

سنگ‌نگاری و بررسی مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان با استفاده از آنالیز عنصری (تاقدیس ماله کوه، شمال پلدختر)

کبری میربیک سبزواری^{۱*} و مصطفی صداقت‌نیا^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خرم‌آباد، خرم‌آباد، ایران

۲- دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

نویسنده مسئول: k_mirbeik_s@yahoo.com

دریافت: ۱۴۰۰/۵/۱۴ پذیرش: ۱۴۰۰/۷/۱۷

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

هدف از این پژوهش بررسی مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان با استفاده از آنالیز عنصری در تاقدیس ماله کوه در شمال شهرستان پلدختر می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در ۸۰ کیلومتری جنوب لرستان و در ۱۰ کیلومتری شمال شهرستان پلدختر واقع شده است. این سازند در برش مورد مطالعه دارای ضخامت ۶۲ متر می‌باشد که مرز پایینی آن به صورت هم‌شیب بر روی سازند آواری کشکان و مرز بالایی توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوسته پوشیده شده است. بر پایه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی بر مبنای آنالیز عنصری به روش‌های (EDS) و (EPMA)، بر روی ۲۰ نمونه کربناته، دو گروه اصلی از دولومیت‌ها شناسایی شد که شامل دولومیت‌های اولیه و دولومیت‌های ثانویه می‌باشند. دولومیت‌های اولیه شامل دولومیکرایت‌ها (بین ۴ تا ۱۰ میکرون) با مقادیر پایین Fe و مقادیر بالای Na و Sr که بیانگر تشکیل در یک محیط پهنه جزرومدی می‌باشند. دولومیت‌های ثانویه شامل دولومیکرواسپاریت‌ها (بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون) و دولواسپاریت‌ها (بزرگ‌تر از ۵۰ میکرون) با تمرکز بالای Fe که بیانگر تشکیل در یک محیط دیاژنی دغنی کم عمق تا متوسط در اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای تبخیر شده به داخل پلت‌فرم کربناته سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه می‌باشد. مقادیر پایین Fe و مقادیر بالای Na و Sr در دولومیکرایت‌ها و تمرکز بالای Fe در دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها به همراه وجود برخی شواهد مانند اینتراکلاست، تخلخل فنسترال و نبود کانی‌های تبخیری نشان‌دهنده تشکیل این دولومیت‌ها از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط می‌باشد. شواهد ژئوشیمیایی نشان داد دولومیت‌های مورد مطالعه غیراستوکیومتری می‌باشند که این موضوع را می‌توان با توجه به سن سازند شهبازان توجیه نمود.

واژگان کلیدی: آنالیز عنصری، دولومیتی شدن، سازند شهبازان، زاگرس، لرستان

پیشگفتار

توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) انتخاب، اندازه‌گیری و معرفی شده است. مهم‌ترین ویژگی سازند شهبازان در زاگرس، فرایند دیاژنز دولومیتی شدن است که بر اساس آن، این سازند با رنگ سفید متمایل به کرم و لایه‌بندی منظم از نظر ضخامت، مشخص می‌گردد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). برش مورد مطالعه در ۱۰ کیلومتری شمال شهرستان پلدختر واقع شده است. برای رسیدن به برش مورد نظر از مسیر جاده آسفالت‌شده شهرستان پلدختر به سمت شهرستان خرم‌آباد و پس از طی مسافت ۱۰ کیلومتری از طریق یک جاده آسفالت‌شده فرعی و بعد از طی ۵۰۰ متر پیاده‌روی در جهت جنوب باختر به محل برش مورد مطالعه دست می‌یابیم. برش مورد مطالعه دارای مختصات جغرافیایی

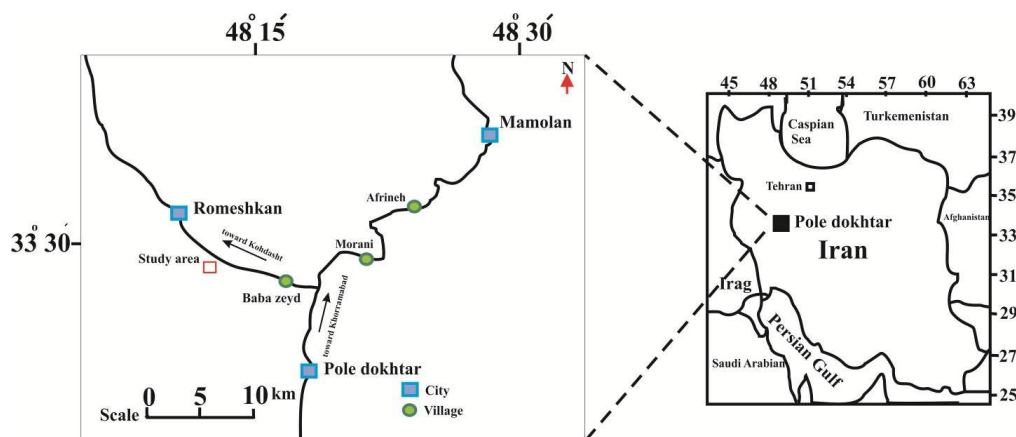
رسوبات کربناته سازند شهبازان به سن ائوسن در نواحی لرستان و بخش‌های زاگرس مرتفع رخنمون دارند (مطیعی، ۱۳۷۲؛ وزیری مقدم، ۱۳۸۹؛ عبدالنیا و همکاران ۱۳۹۶). جانباز و همکاران (۱۳۹۶) محیط رسوبی سازند شهبازان را در پهنه لرستان مورد مطالعه قرار دادند، شلالوند و همکاران (۱۳۹۸) مدل دولومیتی شدن نهشته‌های پالئوسن پسین تا ائوسن پیشین جنوب و جنوب باختر کرمانشاه را مورد بررسی قرار دادند برش نمونه این سازند در جنوب خاوری حوضه لرستان (شمال خاوری استان خوزستان) در فاصله نزدیکی از جنوب خاوری ایستگاه راه‌آهن تله‌زنگ به همراه برش نمونه سازند تله‌زنگ

نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر می‌باشد واحدهای دوران دوم و سوم رخنمون دارند. واحدهای دوران دوم شامل سازندهای سروک، ایلام، گوری و امیران می‌باشند. واحدهای دوران سوم شامل سازندهای تله‌زنگ، سازند آواری کشکان، سازندهای آسماری و شهبازان و سازند گچساران می‌باشند (شکل ۲ B). سازند شهبازان در برش مورد مطالعه دارای ضخامت ۶۲ متر می‌باشد که مرز پایینی آن به صورت هم‌شیب بر روی سازند آواری کشکان و مرز بالایی توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوسته پوشیده شده است (شکل ۳). لیتولوژی این سازند در برش مورد مطالعه دولومیت‌های نازک لایه، متوسط لایه، متوسط تا ضخیم لایه و ضخیم لایه می‌باشد (شکل ۴) و ستون سنگ‌چینه‌ای آن به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۵ نشان داده شده است.

طول خاوری $E 48^{\circ} 13' 30.2''$ و عرض شمالی $N 33^{\circ} 28' 45.7''$ می‌باشد (شکل ۱). هدف از این پژوهش بررسی مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان در جنوب حوضه لرستان و در بخش شمالی شهرستان پلدختر می‌باشد که تا کنون از دیدگاه ژئوشیمی مورد بررسی قرار نگرفته است. لذا بررسی سنگ‌نگاری و ژئوشیمی این سازند می‌تواند اطلاعات مفیدی در درک هرچه بیشتر فرایندهای دولومیتی شدن در این بخش از حوضه رسوبی لرستان ارایه دهد.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

ناحیه مورد مطالعه بر اساس نقشه پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس (اسرافیلی - دیزاجی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱) در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است (شکل ۲ A). بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه که بخشی از



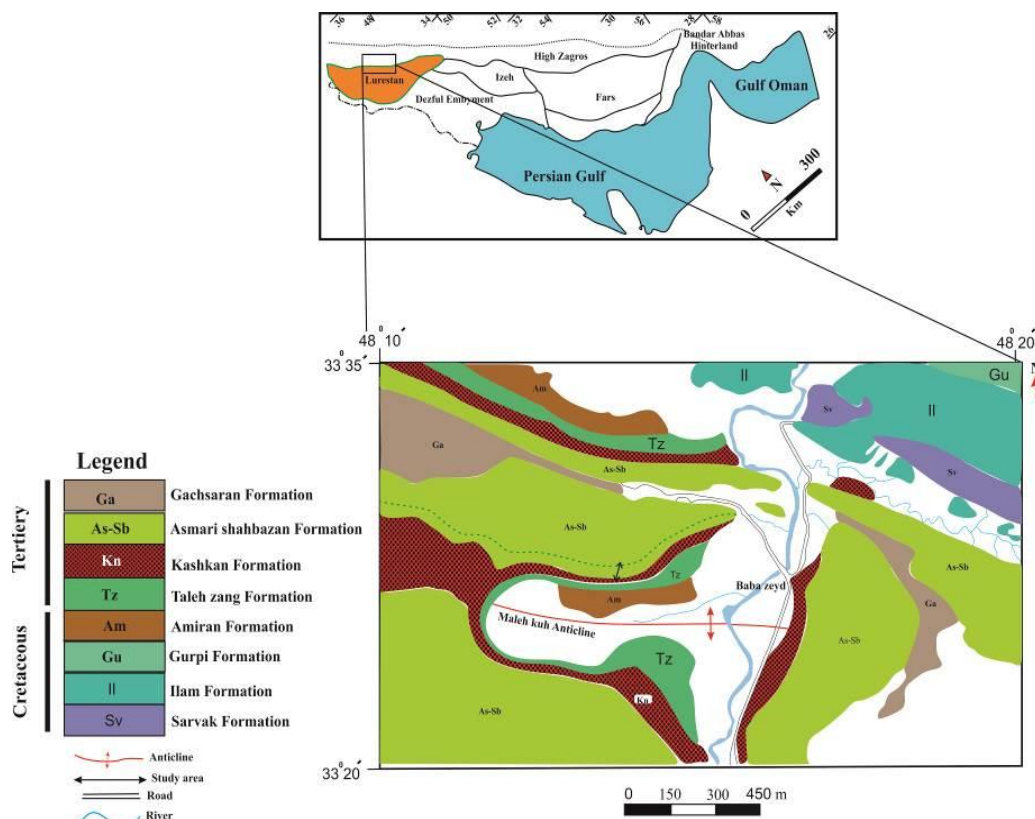
شکل ۱. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش انتخاب شده که با مربع توخالی قرمز نشان داده شده است.

دیگرام‌های این داده‌ها توسط نرم‌افزار اکسل ۲۰۱۲ ترسیم شد. برش‌های نازک به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) توسط محلول آلیزارین قرمز (ARS) برای تشخیص کانی‌های کلسیت از دولومیت و محلول فروسیانیدپتاسیم برای تشخیص دولومیت‌های آهن‌دار رنگ‌آمیزی شده است. جهت تفسیر رخساره‌ها تعداد ۶۰ نمونه از واحدهای مختلف برداشت گردید و در نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از رده‌بندی فولک (۱۹۵۹) و دانهام (۱۹۶۲) استفاده شد. نام‌گذاری دولومیت‌ها بر پایه تلفیقی از رده‌بندی بافتی سیبلی و گرک (۱۹۸۷) و مزالو (۱۹۹۲) صورت گرفت. برای اندازه بلورهای دولومیت از مقیاس ارایه شده توسط فولک (۱۹۶۵) و آدابی (۲۰۰۹) استفاده شد.

