

پتروژنز و ترکیب دولومیت کرتاسه شهمیرزاد، البرز مرکزی

کمال‌الدین بازرگانی گیلانی*، مریم فرامرزی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: kbazargu@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۵/۲/۲۵؛ پذیرش: ۸۵/۶/۲۷)

چکیده

انواع سنگ‌های کربناته دولومیت دار کرتاسه بالایی که در ناحیه شمال شرق شهمیرزاد، البرز مرکزی رخنمون دارد، میزبان کانسارها و آثار متعدد سرب و روی در شمال سمنان می‌باشد. در این مطالعه پنج برش از سنگ‌های کربناته معادن متروکه سرب و روی رضا آباد، حیدر آباد و رضابک انتخاب شده است. با استفاده از مقاطع میکروسکوپی نازک استاندارد و رنگ آمیزی شده، نمودارهای XRD، تجزیه شیمیایی مرطوب و XRF؛ پتروژنز و ترکیب دولومیت‌ها با معادله $N CaCO_3 = md + b$ بررسی گردید. دولومیت‌های منطقه با توجه به معادله فوق از نظر میزان کربنات کلسیم به ۳ دسته تقسیم شده اند، که عبارتند از: ۵۱/۵ - ۴۹/۵٪، ۵۳/۵ - ۵۱/۵٪ و ۵۵/۵ - ۵۳/۵٪. برطبق این مطالعات ۶ نوع بافت تشخیص داده شد که با توجه به توالی رشد بلورهای دولومیت در طول زمان (از آغاز) شامل گزنوتوپیک A یا دولومیکرایت، ایدیوتوپیک E، P، S، ایدیوتوپیک C و زین اسبی است. کاهش میزان سدیم و استرانسیم که طی دیاژنز و با افزایش اندازه بلور وجود می‌آید، بدلیل تأثیر سیالات هیدرترمالی در توالی کرتاسه این منطقه دیده نمی‌شود. مقادیر Mn و Fe در دولواسپارایت‌ها بالاتر از دولومیکرواسپارایت‌ها است. با توجه به تغییر مقادیر Fe^{2+} ، Mn^{2+} در ترکیب دولومیت در طول پروفیل‌ها احتمالاً یک جریان سیال از شمال به جنوب نسبت به گسل انزاب در منطقه وجود داشته است. با توجه به یافته‌ها، دولومیتی شدن چند مرحله‌ای این منطقه را باید در ارتباط با دیاژنز اولیه و تأخیری در نتیجه تأثیر آب‌های دریایی و متئوریک، شورابه‌های حوضه‌ای و همچنین فعالیت‌های هیدروترمال دوره سنوزوئیک (احتمالاً نشأت گرفته از ولکانیک ائوسن) بر توالی کرتاسه بالایی دانست.

واژه‌های کلیدی: دولومیت، سرب و روی، کرتاسه بالایی، شهمیرزاد، البرز مرکزی، رضا آباد، حیدر آباد.

مقدمه

نمودارهای XRD و فرمول $N CaCO_3 = md + b$ (Lumsden 1979) و داده‌های (Jones et al. 2001) بررسی شد. داده‌های مطالعه دولومیتی شدن چند مرحله‌ای را در توالی پلاتفرم کرتاسه بالایی شمال شرقی شهمیرزاد روشن و همچنین تأثیر فعالیت‌های هیدرترمالی سنوزوئیک بر این توالی را بازگو می‌کند. هدف از جمع بندی داده‌ها تعیین پتروژنز و ترکیب دولومیت‌ها در بردارنده سرب و روی این منطقه براساس مطالعات (Sibley & Gregg 1987, Mazzullo 1992, Friedman 1965) در مورد دولومیت‌ها می‌باشد. (Braithwaite & Rizzi 1997)

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در واحد زمین‌ساختی - رسوبی البرز مرکزی قرار گرفته است که بخشی از نوار کوهزایی آلپ-همیالیا می‌باشد. در منطقه شهمیرزاد توالی تقریباً کاملی از سنگهای پرکامبرین تا عهد حاضر وجود دارد، که توالی مزوزوئیک آن عمدتاً شامل دولومیت و سنگ آهک سازند الیکا؛ ماسه سنگ، شیل با آثاری از ذغال سازند شمشک، سنگ آهک دلیچای، دولومیت و سنگ آهک سازند لار

دولومیتی شدن در توالی مزوزوئیک البرز مرکزی در سازندهای الیکا (علی قلی نتاج ۱۳۸۰، فیاضی ۱۳۸۴)، لار و کرتاسه بالایی قابل مشاهده است. بازرگانی گیلانی و فرامرزی (۱۳۸۴) ژئومتری، پتروگرافی و ترکیب دولومیت‌های کرتاسه بالایی البرز مرکزی (شمال شرق شهمیرزاد) را مطالعه کرده‌اند. همچنین میکرواستراتیگرافی بخش‌هایی از کرتاسه بالایی شمال سمنان توسط زحمتکش (۱۳۷۵) مطالعه شده است. معادل‌های چینه‌شناسی این واحدهای سنگی میزبان مهمی برای کانسارهای سرب و روی در شمال سمنان می‌باشند. بنابراین شناخت منشأ این دولومیت‌ها می‌تواند اطلاعات مهمی در مورد نحوه گسترش سیالات حوضه‌ای، واکنش سیال-سنگ در طول دیاژنز و فرایندهای کانی‌سازی فراهم کند (Chen et al. 2004)، که این در حقیقت می‌تواند برنامه معدنکاری و اکتشاف را بهبود بخشد. بدین منظور پنج رخنمون از کرتاسه بالایی انتخاب گردید و با تکیه بر مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، دولومیت‌های این توالی مورد بحث قرار گرفته است. از طرفی ترکیب آنها با استفاده از

توالی کرتاسه بالایی می‌باشد. سنوزوئیک در منطقه مورد مطالعه شامل کنگلومرای فجن (پالئوسن، ضخامت ۱۰۰۰-۲۰۰ متر)، توف و شیل سازند کرج (ائوسن، با ضخامت حدود ۲۷۰۰-۱۰۰۰ متر) و بیش از ۱۰۰۰ متر رسوبات روی سازند کرج است که با توجه به رسوبات منطقه شمال سمنان می‌توان توالی سنوزوئیک روی کرتاسه را دنبال کرد (نبوی ۱۳۶۶) (شکل ۱).

علوی (Alavi 1991) توالی ژوراسیک میانی-کرتاسه البرز را فلات قاره‌ای می‌داند. توالی رسوبات ژوراسیک میانی تا کرتاسه پسین البرز در حوضه فورلند راسب شده‌اند. این حوضه فورلند با عدم تقارن در عمق وارد دوره کرتاسه شده است (رحیمی ۱۳۸۱). مرز کرتاسه پایین-کرتاسه بالایی همانند دیگر نقاط ایران (به جز زاگرس) با فاز کوهزایی اتریشین و ناپیوستگی رسوبی و گاه تکاپوهای آتشفشانی مشخص است. سن توالی کرتاسه بالایی شمال شرق شه‌میرزاد سنومانین-سنونین می‌باشد. در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی رسوبات ماستریشتین چندان گزارش نشده و دریای ماستریشتین تحت تأثیر حرکت‌های زودرس فاز کوهزایی لارامید قرار داشته است. سرانجام در اواخر ماستریشتین، این مناطق تحت تأثیر فاز کوهزایی لارامید قرار گرفته و به خشکی تبدیل شده است.

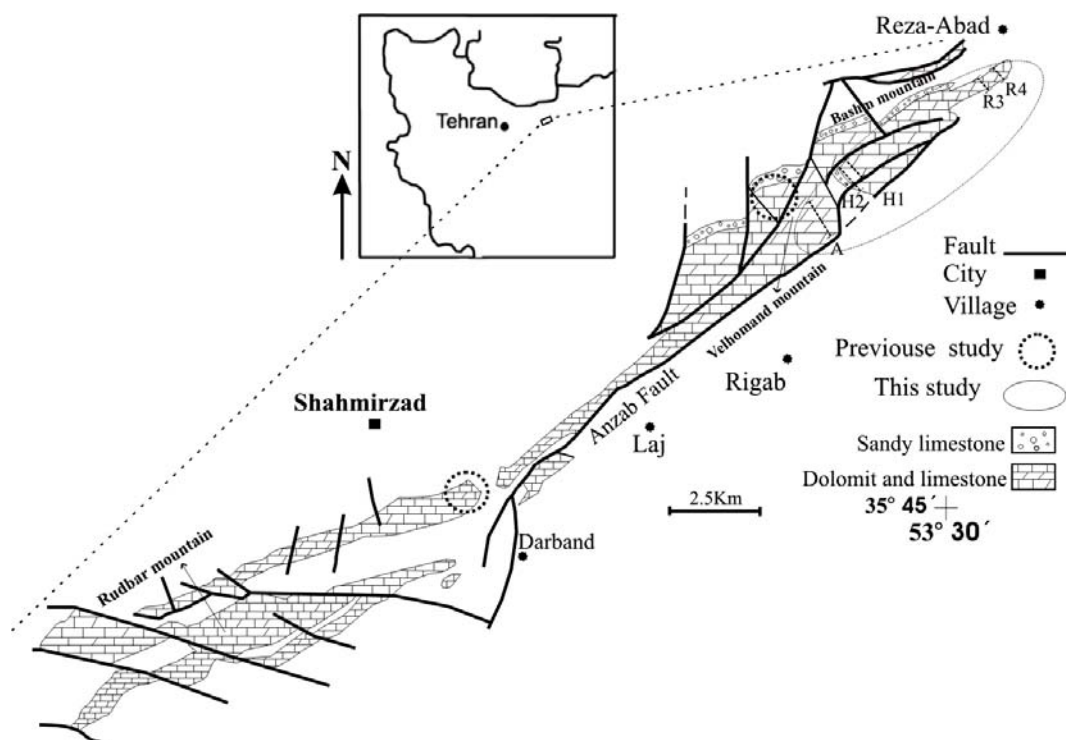
از نظر موقعیت چینه‌شناسی، این توالی با ناپیوستگی هم شیب (Disconformity) بر روی سازند لار قرار گرفته است. که مرز بالایی آن توسط گسل انزاب کنار آبرفت‌های کواترنری یا سازندهای شمشک و الیکا قرار می‌گیرد. توالی کرتاسه بالایی منطقه مورد مطالعه با امتداد E

