4b تصویر کاتدولومینسانس از دولومیکرواسپارایت.



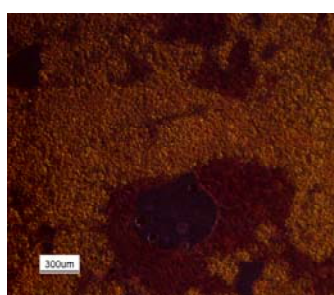
شکل 5a تصویری از دولواسپارایت



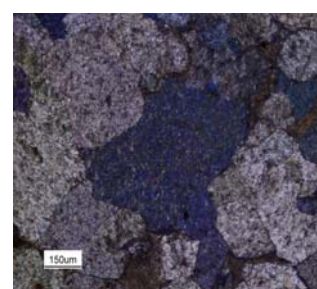
شکل 5b تصویر کاتدولومینسانس از دولواسپارایت



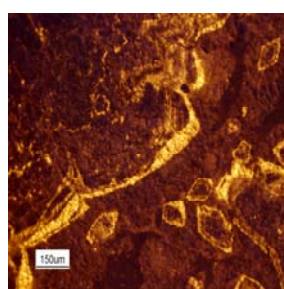
شکل 6a تصویری از دولومیت پرکننده حفرات



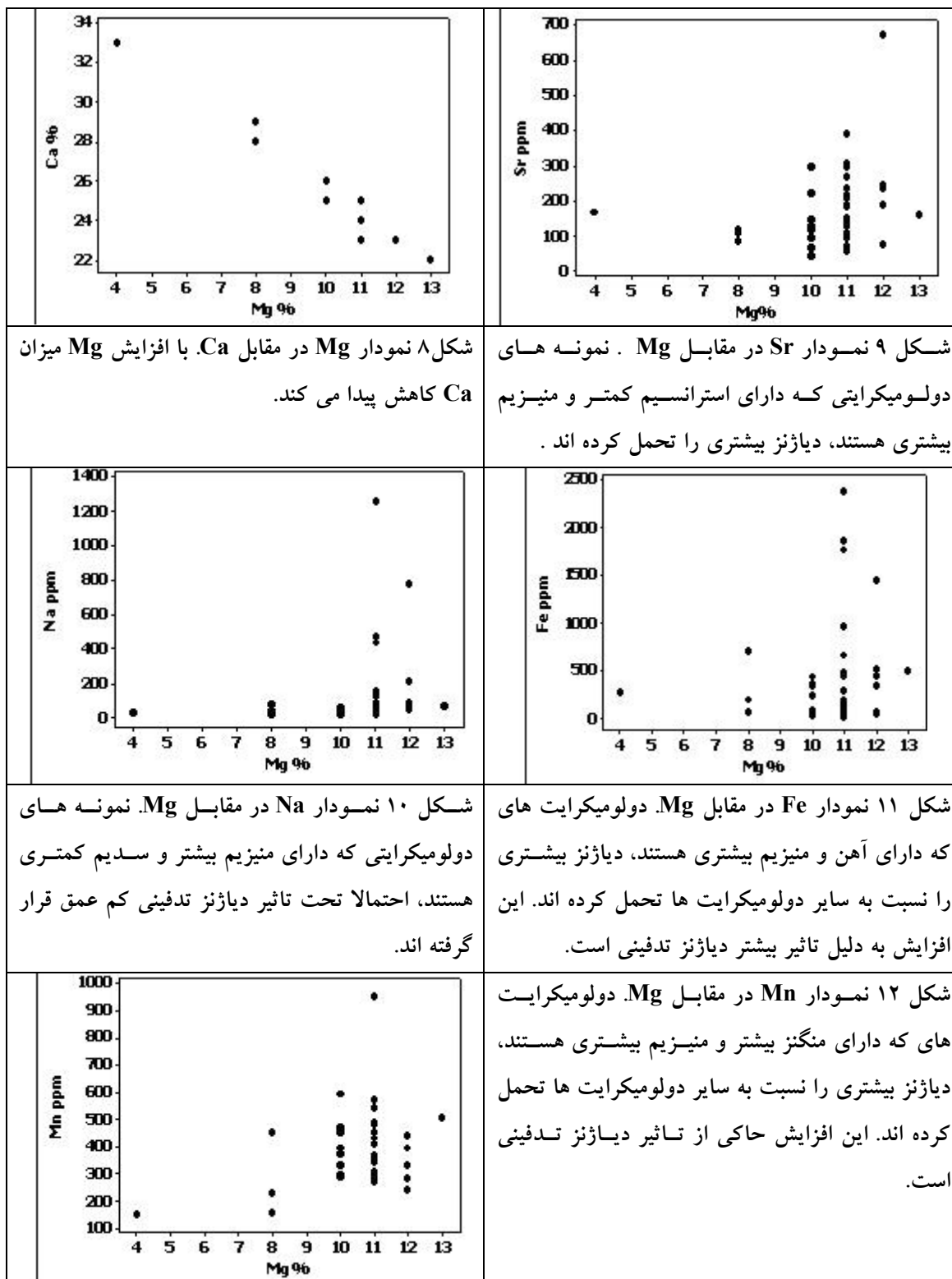
شکل 6b تصویر کاتدولومینسانس از دولومیت پرکننده حفرات