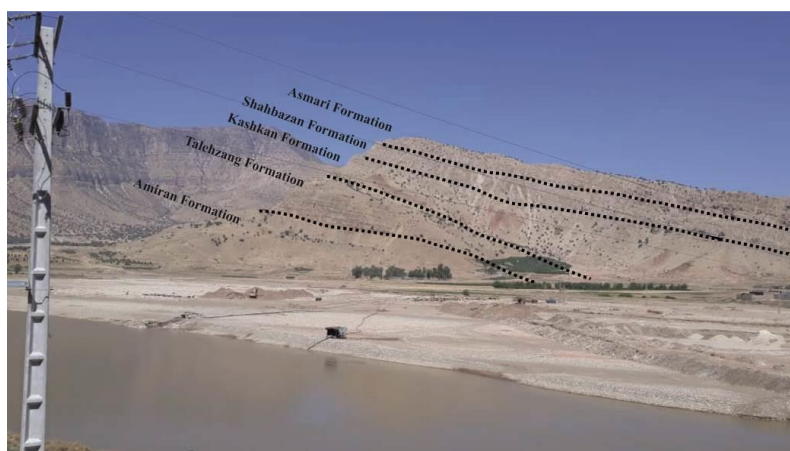
روش کار

در این پژوهش، برای تفکیک انواع دولومیت‌های سازند شهبازان از تلفیق مطالعات سنگ‌نگاری و روش‌های زمین‌شیمیایی، مانند عناصر اصلی و فرعی استفاده شده است. این مطالعات در پایان به تعیین منشأ سیالات دولومیت‌ساز کمک فراوانی می‌کند (سیبلی و گرک، ۱۹۸۷؛ لی و فریدمن، ۱۹۸۷؛ آمتور و فریدمن، ۱۹۹۲ و ۲۰۰۰؛ ای و مزالو، ۱۹۹۳؛ آدابی، ۲۰۰۹). مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان و میکروسکوپ الکترونی (SEM^1) و مطالعات ژئوشیمیایی بر مبنای آنالیز عنصری به روش‌های (EDS) و (EPMA) در آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ دانشگاه لرستان صورت گرفت که

¹ Scanning Electro Microscope



شکل ۲. A: موقعیت پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس، منطقه مورد مطالعه در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است (اسرافیلی - دیزاجی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱). B: قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر به همراه گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه

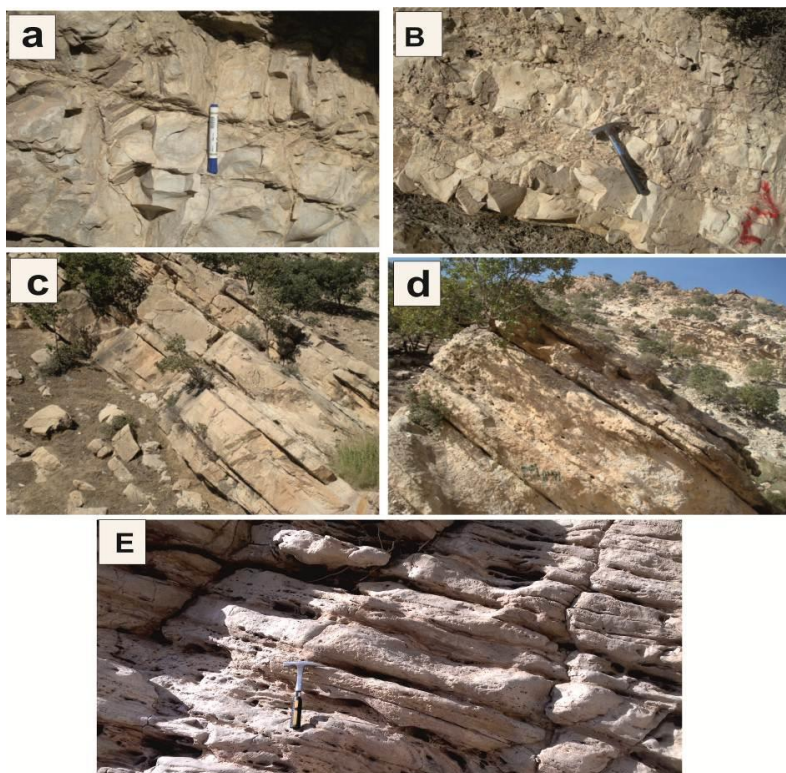


شکل ۳. نمایی از سازندهای منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال باختر)

کانی‌های دیاژنتیکی، دولومیت یک کانی پیچیده می‌باشد که تحت تأثیر چندین فرایند دیاژنتزی بوده و این فرایندها طی چند مرحله صورت می‌گیرند (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ هو و همکاران، ۲۰۱۰؛ ژاو و همکاران، ۲۰۱۲). امروزه با اضافه کردن داده‌های ژئوشیمیایی به داده‌های پتروگرافی می‌توان درک بهتری از منشأ، زمان تشکیل، ترکیب سیالات دولومیت‌ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز فرآهم نمود (ازمی و همکاران، ۲۰۰۱؛ آرومانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ کالن، ۲۰۱۶).

بحث

دولومیت‌ها به طور کلی به دو صورت اولیه و ثانویه تشکیل می‌شوند که نوع ثانویه آن یا بدون فاصله پس از ته‌نشینی و یا مدتی پس از رسوب‌گذاری تشکیل می‌شود. دولومیت اولیه به طور مستقیم از آب دریا رسوب می‌کند. در این پژوهش، برای توصیف بافتی دولومیت‌های سازند شهبازان، تفکیک انواع آن‌ها و تعیین منشأ سیالات دولومیت‌ساز از تلفیق مطالعات سنگ‌نگاری و روش‌های ژئوشیمیایی، مانند عناصر اصلی و فرعی استفاده شده است. در میان



شکل ۴. واحدهای سنگ‌شناختی سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه، a: واحد دولومیتی نازک لایه، b: واحد دولومیتی متوسط لایه، c: واحد دولومیتی متوسط لایه، d: واحد دولومیتی ضخیم لایه، e: واحد سنگ‌آهکی استروماتولیتی

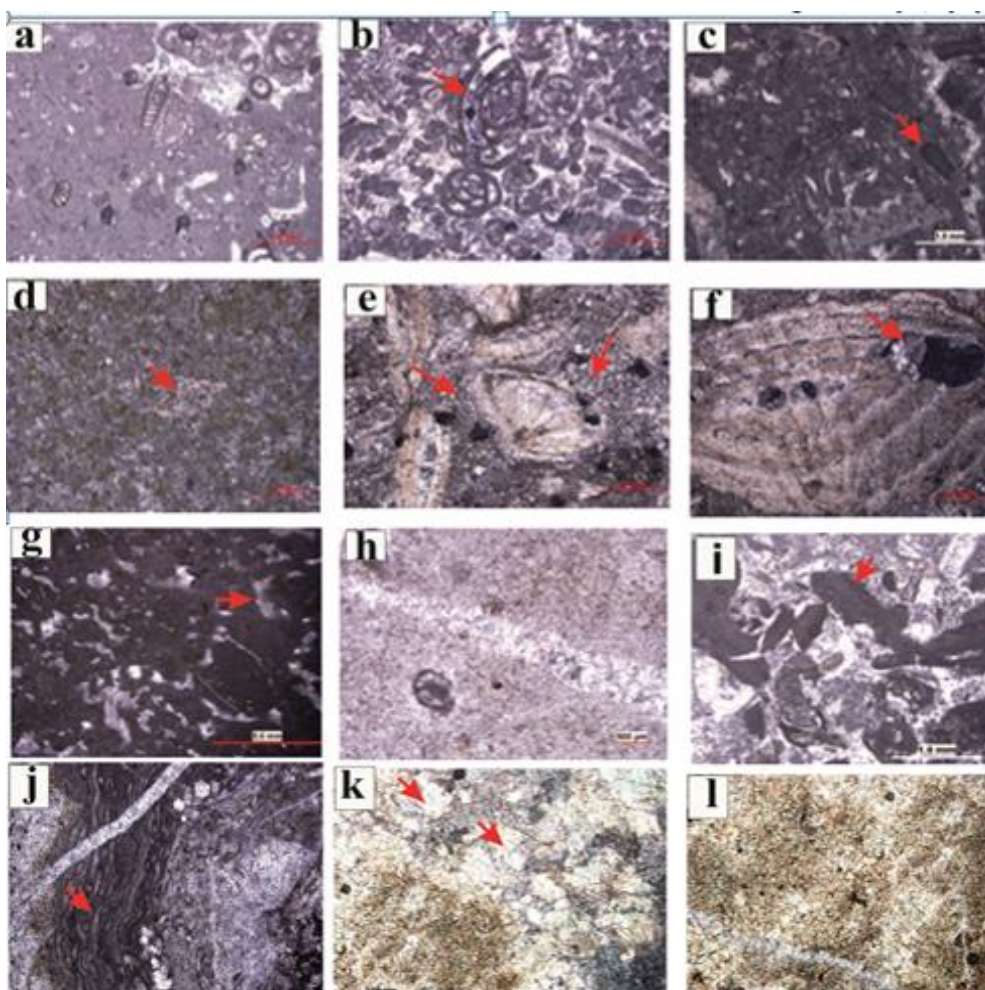
Series	Formation	Thickness (m)	Lithology	Samples No	Description	Dolomierite	Dolomicrosparite	Dolosparite
Eocene	Shahbazan	62		60	Limestone			
		59		Medium bedded dolomite				
		58		Thin bedded limestone				
		57		Thin bedded dolomite				
		56		Thin bedded dolomite				
		55		Thin bedded dolomite				
		54		Thin bedded dolomite				
		53		Thin bedded dolomite				
		52		Thin bedded dolomite				
		51		Thin bedded dolomite				
		50		Thin bedded dolomite				
		49		Thin bedded dolomite				
		48		Thin bedded dolomite				
		47		Thin bedded dolomite				
		46		Thin bedded dolomite				
		45		Thin bedded dolomite				
		44		Thin bedded dolomite				
		43		Thin bedded dolomite				
		42		Thin bedded dolomite				
		41		Thin bedded dolomite				
40	Thin bedded dolomite							
39	Thin bedded dolomite							
38	Thin bedded dolomite							
37	Thin bedded dolomite							
36	Thin bedded dolomite							
35	Thin bedded dolomite							
34	Thin bedded dolomite							
33	Thin bedded dolomite							
32	Thin bedded dolomite							
31	Thin bedded dolomite							
30	Thin bedded dolomite							
29	Thin bedded dolomite							
28	Thin bedded dolomite							
27	Thin bedded dolomite							
26	Thin bedded dolomite							
25	Thin bedded dolomite							
24	Thin bedded dolomite							
23	Thin bedded dolomite							
22	Thin bedded dolomite							
21	Thin bedded dolomite							
20	Thin bedded dolomite							
19	Thin bedded dolomite							
18	Thin bedded dolomite							
17	Thin bedded dolomite							
16	Thin bedded dolomite							
15	Thin bedded dolomite							
14	Thin bedded dolomite							
13	Thin bedded dolomite							
12	Thin bedded dolomite							
11	Thin bedded dolomite							
10	Thin bedded dolomite							
9	Thin bedded dolomite							
8	Thin bedded dolomite							
7	Thin bedded dolomite							
6	Thin bedded dolomite							
5	Thin bedded dolomite							
4	Thin bedded dolomite							
3	Thin bedded dolomite							
2	Thin bedded dolomite							
1	Thin bedded dolomite							
	Kashkan				Conglomerate and sandstone			

شکل ۵. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده جهت آنالیز که با دایر قرمز رنگ نشان داده شده است.