تاریخچه تکوین حوضه

با نزدیکی به پایان کرتاسه و شروع حرکات آلپ میانی در نتیجه تصادم ایران و عربستان (Berberian & King 1981)، نوار کوهزایی البرز فعالیت مجدد خود را در نتیجه اعمال تنش‌های فشارش از زون تصادم آغاز کرد. در این مرحله، بخشی از رسوباتی که در مراحل قبل در حوضه فورلند ته نشین شده‌اند، به فرم ورقه‌های رورانده به مجموعه کوهزایی ملحق شده و مجموعه کوهزایی با الحاق ورقه‌های جدید به سمت حوضه فورلند حرکت کرده است. این تغییرات ساختاری با بالا آمدگی نوار چین خورده-گسلیده البرز، پسروری دریا به سمت جنوب در حوضه فورلند، تجدید حیات فرایندهای فرسایشی در آن و هجوم مواد

Geological Time			Thickness m	Formation	Lithology	Description	
ERA	Period	Epoch					
Cenozoic	Neogene	Quaternary					
		Pliocene					
		Miocene		0-570	Upper Red		Conglomerate, sandstone, sandy marl, marl
	Paleogene			0-475	Qom		Marly limestone, marl, gypsum, tuff, conglomerate
		Oligocene		0-1150	Lower Red		Marl and sandy marl, partly gypsiferous
				0-550	Kond		Marl, gypsum, sandstone and conglomerate
				1000	Semnan		Tuff, sandstone and shale
		Eocene		1000-2000	Karaj		Dacitic tuff and shale
		Paleocene		200-1000	Fajan		Sandstone and conglomerate
	Mesozoic	Cretaceous	UPPER	400-700	K3		Sandy limestone, well-bedded, thick-bedded grey and cream limestone, massive, grey cherty limestone and, brown, grey and cream dolomite, marl and marly limestone
				K2c			
				K2b			
				K2a			
Lower		0-120	Tizkuh		Limestone		
Jurassic		Malm	200-900	Lar		Cherty limestone and dolomite	
		Dogger	0-320	Dalichai		Limestone, marly limestone, marl	
	Lias	700-3000	Shemshak		Sandstone, shale and limestone		
Triassic			100-800	Elika		Dolomite and limestone	
	Scythian						

شکل ۱- ستون چینه‌شناسی سازندهای مزوزوئیک و سنوزوئیک در ناحیه سمنان (داده‌های چینه‌شناسی و ضخامت از نبوی ۱۳۶۶) با تغییر.



شکل ۲- بیرون زدگی های کرتاسه بالایی و گسل های عمده منطقه شمال شرقی شه میرزاد. نقل از نقشه ۲۵۰۰۰۰:۱ سمنان، (Nabavi et al. 1994) با اندکی تغییر. محل برش های رضا آباد R3 و R4، حیدر آباد H1 و H2، رضا برک A، در نقشه مشخص شده است.

با شروع نئوژن و در نتیجه حرکات کوهزایی آلپ پسین، بالا آمدگی در فلات ایران و نیز افت سطح جهانی آبها، حوضه فورلند دریایی به یک حوضه فورلند غیر دریایی تبدیل شده است. این تغییر شرایط رسوبگذاری با تشکیل نهشته های پلایایی در قاعده توالی آواری نئوژن در منطقه مورد مطالعه همراه بوده است. سازندهای سمنان، کند، قرمز پایینی، قم و قرمز بالایی منطقه مورد مطالعه در این شرایط نهشته شده اند. وجود همراهان ولکانوژن نیز با سازند قم از دیگر ویژگی های توالی رسوبی این منطقه می باشد. در پایان نئوژن با تشکیل راندگی های جدید و الحاق ورقه هایی از پوشش رسوبی، تجدید حیات فرایندهای فرسایش، حمل و رسوبگذاری مواد آواری در حوضه فورلند و حوضه های بین کوهستانی از نوع پشت خوک (Piggy Back) راسب شده است. مواد آواری حاصل از فرسایش پهنه های بالا آمده، بادبزنی های آبرفتی دریایی ارتفاعات را تغذیه می کرده اند. حرکت ورقه های رورونده به سمت جنوب، پیشروی بادبزنی های آبرفتی در این جهت را سبب شده است و به این ترتیب توالی آواری نئوژن در منطقه راسب شده است (رحیمی ۱۳۸۱).

روش مطالعه

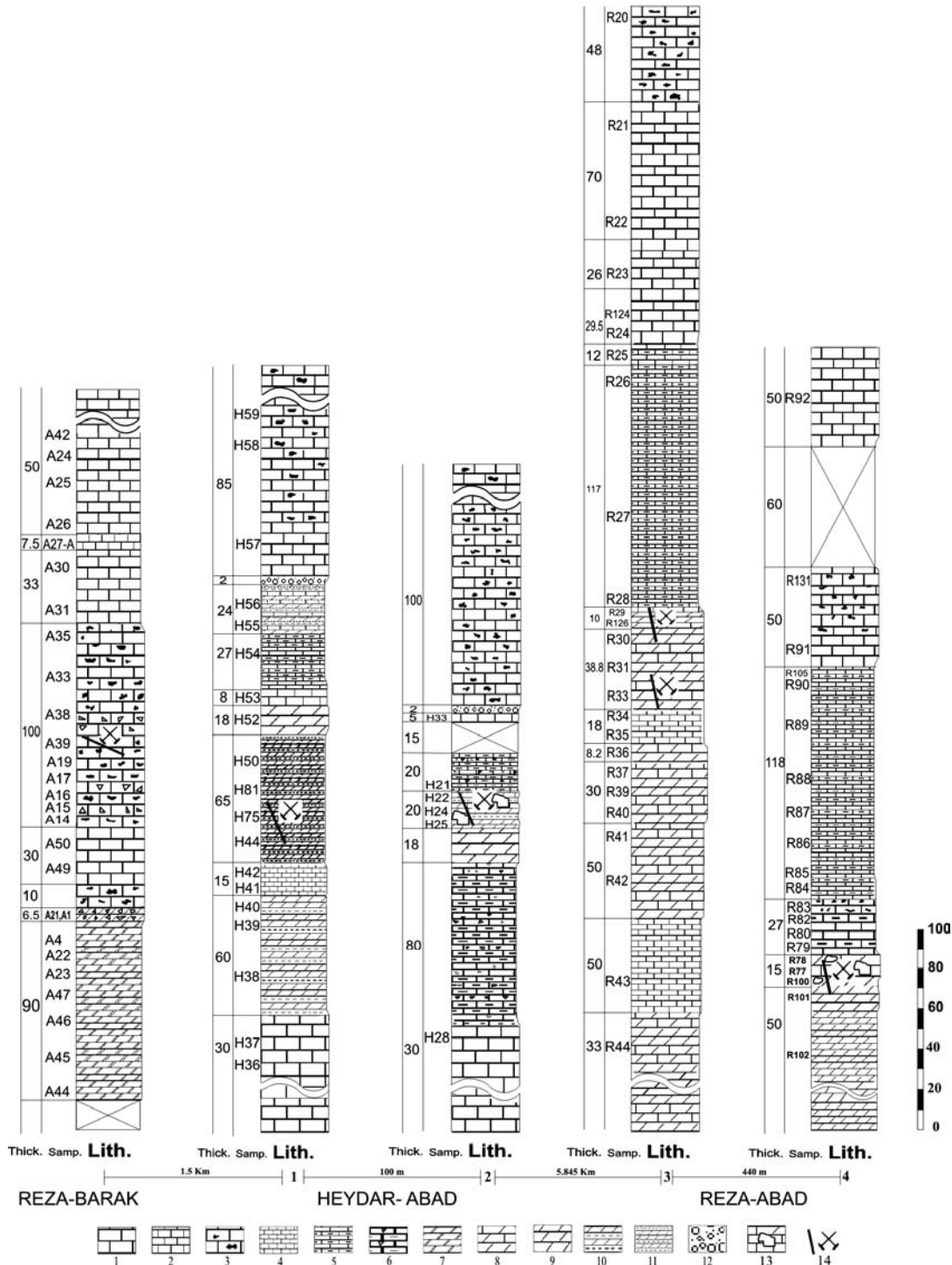
در این مطالعه پنج برش از سنگ های کربناته معادن سرب و روی متروکه رضا آباد (R)، حیدر آباد (H) و رضا برک (A) انتخاب شد

آواری به سمت جنوب همراه بوده است. رسوبات آواری در حوضه فورلند به صورت طبقات آواری سازند فجن ته نشین شده اند. با کاهش فعالیت نوار کوهزایی و فرونشینی لیتوسفر در زیر نوار کوهزایی البرز که با الحاق ورقه های جدید تنومند شده است، شدت فرسایش کاهش یافته است و دریا مجدداً پهنه حوضه فورلند را پوشانیده است. رخساره های دریایی ائوسن- الیگوسن (سازند زیارت و کرج) در این شرایط راسب شده اند. بدنبال فشردگی های ناشی از رخداد کرتاسه پایانی (رویداد لارامید) و جریان های گرمایی وابسته، فازهای کششی سراسری، موجب ماگمازایی گسترده به صورت روانه های آتشفشانی و با ردیف های آذر آواری شده که بویژه در زمان ائوسن در بیشترین مقدار بوده است. فعالیت های آتشفشانی ائوسن، شامل مجموعه ای از سنگ های آذر آواری و گدازه های دریایی است که به طور عمده سن ائوسن میانی دارند و تحت عنوان سازند کرج نامیده می شوند (رحیمی ۱۳۸۱).

با توجه به مطالعات آقا نباتی (۱۳۸۳) و مشاهدات انجام شده در مناطق غرب سمنان، این سازند نشانگر تکاپوهای انفجاری شدید آتشفشان های زیر دریایی در زمان ائوسن است که ضخامت این توالی گاه تا ۲۷۰۰ متر نیز می رسد و شامل طیف گسترده ای از سنگ های آتشفشانی، رخساره های حد واسط (توفیت و ماسه سنگ های توفی) و رخساره های رسوبی (سنگ آهک، شیل) است.