شکل 7a نمایی از دولومیت زین اسبی



شکل 7b تصویر کاتدولومینسانس از دولومیت زین اسبی



Sample No.	IR%	Mg%	Ca%	Mn (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)
1	15.00	11.00	24	290.00	1256.00	2378.00	305.000
2	13.00	12.00	23	392.00	780.00	1444.00	241.00
3	12.00	12.00	23	440.00	77.00	333.00	243.00
4	15.00	10.00	25	294.00	36.00	90.00	223.00
5	11.00	11.00	24	569.00	31.00	52.00	212.00
6	10.00	11.00	24	485.00	20.00	66.00	215.00
7	10.00	11.00	23	949.00	39.00	79.00	269.00
8	10.00	11.00	23	366.00	46.00	14.00	295.00
9	12.00	10.00	25	333.00	36.00	36.00	296.00
10	10.00	12.00	23	330.00	45.00	44.00	235.00
11	10.00	0.00	0	239.00	62.00	72.00	672.00
12	14.00	11.00	24	292.00	152.00	171.00	390.00
13	12.00	12.00	23	281.00	211.00	447.00	189.00
14	17.00	11.00	25	477.00	471.00	1765.00	234.00
15	11.00	11.00	24	305.00	77.00	476.00	71.00
16	11.00	11.00	23	428.00	439.00	1868.00	208.00
17	11.00	11.00	23	452.00	84.00	432.00	188.00
18	8.00	11.00	24	409.00	67.00	281.00	182.00
19	12.00	11.00	23	341.00	45.00	149.00	183.00
20	9.00	11.00	23	541.00	24.00	46.00	143.00
21	22.00	11.00	24	363.00	18.00	76.00	151.00
22	31.00	10.00	25	290.00	21.00	21.00	130.00
23	23.00	8.00	28	231.00	17.00	65.00	107.00
24	19.00	11.00	24	307.00	28.00	79.00	130.00
25	25.00	11.00	25	296.00	24.00	76.00	109.00
26	26.00	11.00	24	429.00	22.00	188.00	105.00
27	36.00	10.00	26	372.00	58.00	430.00	145.00
28	31.00	11.00	25	357.00	48.00	113.00	93.00
29	31.00	10.00	25	468.00	41.00	236.00	94.00
30	20.00	8.00	29	450.00	38.00	187.00	118.00
31	32.00	10.00	25	593.00	30.00	352.00	43.00
32	19.00	10.00	25	453.00	41.00	340.00	116.00
33	29.00	13.00	22	506.00	66.00	486.00	163.00
34	19.00	10.00	25	395.00	53.00	326.00	67.00
35	24.00	4.00	33	152.00	33.00	264.00	168.00
36	20.00	8.00	28	156.00	78.00	709.00	85.00
37	5.00	11.00	25	287.00	76.00	655.00	71.00
38	19.00	11.00	24	270.00	72.00	437.00	55.00
39	17.00	11.00	24	367.00	123.00	955.00	148.00
40	16.00	12.00	23	283.00	83.00	516.00	76.00

جدول ۱- جدول تغییرات عناصر اصلی و فرعی.

۲-۳ استفاده از عناصر اصلی و فرعی جهت تفکیک سازند شهبازان و آسماری

با توجه به وجود دولومیکرایت و اثراتی از بافت‌های رسوبی اولیه مانند لامینه های جلبکی، پلوئید، تبخیرهای ریز، ماتریکس ریز دانه گلی و خرده های اسکلتی که شاخص کمربند رخساره ای سوپراتایدال تا بالای اینترتایدال است

(Warren and Kendall 1985; Zenger and Dunham 1988; Adabi 2002) می توان گفت که سازند شهبازان در یک پهنه جزر و مدی تشکیل نهشته شده است. از آنجایی که لیتولوژی سازند شهبازان با لیتولوژی بخش زیرین سازند آسماری در برش دارایی یکسان است (هر دو واحد در بخش بالایی اینترتایدال تا سوپراتایدال از یک پهنه جزرومدی ته نشین شده اند) و هیچ گونه فسیلی در آنها مشاهده نشده است، لذا از تغییرات عناصر اصلی و فرعی برای جداسازی این دو سازند استفاده شده است. در مرز احتمالی بین سازند شهبازان و آسماری میزان Ca/Mg ، Sr/Mn و Ca/Mg افزایش و میزان Mg کاهش می یابد (نمونه ۳۵ از بین مرز احتمالی دو سازند انتخاب شده است). تغییرات عناصر به شرح زیر است:

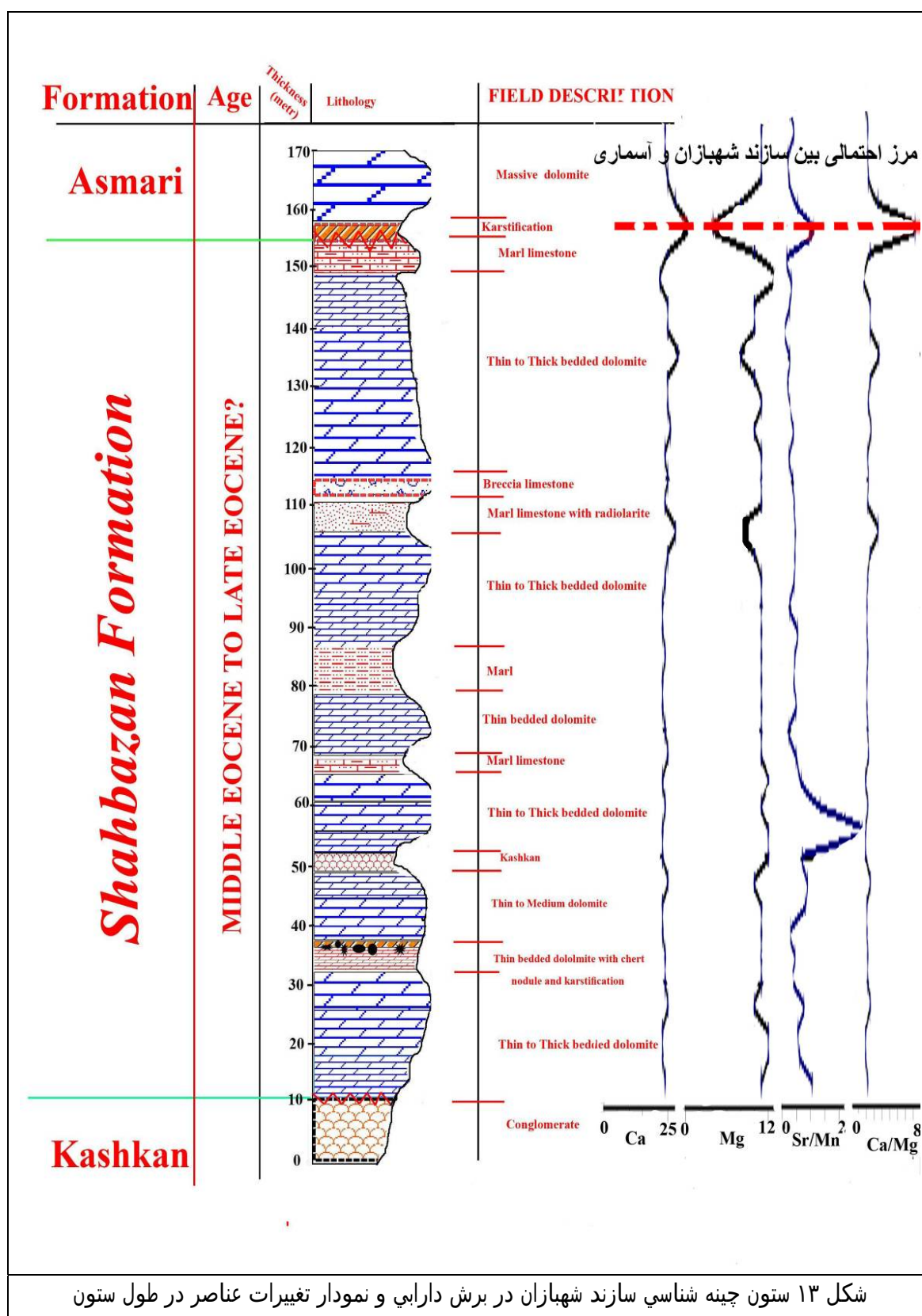
- نمودار تغییرات Ca در طول سازند شهبازان و بخش زیرین سازند آسماری. در مرز احتمالی بین دو سازند به

دلیل تغییر ترکیب شیمیایی میزان Ca افزایش یافته است (نمونه ۳۵ از بین مرز احتمالی دو سازند انتخاب شده است) (شکل ۱۳).

- نمودار تغییرات Mg در طول سازند شهبازان و بخش زیرین سازند آسماری. در مرز احتمالی بین دو سازند به دلیل تغییر ترکیب شیمیایی میزان Mg کاهش یافته است (نمونه ۳۵ از بین مرز احتمالی دو سازند انتخاب شده است) (شکل ۱۳).

- نمودار تغییرات Sr/Mn در طول سازند شهبازان و بخش زیرین سازند آسماری. در مرز احتمالی بین دو سازند به دلیل فرایند انحلال میزان Sr/Mn تغییر کرده است (در این نمودار دو تغییر ناگهانی وجود دارد که با توجه به اینکه تغییر ناگهانی قسمت بالایی توالی با تغییرات عناصر دیگر در طول توالی شباهت دارد مرز احتمالی در نظر گرفته شده است) (نمونه ۳۵ از بین مرز احتمالی دو سازند انتخاب شده است) (شکل ۱۳).