حاکی از ته‌نشست نهشته‌های کربناته این سازند عمدتاً در پهنه‌های جزرومدی از یک پلت‌فرم کربناته می‌باشد. با توجه به مطالعات صحرایی و تغییرات جانبی ریزرخساره و اجزای متشکله آن‌ها و نبود رخساره‌های سدساز، وجود مقادیر قابل توجهی از فرامیسیفرهای بنتیک با پوسته‌های روشن و هیالین (مربوط به رمپ میانی)، محیط رسوبی پیشنهادی برای برش مورد مطالعه بخش داخلی یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال می‌باشد که در آن محیط غالب لاگون غیرمحصور (بدلیل تنوع جانوری کم) شرایط تشکیل ریزرخساره‌های معرفی شده را فراهم کرده است (عبدل‌نیا و همکاران، ۱۳۹۶) (شکل ۶).

تفسیر ریزرخساره‌ها و محیط‌رسوبی برش مورد مطالعه

از جمله مشاهدات بارز در واحدهای دولومیتی سازند شهبازان می‌توان به تخلخل بالا، ساخت‌های لامینه‌ای جلبکی، ساخت حفره‌ای چشم پرنده‌ای و وجود اینتراکلیست‌های ریز و درشت اشاره نمود. مطالعات انجام شده بر روی ۶۰ برش‌نازک میکروسکوپی سبب شناسایی ریزرخساره‌های رسوبی مادستون دولومیتی، مادستون دولومیتی فسیل‌دار، اینتراکلیست و کستون - پکستون دولومیتی، بایوکلیست و کستون - پکستون دولومیتی، مادستون فنسترال و رخساره‌های دولومیتی گردید که



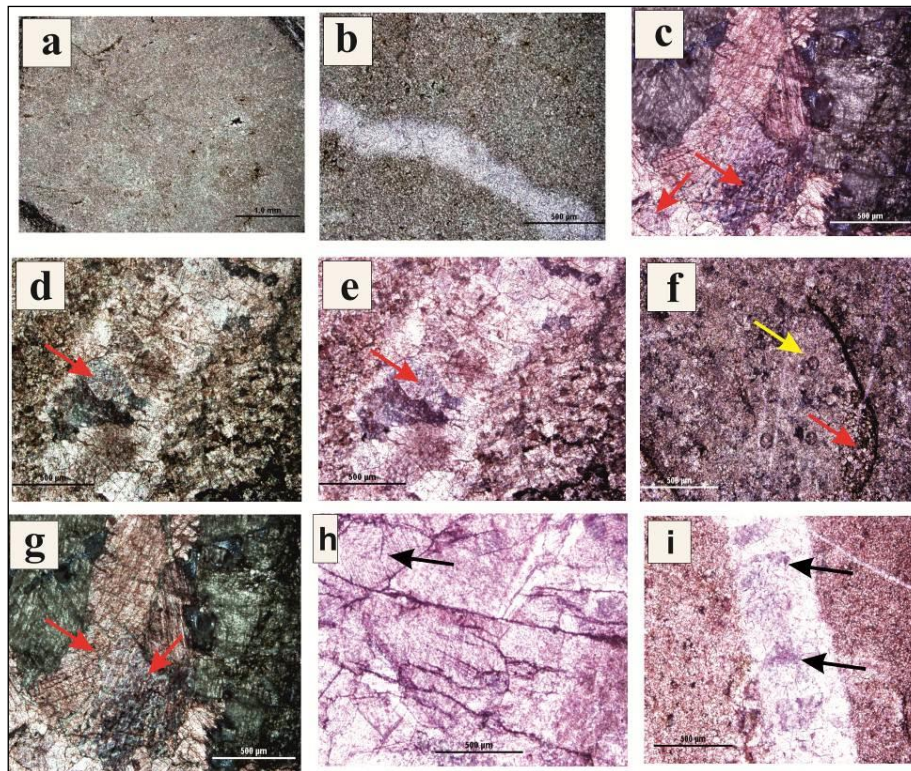
شکل ۶. a: وکستون دولومیتی (نمونه Sh-7 برش تاقدیس ماله کوه); b: پکستون بایوکلیستی دولومیتی، دارای تخلخل درون دانه‌ای در پوسته صدف (پیکان قرمز) (نمونه Sh-10 برش تاقدیس ماله کوه); c: وکستون اینتراکلیست‌دار. d: مادستون دولومیتی فسیل‌دار (نمونه Sh-18 برش تاقدیس ماله کوه). e: پکستون بایوکلیستی با سیمان دولومیتی (پیکان قرمز) (نمونه Sh-21 برش تاقدیس ماله کوه). f: حفرات انحلالی در پوسته صدف روزن‌دار که با بلورهای دولومیت پر شده است (پیکان قرمز) (نمونه Sh-58 برش تاقدیس ماله کوه). g: مادستون دارای حفرات فنسترال (نمونه Sh-25 برش تاقدیس ماله کوه). h: مادستون دولومیتی شده (نمونه Sh-13 برش تاقدیس ماله کوه). i: پکستون اینتراکلیست‌دار (اینتراکلیست‌ها از نوع جلبک قرمز می‌باشند) (پیکان قرمز) (نمونه Sh-47 برش تاقدیس ماله کوه). j: لامینه‌های جلبکی (پیکان قرمز) (نمونه Sh-22 برش تاقدیس ماله کوه). k: رخساره دولومیکرایت دارای شکستگی. فضای شکستگی توسط سیمان دولومیت درشت بلور پر شده است (پیکان قرمز) (نمونه Sh-36 برش تاقدیس ماله کوه). l: رخساره دولومیکرایت (نمونه Sh-55 برش تاقدیس ماله کوه).

سنگ‌نگاری دولومیت‌های مورد مطالعه

به طور کلی از طریق اندازه بلورهای دولومیت برای تشخیص دولومیت‌های دیاژنتیک اولیه از ثانویه استفاده می‌شود (آماتور و فریدمن، ۱۹۹۲). مطالعات سنگ‌نگاری بر روی دولومیت‌های سازند شه‌بازان منجر به شناسایی چهار نوع از این دولومیت‌ها گردید.

دولومیت نوع اول یا دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های خیلی ریز بلور): این نوع از دولومیت‌ها با بافت موزاییکی و اغلب بی‌شکل در اندازه‌های بین ۴ تا ۱۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۷-g و ۸-a). فابریک متراکم، تیره‌رنگ و فاقد فسیل این نوع از دولومیت‌ها و وجود شواهد بافتی رسوبی اولیه نظیر لامیناسیون جلبکی و فابریک فنسترال در آن‌ها (شکل ۶-z و ۶-g) به نظر می‌رسد تحت شرایط سطحی و دمای پایین تشکیل شده‌اند

(گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ آل‌آسام و پاکارد، ۲۰۰۰؛ آدابی، ۲۰۰۹). این نوع دولومیت‌ها احتمالاً همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محیط بالای جزرومدی یا بین جزرومدی تشکیل شده است (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). این بافت دولومیتی معادل بافت Planar -S مازالو (۱۹۹۲) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدیوتوپیک -S Idiopathic -S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) است (آدابی، ۱۳۹۰). با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز این نوع از دولومیت‌ها فقط با میکروسکوپ نوع الکترونی قابل مشاهده هستند. همچنین نبود فسیل در این نوع از دولومیت‌ها می‌توان اظهار داشت که دولومیت نوع اول تحت شرایط سطحی و دمای پایین از آب دریا (لند، ۱۹۸۵) و یا محلول‌های بین ذره‌ای غنی از منیزیم (Mg) تشکیل شده است (آدابی، ۱۳۹۰؛ آدابی، ۲۰۰۹).



شکل ۷. a: دولومیکرایت b: دولومیکرواسپارایت c: دولواسپارایت آهن‌دار رنگ‌آمیزی شده با فروسیانیدپتاسیم (اندازه بلور بیش از ۰/۱ میلی‌متر). d: سیمان دولومیتی. e: سیمان دولومیتی آهن‌دار رنگ‌آمیزی شده با فروسیانیدپتاسیم f: دولومیکرواسپارایت (پیکان قرمز) حاصل از تبلور مجدد دولومیکرایت (پیکان زرد). g: دولواسپارایت. h: دولومیت آهن‌دار نوع باروک (دیاژنز تدفینی). i: سیمان دولومیتی درشت بلور آهن‌دار پرکننده شکستگی.

(۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar -P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). دولومیت‌های متوسط بلور معمولاً از تبلور مجدد دولومیت‌های ریزبلور ایجاد می‌شوند (شکل ۷-f) (آدابی، ۱۳۹۰). وجود لکه‌هایی از دولومیت‌های ریزبلور در بین دولومیت‌های متوسط بلور تاییدی بر این

دولومیت نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور): دولومیت‌های متوسط بلور بصورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۸-d). این نوع از دولومیت‌ها معادل فابریک Idiopathic -P گرگ و سیبلی

مراحل آخر فرایندهای دیاژنتیکی می‌باشند و باعث کاهش تخلخل می‌شوند. دولومیت پرکننده شکستگی‌ها که به صورت سیمان تدفینی عمل می‌کند در اعماق متوسط تا نسبتاً زیاد و بعد از فرایند انحلال تشکیل می‌شوند. دولومیت‌های تشکیل شده در شرایط تدفینی عمیق به طور معمول می‌توانند ابعاد بلوری متفاوت و فابریک‌های متنوعی داشته باشند که این موضوع بستگی به اندازه فضا‌های خالی سنگ دارد (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۷). دولومیتی شدن در محیط‌های تدفینی به این صورت اتفاق می‌افتد که با افزایش عمق و بالارفتن دما نسبت منیزیم (Mg) لازم برای تشکیل دولومیت افزایش پیدا می‌کند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). همچنین رنگ‌آمیزی این نوع از دولومیت‌های شناسایی شده با محلول فروسیانیدپتاسیم نشان داد که دولومیت‌های تدفینی نسبتاً عمیق دارای آهن (Fe) در ترکیب خود می‌باشند که این موضوع می‌تواند به دلیل احیا بودن محیط دیاژنتیکی باشد. همراه این نوع از دولومیت‌ها پیریت‌های دانه تمشکی (فرامبوییدال) نیز شناسایی گردید که می‌تواند شاخصی برای احیاء بودن محیط دیاژنتیکی دولومیت‌های پرکننده شکستگی‌ها و رگه‌ها باشند (شکل ۸-f). همچنین تصاویر نقشه رقومی (Digi maps) که معرف توزیع عناصر در بلورهای دولومیت می‌باشند حضور آهن Fe در بلورهای درشت و تدفینی دولومیت را به اثبات می‌رساند (شکل ۹).

زمین‌شیمی دولومیت‌های برش مورد مطالعه

با شناسایی ترکیب عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیت‌ها می‌توان ترکیب سیال‌های دولومیت‌ساز را مشخص کرد (وایزر، ۱۹۸۷). تمرکز عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های سازند شهبازان در جدول ۱ آورده شده است.