پتروگرافی سنگ‌های کربناته و وجود یا عدم وجود دولومیت مطالعه گردید. ۲۷ نمونه از دولومیت‌ها و سنگ‌های دولومیت دار توسط XRD آنالیز شده و با استفاده از معادله $N \text{ CaCO}_3 = md + b$ Lumsden (1979) و داده‌های Jones *et al.* (2001) بررسی گردید. تجزیه شیمیایی ۶ نمونه دولومیت خالص برای عناصر اصلی و فرعی

(شکل ۲ و ۳). سه برش از آنها توسط بازگانی گیلانی و فرامرزی برداشت شده است. دو برش دیگر در رضا آباد و حیدر آباد به منظور بدست آوردن اطلاعات بیشتر از منطقه انتخاب و برداشت شد. مطالعه ۹۷ مقطع میکروسکوپی که بوسیله آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی شده است (Dicson 1965)، برای تشخیص دقیقتر



شکل ۳ - ستون‌های چینه‌شناسی برش‌های کرتاسه بالایی مورد مطالعه. ۱: آهک توده ای ۲: آهک ضخیم لایه ۳: آهک چرت دار ۴: آهک نازک لایه ۵: آهک مارن دار ۶: آهک برشی ۷: دولومیت زین اسبی ۸: دولومیت آهکدار ۹: دولومیت توده ای ۱۰: دولومیت ضخیم لایه با تناوب مارن ۱۱: دولومیت نازک لایه با تناوب مارن ۱۲: کنگلومرا ۱۳: حفرات کارستی ۱۴: معدن متروکه و گسل.

قرار گرفته است. در بخش میانی پروفیل دولواسپارایت به صورت محدود همراه توالی های استروماتولیت، پلت و کوپرولیت بصورت نازک لایه و دارای لامیناسیون های ظریف و مارن دار دیده می شود. در حیدر آباد این توالی از پایین به بالا شامل دولومیت متوسط لایه خاکستری رنگ متمایل به قرمز و قهوه ای و مارن همراه با توالی های کم عمق و روی آن دولومیت نازک لایه خاکستری رنگ و مارن است. سپس دولومیت ضخیم لایه قهوه ای و همچنین دولومیکرواسپارایت به صورت محدود و خاکستری رنگ، همراه توالی های آهکی استروماتولیتی، پلتی و کوپرولیتی بصورت نازک لایه، با لامیناسیون های ظریف و مارن در بالای پروفیل دیده می شود. در رضابک این توالی شامل دولومیت زین اسبی توده ای خاکستری و آهک دولومیتی توده ای با رنگ خاکستری، دارای ندول های چرت می باشد. دولومیت زین اسبی در نمونه دستی دارای جلای مرورایدی می باشد. پروفیل های تهیه شده منطقه در شکل ۳ و موقعیت آنها در شکل ۲ مشخص شده است. بعلاوه کلسیت درشت بلور تا خیلی درشت بلور سفید و یا نواری سیاه- سفید (رضا آباد و رضا برک) شکستگی ها و حفرات سنگ های دولومیتی را پر کرده است. آراگونیت نیز عمدتاً به رنگ سفید، شیری و گردویی نیز در میکروکارست ها حضور دارد همچنین به صورت رگه ای با رنگ گردویی در رضا آباد و زیتونی تا عسلی در رضا- برک توالی کرتاسه بالایی را قطع می کند.



شکل ۴- بافت برشی ناشی از دولومیتی شدن انتخابی اجزاء در برش های رضا آباد، زمینه دولومیتی و قطعات میکرایتی می باشند.

در برش های رضا آباد و حیدر آباد (شکل ۳) توالی کرتاسه بالایی شامل واحد های سنگی مختلفی می باشد که با توجه به مطالعات پتروگرافی رخساره آنها نیز شناسایی شده است. از قدیم به جدید این واحدها عبارتند از: دولومیت آهکدار و آهک نازک تا ضخیم لایه با رخساره های سدی و لاگون شامل گرین استون آلیتی دانه های مجتمع پلتی، گرین استون- پکستون بایوکلستی پلتی، گرین استون آلیتی اینتراکلستی، گرین استون- پکستون پلتی آلیتی، پکستون

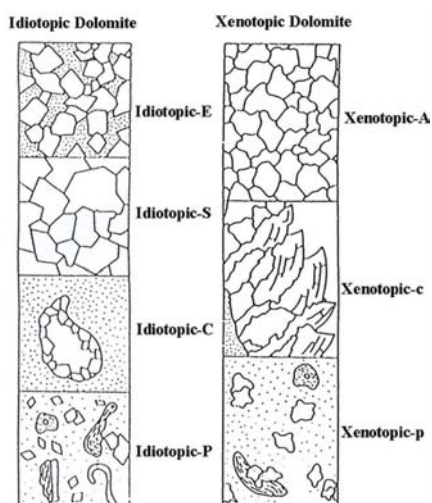
(کلسیم و منیزیم به روش تیتراسیون، آهن به روش اسپکتروفوتومتر، استرانسیم، منگنز و سرب به روش جذب اتمی و سدیم با روش Saline فوتومتر) در سازمان زمین شناسی انجام گرفت. تجزیه به روش TD-ICP, INAA و XRF ۱ نمونه دولومیت خالص و ۲ نمونه سنگ کل در دانشگاه کلاوستال آلمان انجام شد. نمونه های تجزیه شیمیایی مرطوب از انواع خالص و یا با درصد اندک کلسیت انتخاب شدند. نمونه هایی که در آنها اندکی کلسیت حضور داشت با استفاده از اسید استیک (CH_3COOH) خالص سه مرحله شستشو داده شدند. اسید استیک با کلسیت موجود در شبکه دولومیت واکنش نمی دهد. روش کار به این ترتیب است که ۳۰ سی سی اسید به ۳۰ گرم نمونه پودر شده اضافه می گردد (به ازای هر گرم پودر یک سی سی- سی اسید استیک). سپس حجم محلول را با استفاده از آب مقطر به ۱۵۰ سی سی رساندیم. لازم بذکر است که بدون اضافه کردن آب مقطر واکنشی صورت نمی گیرد و کلسیت آزاد از سیستم خارج نمی شود. تعداد دفعات شستشو و مدت زمان آنها در صورتی اتمام می یابد که جوشش در محلول فوق بسیار کم شود و محلول نجوشد. صحت خلوص دولومیت حاصل با استفاده از نمودارهای XRD تهیه شده قبل و بعد از واکنش با اسید مورد بررسی قرار گرفت. نمودارهای XRD که در این مطالعه استفاده شده با دستگاه D4 بروکر آلمان و با لامپ مس با طول موج $1/5406$ تهیه شده اند. با توجه به معادله $\text{Lumsden (1979), } N \text{ CaCO}_3 = md + b$ (که در آن N درصد کربنات کلسیم در دولومیت، $m=333.33$ و $b=911.99$ است)، و داده های $\text{Greeg \& Sheltan, Runnells (1970)}$ و $\text{Jones et al. (2001)}$ و (1990) منطقه بررسی شد و درصد کربنات کلسیم موجود در دولومیت ها بدست آمد. از آنجا که در اغلب نمودارها کوارتز وجود داشت و یا اضافه گردیده بود، با توجه به پیک $d_{101} = 3/343$ کوارتز و فرمول براگ $n\lambda = 2d \sin\theta$ ($\lambda_{\text{Cu}} = 1.5406$, $d_{\text{Q}} = 3.3437$, $2\theta_{\text{Q}} = 26.6381$) لازم انجام و سپس از فرمول فوق استفاده گردید (شکل ۱۰).

مقدار FeO داده های ژئوشیمیایی برای بدست آوردن میزان FeCO_3 با استفاده از معادله $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 6 \text{H}^+ + 2 \text{e}^- \rightarrow 2 \text{FeO} + \text{OH} + 5\text{H}^+$ بدست آمده است. لازم بذکر است که با توجه به مطالعات پتروگرافی در مقدار Fe تصحیح صورت گرفته است.

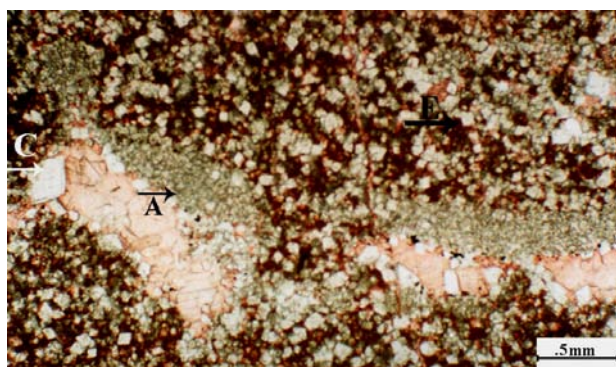
ویژگی های عمومی

در رضا آباد دولومیت در افق های استراتیگرافی خاصی وجود دارد. در قاعده پروفیل رضا آباد این توالی شامل دولومیت آهکدار کرم رنگ تا کرم متمایل به قهوه ای متوسط تا ضخیم لایه با ظاهری برشی است (شکل ۴).

روی آن دولومیت آهکدار کرم- خاکستری ضخیم تا متوسط لایه



شکل ۵- طبقه بندی دولومیت ها به وسیله Sibley and Gregg (1987).



شکل ۶- لخته‌هایی از میکرو دولومیت همراه با دولومیت ایدیوتوپیک E در زمینه و ایدیوتوپیک C در حاشیه حفرات که با کلسیت پویکیلوتوپیک هیدروترمالی پر شده اند، نمونه H44, (PPL), 50X.

۲- ایدیوتوپیک E، (خودشکل) از بلورهای خودشکل با خاموشی مستقیم تشکیل شده است. اندازه بلورها از ۲۰ تا ۲۷۰ میکرون است. این دولومیت ها دولواسپارایت نیز خوانده می شوند. فضای بین بلوری آنها اغلب بوسیله میکرایت کلسیتی پر شده است. برخی درشت بلورها، هسته ابری و یا کلسیتی دارند. همراه آن انواع دیگر دولومیت دیده می شود. دولومیت ایدیوتوپیک E از انواع دولومیت های جانیشینی می باشد. در برخی لایه ها این نوع دولومیت بر اثر واکنش با آب های متئوریک طی رخنمون جوی و یا دفن کم عمق در حاشیه یا بطور کامل به کلسیت تبدیل شده است (دولومیتی شدن)، (شکل های ۷- الف، ب، د و ۸- الف، ب).