- نمودار تغییرات Ca/Mg در طول سازند شهبازان و بخش زیرین سازند آسماری. در مرز احتمالی بین دو سازند به دلیل تغییر ترکیب کانی شناسی میزان Ca/Mg افزایش یافته است (نمونه ۳۵ از بین مرز احتمالی دو سازند انتخاب شده است) (شکل ۱۳).



۳-۳ تحلیل آماری با استفاده از نرم افزارهای MINITAB14 و بررسی شباهت بین داده ها و گروه بندی بین آنها

۳-۳-۱ بررسی آمارهای چند متغیره :

هر تجزیه و تحلیل چند متغیره که بر روی بیش از دو متغیر انجام می شود می تواند در قالب آنالیز های چند متغیره بیان شود . از مزایای روشهای آماری چند متغیره کاهش تعداد متغیر ها در مباحث داده پردازی و در نتیجه کاستن از تعداد نمونه ها است.

۳-۳-۱-۱ آنالیز خوشه ای و تفسیر آن :

آنالیز خوشه ای یک روش آماری چند متغیره است که عناصر را بر اساس شباهت تغییر پذیر بین آنها در غالب دسته ها یا گروه هایی طبقه بندی می کند. دلایل زیادی برای ارزشمند بودن آنالیز خوشه ای وجود دارد از جمله این که آنالیز خوشه ای می تواند در پیدا کردن گروههای واقعی کمک کند. البته باید توجه داشت که آنالیز خوشه ای می تواند گروههای غیر قابل انتظاری را ایجاد نماید که بیانگر روابط جدیدی خواهند بود و باید مورد بررسی قرار گیرند (Johenson and Wichern 1988). از آنجایی که هر گروه معین از عناصر نسبت به یک سری از شرایط محیطی کم و بیش به طور مشابه حساسیت نشان می دهند ، شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل بین عناصر مختلف می تواند در شناخت دقیقتر تغییرات

ژئوشیمیایی در محیطهای رسوبی به کار گرفته شود. ضمناً تجمع ژنتیکی برخی از عناصر ممکن است به عنوان راهنمای مستقیم در تفسیر نوع نهشته هایی که احتمالاً در محیط رسوبی وجود دارد به کار رود. در مجموع، شناخت همبستگی های ژنتیکی که بین عناصر وجود دارد ، اطلاعات لازم را برای تفسیر هر چه سریعتر داده های ژئوشیمیایی در اختیار می گذارد.

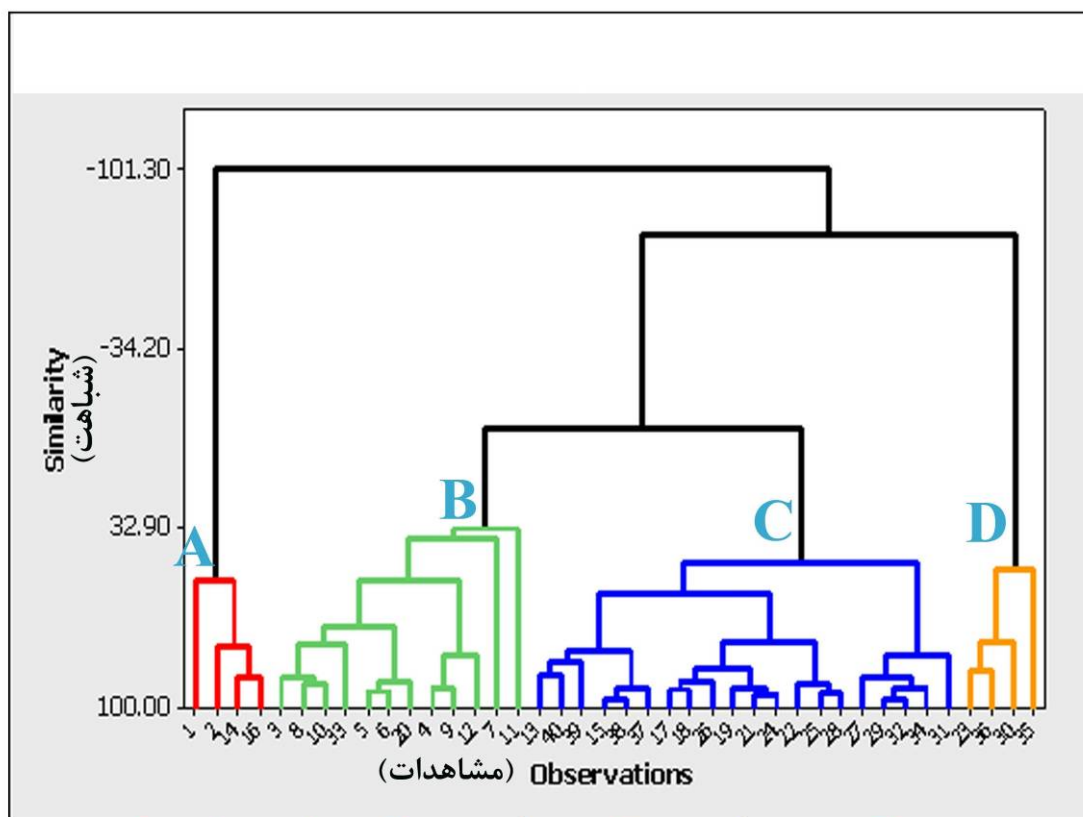
۳-۳-۱-۱-۱ تحلیل خوشه ای بر اساس مشاهدات (نمونه ها) :