عناصر اصلی

کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg): به طور کلی میزان کلسیم (Ca) در دولومیت‌های برش مورد مطالعه از ۲۰ تا ۲۵/۵ درصد (میانگین ۲۱/۵ درصد) تغییر می‌کند. میزان منیزیم (Mg) در این دولومیت‌ها از ۹/۵ تا ۱۲/۴ درصد (میانگین ۱۰/۹۷ درصد) در تغییر است. مقدار Ca در نمونه‌های مورد مطالعه، در دولواسپارایت‌ها بین ۲۰/۴ تا ۲۲/۶ درصد (میانگین ۲۱/۲۲ درصد) در

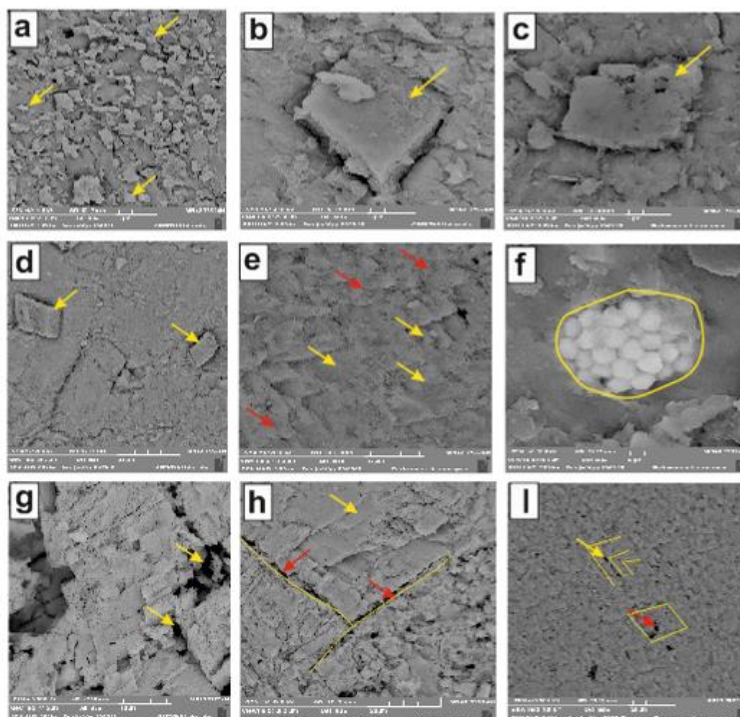
نظریه است (آدابی و رأو، ۱۹۹۶). بر اساس نظریه سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) فابریک نیمه‌مسطح شکل‌دار در این نوع از دولومیت‌ها نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پایین می‌باشد. بنابراین با توجه به ویژگی‌های بافتی و اندازه بلورها، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله تدفین کم عمق به صورت جانیشینی تشکیل شده‌اند (ویتاگر و همکاران، ۲۰۰۴).

دولومیت نوع سوم یا دولواسپارایت (دولومیت‌های درشت بلور): این نوع از دولومیت‌ها به صورت موزائیک‌های نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و در اندازه‌های بین ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون و به طور میانگین ۵۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۷-a, b و ۸-b, c). این نوع از دولومیت‌ها عمدتاً به صورت موزائیک‌های هم اندازه با مرزهای مشترک بین بلوری مستقیم بوده و در مواردی فصل مشترک سطوح کریستالی به خوبی حفظ شده است. همچنین در بین این سطوح کریستالی تخلخل‌های بین بلوری نیز مشاهده می‌شود (شکل ۸-g, h, i). این نوع دولومیت معادل فابریک Idiopic - S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar - P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد. دولومیت‌های نوع سوم بیانگر جانیشینی دیاژنتیکی سنگ‌آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشند (آدابی، ۱۳۹۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مازالو، ۱۹۹۲ و آدابی، ۲۰۰۹). این نوع از دولومیت‌ها در مقاطع مورد مطالعه از نوع آهن‌دار می‌باشند که توسط محلول فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده‌اند. وجود رنگ آبی فیروزه‌های در این نوع از دولومیت‌ها حاکی از وجود آهن Fe در ترکیب آن‌ها می‌باشد (شکل ۷-a, b). در برخی از دولواسپارایت‌ها وجود آثار انحلالی در بلورهای دولومیت می‌تواند به دلیل عبور سیالات غنی از فاز کلسیم (Ca) در محیط باشد (شکل ۸-c).

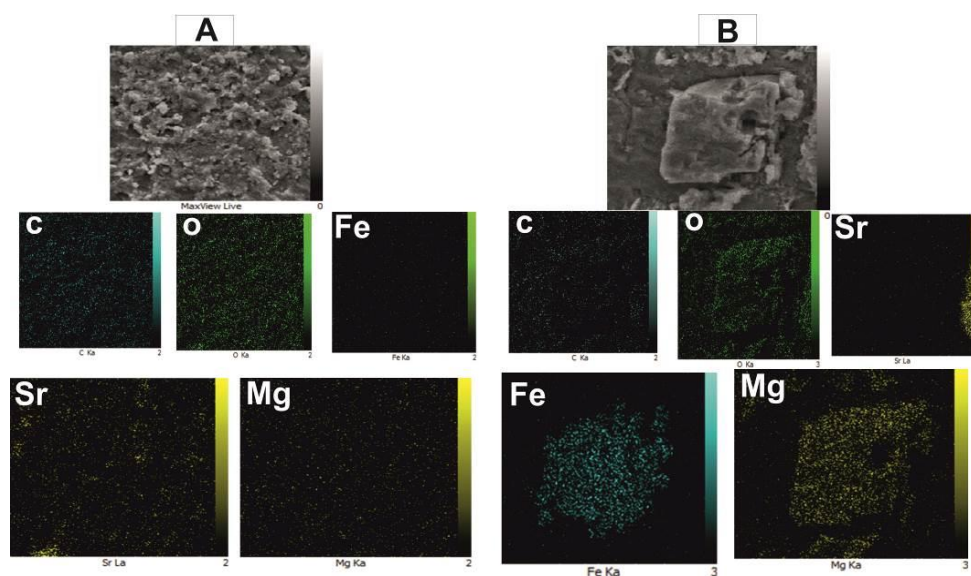
دولومیت نوع چهارم (دولومیت‌های بسیار درشت بلور) پر کننده فضای شکستگی‌ها و رگه‌ها: در مقاطع مورد مطالعه این نوع از دولومیت‌ها به صورت بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و در اندازه‌های چندین بلور (بزرگ‌تر از ۲۰۰ میکرون) به صورت پر کننده شکستگی‌ها (شکل ۷-d, e, h, i) و حجرات فسیل‌ها (f-۶) مشاهده گردید. مرز بین بلورها در برخی موارد به صورت غیرمسطح نوع A مازولو (۱۹۹۲) می‌باشند. این نوع از دولومیت‌ها حاصل

درصد) دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۱۰/۲ تا ۱۱/۸ درصد (میانگین ۱۰/۹۲ درصد) و در دولومیکرایت‌ها بین ۱۰/۵ تا ۱۲/۴ درصد (میانگین ۱۱/۷ درصد) در تغییر است.

دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۲۰ تا ۲۳/۵ درصد (میانگین ۲۱/۵ درصد) و در دولومیکرایت‌ها بین ۲۰/۲ تا ۲۴/۵ درصد (میانگین ۲۱/۷ درصد) و مقادیر Mg در دولواسپارایت‌ها بین ۹/۵ تا ۱۰/۸ درصد (میانگین ۱۰/۵



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپ الکترونی انواع مختلف دولومیت‌های شناسایی شده: a: دولومیکرایت در اندازه‌های بین ۴ تا ۱۰ میکرون (نمونه Sh-19 برش تاقدیس ماله کوه) b: دولواسپارایت بزرگتر از ۲۰ میکرون (نمونه Sh-40 برش تاقدیس ماله کوه). c: دولواسپارایت انحلال یافته (ناشی از تأثیر فاز سیالات غنی از کلسیم) (نمونه Sh-47 برش تاقدیس ماله کوه). d: دولومیکرواسپارایت بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون (نمونه Sh-28 برش تاقدیس ماله کوه). e: دولومیکرواسپارایت (پیکان زرد) حاصل از تبلور مجدد دولومیکرایت (پیکان قرمز) (شماره نمونه Sh-35 برش تاقدیس ماله کوه). f: بلورهای پیریت دانه تمشکی مربوط به دیاژنز تدفینی (نمونه Sh-26 برش تاقدیس ماله کوه) g: تخلخل بین بلوری در بلورهای دولومیت (نمونه Sh-12 برش تاقدیس ماله کوه). h: دولواسپارایت با تخلخل بین بلوری (نمونه Sh-6 برش تاقدیس ماله کوه). I: دولومیکرواسپارایت با ریزتخلخل‌های بین بلوری (پیکان زرد) و تخلخل درون بلوری (پیکان قرمز) (نمونه Sh-4 برش تاقدیس ماله کوه).



شکل ۹. تصاویر نقشه رقومی (Digi maps) معرف توزیع عناصر در بلورهای دولومیت (A: دولومیکرایت با تمرکز بالایی از عناصر Sr و Mg و B: نمونه Sh-51 برش تاقدیس ماله کوه): دولواسپارایت با تمرکز بالایی از عناصر Fe و Mg (نمونه Sh-40 برش تاقدیس ماله کوه)

جدول ۱. توزیع عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های برش مورد مطالعه (مقادیر برحسب درصد وزنی و پی‌پی‌ام)

Formation	Sample.No	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Mg/Ca (%)	Type dolomite
Shahbazan	Sh-1	40.5	26.2	20.7	9.5	15000	9000	5000	0.46	Dolosparite
Shahbazan	Sh-9	19.7	43.4	20.4	10.6	45000	7000	1000	0.52	
Shahbazan	Sh-19	28.9	36.6	21.2	9.5	5000	14000	11000	0.45	
Shahbazan	Sh-32	20.2	44	21	10.2	18000	4000	18000	0.49	
Shahbazan	Sh-51	47.5	16.5	22.6	10.8	7000	14000	3000	0.48	
Shahbazan	Sh-60	23.8	41.7	21.4	9.7	11000	11000	9000	0.45	
Shahbazan	Average	30.1	34.73	21.22	10.05	10680	9800	7800	0.47	
Shahbazan	Max	47.5	44	22.6	10.8	45000	14000	18000	0.52	
Shahbazan	Min	19.7	16.5	20.4	9.5	5000	4000	1000	0.45	
Shahbazan	Sh-4	24.3	41.5	21.6	10.2	9000	5000	8000	0.47	Dolomicrosparite
Shahbazan	Sh-16	19.5	46.8	20	11.8	1000	7000	4000	0.59	
Shahbazan	Sh-28	28.1	33.6	23.5	10.5	14000	2000	19000	0.45	
Shahbazan	Sh-35	31.6	34.3	20.1	10.7	11000	9000	7000	0.53	
Shahbazan	Sh-43	21.2	40.1	22.8	11.3	19000	500	21000	0.50	
Shahbazan	Sh-55	28	36.3	21	11	5000	8000	15000	0.52	
Shahbazan	Average	25.45	38.77	21.50	10.92	9800	5300	10230	0.51	
Shahbazan	Max	31.6	46.8	23.5	11.8	19000	9000	21000	0.59	
Shahbazan	Min	19.5	33.6	20	10.2	1000	500	4000	0.45	
Shahbazan	Sh-6	44.3	17.2	22.7	11.7	3000	1000	32000	0.52	Dolomiticrite
Shahbazan	Sh-12	25.1	35.6	24.5	12.1	100	11000	9000	0.49	
Shahbazan	Sh-22	23	40.8	20.9	12.4	2000	12000	14000	0.59	
Shahbazan	Sh-26	34.5	29.4	20.4	10.5	9000	10200	26000	0.51	
Shahbazan	Sh-40	33.8	25.5	23.7	12.3	7000	2000	29000	0.52	
Shahbazan	Sh-47	33.2	31.1	20.3	10.7	500	15000	31000	0.53	
Shahbazan	Sh-53	40.1	22.2	20.9	11.5	5000	2000	38000	0.55	
Shahbazan	Sh-57	39.5	23.9	20.2	12.4	10900	7000	15000	0.61	
Shahbazan	Average	34.2	28.2	21.7	11.7	5000	8000	24000	0.54	
Shahbazan	Max	44.3	40.8	24.5	12.4	10900	15000	38000	0.61	
Shahbazan	Min	23	17.2	20.2	10.5	100	1000	9000	0.49	
Total average		30.34	33.34	21.50	10.97	9900	7500	10580	0.51	
Total max		47.5	46.8	25.5	12.4	45000	15000	38000	0.61	
Total min		19.5	16.5	20	9.5	100	500	1000	0.45	