۳- ایدیوتوپیک P، (پورفیروتوپیک) بلورهای دولومیت خودشکل در زمینه آهکی شناورند. اندازه این بلورها از ۲۰ تا ۲۱۰ میکرون متغییر است. این دولومیت ها را نیز مانند دولومیت های فوق می توان دولواسپارایت نیز نامید. دارای هسته ابری و یا کلسیتی هستند و در شکستگی ها، استیلولیت ها و/یا در اطراف آلوکم ها (آلیت، پلت و

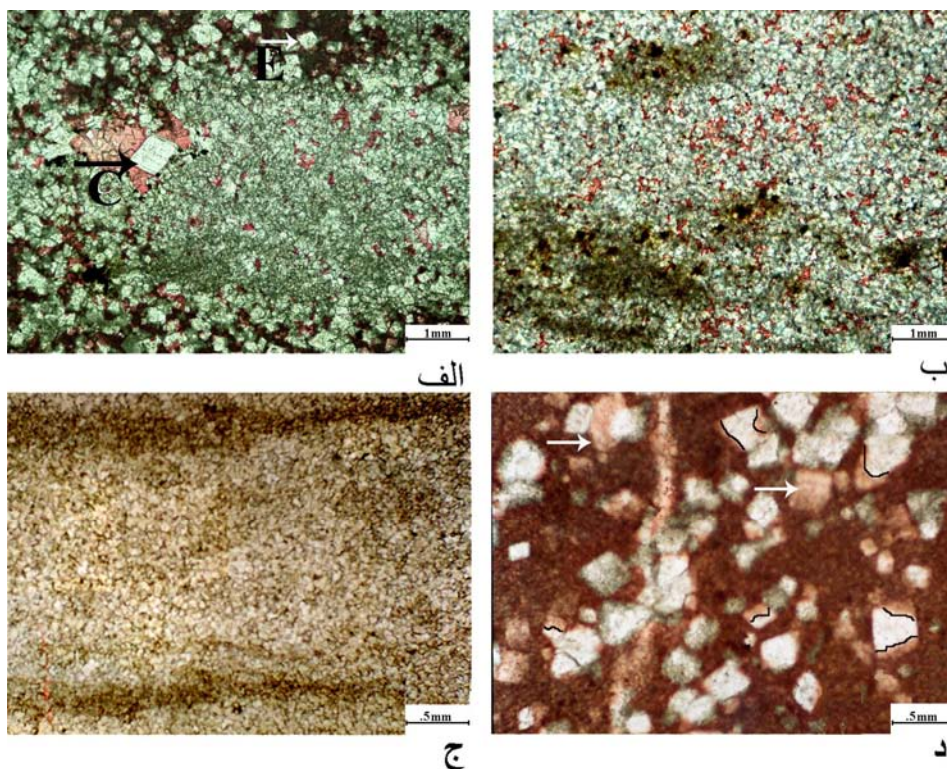
جلبکی بایوکلسیتی پلتی، پکستون- گرین استون پلتی بایوکلسیتی، گرین استون- پکستون پلتی. همچنین با گسترش بسیار محدود باند- استون مرجانی در رضا آباد و باند استون بایوکلسیتی در حیدر آباد مشاهده می شود. رخساره ها فوق شدیداً دولومیتی شده اند. بر روی این واحدها آهک نازک لایه با لامیناسیون ظریف و مارن با رخساره های پلاتفرم محدود و سابخا شامل کلسی مادستون، بینداستون جلبکی پلتی و کوپرولیتی، دولومیت و تمپستایت قرار دارند. آهک های توده ای خاکستری که در بخش های بالایی چرتی می باشد، با رخساره های شیب قاره و دریای باز مانند پکستون- وکستون بایوکلسیتی با پلسی پودهایی چون اویستر و اینوسراموس و رخساره های حوضه ای، اسپیکولیت و وکستون بایوکلسیتی با فسیل های پلاژیک در بالاترین بخش پروفیل ها قرار گرفته است.

در برش رضا برک (شکل ۳) در پایین دولومیت زین آسی توده ای ودولومیت آهکدار با رخساره های لاگون و پلاتفرم محدود شده مانند گرین استون پلتی و گرین استون بایوکلسیتی (اینوسراموس، میلیولیده، ...) وجود دارد. سپس آهک توده ای خاکستری و چرت دار دولومیتی شده با رخساره های دریای باز و حوضه شامل پکستون بایوکلسیتی و اسپیکولیت و در نهایت آهک ضخیم لایه با رخساره ها لاگون، پکستون- گرین استون بایوکلسیتی جلبکی (جلبک قرمز) و باند استون بایوکلسیتی (رودیست و بریوزوا) قرار گرفته اند.

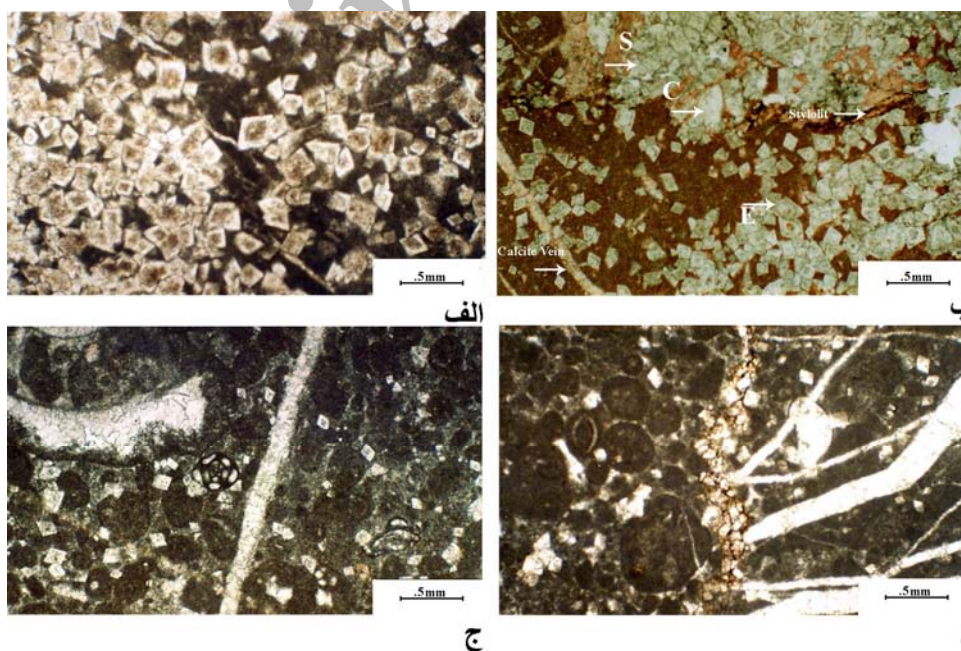
پتروگرافی

با استفاده از طبقه بندی دولومیت ها بوسیله Sibley & Gregg (1987) که بافت های دولومیتی را به دو دسته ایدیوتوپیک و گزنوتوپیک تقسیم کرده اند (شکل ۵)، و با در نظر گرفتن طبقه بندی های Mazzullo (1992) و Friedman (1965) دولومیت های منطقه مورد مطالعه با دقت نظر به داده های Chen *et al.* (2004), Nader *et al.* (2004) و Gregg & Shelton (1990) به ۶ نوع به شرح زیر تقسیم بندی می شود.

۱- گزنوتوپیک A (بی شکل) از بلورهای بی شکل (Anhedral) تشکیل یافته است. اندازه بلورها از ۵ تا ۱۰ میکرون در تغییر می باشد. این دولومیت ها، دولومیکرایت نیز خوانده می شوند و معمولاً رنگ خاکستری تیره دارند (شکل ۶ و ۷- الف). این دولومیت ها متراکم وبدون تخلخل می باشند. لذا در طی مراحل هیدروترمال که موجب کانی سازی سرب و روی در منطقه شده است، توانسته اند مانند سدی در برابر محلول هیدروترمالی قرار بگیرند و باعث تمرکز کلسیت پویکیلوتوپیک هیدروترمالی در بخش های خاص بشوند. این دولومیت ها در طی مراحل دیاژنز در حال تبدیل به دولومیت ایدیوتوپیک E هستند (شکل ۶).



شکل ۷- الف) لخته باقی مانده از میکرو دولومیت که در حاشیه به دولومیت ایدئوتوپیک E تبدیل شده است، نمونه H44, (PPL), 100X. حفرات توسط کلسیت پویکیلوتوپیک بعدی و دولومیت ایدئوتوپیک C پر شده اند. ب) دولومیت ایدئوتوپیک E با اندازه کوچک همراه با دانه هایی از کانی های اکسید آهن و آثاری از بافت اولیه، نمونه R87, (PPL), 100X. ج) دولومیت ایدئوتوپیک S ریز بلور که به نظر می رسد از تبلور دوباره میکرو دولومیت بوجود آمده است، نمونه H56, (PPL), 50X. د) دولومیت های ایدئوتوپیک E که در حاشیه و یا بطور کامل کلسیتی شده اند، حاشیه های کلسیتی شده بوسیله خط مشکی از بخش های دولومیتی متمایز شده است. نمونه H38, (PPL), 100X.



شکل ۸- الف) دولومیت ایدئوتوپیک E با هسته ابری این نمونه دارای بافت برشی (شکل ۴) می باشد، نمونه R 121, (PPL), 50X. ب) دولومیت ایدئوتوپیک E با هسته ابری و یا کلسیتی (با فلش مشخص شده) همراه با دولومیت ایدئوتوپیک S و C، دولومیت ایدئوتوپیک C در حاشیه استیلولیت متبلور شده است، نمونه R 37, (PPL), 50X. ج) دولومیت ایدئوتوپیک P در ماتریکس آلئیت ها، پلت، میلیولیده و سایر آلوکم ها، نمونه R 41, (PPL), 50X. د) دولومیت ایدئوتوپیک P درون استیلولیتی که رگه های کلسیتی را قطع کرده است. نمونه R 109, (PPL), 50X.

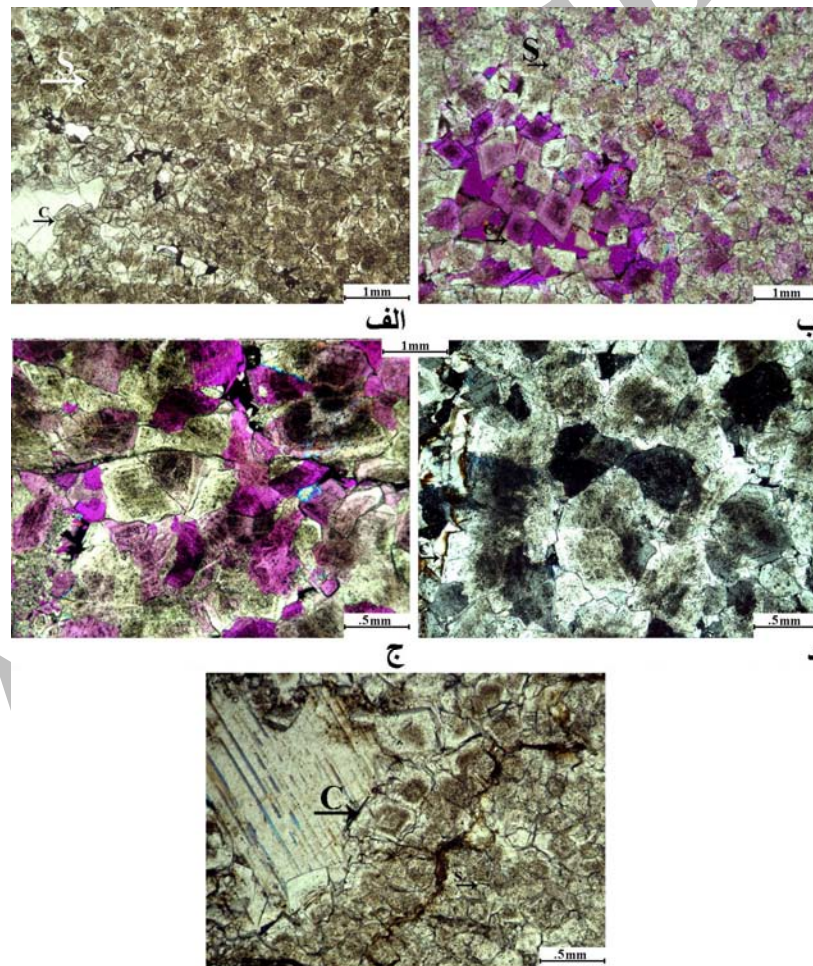
در امتداد و/ یا نزدیکی گسل ها و حفرات کارستی که در آنها کانی سازی انجام گرفته تشکیل شده است (شکل ۹- الف، ب، ه).