در سازند شهبازان بر مبنای خصوصیات پتروگرافی محیط رسوبی به چهار بخش زیر تقسیم شد است: در این روش متغیر ها بر اساس کیفیت دسته بندی شده و روابط آنها بر اساس سطح شباهت ارائه می گردد (Sharma 1996). در آنالیز خوشه ای بر اساس مشاهدات داده های ژئوشیمیایی سازند شهبازان در چهار گروه قابل شناسایی هستند !- رخساره ای که تحت تاثیر تداخل بین انگشتی از سازند کشکان بوده اند (نمونه های A شکل ۱۴ و ۱۶a) ۲- رخساره میلولید وکستون-پکستون که نشان دهنده محیط اینترتایدال-سابتایدال است (Wilson 1975; Schlager 2002; Fotini 2008) (نمونه های B شکل ۱۴ و ۱۶b) ۳- رخساره دولومیت با لامینه های جلبگی که بیانگر محیط سوپرا تایدال تا اینترتایدال (Fotini 2008) (نمونه های C شکل ۱۴ و ۱۶c) ۴- رخساره کارستی

شدن که نشان دهنده خروج از آب و محیط بالایی سوپراتایدال است (Schlager 2002; Fotini 2008) (نمونه های D شکل ۱۴ و ۱۶d). با توجه به پراکنش نمونه های (دولومیت های اولیه) حاصل از آنالیز ژئوشیمی عنصری در چهار گروه مختلف، پیشنهاد می گردد که جهت آنالیز ژئوشیمی ایزوتوپی نمونه ها از بین این چهار گروه انتخاب شوند تا همه خصوصیات محیطی سازند مورد نظر را نشان دهند. علاوه بر این از آنجایی که سازند شهبازان در برش دارایی در بخشهایی از یک پهنه جذر و مدی نهشته شده است، شناسایی محیط برای برخی از مقاطع وجود ندارد. به همین دلیل با استفاده از آنالیز خوشه ای می توان ارتباطی بین مقاطع قابل شناسایی و مقاطع غیر قابل شناسایی برقرار کرد.

در این روش متغیرها بر اساس کیفیت دسته بندی شده و روابط آنها بر اساس سطح شباهت ارائه می گردد. (شکل ۱۵). در این دیاگرام به طور کلی چهار خوشه قابل تفکیک است: ۱- خوشه اول شامل Ca است که این خوشه احتمالاً تحت تأثیر لایه های خارج شده از آب و کارستی شدن است ۲- خوشه دوم که شامل Mn و Mg است و به احتمال زیاد این خوشه تحت تأثیر دیاژنز بوده است ۳- خوشه سوم که شامل Fe و Na است که این خوشه احتمالاً تحت تأثیر تداخل های بین انگشتی از سازند کشکان و تبخیرهای ساحلی می باشد که بیانگر پسروی آب دریا در محیط است و ۴- خوشه چهارم که شامل Sr است که می تواند تحت تأثیر ترکیب کانی شناسی اولیه محیط رسوبی باشد.

۳-۳-۱-۱-۲ تحلیل خوشه ای بر اساس متغیرها :



	A	B	C	D
Mg	11.25 ↑	10.83	10.80	7 ↓
Ca	23.75 ↓	24	24.3	29.5 ↑
Mn	396.75	422.42 ↑	365.90	247.25 ↓
Na	736.50 ↑	48.75	61.10	41.50 ↓
Fe	1863.75 ↑	89 ↓	329.25	306.25
Sr	247	275 ↑	117.30 ↓	119.50