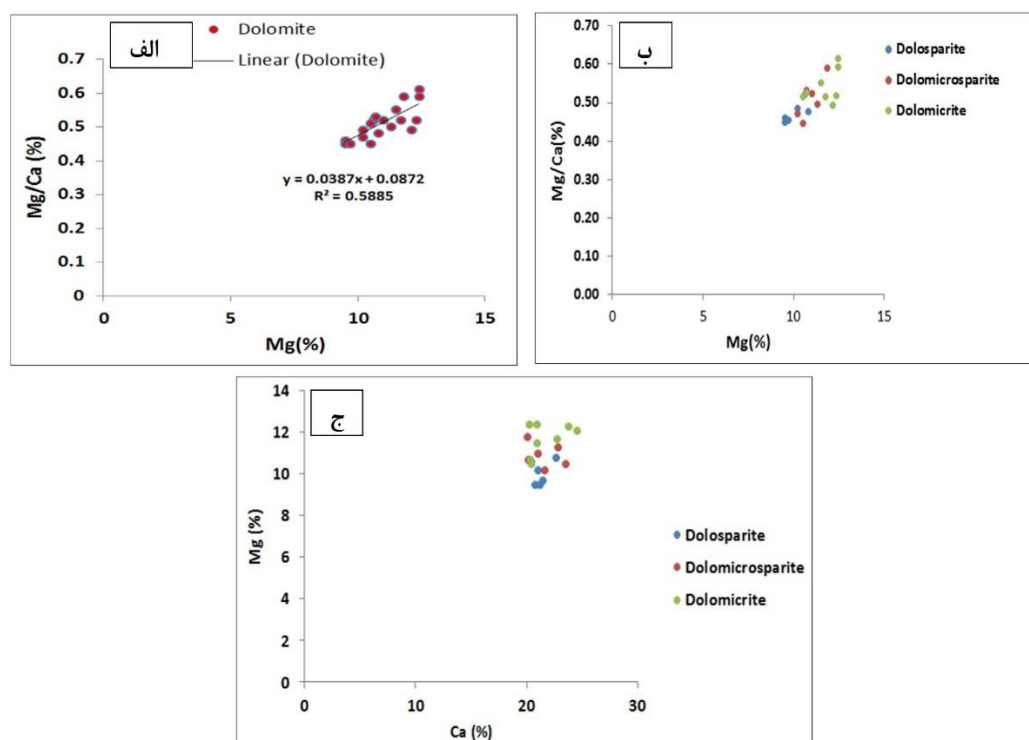
(آدابی، ۱۳۹۰)، بنابراین مقدار Mg در دولومیت‌های درشت بلور کمتر از سایر دولومیت‌هاست، به گونه‌ای که دولواسپارایت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها مقدار Mg کمتری دارند (شکل ۱۰ - ج). بیشترین میزان Mg در دولومیت‌های خالص ۱۳ درصد می‌باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰). نسبت Ca/Mg در دولومیت‌های ایده‌آل برابر ۱/۶ می‌باشد این نسبت برای فازهای مختلف آنالیز شده برای دولواسپارایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیکرایت‌ها در

مقادیر منیزیم (Mg) در برش مورد مطالعه با نسبت (Mg/Ca) ارتباط مثبتی دارد ($R^2=0.743$) (شکل ۱۰- الف و ب). از آنجایی که نسبت (Mg/Ca) در دولومیت‌های خالص حدود ۶۵ درصد می‌باشد، کاهش اندک مقادیر Mg از ۱۲/۴ به ۹/۵ درصد می‌تواند به علت دگرسانی جزئی این دولومیت‌ها می‌باشد (بلت و همکاران؛ ۱۹۸۰). از طرفی با توجه به اینکه در طی فرایند دولومیتی شدن مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش پیدا می‌کند

جریان دایم و مکرر سیال دولومیت‌ساز می‌باشد که با تشکیل دولومیت (با توجه به باز بودن سیستم) میزان منیزیم (Mg) کاهش نیافته بلکه میزان این دو نوع عنصر وابسته به نسبت Mg/Ca سیال منشأ و سنگ‌آهک و دولومیت اولیه می‌باشد. همچنین وجود دولومیت‌های انحلال یافته (شکل ۸ تصویر C) در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به سیالات دیاژنزی غنی از یون کلسیم Ca^{+2} در محیط دیاژنزی نسبت داد.

نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر ۲/۱، ۲، ۱/۹ می‌باشد. همانطور که مشخص است هر سه نوع دولومیت غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) هستند، این روند را با توجه به سن سازند شهبازان در برش مورد مطالعه می‌توان توجیه نمود.

با توجه به نمودار کلسیم (Ca) در برابر منیزیم (Mg) در نمونه دولومیت‌های برش مورد مطالعه تقریباً با افزایش مقدار کلسیم (Ca) مقدار منیزیم (Mg) نیز افزایش می‌یابد (شکل ۱۰ - ج) (خلاف روند معمول) که احتمالاً به دلیل



شکل ۱۰. الف- روند کلی تغییرات نسبت Mg/Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی برش مورد مطالعه، ب- رسم مقادیر Mg/Ca در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه، ج- روند تغییرات مقادیر Mg در برابر Ca در دولومیت‌های برش مورد مطالعه

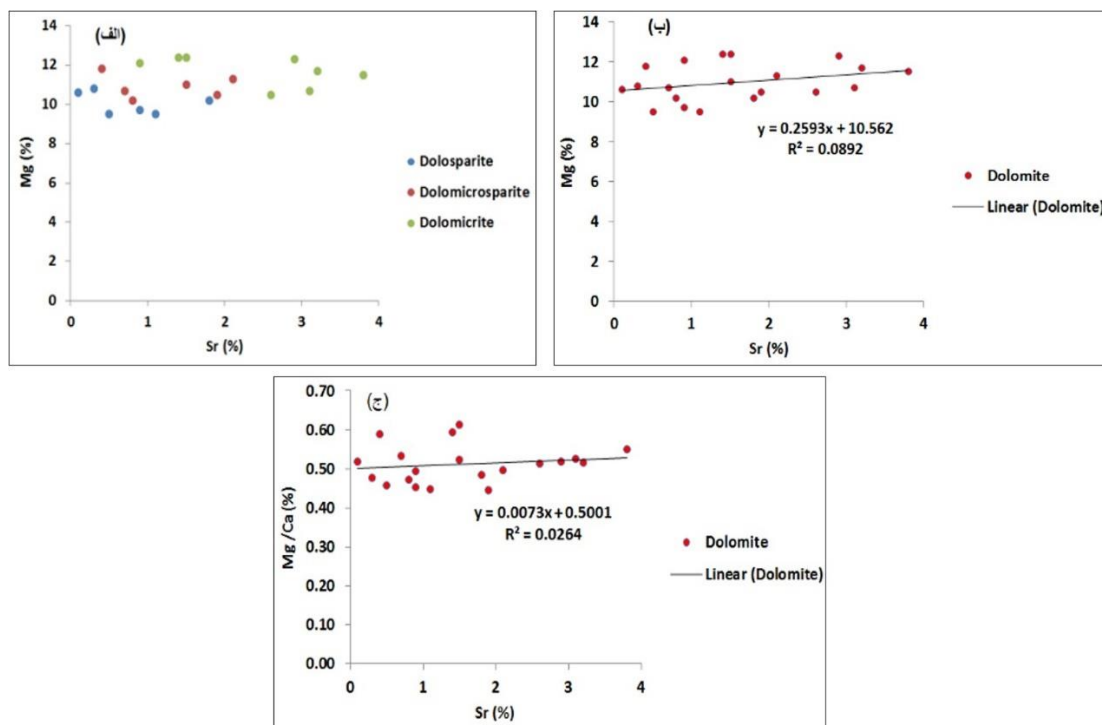
دولواسپارایت‌ها بین ۰/۱ تا ۱/۸ درصد (میانگین ۰/۷۸ درصد وزنی) در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۰/۴ تا ۲/۱ (میانگین ۱/۲۳ درصد) و در دولومیکرایت‌ها ۰/۹ تا ۳/۸ درصد (میانگین ۲/۴ درصد وزنی) در تغییر است. به طور کلی مقادیر Sr در دولومیت‌های مورد مطالعه از دولومیکرایت‌ها به سمت دولواسپارایت‌ها کاهش پیدا می‌کند (شکل ۱۱ - الف). دولومیت‌های اولیه ریز بلور به دلیل داشتن شبکه بلوری با نظم کمتر (غیراستوکیومتری) دارای مقادیر بیشتری استرانسیم نسبت به دولومیت‌های درشت بلور حاصل از دیاژنز تاخیری هستند (کیرماسی، ۲۰۰۸). در دولومیت‌های نوع سوم (درشت‌بلور) مقدار

عناصر فرعی

استرانسیم (Sr): استرانسیم یکی از مهم‌ترین عناصر ردیاب تجمع یافته در دولومیت‌ها می‌باشد. این عنصر وابسته به شکل کریستالی شدن دولومیت‌ها، ویژگی سیالات دیاژنتیکی (مانند شوری) و مواد متشکله آن می‌باشد که شامل فاکتورهای متعددی می‌باشد. دولومیت‌های اولیه مقدار استرانسیم بیشتری از دولومیت‌های ثانویه یا دیاژنزی دارند (شانلی و همکاران، ۲۰۱۸). به طور کلی تمرکز استرانسیم Sr در نمونه‌های برش مورد مطالعه بین ۰/۱ تا ۳/۸ درصد وزنی (میانگین ۱/۵۸ درصد) در تغییر می‌باشد. تمرکز استرانسیم در

Sr در دولومیت‌ها نشان از دولومیتی شدن آهک‌های آراگونیتی در محیط‌های به نسبت بسته دیاژنی دارد. تمرکز استرانسیم (Sr) به طور میانگین در دولومیت‌هایی که در محیط‌های تبحیری و یا مستقیماً از آب دریا تشکیل می‌شوند، به ترتیب ۶۰۰ و ۴۰۰ پی‌پی‌ام است مقادیر پایین این عنصر می‌تواند به دلیل تبلور مجدد در طی دیاژنز تدفینی باشد (وایزر، ۱۹۸۳؛ لند، ۱۹۹۱؛ ژسک و همکاران، ۲۰۱۲). رسم مقادیر Sr در برابر Mg در نمونه‌های مورد مطالعه یک روند افزایشی را نشان می‌دهد که می‌تواند به دلیل حالت غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بلورهای دولومیت باشد (شکل ۱۱- ب و ج).