۴- ایدیتوپیک C دولومیت های خود شکل با بلورهای درشت، دارای زون بندی، با هسته ابری و حاشیه شفاف که به عنوان سیمان روی حفرات و فضاهای قالبی انحلالی را می پوشانند و/ یا در حاشیه استیلولیت ها ظاهر می شوند. اندازه آنها از ۱۰۰ تا ۸۰۰ میکرون متغییر است. گاهی رشد بلور به نحوی است که حفره را کاملاً پر کرده و در نتیجه شکل بلور دولومیت ساب هدرال دیده می شود (شکل ۷- الف، ب، ۸- ب، ۹- الف، ب، ه).

۵- گزنوتوپیک C، (دولومیت زین اسبی) دولومیت های درشت و خمیده با خاموشی موجی و حالت ابری که ناشی از حضور سیالات درگیر می باشد. اندازه این بلورها ۲۰۰ میکرون تا ۱ میلیمتر (به طور

فرام) ظاهر شده اند. برخی بلورها حتی در داخل آلوکم پیش رفته اند (شکل ۸- د، ج).

ایدیتوپیک S، (نیمه شکل) که به دو دسته تقسیم می شود: نوع اول شامل بلورهای دولومیت کوچک نیمه شکل تا بی شکل، با اندازه ۱۶-۶۰ میکرون است، که سیمای رسوبگذاری اولیه را محو کرده اند. لایه بندی اولیه بندرت قابل مشاهده است. این دولومیت را می توان تحت عنوان دولومیکرواسپاریت نیز نامید (شکل ۷- ج). نوع دیگر آن شامل بلورهای بزرگتر دولومیت می باشد. این بلورها بی شکل (ندرتاً نیمه شکل)، با مرزهای بین بلوری نامنظم و اندازه ۴۰ تا ۳۱۰ میکرون می باشند. این بلورها اغلب هسته ابری و بندرت حاشیه تمیز دارند. در حفرات آن کلسیت پویکیلوتوپیک و درشت بلور مربوط به مراحل کانی سازی و/ یا دولومیت ایدیتوپیک C متبلور شده است. این نوع اکثراً



شکل ۹- الف) دولومیت ایدیتوپیک S با اندازه ۴۰ تا ۳۱۰ میکرون و شدیداً ابری، حفره توسط کلسیت پویکیلوتوپیک پر شده اند. در حاشیه حفرات دولومیت ایدیتوپیک C تشکیل شده است. لکه های سیاه ماده معدنی می باشد نمونه (PPL), 50X, H81. ب) دولومیت ایدیتوپیک S با اندازه ۴۰ تا ۳۱۰ میکرون، دولومیت ایدیتوپیک C ذونه با هسته ابری درون حفره تشکیل شده است نمونه (XPL), 50X, R 25. ج) دولومیت گزنوتوپیک C (زین اسبی) ذونه و ابری، نمونه (XPL), 50X, A4. د) دولومیت گزنوتوپیک C (زین اسبی) ابری با بلورهای خمیده شکل، نمونه (XPL), 50X, A22. ه) دولومیت ایدیتوپیک S با اندازه ۴۰ تا ۳۱۰ میکرون و ابری، حفره توسط کلسیت پویکیلوتوپیک پر شده اند. در حاشیه حفرات دولومیت ایدیتوپیک C با هسته ابری تشکیل شده است. رگه های سیاه ماده معدنی می باشد نمونه (PPL), 50X, R102.

بحرانی بین ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سطوح بلوری غیر مسطح (Non planar) و به صورت بی شکل (Anhedral) بوجود می آیند (Mazzullo 1992, Gregg & Shelton 1990). سپس ایدئوتوپیک C و گزنوتوپیک C (زین اسبی) در حفرات، استیلولیت ها و شکستگی ها توسط محلول های بعدی تشکیل شده اند.

دولومیت زین اسبی که دارای پتانسیل بالای ژئوترمتری است، وقایع دیاژنتیک تحت دمای C ۱۵۰-۶۰ را نشان می دهد و به طور کلی همراه با هیدروکربن ها، کانی سازی اپی ژنتیک فلزات پایه و کربنات های غنی از سولفات می باشند. این همراهی ها به تشکیل آن در مراحل پایانی دیاژنز (Very late diagenetic) و بوسیله احیاء سولفات اشاره دارد. این دولومیت از آب های اپی ژنتیک با Ph متوسط تا احیایی بالا تشکیل می گردد (Radke & Mathis 1980).

فرمول لومسدن

میزان کربنات کلسیم دولومیت ها با فرمول کلی $Ca Mg (CO_3)_2$ از ۴۸ تا ۶۲/۵ درصد می تواند تغییر کند (Jones et al. 2001). بیشتر دولومیت های طبیعی دارای یونهای Ca^{+2} اضافی، با نسبت (۵۸:۴۲، Ca:Mg) بوده و استیکومتریکی (۵۰:۵۰، Ca:Mg) نیستند. جاننشینی Ca^{+2} به جای Mg^{+2} فاصله شبکه ای را افزایش می دهد، و این افزایش را نیز می توان توسط نمودار XRD از طریق جابجائی موقعیت قله d_{104} اندازه گیری کرد (Tucker 1991). قله d_{104} برای دولومیت $Ca_{50}Mg_{50}$ $2/1886^\circ A^\circ$ است در حالیکه برای دولومیت $Ca_{55}Mg_{45}$ $2/901^\circ A^\circ$ است (Lumsden 1979) به نقل از (Goldsmith & Graf 1958). Lumsden (1979) از این دو داده استفاده کرد و ارتباط خطی بین d_{104} و ترکیب را به صورت خطی بیان نمود. جاننشینی Fe بجای Mg در ساختمان دولومیت در نمودار XRD آن اثر مشابه ای دارد (Runnells 1970). میزان $FeCO_3$ مطلوب دولومیت برای استفاده از این روش کمتر از ۳ مول درصد می باشد. این تکنیک تحت عنوان PF-XRD یک ابزار قوی برای اندازه گیری دو عنصر اصلی دولومیت با آهن پایین فراهم می کند. درصد کربنات های کلسیم، منیزیم، آهن و منگنز نمونه های R33, H75, H56, R87, R102, R40, A4 و H24 به روش مرطوب و XRF در جداول ۱ تا ۳ آمده است.

جدول ۱- درصد اکسید نمونه ها با استفاده از تجزیه به روش مرطوب.

Oxide	H24	H56	H75	R102	R87	A4
CaO %	30.38	31.06	32.69	27.63	30.99	29.29
MgO %	20.84	18.51	19.89	22.88	21.09	23.91
Fe ₂ O ₃ %	0.35	0.23	0.25	0.22	0.31	0.08
MnO (ppm)	100	100.69	98.1	100.69	96.81	98.1

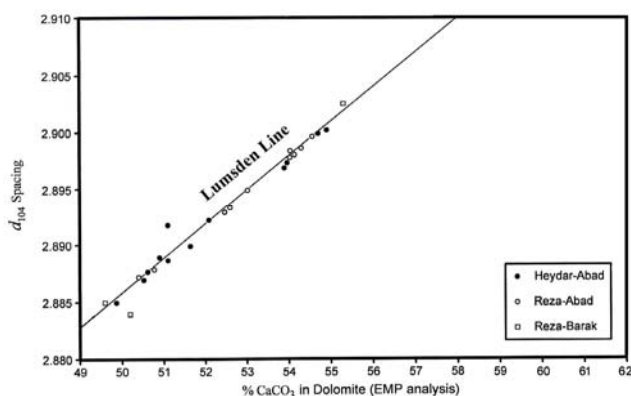
متوسط ۶۰۰ میکرون) است. این دولومیت ها پرکننده فضاهای خالی به صورت سیمان بوده و یک کانی جاننشینی نیز محسوب می شود. در این نوع دولومیت فضاهای باز باقیمانده غالباً توسط کلسیت پویکیلوتوپیک پر شده است (شکل ۹-ج، د).

پتروژنز

در ادوار زمین شناسی بیشتر دولومیت های دانه ریز، دولومیکریت ها را با مشاهده شواهدی از رسوبگذاری در حاشیه ساحل، ناشی از پمپ شدن آب در اثر تبخیر در سابخاها (Hardie 1987) و یا دولومیت تشکیل شده در مراحل اول دیاژنز (Very early diagenesis) در نظر می گیرند. بقایای این دولومیت ها را به صورت لخته هایی می توان همراه دولومیت ایدئوتوپیک E مشاهده کرد. دولومیت ایدئوتوپیک S، (دولومیکرواسپارایت با اندازه کوچکتر از ۴۰ میکرون) با توجه به فرم بلوری، اندازه، همراه بودن با توالی محیطهای کم عمق، استروماتولیت ها، بلورهای ژپس و سولفیدها (پیریت) احتمالاً از تبلور مجدد دولومیکریت ها بر اثر نفوذ آب های متئوریک و یا سیالات حوضه ای بوجود آمده اند. بلورهای خودشکل سولفید بر اثر احیا یون سولفات که یکی از بازدارنده های جنبشی مهم در دولومیتی شدن است بوجود می آیند (Carballo et al. 1987).

دولومیت های ایدئوتوپیک E, P, جاننشینی، به طور پراکنده در میکریت و یا در فضای بین آلوکم ها (ماتریکس سنگ های کربناته بیشتر تحت تأثیر دولومیتیزاسیون قرار گرفته است) حاضر هستند. این دولومیت ها که با توجه به اندازه بلوری دولواسپارایت نیز نامیده می شوند از تبلور مجدد (Recrystallization) دولومیکریت ها و دولومیکرواسپارایت ها بوجود آمده اند و رگه های کلسیت اولیه را قطع کرده اند و عمدتاً هسته ای برای رشد ثانویه سایر انواع دولومیت و پیشرفت دولومیتی شدن هستند. پایین افتادن سطح آب دریا در انتهای کرتاسه بالایی می توانسته باعث تشکیل محیط دیاژنتیک مخلوط آب شور و شیرین شود. در چنین محیطی دولومیت های ایدئوتوپیک E, P و دولومیت ایدئوتوپیک S با اندازه ۴۰ تا ۳۱۰ میکرون و یا بخشی از آنها می توانسته اند تشکیل بشوند. عامل دیگری که در تشکیل این دولومیت ها اهمیت دارد فرایندهای هیدروترمالی است که در شرایط تدفین کم عمق (بدلیل وجود استیلولیت ها و درشتی اندازه بلورها) قابل تصور است. این انواع دولومیت بعنوان دولومیت های دیاژنتیکی تأخیری (Late diagenetic dolomite) در نظر گرفته می شوند. دولومیت های ایدئوتوپیک E, P و دولومیت ایدئوتوپیک S در دمای پایین تشکیل شده اند. در دمای پایین سطوح بلوری بصورت مسطح (Planar) و بلورهای شکل دار (Euhedral) تا نیمه شکل دار (Subhedral) رشد می کنند، در حالیکه بالاتر از دمای

جدول ۴ آمده است، که به شرح زیر مورد بررسی قرار می گیرد. لازم به ذکر است که داده های ژئوشیمیایی معدود بوده و معمولاً پاسخ لازم را نمی دهد.



شکل ۱۰- خط لومسدن نشان دهنده درصد کربنات کلسیم تعیین شده بوسیله آنالیز EMP با قله d_{104} می باشد. جایگاه ترکیب دولومیت های مناطق مورد مطالعه با استفاده از فرمول Lumsden در شکل مشخص است.

Mg

مقدار Mg در دولومیت های خالص معمولاً ۱۳/۸ درصد است در حالیکه میزان Mg در دولومیت های منطقه مورد مطالعه از ۷/۵ تا ۱۴/۵ درصد در تغییر می باشد که میانگین آنها عدد ۱۱ درصد را نشان می دهد. میزان کربنات منیزیم دولومیت های زین اسبی ۳۱-۴۹ درصد می باشد (Radke & Mathis 1980). بالاترین مقدار کربنات منیزیم در دولومیت های منطقه مورد مطالعه مربوط به دولومیت زین اسبی نمونه A4 می باشد که درصد کربنات کلسیمی برابر با ۴۸/۹۸ دارد.

Sr

مقدار Sr در دولومیت های این منطقه بین ۸۴ تا ۱۷۸ ppm (میانگین ۱۲۵ ppm) تغییر می کند. مقادیر Sr در دولومیت های قدیمی تر از هولوسن کمتر از ۲۰۰ ppm است (Mazzullo 1992). میزان استرانسیم در طول زمان دیاژنز کم می شود. همچنین برای تشخیص دولومیت های اولیه از ثانویه می توان از اندازه بلورهای دولومیت استفاده کرد. برای مثال دولومیت های دانه ریز بعنوان دولومیت تشکیل شده در مراحل اولیه دیاژنز در نظر گرفته می شوند. عدم هماهنگی اندازه بلورهای دولومیت و مقدار Sr در دولومیت های کرتاسه شهمیرزاد حاکی از سه دلیل عمده می باشد. بالا بودن مقدار Sr در نمونه هایی که به صورت مخلوط با آهک ها هستند و جدایش بر روی آنها صورت نگرفته است. از طرفی نشان دهنده پیچیدگی فرایندهای دیاژنتیکی و تأثیر محلولهای تغییر یافته دریائی و آب های متغوریک روی دولومیت ها است به همان صورتی که در دولومیت های بخش میانی سازند الیکا در منطقه شهمیرزاد فیاضی (۱۳۸۴) گزارش داده است. نهایتاً می تواند متأثر از محلول های گرمابی باشد که باعث کانسار زایی سرب و روی

جدول ۲- درصد کربنات نمونه ها با استفاده از تجزیه به روش مرطوب.

% Carbonate	H24	H56	H75	R102	R87	A4
CaCO ₃	55.03	58.79	58.28	50.66	55.54	51.01
MgCO ₃	44.39	41.2	41.7	49.33	44.45	48.98
FeCO ₃	0.25	0.16	0.17	0.14	0.2	0.11
MnCO ₃	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01

جدول ۳- درصد اکسیدها و کربنات های نمونه H24 و R33 با استفاده از

تجزیه XRF

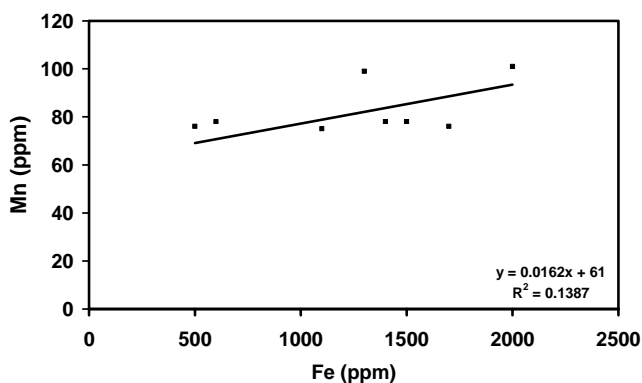
% Oxide	H24	R33	% Carbonate	H24	R33
CaO	33.5	38.69	CaCO ₃	59.83	71.34
MgO	18.51	13.21	MgCO ₃	38.87	28.65
Fe ₂ O ₃	0.17	0.2	FeCO ₃	0.12	0.14
MnO	0.01	0.01	MnCO ₃	0.02	0.02

بنابر این با توجه به تجزیه و تحلیل ۲۵ نمودار XRD تهیه شده از نمونه های دولومیت دار و تجزیه شیمیایی مرطوب ۶ نمونه و ۲ نمونه XRF ترکیب اکثر دولومیت های منطقه نزدیک به فرمول عمومی آن است. دولومیت های منطقه با توجه به معادله لومسدن از نظر میزان کربنات کلسیم به ۳ دسته قابل تقسیم هستند، ۵۱/۵-۴۹/۵٪، ۵۳/۵-۵۵/۵٪ و ۵۱/۵-۵۳/۵٪ (شکل ۱۰). میزان کربنات کلسیم دولومیت های رضا آباد اغلب مقادیر ۵۵/۵-۵۳/۵٪ را نشان می دهند. نمونه های پودر مانند موجود در گسل ها میزان کربنات کلسیم حدود ۵۱/۵-۴۹/۵٪ دارند. دولومیت های ریز بلور همراه با توالی پری تایدال و شرایط تبخیری به طور معمول بیشتر استیکومتریکی هستند (Gregg & Shelton 1990). دولومیت های پری تایدال کرتاسه بالایی به طور عمده غنی از کلسیم و درشت بلورتر می باشند. این تفاوت نشانه تأثیر سیالات غنی از Ca با دماهای بالاتر بر روی دولومیت های پری تایدال است (Hardie 1987). دولومیت زین اسبی به میزان ۶۰-۵۰ مول درصد کربنات کلسیم دارد (Radke & Mathis 1980). نمونه های دولومیت زین اسبی که در پروفیل رضا برک وجود دارند درصد کربنات کلسیمی در حدود ۵۱/۰۱ را نشان می دهند.

توزیع عناصر

افزافه کردن داده های ژئوشیمیایی به اطلاعات پتروگرافی می تواند درک بهتری از منشاء، زمان تشکیل، ترکیب سیال دولومیت ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز را فراهم کند. عمده عناصری که در این مطالعات مورد استفاده قرار می گیرند منیزیم، استرانسیم، سدیم، آهن و منگنز می باشند (Swart et al. 2005, Marshall 1992, Nelson & Read 1990, Gregg & Shelton 1989). داده های بدست آمده از آزمایشات ژئوشیمیایی نمونه های دولومیت منطقه مورد مطالعه در

۱۲). در دولومیت های ایدیوتوپیک S ریز بلور مورد مطالعه که طی دیاژنز اولیه ایجاد شده اند مقدار آهن بدلیل مشاهده کانی خودشکل اکسید آهن و رس در مقاطع، بالاتر از دولومیت های دیاژنتیک ثانویه است که با توجه به مطالعات پتروگرافی در مقدار آن تصحیح صورت گرفته است.



شکل ۱۲- نمودار Fe در مقابل Mn، تغییرات Fe نسبت به Mn روند تصاعدی را نشان می دهد. مقدار Fe در دولومیت های ایدیوتوپیک C، E، P و S درشت بلور بیشتر از ایدیوتوپیک S ریز بلور و زین اسبی می باشد. مقادیر Mn در این نمونه ها تغییر شدیدی نسبت به یکدیگر ندارند.

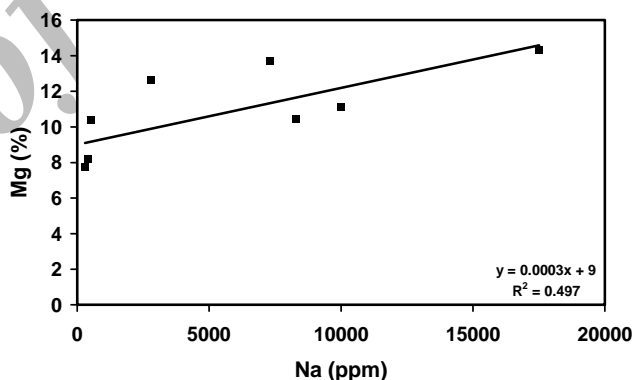
Mn

مقدار Mn ۱۰۱-۷۵ ppm است و دارای میانگین ۸۲/۵ ppm می باشد. نمودارهای Burns & Baker (1986) نشان می دهد که آهن و منگنز بر خلاف سدیم و استرانسیم در طول دیاژنز به سنگ اضافه می شوند و رابطه نزدیکی با هم دارند. در دولومیت های مورد مطالعه نیز تغییرات Fe به Mn روند تصاعدی را نشان می دهد (شکل ۱۲). تمرکز بیشتر Mn مانند Fe به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد، از آنجاییکه در سطح زمین شرایط اکسیدان و در اعماق شرایط احیایی حاکم می باشد دولومیت های دیاژنتیک اولیه که در محیطهای سطح زمین تشکیل می گردند مقادیر Mn کمتر و دولومیت های دیاژنز تأخیری که معمولاً در طی دفن کم عمق یا عمیق ایجاد می شوند مقادیر Mn بیشتری دارند (Tucker & Wright 1990). در مورد دولومیت های کرتاسه بالایی، مقادیر Mn دولومیکرواسپارایت ها، میانگین ۷۶/۵ ppm در مقایسه با دولواسپارایت ها با میانگین ۸۴/۶۶ ppm پایین تر است. به نظر می رسد دیاژنز و خصوصاً دولومیتی شدن تغییر شدیدی در محتوای Mn ندارد، لذا از آنجایی که مقدار Mn در آراگونیت دریایی خالص کمتر از ۲۰ ppm است لذا به نظر می رسد که کانی شناسی اولیه این دولومیت ها کلسیتی بوده است (Bencini & Turi 1974).

همراه با کلسیت های نواری و دولومیت شده است.

Na

سدیم فراوان ترین کاتیون موجود در آب دریا می باشد و بعنوان شاخصی برای پی بردن به درجه شوری سیالات قدیمه (Paleo Salinity) استفاده می شود. دولومیت های عهد حاضر مقدار سدیم ۳۰۰۰-۱۰۰۰ ppm دارند (Land & Hoops 1973). مقدار Na در دولومیت های مورد مطالعه بین ۱۷۵۰۰-۳۰۰۰ ppm (میانگین ۵۸۸۷ ppm) است. علی رغم اینکه میزان سدیم در طول زمان دیاژنز و با افزایش اندازه بلور باید کمتر شود بیشتر دولومیت های درشت بلور چنین تغییری را نشان نمی دهند. این امر به احتمال زیاد مربوط به مایعاتی است که در حین دولومیت زایی در اختیار دولومیت قرار گرفته اند که منشاء آنها از مایعات هیپرسالین می باشد. ترسیم نمودار Na در مقابل Mg نشان می دهد که تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می یابد (محمودی و آدابی ۱۳۸۴) (شکل ۱۱). مقادیر نسبتاً بالای سدیم در این دولومیت ها حاکی از حالت غیر استیکیومتریکی (non-stoichiometry) آنها است.



شکل ۱۱- نمودار Na در مقابل Mg، تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می یابد. بیشترین مقادیر Na و Mg در دولومیت زین اسبی دیده می شود.

Fe

تمرکز Fe در دولومیت های مورد مطالعه از ۲۵۰۰-۵۰۰ ppm و دارای میانگین ۱۸۲۵ ppm می باشد. مقدار Fe در دولومیت های ایدیوتوپیک S با اندازه ۴۰ تا ۳۱۰ میکرون و ایدیوتوپیک C، E و P بیشتر از دولومیت های ایدیوتوپیک S با اندازه ۱۶-۶۰ میکرون می باشد. در مورد دولومیت های کرتاسه بالایی مقادیر Fe دولومیکرواسپارایت ها با میانگین ۸۵۰ ppm در مقایسه با دولواسپارایت ها که دارای Fe با میانگین ۱۴۰۰ ppm هستند پایین تر می باشد. مقادیر آهن در دولومیت های اولیه نزدیک به سطح بدلیل شرایط اکسیداسیونی، نسبت به دولومیت های تدفینی که در شرایط احیایی تشکیل می گردند، پایین تر است (Tucker & Wright 1990). پایین ترین مقدار Fe در دولومیت زین اسبی دیده می شود (شکل

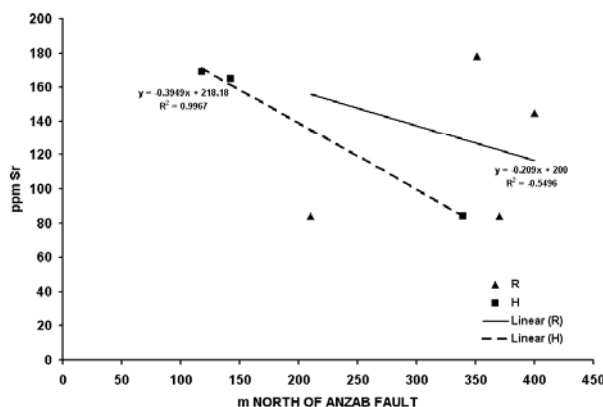
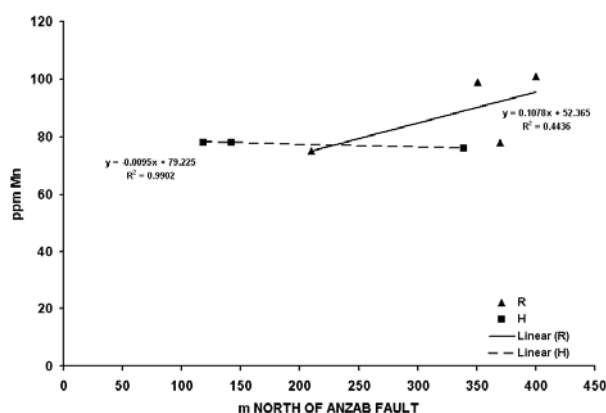
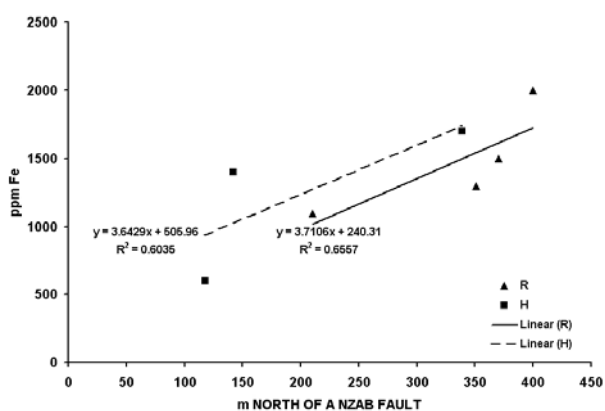
۲) دارای مقادیر کم تر Mn^{2+} و Fe^{2+} و زیاده تر Sr^{2+} هستند و بالعکس نمونه های دورتر از گسل دارای مقادیر بیشتر Mn^{2+} و Fe^{2+} و کمتر Sr^{2+} می باشند. لذا احتمالاً یک جریان سیال از شمال به جنوب نسبت به گسل انزاب، در منطقه وجود داشته است که در طی دیازنز باعث دولومیتی شدن توالی کرتاسه شده است.

جدول ۴- داده های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب ۸ نمونه از دولومیت های مورد مطالعه، نمونه های H56 و R87 از دولومیت های ایدیوتوپیک S ریز بلور، R40 و R102 و H24 و H75 دولومیت ایدیوتوپیک S درشت بلور همراه با ایدیوتوپیک C، R33 دولومیت ایدیوتوپیک E و P، A4 دولومیت زین اسبی می باشد.

Sample	R87	R33	R40	R102	H56	H24	H75	A4
Ca (%)	22.13	23	23.5	19.73	22.18	18.9	20.55	20.92
Mg (%)	12.65	8.23	7.74	13.72	11.1	10.4	10.43	14.34
Fe (ppm)	1100	1300	2000	1500	600	1400	1700	500
Mn (ppm)	75	99	101	78	78	78	76	76
Sr (ppm)	84	178	145	84	169	165	84	84
Na (ppm)	2800	400	300	7300	10000	500	8300	17509
Pb (ppm)	189	77	275	187	187	153	188	280

جهت جریان سیال در طول دولومیتیزاسیون

تغییرات غلظت عناصر کمیاب و فرعی در دولومیت می تواند جهت حرکت سیال در طول دیازنز را آشکار کند (Veizer 1983). به عنوان مثال در یک سیال آبدار که یک سنگ آهک را دولومیتی می کند، مقدار عناصر کمیاب و فرعی Fe^{2+} ، Mn^{2+} و Sr^{2+} بین دولومیت و سیال آبدار توزیع خواهد شد. ضریب توزیع Mn^{2+} و Fe^{2+} بیشتر از یک می باشد. این یون ها بنابراین ترجیحاً در دولومیت ها تمرکز پیدا می کنند. برخلاف آنها ضریب توزیع Sr^{2+} کمتر از یک می باشد. این بدین معنی است که در سیالی که از سنگ در حال دولومیتی شدن می گذرد نسبت Mn^{2+} و Fe^{2+} به Ca^{2+} و Mg^{2+} کاهش می یابد و در پایین دست جریان مقادیر Mn^{2+} و Fe^{2+} کمتری برای جانشینی در دولومیت در دسترس است. در همین زمان نسبت Sr^{2+} به Ca^{2+} و Mg^{2+} افزایش می یابد و در پایین دست جریان Sr^{2+} بیشتری برای جانشینی در دولومیت وجود دارد. در نتیجه دولومیتی با تمرکز کم تر Mn^{2+} و Fe^{2+} و زیاده تر Sr^{2+} در جهت پایین دست جریان تولید می شود (Gregg & Shelton 1989). داده های جدول ۴ که بر اساس اطلاعات بالا تفسیر شده اند یک روند تغییر ترکیب دولومیت را در طول پروفیل ها نشان می دهد (شکل ۱۳). نمونه های دولومیتی نزدیک به گسل انزاب که در جنوب توالی مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل



شکل ۱۳- میزان تمرکز عناصر فرعی و کمیاب Fe, Mn و Sr در دولومیت با فاصله از گسل انزاب در مناطق رضا آباد و حیدر آباد. در هر دو منطقه با دور شدن از گسل مقدار Fe و Mn زیاد و Sr کم می شود.

منشاء منیزیم

منشاء منیزیم دولومیکریت ها که توسط پمپ شدن آب در اثر تبخیر در سابخاها و یا در مراحل اول دیاژنز تشکیل می شوند، آب دریا است (Land 1985). تأمین منیزیم دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت ها را می توان، مرهون عوامل مختلفی دانست: آب دریا، فشردگی گل سنگ های حوضه ای و خروج سیال های غنی از منیزیم به داخل سنگهای آهکی حاشیه پلاتفرم مجاور، منیزیم موجود در ساختمان کانی های رسی، آبهای درون حفره ای دریایی، آب فسیل (Connate waters) و از دانه های کلسیتی با منیزیم بالا (Tucker 1991, Lee & Friedman 1987). تشکیل استیلولیت، فرایندهای انحلال فشاری و شورابه های حوضه ای نیز از دیگر منابع تأمین منیزیم هستند (Lee and Friedman 1987). منیزیم دولومیت های زین اسبی از آب های اپی ژنتیک و هیدروترمالی تأمین می گردد. با توجه به توالی رسوبی ائوسن بالایی به بعد (شکل ۱) در می یابیم که یک دوره گرم و خشک نسبتاً طولانی با رسوبگذاری تبخیری ها بعد از ائوسن میانی تا میوسن در منطقه حاکم بوده است. سیالات غنی از منیزیم حوضه های آن زمان، در اثر بالا رفتن گرادیان ژئوترمال و از طریق گسل ها و شکستگی ها می توانستند در سنگ های زیرین به چرخش درآیند. لذا نمی توان نقش این تبخیری ها را در تأمین منیزیم شورابه هایی که به سمت پایین (به سمت توالی و لایه های کربناته کرتاسه) حرکت می کردند نادیده گرفت.

نتیجه گیری

شش نوع دولومیت از نظر پتروگرافی در توالی کرتاسه بالایی شمال شرق شه میرزاد دیده می شود که شامل گزنوتوپیک A یا دولومیکرایت، ایدیتوپیک E, P, S یا دولواسپارایت ها و دولومیکرواسپارایت (ایدیتوپیک S ریز بلور)، ایدیتوپیک C و گزنوتوپیک C یا دولومیت زین اسبی است. به نظر می رسد دولواسپارایت ها و ایدیتوپیک C و گزنوتوپیک C دولومیت های هیدروترمالی می باشند. این دولومیت ها عمدتاً در رخساره های سدی و لاگون جانشین شده اند. دولومیکرایت ها و دولومیکرواسپارایت ها همراه رخساره های پهنه جذر و مدی و سابخا هستند. با توجه به مطالعات پتروژنز، توالی رشد بلورهای

منابع

آقانی س. ع. ۱۳۸۳: زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

بازرگانی گیلانی ک.، فرامرزی م. ۱۳۸۴: ژئومتری، پتروگرافی و ترکیب دولومیت کرتاسه شه میرزاد، البرز مرکزی. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، ۸.

رحیمی ب. ۱۳۸۱: مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان. رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، ۲۰۸.

زحمتکش ق. ۱۳۷۵: میکرواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه فوقانی شمال سمنان (منطقه دربند). رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، ۱۸۲.

علی قلی نتاج م. ۱۳۸۰: مدل های دولومیتی شدن سازند الیکا در منطقه بلبل خوان آمل. بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، ۱۳-۸.

دولومیت در طول زمان شامل دولومیکرایت ها، دولومیت ایدیتوپیک S (دولومیکرواسپارایت با اندازه کوچکتر از ۴۰ میکرون)، دولومیت های ایدیتوپیک E, P, S با اندازه ۴۰ تا ۳۱۰ میکرون، ایدیتوپیک C و در انتها گزنوتوپیک C (زین اسبی) می باشد.

دولومیت های منطقه با توجه به معادله لومسدن از نظر میزان کربنات کلسیم به ۳ دسته قابل تقسیم هستند، ۵۱/۵-۴۹/۵٪، ۵۳/۵-۵۳/۵٪ و ۵۵/۵-۵۳/۵٪. میزان سدیم و استرانسیم در طول زمان دیاژنز و با افزایش اندازه بلور باید کمتر شود این روند بدلیل پیچیدگی دیاژنز در توالی کرتاسه بالایی این منطقه دیده نمی شود. همچنین مقادیر Mn و Fe در طول دیاژنز با توجه به تغییر محیط از حالت اکسیدان در سطح به احیایی در عمق افزایش می یابد. این افزایش در دولومیت های مورد مطالعه صادق است، لذا از مقادیر پایین تر در دولومیکرواسپارایت ها به بالاتر در دولواسپارایت ها تغییر می کند. در دولومیت های زین اسبی منطقه که در مراحل پایانی دیاژنز تشکیل شده اند چنین روندی مشاهده نمی شود. با توجه به اینکه در جهت پایین دست جریان دولومیتی با تمرکز پایین تر Mn^{2+} و Fe^{2+} و بالاتر Sr^{2+} تولید می شود یک روند تغییر ترکیب دولومیت را در طول پروفیل های منطقه شاهدیم. لذا احتمالاً یک جریان سیال از شمال به جنوب نسبت به گسل انزاب در منطقه وجود داشته است.

تشکر و قدردانی

از خانمها علیمردانی، صابری و نوربخش (سازمان زمین شناسی) و آقای مهندس برقی که در تهیه نمودارهای XRD کمک های زیادی ارائه نمودند تشکر و قدردانی می شود. از آقای پروفیسور برند لمن (Bernd Lehman) از دانشگاه کلاوستال آلمان که هزینه و انجام تجزیه ژئوشیمیایی ده نمونه را متحمل شدند و از مسئولین بخش ژئوشیمی سازمان زمین شناسی سپاسگذاری می شود. از مسئولین و اعضاء کارگاه تهیه مقاطع نازک دانشکده زمین شناسی تشکر می گردد. از آقایان دکتر حسن زاده و دکتر رحیم پور بخاطر راهنمایی های ارزشمندشان و از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران جهت تقبل هزینه های این تحقیق نیز سپاسگذاری می گردد.

فیاضی ف. ۱۳۸۴: پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت های بخش میانی سازند الیکا در منطقه شه میرزا. نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۵۵۲-۵۳۸.
 محمودی ل.، و آدابی م. ح. ۱۳۸۴: توصیف خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمیایی انواع مختلف دولومیت در سازند سورمه (معادل سازند عرب) در میدان سلمان: خلیج فارس. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، ۶.

نبوی م. ح. ۱۳۶۶: نقشه ۱:۱۰۰/۰۰۰ زمین شناسی ناحیه سمنان. چهار گوش شماره ۶۶۶۱، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Alavi M. 1991: Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geol. Soc. Am. Bull.* **103**: 983-992.
- Berberian M., King G.G. 1981: Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Sci.* **18**: 210-265.
- Bencini A., Turi A. 1974: Mn distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, Northern Apennines. *J. Sed. Pet.* **44**: 774-782.
- Braithwaite C.J.R., Rizzi G. 1997: The geometry and petrogenesis of hydrothermal dolomites at Navan, Ireland. *Sedimentology* **44**: 421-440.
- Burns S.J., Baker P.A. 1986: A geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California. *J. Sed. Pet.* **57**: 128-139.
- Carballo J.D. Land L.S., and Miser, D.E. 1987: Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf key, Florida. *J. Sed. Pet.* **57**: 153-165.
- Chen D. Qing H., Yang C. 2004: Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian (Givetian) carbonates from the Guilin area, South China. *Sedimentology* **51**: 1029-1051.
- Dicson J.A.D. 1965: A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature* **205**: 207.
- Friedman G.M. 1965: Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *J. Sed. Pet.* **35**: 643-655.
- Gregg J.M. Shelton k. 1989: Minor- and trace-element distributions in the Bonnetterre Dolomite (Cambrian), southeast Missouri: evidence for possible multiple-basin fluid sources and pathways during lead-zinc mineralization. *Geol. Soc. Am. Bulletin* **101**: 221-230.
- Gregg, J.M. and Shelton, k. 1990: Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), southeastern Missouri. *J. Sed. Pet.* **60**: 549-562.
- Hardie L.A. 1987: Perspectives Dolomitization: A critical view of some current views. *J. Sed. Pet.* **57**: 166-183.
- Jones B. Luth R.W., Macneil A.J. 2001: Powder X-ray diffraction analysis of heterogeneous sedimentary dolostones. *J. Sed. Pet. Res.* **71**: 790-799.
- Land L.S. 1985: The origin of massive dolomite. *J. Geol. Education* **33**: 112-125.
- Land L.S. Hoops G.K. 1973: Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *J. Sed. Pet.* **43**: 614-617.
- Lee Y.I., Friedman G.M. 1987: Deep-burial dolomitization in the Ordovician Ellenburger Group carbonates, West Texas and Southeastern New Mexico. *J. Sed. Pet.* **57**: 544-557.
- Lumsden D.N. 1979: Discrepancy between thin-section and X-ray estimates of dolomite in limestone. *J. Sed. Pet.* **49**: 429-436.
- Machel H.G., Lonnee, J. 2002: Hydrothermal dolomite-a product of poor definition and imagination. *Sed. Geol.* **152**: 163-171.
- Marshall J.D. 1992: Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol. Mag.* **129**: 143-160.
- Mazzullo S.J. 1992: Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporite* **7**: 21-37.
- Nabavi M.H., Samadian M.R., Alavi Naini M., Shahrabi M., Hamed A.R., Vaezipour M.J. 1994: Geological quadrangle map of Semnan. Geological survey of Iran, No. G 5, 1: 250,000.
- Nader F.H., Swennen R., Ellam R. 2004: Reflux stratabound dolostone and hydrothermal Volcanism-associated dolostone: a two-stage dolomitization model (Jurassic, Lebanon), *Sedimentology* **51**: 339-360.
- Nelson W.A., Read J. F. 1990: Updip to downdip cementation and dolomitization patterns in a Mississippian aquifer, Appalachians, *J. Sed. Pet.* **60**: 379-396
- Radke B.M., Mathis R.L. 1980: On the formation and occurrence of Saddle dolomite. *J. Sed. Pet.* **50**: 1149-1168.
- Royse C.F., Wadell J.S., Petersen L.E. 1971: X-Ray Determination of Calcite-Dolomite: An evaluation. *J. Sed. Pet.* **41**: 483-488.
- Runnells, D. 1970: Errors in X-ray analysis of carbonates due to solid-solution variation in composition of component minerals. *J. Sed. Pet.* **40**: 1158-1166.
- Sibley, D.F., Gregg J.M. 1987: Classification of dolomite rock textures. *J. Sed. Pet.* **57**: 967-975.
- Swart P.K., Cantrell D.L., Westphal H., Handford C.R., Kendall C.G. 2005: Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar Field, Sudi Arabia: evidence from petrographic and geochemical constraints. *J. Sed. Pet. Research* **75**: 476-491.
- Tucker M.E. 1991: Sedimentary Petrology. Black Well, Oxford, 260 pp.
- Tucker M.E., Wright V.P. 1990: Carbonate Sedimentology Petrology. Black Well, Oxford, 482 pp.
- Veizer J. 1983: Chemical Diagenesis of Carbonate: theory and application of trace element technique, Stable Isotopes in Sedimentary Petrology. *J. Sed. Pet.* **10**: 3-1- 3-100.