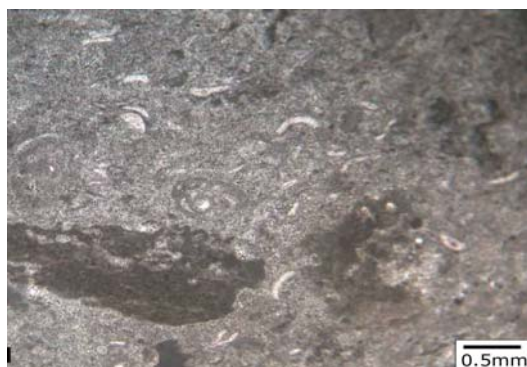
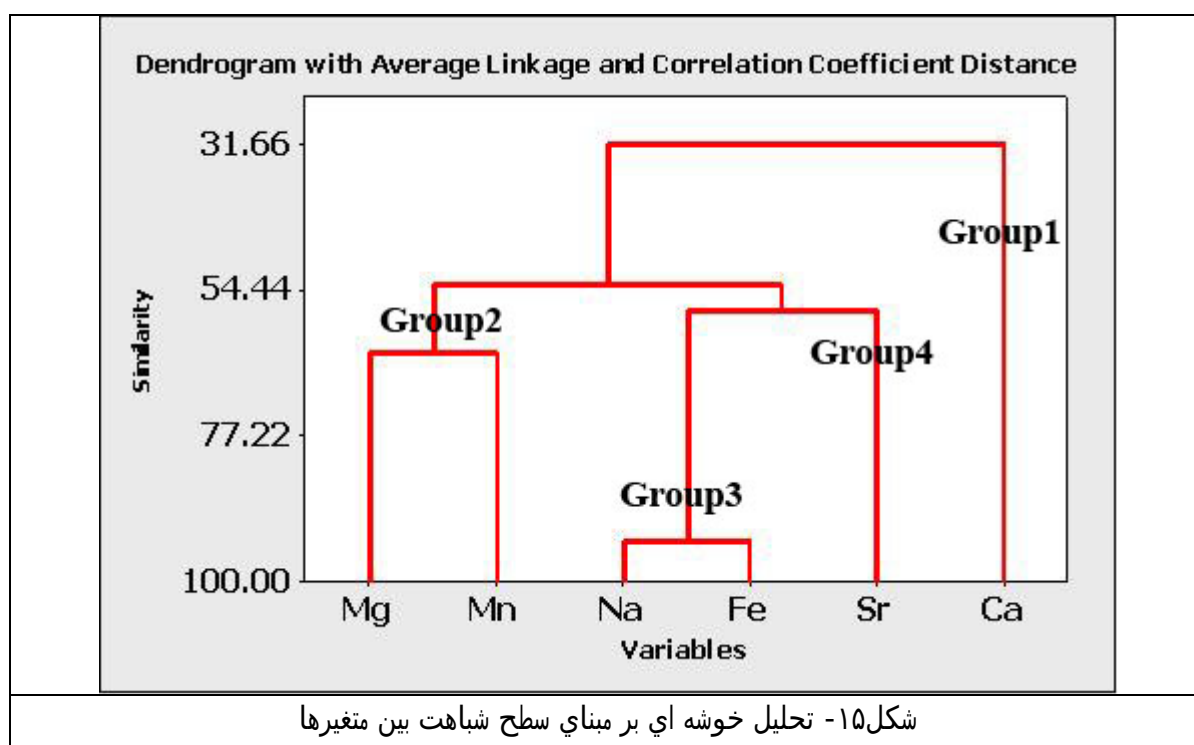
A = نمونه‌های که تحت تاثیر تداخل بین انگشتی از سازند کشکان می‌باشند

B = نمونه‌های که مربوط به منطقه اینترتایدال به سمت لاگون هستند

C = نمونه‌های که مربوط به منطقه اینترتایدال به سمت سوپراتایدال می‌باشند

D = نمونه‌های که مربوط به لایه‌های خارج شده از آب هستند

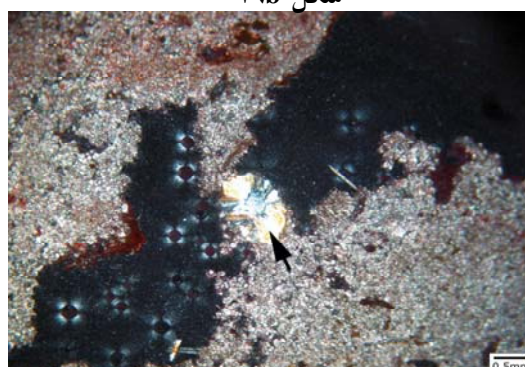
شکل ۱۴ - تحلیل خوشه‌ای بر مبنای سطح شباهت بین مشاهدات (نمونه‌ها)