استرانسیم به دلیل رسیدن به حالت ایده‌آل در شبکه بلوری کاهش یافته است (آدابی، ۲۰۰۹). توسعه فرایند دولومیتی شده به طور کلی سبب کاهش میزان عنصر استرانسیم در شبکه بلورها می‌گردد (هو و همکاران، ۲۰۱۶). تمرکز بالای استرانسیم در دولومیکرایت‌ها می‌تواند به دلیل فرایندهای دیاژنی باشد که بر روی پوسته‌های آراگونیتی برخی دوکفه‌ای‌ها، فرامینفرهای بنتیک و برخی جلبک‌های سبز در نمونه‌های مورد مطالعه در نظر گرفته شود. به طور کلی دولومیت‌هایی که جایگزین آراگونیت می‌شوند نسبت به آن‌هایی که جانشین کلسیت می‌شوند مقدار Sr بالاتری دارند. هامفری (۱۹۸۸) بر این باور است که مقادیر بالای



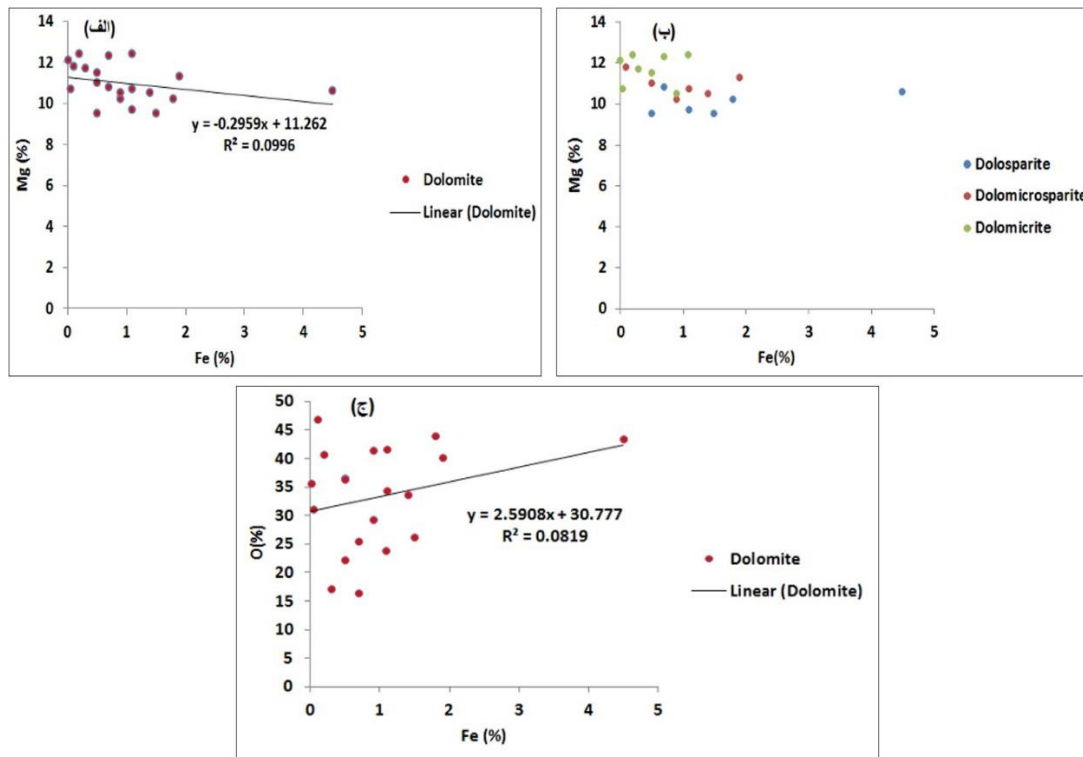
شکل ۱۱. الف: رسم مقادیر Sr و Mg در انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه، تمرکز Sr در دولومیکرایت‌ها بیشتر از سایر دولومیت‌هاست. ب- رسم مقادیر Sr در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه و ج- وجود همبستگی مثبت بین نسبت Mg/Ca و Sr (افزایش نسبت Mg/Ca به معنای افزایش مقدار Sr در دولومیت‌ها می‌باشد که می‌تواند به دلیل غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد).

احیاء می‌باشد. یکسان نبودن مقادیر آهن و دیگر عناصر فرعی در انواع مختلف دولومیت‌ها نیز به دلیل ترکیب به نسبت متفاوت سیال‌های تشکیل دهنده دولومیت‌ها است. توزیع این دو عنصر اغلب نسبت به تغییرات pH و Eh سیال حساس می‌باشند. در سیالات اکسیدان با Eh مثبت، Fe^{+2} و Mn^{+2} بیشتر به صورت اکسید می‌باشند و برای مشارکت در ساختار کربنات‌ها (سیدریت‌ها) حضور ندارند (تاگر و رایت، ۱۹۹۱). میزان Fe و Mn در طی تبلور مجدد به تناوب افزایش می‌یابند (تاگر و رایت، ۱۹۹۱). در آنالیزهای

آهن (Fe): مقادیر آهن Fe در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۰۱ تا ۴/۵ درصد وزنی (میانگین ۰/۹۹ درصد) در تغییر است. در دولواسپارایت‌ها بین ۰/۵ تا ۴/۵ درصد (میانگین ۱/۶۸ درصد وزنی) در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۰/۱ تا ۱/۹ درصد (میانگین ۰/۹۸ درصد وزنی) و در دولومیکرایت‌ها بین ۰/۰۱ تا ۱/۰۹ درصد (میانگین ۰/۵ درصد وزنی) در تغییر است. مقدار بالای عناصر آهن و منگنز در دولومیت‌ها بیانگر تحت تأثیر قرار گرفتن دولومیت‌ها توسط سیال‌های غنی از منگنز تحت شرایط

بلکه به شکل ناخالصی همراه نمونه وجود دارد. اختلاف در مقدار Fe نمونه‌های آنالیز شده (بین ۰/۰۱ تا ۴/۵) می‌تواند به علت حضور کانی‌های اکسیدی و سولفیدی در نمونه‌های دولومیتی ریزبلور باشد. دولوستون‌ها معمولاً با میزان بالایی از Fe, Na و میزان کمتری Sr, Mn مشخص می‌شوند و تنها یک بخشی از دولوستون‌ها میزان Mn بالایی دارند (ینگ و همکاران، ۲۰۱۷). از آنجایی که مقادیر آهن و منیزیم در آب دریا بسیار پایین‌تر از آب درون سازندی است، یک محیط کاهشی برای آهن و منگنز با کلسیم و منیزیم در شبکه دولومیت به صورت جانشینی را مساعد می‌سازد. در مقایسه با استرانسیم و سدیم، مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های دیاژنتیکی بالاتر از دولومیت‌های اولیه است (شانلی و همکاران، ۲۰۱۸).

انجام شده در نمونه‌های سازند شه‌بازان عنصر Fe معمولاً در شبکه بلور جانشین Mg می‌گردد. بنابراین باید رابطه‌ی معکوسی بین میزان Mg با Fe وجود داشته باشد (شکل ۱۲-الف) که این رابطه برای دولومیت‌های تدفینی عمیق (دولواسپارایت‌ها) صادق می‌باشد ولی برای دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌ها چندان صادق نمی‌باشد (شکل ۱۲-ب) که یک دلیل آن می‌تواند به علت حضور این عنصر به صورت اکسید و سولفید (پیریت، شکل ۸ تصویر f) به شکل پراکنده در بین و درون این نوع دولومیت‌ها باشد و نه به صورت جانشینی با Mg دولومیت‌ها، که این موضوع باعث افزایش مقدار آهن Fe در آنالیز نمونه‌ها می‌گردد (شکل ۱۲-ج). بدین معنی که احتمالاً مقادیری از این عنصر به صورت عنصر فرعی درون ساختار بلور قرار ندارد،



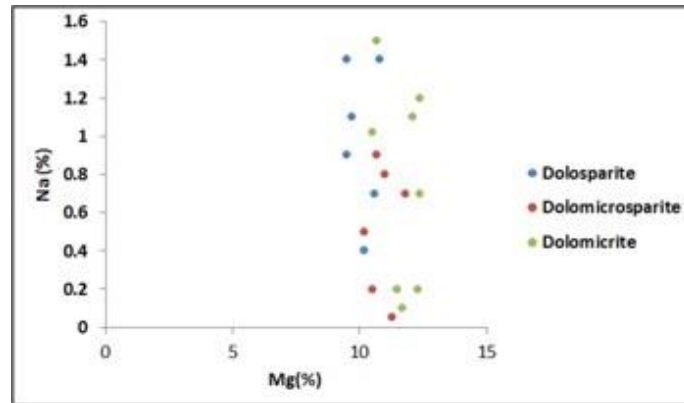
شکل ۱۲. الف: رسم مقادیر Fe در برابر Mg در دولومیت‌های سازند شه‌بازان (Fe به مرور جایگزین Mg می‌شود)، ب: وجود Fe در دولومیکرایت‌ها به دلیل شرایط اکسیدی بوده در صورتی که در دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها به دلیل شرایط نیمه احیا تا احیاء بوده است و ج: همبستگی مثبت بین عناصر آهن (Fe) و اکسیژن (O) در نمونه‌های دولومیتی. همانگونه که مشاهده می‌شود وجود کانی‌های اکسیدی در نمونه‌ها به دلیل وجود اکسیژن در محیط بوده است و سبب تشکیل کانی‌های اکسیدی نموده است.

دولواسپارایت‌ها بین ۰/۴ تا ۱/۴ درصد (میانگین ۰/۹۸ درصد وزنی) در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۰/۰۵ تا ۰/۹ درصد (میانگین ۰/۵۳ درصد وزنی) و در دولومیکرایت‌ها بین ۰/۱ تا ۱/۵ درصد (میانگین ۰/۸ درصد وزنی) در تغییر است. تمرکز این عنصر در بیشتر انواع مختلف دولومیت‌ها

سدیم (Na): سدیم فراوان‌ترین کاتیون آب دریا می‌باشد و تمرکز آن در دولومیت‌ها درجه شوری سیالات دولومیت‌ساز را نشان می‌دهد (وارن، ۲۰۰۰). تمرکز Na در دولومیت‌های برش مورد مطالعه بین ۰/۰۵ تا ۱/۵ درصد وزنی (میانگین ۰/۷۵ درصد وزنی) در تغییر است. مقادیر تمرکز Na در

ازمی و همکاران (۲۰۱۳) بالا بودن میزان Mg در دولومیت‌ها را به چرخش سیالات از میان رسوبات سیلیسی - آواری نسبت داده‌اند معمولاً شیل‌های حوضه‌ای از مواد آلی غنی هستند و دیاژنز مواد آلی به ایجاد یون CO_3^{2-} کمک می‌نماید. فرایند دولومیتی شدن (دولومیت‌های نوع دوم و سوم) ظاهراً توسط محلول‌هایی با قلیابیت بالا (یون CO_3^{2-} فراوان) تسریع می‌شود (تاکر و رایت، ۱۹۹۱). وجود عناصری نظیر سیلیس Si، تیتانیوم Ti، مولیبدن Mo، گوگرد S، پتاسیم K، زیرکن Zr در برخی از نمونه‌های مورد آنالیز (به مقدار کمتر از ۱٪) می‌توانند محصول دیاژنز شیل‌های سازند کشکان و امیران در زیر سازند شهبازان در نظر گرفته شوند.

نزدیک به یکدیگر است. این مقادیر بیش از میانگین دولومیت‌هایی است که در محیط دریایی عادی شکل می‌گیرند و به طور تیبیک ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام سدیم Na دارند (وایزر، ۱۹۸۳). رسم نمودار Na در برابر Mg نمونه‌های برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد که می‌تواند شاهدی برای غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد (شکل ۱۳). مقدار Na همانند Sr در دولومیت‌های غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بیشتر می‌باشد در نتیجه می‌توان گفت دولومیت‌های برش مورد مطالعه هنوز به نظم بلوری (استوکیومتری) نرسیده‌اند. تمرکز نسبتاً بالای Na در انواع مختلف دولومیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که احتمالاً این نوع از دولومیت‌ها متأثر از شورابه‌های کف حوضه‌ای می‌باشند.



شکل ۱۳. رسم مقادیر Na در برابر Mg برای انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه

شده باشند (وارن، ۲۰۰۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ کالن، ۲۰۱۶؛ لیو، ۲۰۱۷). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اثر تبلور مجدد و یا جاننشینی دولومیت‌های خیلی ریز بلور تشکیل شده‌اند (دونگ، ۲۰۱۳؛ میا او، ۲۰۲۰). دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها عمدتاً به همراه استیلولیت‌ها مشاهده می‌شوند. دولومیت‌هایی که در طول استیلولیت‌ها رشد کرده‌اند توسط پژوهشگران زیادی گزارش شده است (ماتس و مونتجوی، ۱۹۸۰؛ زنگر، ۱۹۸۳؛ میلر و فولک، ۱۹۹۴). هر چند در خیلی از موارد شکل‌گیری دولومیت‌ها ارتباطی به فرایند انحلال فشاری نداشته و صفحات استیلولیتی را به عنوان مجرای برای هدایت سیالات دولومیت‌ساز در نظر می‌گیرند (زنگر، ۱۹۸۳؛ میلر و فولک، ۱۹۹۴). به علاوه دولومیت‌هایی که بر اثر فرایند انحلال فشاری شکل می‌گیرند منحصراً

تعیین مدل دولومیتی شدن و منشأ سیالات دولومیت‌ساز

به طور کلی دو نوع دولومیت در سازند شهبازان تحت عنوان دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپارایت‌ها، دولواسپارایت‌ها و دولومیت‌های بسیار درشت بلور پرکننده حفرات و شکستگی‌ها) تشخیص داده شد. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، نظیر اینتراکلیست‌ها، لامینه‌های جلبکی استروماتولیتی و فابریک فنسترال، عدم فسیل و کانی‌های تبخیری و همچنین نبود شواهدی که نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل

می‌باشد که از میان آن‌ها می‌توان به آب‌های دریایی محبوس یا آب‌های درون روزنه‌ای و دیاژنز کانی‌های رسی در طی تدفین در نظر گرفت. در نهایت با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی، دولومیت‌های سازند شهبازان را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط در نظر گرفت (شکل ۱۴). نکته حائز اهمیت این است که سازند شهبازان در بخش‌های کم عمق یک پلت‌فرم کربناته رسوبگذاری نموده است و نقش سیالات دولومیت‌ساز با منشأ آب‌های متئوریک را نباید نادیده گرفت و جهت پی بردن به منشأ دقیق سیالات دولومیت‌ساز نیازمند تکنیک‌های دقیق‌تر مانند کاتودولومینسانس و ایزوتوپ‌های پایدار می‌باشد.

در سرتاسر دوره‌های زمین‌شناسی همانند سازند شهبازان، بسیاری از توالی‌های کربناته کم‌عمق (از پهنه‌های جزرومدی تا بخش‌های ابتدایی دریای باز) ائوسن تحت تاثیر فرایندهای شدید دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند (بوسنس و همکاران، ۲۰۰۰؛ آدابی و همکاران، ۲۰۰۸؛ زهدی و همکاران، ۲۰۱۴؛ مدرس و همکاران، ۲۰۱۸). از جمله مطالعاتی که در ارتباط با پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شهبازان می‌توان نام برد مطالعات وزیری‌مقدم و همکاران (۱۳۹۷) در شمال باختر شهرستان سمیرم می‌باشد. در این مطالعه وجود دولومیت‌های ریز بلور به شرایط سطحی و دمای پایین و دولومیت‌های ثانویه به محیط‌های دیاژنزی کم عمق تا متوسط توسط تراوش سیالات دولومیت‌ساز با شوری نرمال نسبت داده شده است. همچنین مقادیر پایین باریم و عناصر نادر خاکی نیز موید نقش سیالات دولومیت‌ساز با منشأ دریایی می‌باشد. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی دولومیت‌های مورد مطالعه با دیگر برش‌های این سازند در حوضه رسوبی زاگرس بیانگر شرایط متفاوت دیاژنزی در طی دفن سیالات دولومیتی کننده زمان ائوسن در بخش‌های مختلف حوضه زاگرس می‌باشد.

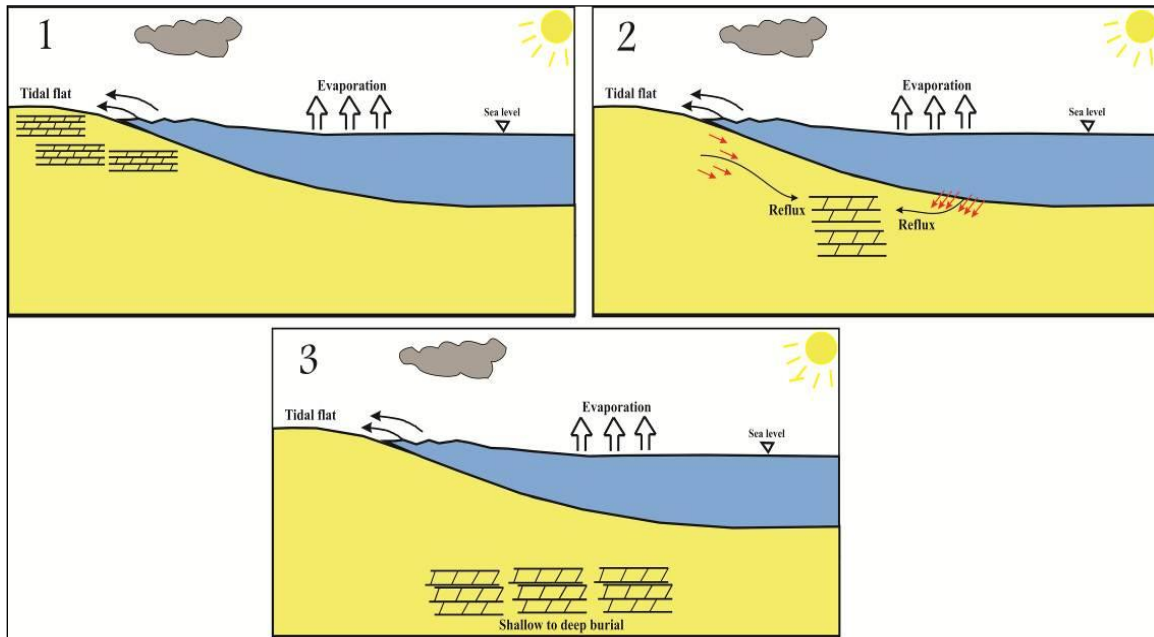
نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری دو گروه از دولومیت‌ها در برش مورد مطالعه شناسایی گردید. دولومیت‌های اولیه (هم‌زمان با رسوب‌گذاری) و دولومیت‌های ثانویه (پس از رسوب‌گذاری)، دولومیت‌های اولیه شامل دولومیکرایت‌ها (خیلی ریز بلور) با بافت موزاییکی و اغلب بی‌شکل در اندازه‌های بین ۴ تا ۱۰ میکرون، و دولومیت‌های ثانویه

رمبوئدری و آهن‌دار می‌باشند (وانلس، ۱۹۷۹). با توجه به اینکه دولواسپارایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌های مورد مطالعه هیچ یک از این خصوصیات را دارا نمی‌باشند و آثاری از بافت اولیه (دولومیکرایت‌ها) در آن‌ها مشاهده می‌شود نمی‌توان آن‌ها را مرتبط با فرایند انحلال فشاری در نظر گرفت بلکه بیشتر بر اثر جانشینی و تبلور مجدد حاصل شده‌اند. مقادیر پایین استرانسیم (میانگین ۰/۷۸ درصد) و به نسبت بالاتر آهن (میانگین ۱/۶۸ درصد) در دولومیت‌های درشت بلورتر، احتمالاً بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره بلورهای دولومیت در طی تدفین است. در طی دیاژنز تدفینی تبلور مجدد در بلورهای دولومیت مشاهده می‌شود همچنین انحلال در پوسته‌ی آلوکم‌ها و جانشینی آن‌ها توسط کلسیت و دولومیت رخ داده است. در برخی نمونه‌ها فضای حاصل از شکستگی‌ها و حفرات توسط کلسیت اسپارایت و دولواسپارایت‌ها پر شده است، اندازه این بلورها در حد چند ده میکرون می‌باشد که حاصل دیاژنز تدفینی بوده و در آن‌ها با توجه به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی و رنگ‌آمیزی با محلول فروسیانید پتاسیم عنصر آهن یافت می‌شود. به نظر می‌رسد این نوع از دولومیت‌ها آخرین نسل از دولومیت‌ها باشند که در نمونه‌های سازند شهبازان شکل گرفته‌اند و تخلخل حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. دولومیت نوع یک (دولومیکرایت‌ها) به عنوان دولومیت تقریباً هم‌زمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت‌ها) و دولومیت نوع سوم (دولواسپارایت‌ها) از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. دولواسپارایت‌ها به سه شکل در نمونه‌ها قابل مشاهده می‌باشند، به صورت جانشینی در دانه‌های آلوکمی، تبلور مجدد از دولومیت‌های ریزبلور تر و به صورت سیمان همراه با کلسیت هم‌بعد پرکننده شکستگی‌ها و حفرات سنگ، وجود سیمان کلسیت هم‌بعد در داخل شکستگی‌ها می‌تواند تأیید کننده دیاژنز تدفینی باشد. به نظر می‌رسد که برای دولومیتی شدن اولیه و یا هم‌زمان با رسوب‌گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (لند ۱۹۸۵). این منشأ تنها برای دولومیت‌های نوع ۱ در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمای پایین در یک پهنه جزرومدی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند. اما منیزیم مورد نیاز برای دولومیت‌های نوع ۲ و نوع ۳ از منابع مختلفی قابل تأمین

و دولواسپارایت‌ها به همراه وجود برخی شواهد مانند اینتراکلاست، تخلخل فنسترال و نبود کانی‌های تبخیری نشان‌دهنده تشکیل این دولومیت‌ها از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط می‌باشد. همچنین شواهد ژئوشیمیایی نشان داد که دولومیت‌های مورد مطالعه هنوز به نظم بلوری نرسیده‌اند که این موضوع را می‌توان با توجه به سن سازند شهبازان در این بخش از حوضه رسوبی زاگرس توجیه نمود.