شکل ۱۶b



شکل ۱۶a



شکل ۱۶d



شکل ۱۶c

۴- نتیجه گیری

در سازند شهبازان با توجه به مطالعات پتروگرافیکي پنج نوع دولوميت تشخيص داده شده است که شرایط ديازنتیکي متفاوتي را تحمل کرده و داراي منشاءهاي متفاوتي مي باشند.* با توجه به وجود فالبهاي تبخيري، پلوئيد، لامينه هاي جلبگي و اينترکلاستها مشخص شد که سازند شهبازان در یک پهنه جزر و مدی نهشته شده است.* دولوميت نوع اول (دولومیکرایت) به عنوان دولوميت تقريباً همزمان با رسوبگذاری در نظر گرفته شده است.* دولوميت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت) از جایگزینی کرنات کلسیم اولیه و در طی مراحل تدفین کم عمق تشکیل گردیده است.* دولوميت نوع سوم (دولواسپارایت) در اثر تبلور مجدد دولوميتهاي قبلي حاصل شده است.* دولوميت نوع چهارم (حفره پر کن) در مرحله ديازنز تدفینی کم عمق و دولوميت نوع پنجم (دولوميت زین اسبی) در مرحله ديازنز تدفینی عمیق تشکیل شده اند.* نمونه هاي دولومیکرایتي که داراي استرانسیم کمتر و منیزیم بیشتری هستند، ديازنز دینی عمیق تري را تحمل کرده اند.* در محیط هاي ديازنزي، نمونه هاي دولومیکرایتي که داراي منیزیم بیشتر و سدیم کمتری هستند، احتمالاً تحت تاثیر ديازنز تدفینی کم عمق قرار گرفته اند.* دولومیکرایت هاي که داراي آهن، منگنز و منیزیم بیشتری هستند، ديازنز بیشتری را نسبت به سایر دولومیکرایت ها تحمل کرده اند.* با توجه به پراکنش نمونه هاي حاصل از آنالیز ژئوشیمی عنصري در چهار گروه مختلف، پیشنهاد مي گردد که جهت آنالیز ژئوشیمی

ایزوتوپی، نمونه ها از بین این چهار گروه انتخاب شوند تا همه خصوصیات محیطی سازند مورد نظر را نشان دهند.* از آنجایی که سازند شهبازان در برش دارایی در بخشهایی از یک پهنه جذر و مدی نهشته شده است، شناسایی محیط برای برخی از مقاطع وجود ندارد. به همین خاطر با استفاده از آنالیز خوشه ای می توان ارتباطی بین مقاطع قابل شناسایی و مقاطع غیر قابل شناسایی برقرار کرد.* بر اساس تفاوت ترکیب شیمیایی (کانی شناسی)، میزان انحلال و تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی $Mg, Ca/Mg, Sr/Mn, Ca$ مرز احتمالی بین دو سازند شهبازان و آسماری تفکیک شده است.

منابع

- آدابی، م.ح، ۱۳۸۳، ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۴۸.
- Adabi, M.H., 1996, Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Precambrian (Tasmania) carbonates. Unpubl. Ph.D. Thesis, Uni. Tasmania, Australia, 400 p.
- Adabi, M.H., 2002, Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia: 16th Australian Geology. Conv., Australia (abst.), p. 350.
- Adams, A.E., and Rhoades, M.L., 1960, Dolomitization by seepage refluxion; Bull. Am. Assoc. Petrol. Geology, v. 44, p. 1912-1920.

- Carballo, J.D., Land, L.S. and Miser, D.L., 1987, Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida, *J. Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 70-89.
- Coniglio, M., Shrock, R., Williams-Jones, A.E., Middleton, K., and Frap, S.K.), 1994, Burial and hydrothermal diagenesis of Ordovician carbonates from the Michigan Basin, Ontario, Canada. In: Purser, B.H., Tucker, M.E., Zenger, D.H. (Eds, *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu*. IAS. Spec. Pub., v. 21, p. 231-254.
- Compton J. S., 1988, Degree of supersaturation and precipitation of organogenic dolomite. *Geology*, v.16, p. 318-321.
- Dickson, J.A.D. A modified staining technique for carbonate in thin section: *Nature*, v. 205, p. 587, 1965.
- Drivet, E., and Mountjoy, E., 1997, Dolomitization of the Leduc Formation (Upper Devonian), southern Rimbey –Meadowbrook Reef trend, Alberta. *J. Sedimentary Reserch*, v. 67, p. 411– 423.
- Fotini, P-P., 2008, Facies analysis of Lofer cycles (Upper Triassic), in the Argolis Peninsula (Greece): *Sedimentary Geology*, v. 208, p. 79-87.
- Friedman, G.M., 1965, Terminology of crystallization texture and fabric in sedimentary rocks: *J. Sedimentary Petrology*, v 35, p. 643-655.
- Johenson, R.A., and Wichern, D.W., 1988, *Applied Multivariate Statistical Analysis*, Prentice Hall, 605 pp.
- Al-Aasm, I., Ionnee, J., and Clarke, J., 2000, Multiple fluid flow events and the formation of saddle dolomite: examples from middle Devonian carbonates of the western Canadian Basin. *J. Geochemistry Exploration*, v. 69– 70, p. 11– 15.
- Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution. *Am J, Science*, v. 304, p.1–20.
- Amathor, J.E., and Friedman. G.M., 1992, Early to late-dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas: *J. Sedimentary Petrology*, v.62, p. 134-144.
- Barnaby, R.J., and Read, J. F., 1992, Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady Dolomite, Virginia Appalachian: *J. Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 1023-1043.
- Buch, P., 1973, Some aspects of diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. In: *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea* (Purser, B.H.), p.359-408. New York, Springer-Verlag.
- Cander, H.S, Kaufman, J., Daniels, L.D., and Mayer, W.J., 1988, Regional dolomitization of shelf carbonates in the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri: constraints from cathodoluminescent zonal stratigraphy: in Shukla, V.J, and Baker, P.A., (eds.) *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones: SEPM. Spec. Pub.*, v. 43, p. 129-144.