شامل دولومیکرواسپارایت‌ها (ریز بلور) بصورت نیمه شکل‌دار در اندازه‌های بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون و دولواسپارایت‌ها (متوسط بلور) اغلب نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار و در اندازه‌های بزرگ‌تر از ۵۰ میکرون می‌باشند. آنالیز عنصری و روند تغییرات عناصر اصلی نظیر Ca و Mg و عناصر فرعی نظیر Sr, Fe, Na در دو گروه اصلی از دولومیت‌ها و مقادیر پایین Fe و مقادیر بالای Na و Sr در دولومیکرایت‌ها و تمرکز بالای Fe در دولومیکرواسپارایت‌ها



شکل ۱۴. مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان در برش مورد مطالعه (بدون مقیاس): ۱: مدل پهنه جزرومدی. ۲: مدل نشتی برگشتی. ۳: مدل تدفینی کم عمق تا عمیق

دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، ص ۱۴۹ تا ۱۶۶.

عبدل‌نیا، ا.، مغفوری‌مقدم، ا.، باغبانی، د (۱۳۹۶) چینه‌شناسی سازند شهبازان در حوضه لرستان. نشریه علوم زمین، دوره ۲۶، شماره ۱۰۳، ص ۱۵۷ تا ۱۶۸.

غلام‌پور موگهی، س.، صالحی، م.، ع.، ارزانی، ن.، وزیری‌مقدم، ح (۱۳۹۷) بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال غرب سمیرم: مطالعه‌ای از فرآیند دولومیتی شدن در حاشیه شرقی حوضه فورلند زاگرس. نشریه پژوهش‌های دانش زمین، سال دهم، شماره ۳۷، ص ۲۲۱-۲۴۳.

مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران (چینه‌نگاری زاگرس)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی، ۵۸۳ ص.

وزیری‌مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریاری گرائی، س.، طاهری، ع.، خزاعی، ا (۱۳۸۹) معرفی رسوبات آواری - کربناته و آواری قرمز رنگ ماستریشترین در ناحیه زاگرس مرتفع (سمیرم -

تقدیر و تشکر

نویسندگان مقاله از داوران محترم و سردبیر و هیات تحریریه مجله رسوب‌شناسی کاربردی کمال تشکر و قدردانی را دارند.

منابع

آدابی، م. ح (۱۳۹۰) ژئوشیمی رسوبی، تهران، آراین زمین (چاپ دوم)، ۵۰۳ ص.

جانباز، م.، محسنی، ح.، پیریایی، ع.، یوسفی‌یگانه، ب.، سرداکی صوفیانی، ح (۱۳۹۶) محیط رسوبی سازند شهبازان در پهنه لرستان: تحولی از شلف به رمپ، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۱۰، ص ۴۳ تا ۶۳.

شلالوند، م.، آدابی، م.، ح.، زهدی، ا (۱۳۹۸) سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و مدل دولومیتی شدن سازند تله‌زنگ (پالتوسن پسین - ائوسن پیشین) در جنوب و جنوب باختر کرمانشاه.

- اردل)، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۱، ص ۱۰۳ تا ۱۱۷.
- Callen, J. M (2016) In Situ Geochemistry of Middle Ordovician Dolomites of the Upper Mississippi Valley: Evaluation of the Dorag Model and New Implications for Dolomitizing Fluids: Master dissertation, Louisiana State University, 88 p.
- Dong, S., F. Chen, D., Z. Qing, H., R. Zhou, XQ., Wang, D., Guo, Z., H. Jiang, M., S. Qian, Y., X (2013) Hydrothermal alteration of dolostones in the Lower Ordovician, Tarim Basin, NW China: multiple constraints from petrology, isotope geochemistry and fluid inclusion microthermometry. *Mar Pet Geol*, 46(9): 270–286
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists.*, 108-121.
- Folk, R (1959) Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin.*, 3 (1): 1-38.
- Folk, R. L (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L. C. and Murray, R. C. (eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Spec. Publ., 13: 14-48
- Geske, A., Zorlu, J., Richter, D. K., Buhl, D., Niedermayr, A. and Immenhauser, A (2012) Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites, *Chemical Geology*, 332 (333): 45-64.
- Gregg, J. M., and Shelton, K. L (1990m) Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research.*, 60: 549-562.
- Gregg, J. M., and Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 908- 931.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N. J. F., Gleeson, S. A. and Brand, U (2016) Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implications for a volcanic influence: *Marine and Petroleum Geology*, 69: 38-52.
- Hu, W., Chen, Q., Wang, X. and Cao, J (2010) REE models for the discrimination of fluids in the formation and evolution of dolomite reservoirs: *Oil Gas Geology*, 31(6): 810-818.
- Humphrey, J. D (1988) Late Pleistocene mixing zone dolomitization, south-eastern Barbados, West Indies. *Sedimentology.*, 35: 327-348.
- James, G. A. and Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area, *American Association of*
- Adabi, M. H. and Rao, C. P (1996) Petrographic, element and isotopic criteria for Central Iran: *Iranian Petroleum Institute*, 15: 561- 574.
- Adabi, M. H., Zohdi, A., Ghabeshavi, A. and Amiri-Bakhtiyar, H (2008) Applications of nummulitids and other larger benthic foraminifera in depositional environment and sequence stratigraphy: an example from the Eocene deposits in Zagros Basin, SW Iran: *Facies*, 54(4): 499-512.
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N. E. Iran: *Crab. Eva.*, 24: 16-32.
- Al-Aasm, I. S. and Packard, J. J (2000) Stabilization of early-formed dolomite, atale of divergence from two Mississippian dolomites: *Sedimentary Geology*, 131: 97-108.
- Amthor, J. E., Friedman G. M (1992) Early to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. *J. Sed. Petrol*, 62: 1023-1043.
- Azmy, K., Veizer, J., Misi, A., de Oliveira, T. F., Sanches, A. L. and Dardenne, M. A (2001) Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante formation, São Francisco Basin, Brazil: *Precambrian Research*, 112(3): 303-329.
- Azmy, K., Lavoie, D., Wang, Z., Brand, U., Al-Aasm, I., Jackson, S. and Girard, I (2013) Magnesium-isotope and REE compositions of Lower Ordovician carbonates from eastern Laurentia: implications for the origin of dolomites and limestones: *Chemical Geology*, 356: 64-75.
- Azomani, E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U. and Al-Aasm, I (2013) Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: Controls on porosity and implications from geochemistry: *Marine and Petroleum Geology*, 40: 99-114.
- Blatt, H., G. V. Middleton, and Murra, R. C (1980) *Origin of Sedimentary Rocks*: 2nd ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. P:514.
- Bosence, D. W. J., Wood, J. L., Rose, E. P. F. and Qing, H (2000) Low and high-frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula): *Journal of the Geological Society, London*, 157: 61-74.
- Callen, J. M (2016) In Situ Geochemistry of Middle Ordovician Dolomites of the Upper Mississippi Valley: Evaluation of the Dorag Model and New Implications for Dolomitizing Fluids: Master dissertation, Louisiana State University, 88 p.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section: *Nature*, 205, p: 587.

- China. *Minerals* 2018, 8, 289; doi:10.3390/min8070289
- Sibley, D. F., and Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. *J. Sediment. Petrol.*, 57: 967-975.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E., and Wright, V. P (1991) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.
- Veizer, J (1983) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element techniques. In *Stable isotopes in sedimentary geology*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.
- Veizer, J., Hinton, R. W., Clayton, R. N. and Lerman, A (1987) Chemical diagenesis of carbonates in thinsections: Ion microprobe as a trace element tool: *Chemical Geology*, 64(3): 225-237.
- Wanless, H. R (1979) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization: *Jour.Sed. Petrol*, 49: 437-462.
- Warren, J. K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: *Earth Sci Reviews.*, 52: 1-81.
- Whitaker, F. F., Smart, P. L. and Jones, G (2004) Dolomitization From conceptual to numerical models: Geological Society, London, Special Publications, 235(1): 99-139.
- Wilson, M. E. J., Evans, M. J., Oxtoby, N. H., Nas, D. S., Donnelly, T. and Thirlwall, M (2007) Reservoir quality, textural evolution and origin of fault-associated dolomites: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 91: 1247-1273.
- Warren, J. K (2006) *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1036 p.
- Ye, Q. and Mazzullo, S. J (1993) Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North Platform, Middle Basin, Texas: *Carbonates and Evaporites.*, 8: 55-70.
- Ying, R., Dakang, Z., Chonglong, G., Queqi, Y., Rui, X., Langbo, J., Yangjinfeng, J., Ningcong, Zh (2017) Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. *Petroleum Research* 2 (2017) 64e76.
- Zenger, D. H (1983) Burial dolomitization in the Lost Burro Formation/Devonian, east central California and the significance of late diagenetic dolomitization: *Geology*, 11: 519-522.
- Zhang, X., Hu, W., Jin, Z., Zhang, J., Qian, Y., Zhu, J., Zhu, D., Wang, X. and Xie, X (2008) REE compositions of Lower Ordovician dolomites in Central and North Tarim Basin, NW China: A potential REE proxy for ancient seawater: *Geology Sinica*, 82(3): 610-621.
- Petroleum Geologists Bulletin*, 49(12): 2182-2245.
- Kirmaci, M. Z (2008) Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Golkoy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey: *Sedimentary Geology*, 203: 289-306
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, 33: 112-125.
- Land, L. S (1991) Dolomitization of the Hope Gate Formation (north Jamaica) by seawater: reassessment of mixing zone dolomite. In: Taylor, H. P., O'Neil, J. R., Kaplan, I. R. (Eds.), *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*, Geochemical Society, Special Publications, 3: 121-133.
- Lee, Y. I. and Friedman, G. M (1987) Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and south-eastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Research.*, 57: 544-557.
- Liu, C., Xie, Q., Wang, G., He, W., Song, Y., Tang, Y. and Wang, Y (2017) Rare earth element characteristics of the carboniferous Huanglong Formation dolomites in eastern Sichuan Basin, southwest China: Implications for origins of dolomitizing and diagenetic.
- Mattes, B. W., and Mountjoy, E. W (1980) Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Eds. D.H. Zenger, J.B. Dunham and R.L. Ethington): *SEPM Spec. Publ.*, 28: 259-297.
- Mazzullo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review: *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- Miao, Zh., Gong, E., Zhang, Y., Guan, C., Wentao Huang, W (2020) Burial dolomitization, the genesis of dolomite in the Dapu Formation (Upper Carboniferous), Guixinan area, Youjiang basin, Southwest China: petrologic and geochemical evidence. *Carbonates and Evaporites*, doi. /10.1007/s13146-020-00594-5
- Miller, J. K. and Folk, R. L (1994) Petrographic, geochemical and structural constraints on the timing and distribution of postlithification dolomite in the Rhaetian Portoro (—Calcarenol) of the Portovenere Area, La Spezia, Italy. In: B.H. Purser, M.E.
- Modarres, M. H., Adabi, M. H., Fayazi, F., Ghobishavi, A. and Moradpour, M (2018) Petrography and geochemical composition of the middle Eocene, the Shahabazan Formation at Kialu Section, Zagros Basin, Southwestern Iran: *Carbonates and Evaporites*, DOI:10.1007/s13146-018-0438-xs.
- Shunli, Zh., Zhengxiang, Lv., Yi. W., Sibing, L (2018) Origins and Geochemistry of Dolomites and Their Dissolution in the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin,

- Zhao, C., Yu, B., Zhang, C., Chen, Y. and Qi, X (2012) A discussion on the formation mechanism of dolomite associated with hydrothermal solution in Tazhong area: *Petrology and Mineralogy*, 31(2): 164-172.
- Zohdi, A., Moallemi, S. A., Moussavi- Harami, R. and Mahboubi, A (2014) Shallow burial dolomitization of an Eocene carbonate platform, Southeast Zagros Basin: *Iran GeoArabia*, 19(4): 17-54.