- Morrison, J.O., and Brand, U., 1987, Geochemistry of recent marine invertebrates. - Geoscience Canada, v. 13, p. 237-254.
- Morrow, D. W. , 1982, Diagenesis II. Dolomite-part II: dolomitization models and ancient dolostones: Geoscience Canada, v. 70, p. 702-720.
- 28- Mukhopodhyay, I., Chanada, S.K., Fukuoka, M., and Chadhri, A.K., 1996, Deep water dolomites from protozoic Pengana Group in the Prahita Godvar Valey, Andhra Prades, India: J. Sedimentary Reserch, v. 66, p. 223-230.
- Mutti, M., 1990, Sedimentology and Diagenesis of Carbonate/Siliciclastic Cycle, Yates Formation, Guadalupian, New Mexico., University of Wisconsin-Madison, 228pp, Unpublished MS Thesis.
- Rao, C.P., 1996, Elemental composition of marine calcite modern temperate shelf branchipods, bryozoance and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, v. 11, pp. 1-18.
- Schlager, W., 2002, Sedimentology and sequence stratigraphy of carbonate rocks, Amsterdam. 146 pp.
- Sharma, S. , 1996, Applied multivariate techniques, Wiley, New york.
- Shinn, E.A., Ginsburg, R.N., and Lloyd, R.M., 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: Pray, L.C., Murray, R.C. (Eds.), Dolomitization and Limestone Diagenesis. SEPM. Spec. Pub., v. 13, p. 112– 123.
- Gregg, J.M., and Shelton, K.L., 1990, Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formations (Cambrian), southeastern Missouri: J. Sedimentary Petrology, v. 60, p. 549-562.
- Gregg, J.M., and Sibley, D.F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture reply: Jour. Sedimentary Petrology, v. 56, p. 735-763.
- Land, L.S., 1985, The origin of massive dolomite: J. Geology. Education, p. 112-125.
- Lee, Y.I., and Friedman, G.M., 1987, Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and southeastern New Mexico: J. Sedimentary Petrology, v. 57, p. 544-557.
- Lumsden, D.N., and Lloyd, R.V., 1997. Three dolomites. J. Sedimentary. Reserch, v. 67, p. 391– 396.
- Machel, H.G., and Anderson, J.H., 1989, Pervasive subsurface dolomitization of the Nisku Formation in central Alberta: J. Sedimentary Petrology, v. 59, p. 891-911.
- Machel, H. G., 2000, Dolomite formation in Caribbean islands- driven by plate tectonics? J. Sedimentary Reserch, v. 70, p. 977–984.
- Mazzullo, S.J., 1992, Geochemical and neomorphism alteration of dolomite of dolomite: a review: Carbonate and Evaporite, v.7, p. 21-37.
- Mazzullo, S.J., 2000, Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. J. Sedimentary Reserch, v. 70, p. 10– 23.

Formation, North platform, Midland Basin, Texas: Carbonates and Evaporites, v.8, p. 55-70.

- Yoo, C.M., Gregg, J.M., and Shelton, K.L., 2000, Dolomitization and dolomite neomorphism: Trenton and Black River Limestones (Middle Ordovician) Northern Indiana, U.S.A. J. Sedimentary Reserch, v. 70, p. 265–274.

- Zeeh, S., Bechstadt, T., Mackenzie, J., and Richter, D.K , 1995, Diagenetic evolution of the Carnian Wetterstein platforms of eastern Alps. Sedimentary, v. 42, p. 199– 222.

- Zenger, D .H., and Dunham, R. J. , 1988, Dolomitization of Siluro-Devonian limestones in a deep core (5,350M), Southeastern New Mexico: Sedimentology and Geochemistry of Dolostone, SEPM, Spec. Pub., No. 43.

- Shukla, V., and Baker, P., 1988, Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. SEPM. Spec. Pub., v. 43, 266 pp.

- Sibley, D.F., and Gregg, J.M., 1987, Classification of dolomite rock texture: J. Sedimentary Petrology, v.57, p. 967-975.

- Sun, S.Q., 1992, Skeletal aragonite dissolution from hypersaline seawater: a hypothesis. Sedimentary Geology., v. 77, p. 249-257.

- Veizer, J., 1983, Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique: Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Short Course, v. 10, p. 31-1 to 3-100.

- Warren, J.K., 1999, Evaporites: Their Evolution and Economics. Blackwel Scientific Puplications, Oxford, 438 pp.

- Warren, J.K., and Kendall, C.G.ST.C. , 1985, Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings-Modern and ancient. Amer. Ass. Petroleum Geology. Bull., v. 69, p. 1013-1023.

-Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history, New York (Springer). 471 pp.

-Winefield, P.R., Nelson, C.S., and Hodder, A.P.W., 1996, Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments usingbulkelementalgeochemistry: areconnaissance study based on NewZealand Cenozoic limestones. Carbonates and Evaporites, v. 11, 19–31.

- Ye, Q., and Mazzullo, S.J., 1992, Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita