

## بررسی تأثیر فرآیندهای دیاژنز بر روی سنگ‌های آهکی دولومیتی شده ژوراسیک میزبان کانسار سرب و روی آهوانو، شمال دامغان، ایران

سودابه فتحی<sup>۱</sup> و حسین مصدق<sup>۲</sup>\*

<sup>۱</sup> دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، سمنان، ایران

### چکیده

مطالعات پتروگرافی سنگ‌های کربناته به سن ژوراسیک (سازندهای دلیچای و لار) در منطقه آهوانو (شمال دامغان) به شناسایی و تفکیک پنج نوع دولومیت شامل: ۱- دولومیت‌های شکل‌دار، پراکنده در ماتریکس (Rd<sub>1</sub>) ۲- دولومیت‌های موزاییکی متوسط‌بلور شکل‌دار (Rd<sub>2</sub>) ۳- دولومیت‌های ریز تا متوسط‌بلور بدون شکل (Rd<sub>3</sub>) ۴- سیمان دولومیتی درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (Cd<sub>1</sub>) ۵- سیمان دولومیتی درشت‌بلور زین‌اسبی (Cd<sub>2</sub>) منجر شده است. دولومیت‌های تیپ Rd<sub>1</sub>، Rd<sub>2</sub> و Rd<sub>3</sub> از نوع جانشینی و دولومیت‌های تیپ Cd<sub>1</sub> و Cd<sub>2</sub> از نوع سیمان هستند. بر اساس مطالعه مقاطع نازک، صیقلی و همچنین بررسی‌های صحرایی، دولومیت‌های تیپ Rd<sub>3</sub> میزبان نهشته‌های سرب و روی است. این دولومیت‌ها حاوی  $\delta O^{18}$  ۵/۳۹- تا ۴/۸۵- درصد (به طور میانگین ۵/۳۴- درصد) و  $\delta O^{18}$  ۲/۳۳- تا ۱/۸۶- درصد (به‌طور میانگین ۰/۴۳۷- درصد) هستند. در این پژوهش از داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار برای تفکیک محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، جوی و تدفینی استفاده شد که بر اساس آن در نمونه‌های کربناته میزبان کانسار سرب و روی آهوانو، تأثیر دیاژنز جوی غالب است. در ضمن از عناصر فرعی جهت تشخیص کانی‌شناسی اولیه نمونه‌های کربناته استفاده شد و مشخص شد که کانی اولیه آن‌ها کلسیت بوده است.

**واژه‌های کلیدی:** دولومیت، پتروگرافی، پاراژنز، ایزوتوپ‌های پایدار، سرب و روی آهوانو، شمال دامغان

### مقدمه

دارند (ربیعی، ۱۳۸۷). با مطالعه پتروگرافی کانسارهای مورد مطالعه مشخص شد که سنگ میزبان این کانسارها از نفوذپذیری بالایی برخوردار است. در رخساره‌های مطالعه‌شده، یکی از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی، دولومیتی‌شدن است. دولومیتی‌شدن به‌طور محلی، به از

در کانسارهای سرب و روی با بستر کربناته ارتباط واضحی بین کانسار و سنگ میزبان وجود دارد. در این کانسارها رخساره‌های مناسب برای حرکت و چرخش سیالات مربوط به نواحی است که نفوذپذیری بالایی

میلا)، رسوبات دریایی کم عمق کامبرین میانی تا بالایی (عضوهای ۳-۱ سازند میلا)، نهشته‌های توربیدیتی شیب قاره‌ای (عضوهای ۴ و ۵ سازند میلا) و رسوبات ساحلی تا دریایی عمیق دونین تا پرمین (سازندهای جیروود (خوش بیلاق)، مبارک، درود و روته) را شامل می‌شود. مزوزوئیک در بر دارنده رسوبات دولومیتی تریاس-پیشین-میانی، نهشته‌های رودخانه‌ای-دلتایی رتو-لیاس و رسوبات دریایی کم عمق و یا تا حدی عمیق ژوراسیک میانی-بالایی است. در این منطقه برخلاف بخش شمالی سمنان (بازرگانی گیلانی و فرامرزی، ۱۳۸۶) سنگ‌های با سن کرتاسه از رخنمون خوبی برخوردار نیست. رسوبات سنوزوئیک در منطقه شامل نهشته‌های دریایی کم عمق و رسوبات آواری خشکی همراه با سنگ‌های ولکانوژنیک است. سازند آهکی دلیچای (ژوراسیک میانی) که میزبان نهشته‌های سرب و روی بوده با یک فاصله پوشیده بر روی سازند شمشک قرار گرفته و به‌طور تدریجی به سازند آهکی لار منتهی می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲).

### روش انجام پژوهش

این پژوهش بر اساس بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و آنالیز دستگاهی انجام شده است. در ابتدا با بررسی‌های صحرایی، دو برش انتخاب و نمونه‌برداری شد (شکل ۲). از نمونه‌های برداشت شده، ۵ مقطع صیقلی و ۱۲۵ مقطع نازک جهت‌دار تهیه شد. پس از رنگ‌آمیزی مقاطع نازک با آلزارین-رداس و فروسیانید پتاسیم به روش Dikson (۱۹۶۵) و Hitzman (۱۹۹۹)، مطالعات پتروگرافی به‌منظور تشخیص کلسیت از دولومیت و کلسیت آهن‌دار از نوع بدون آهن انجام شد. پس از مطالعه مقاطع نازک، ۱۱ نمونه از سنگ‌های کربناته که کمتر تحت تأثیر دگرسانی واقع شده بودند، جهت تعیین و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن انتخاب شد.

بین رفتن ساختارهای اولیه و در مواردی سبب افزایش تخلخل سنگ، منجر می‌شود که تحت چنین شرایطی دولومیت‌ها می‌توانند سنگ میزبان مناسبی برای سرب و روی و همچنین پلی‌متال‌های بزرگ‌مقیاس گردند (Maqueen, 1979; Shen et al., 1987; Wu et al., 1987; Chen and Gao, 1988; Han and Hatchinson, 1990; Chen et al., 1998).

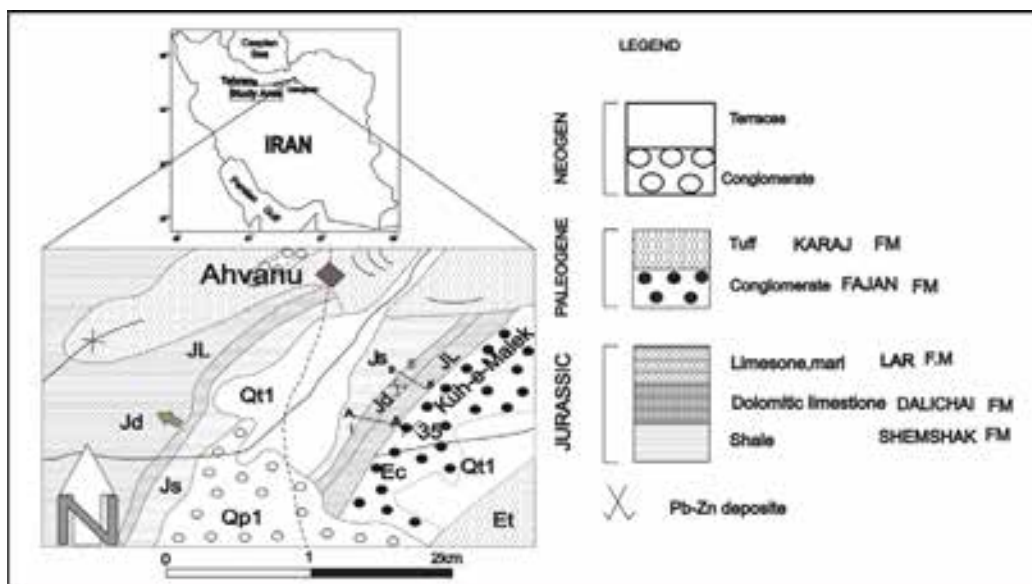
بنابراین با شناخت دولومیت‌ها می‌توان اطلاعات مهمی در مورد تکامل سیالات حوضه‌ای، تأثیر متقابل سنگ و سیال در طول فرآیندهای دیاژنز و کانی‌سازی به‌دست آورد که این مسأله به پیشرفت بهتر مراحل اکتشاف و معدن‌کاری کمک می‌کند (Chen et al., 2004).

در البرز مرکزی و شرقی سنگ‌های کربناته (مخصوصاً دولومیت) زیادی وجود دارند که میزبان نهشته‌های سرب و روی هستند (بازرگانی گیلانی و فرامرزی، ۱۳۸۶). نهشته‌های سرب و روی آهوانو با مختصات جغرافیایی  $36^{\circ}13'39.3''$  تا  $36^{\circ}12'14.3''$  عرض شمالی و  $54^{\circ}10'56.3''$  تا  $54^{\circ}10'38.3''$  طول شرقی یکی از آنهاست.

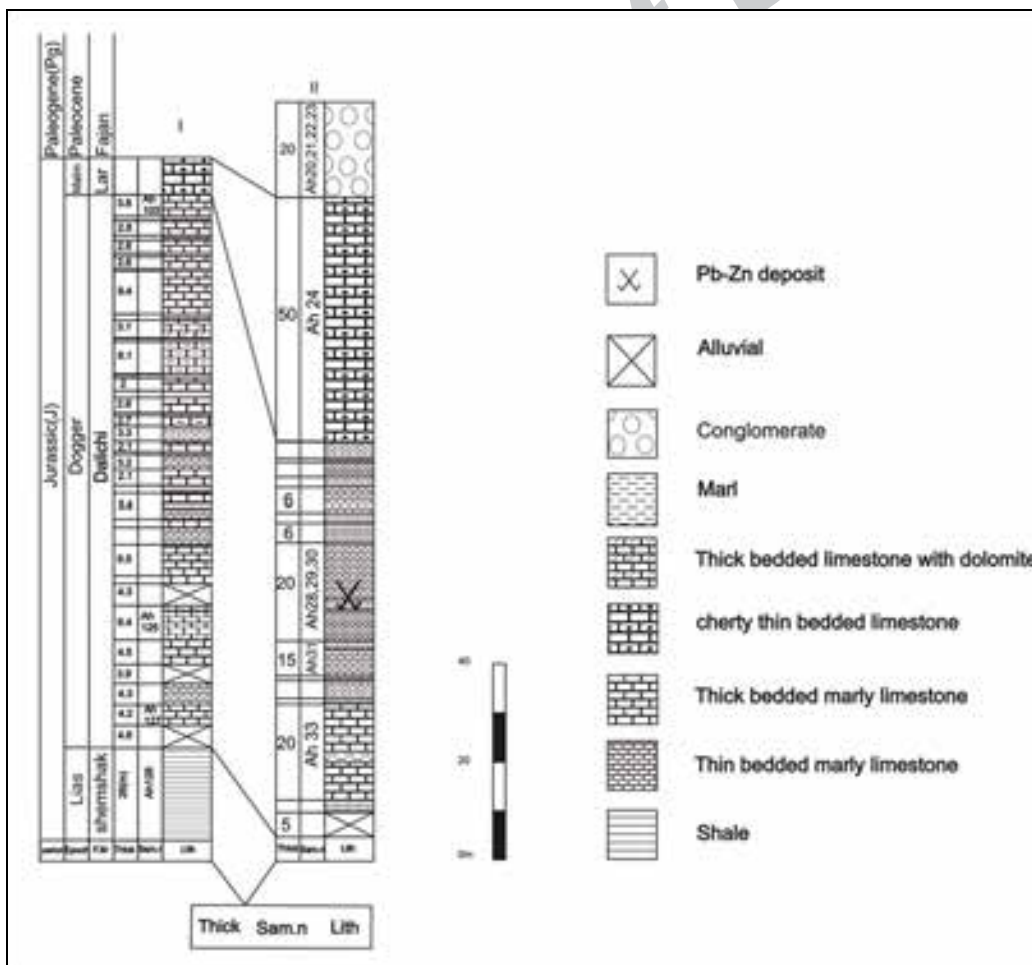
هدف این نوشتار که اولین مطالعه بر روی فرآیند دولومیت‌زایی سنگ‌های کربناته ژوراسیک شمال دامغان است، تشخیص انواع مختلف دولومیت، بررسی تأثیر فرآیندهای دیاژنز بر روی دولومیت‌های منطقه با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار و مشخص کردن کانی‌شناسی اولیه آن‌ها با استفاده از داده‌های ICP است.

### زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در شمال دامغان و شرق البرز مرکزی قرار داشته و در بر دارنده توالی‌های نسبتاً کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیک تا نئوژن است. سنگ‌های پالئوزوئیک در منطقه، نهشته‌های پلاتفرمی کم عمق و خشکی کامبرین زیرین (سازندهای باروت، زاگون و



شکل ۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه آهوانو (علوی و صالحی، ۱۳۶۸) که موقعیت زمین‌شناسی کانسار سرب و روی آهوانو و پروفیل‌های AA' و BB' برداشت‌شده مشخص گردیده است.



شکل ۲- ستون‌های چینه‌شناسی سازند دلچای و لار؛ موقعیت ستون‌ها در شکل ۱ مشخص شده است.

PDB و برای اکسیژن با استاندارد SMOW گزارش شده‌اند.

این مقادیر به کمک روابط زیر قابل تبدیل به یکدیگر هستند (Coplen *et al.*, 1983):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) = 1.03091 \delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) + 30.01$$

$$\delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) = 0.97002 \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) - 29.98$$

به منظور شناسایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب به روش ICP-ES/MS دوازده نمونه سنگ انتخاب و پس از پودر کردن به آزمایشگاه ACME در Vancouver کانادا ارسال شد. در این تحقیق از عناصر فرعی، جهت تشخیص کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها استفاده شد، بنابراین نتایج حاصل از این تجزیه شیمیایی فقط برای معدودی از عناصر مانند Fe، Na و Sr در جدول ۲ نشان داده شده است.

جدول ۲- داده های ICP دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه

Sam.n	Elements			
	Sr(ppm)	Na(ppm)	Mn(ppm)	Sr/Na(ppm)
Ah14	62.7	259.67	232.394	0.24146
Ah24	30.3	408.06	232	0.2414
Ah27	386.9	74.194	809	0.07425
Ah28	438.4	593.584	432	5.21470
Ah31	427.3	74.194	65493	5.729226
Ah36	139.8	637.632	1254	0.20762
Ah102	54.19	423	667.34	0.21365
Ah109	344.7	487.12	358.2	0.22456
Ah113	378.9	531.78	678	0.23453
Ah114	395.46	359.7	754	0.23789
Ah117	415.38	401.89	783.9	4.5337
Ah120	427.8	378	980.51	5.5679
Average	291.75	385.73	652.93	1.89

و Gereg و Sibley (۱۹۸۷) و نیز بر اساس مرز بین بلورها و صفحه‌ای یا غیرصفحه‌ای بودن آن‌ها، پنج نوع دولومیت تشخیص داده شده است که در

هنگام پودر کردن نمونه‌ها، سعی شد پودر نمونه با رگه کلسیتی موجود در سنگ مخلوط نگردد و از بروز خطا در نتایج جلوگیری شود. پودر نمونه‌ها برای تجزیه ایزوتوپی اکسیژن و کربن به مرکز آزمایشگاهی دانشگاه ارلانگن-نورنبرگ آلمان ارسال شد. پودر کربنات در دستگاه Thermo Finnigan 252 با اسید فسفریک ۱۰۰ درصد با چگالی ۱,۹ (Watcher and Hayes, 1985)، در دمای ۷۵°C واکنش داده شده است. تمام مقادیر به دست آمده بر حسب قسمت در هزار (PPm) و بر اساس استاندارد NBS19 تعیین گردیده است. به مقدار  $\delta^{13}\text{C}$  به دست آمده، عدد ۱/۹۵ درصد اضافه کرده و همچنین از مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  به دست آمده ۲/۲ درصد کم کرده تا مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  بر حسب PDB به دست آید. دقت اندازه‌گیری در حد  $\pm 1\sigma$  است. در جدول ۱ داده‌های ایزوتوپی برای نسبت‌های کربن با استاندارد

جدول ۱- داده‌های ایزوتوپ کربن و اکسیژن دولومیت‌های مربوط به سازندهای دلیچای و لار در منطقه مورد مطالعه

Sam.n	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
Ah14	-2.33	-5.23
Ah24	-0.89	-5.65
Ah27	1.4	-5.93
Ah28	1.68	-4.95
Ah31	0.5	-5.8
Ah102	-2.27	-4.99
Ah109	1.53	-4.85
Ah113	1.38	-5.13
Ah114	1.23	-5.33
Ah117	1.46	-5.74
Ah120	1.12	-5.13
Average	0.437	-5.34

## پتروگرافی

با توجه به مطالعات Fridman (۱۹۶۵)، Gereg و Sibley (۱۹۸۴)، Gawthorpe (۱۹۸۷)

مشخص شد که ماده معدنی در این نوع دولومیت قرار دارد (شکل ۳-ج و ه).

#### سیمان دولومیتی

(۱) دولومیت‌های نوع  $Cd_1$ : از بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر تشکیل شده است که دارای زون‌بندی هستند و خاموشی مستقیم دارند. این بلورها توسط اندازه درشت و شکل دروغین مشخص می‌شوند (شکل ۳-د و ه).

(۲) دولومیت‌های نوع  $Cd_2$ : دولومیت‌های درشت و خمیده با خاموشی موجی هستند که اندازه آن‌ها از ۱۰۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر تغییر می‌کند. این دولومیت‌ها که به صورت سیمان پرکننده فضاهای خالی هستند، در مراحل پایانی دیاژنز و در درجه‌حرارت بالا تشکیل می‌شوند (شکل ۳-و و ه).

#### کلسیت‌های رگه‌ای

در مقاطع نازک، سه نسل رگه کلسیت (بر اساس ارتباط قطع‌شدگی) تشخیص داده شد که عبارتند از:

کلسیت رگه‌ای نسل اول: این کلسیت‌ها پرکننده رگه‌های بسیار ریزی هستند که توسط رگه‌های بزرگتر قطع می‌شوند (شکل ۴-الف).

کلسیت رگه‌ای نسل دوم: این رگه‌ها قطع‌کننده کلسیت رگه‌ای نسل اول بوده و خود توسط رگه‌های نسل سوم قطع می‌شوند. بلورهای کلسیت در این رگه‌ها درشت‌تر از کلسیت‌های نسل اول هستند (شکل ۴-الف و ب).

کلسیت رگه‌ای نسل سوم: رگه‌هایی که توسط سیمان کلسیت دروزی پر شده‌اند، دارای رخ و انکلوژیون سیال هستند. اندازه بلورها از ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر تغییر می‌کند. این رگه‌ها، رگه‌های کلسیتی نسل دوم را قطع می‌کنند (شکل ۴-ب).

گروه دولومیت‌های حاصل جانشینی و دولومیت‌های پرکننده فضا (سیمان) به صورت زیر قرار دارند:

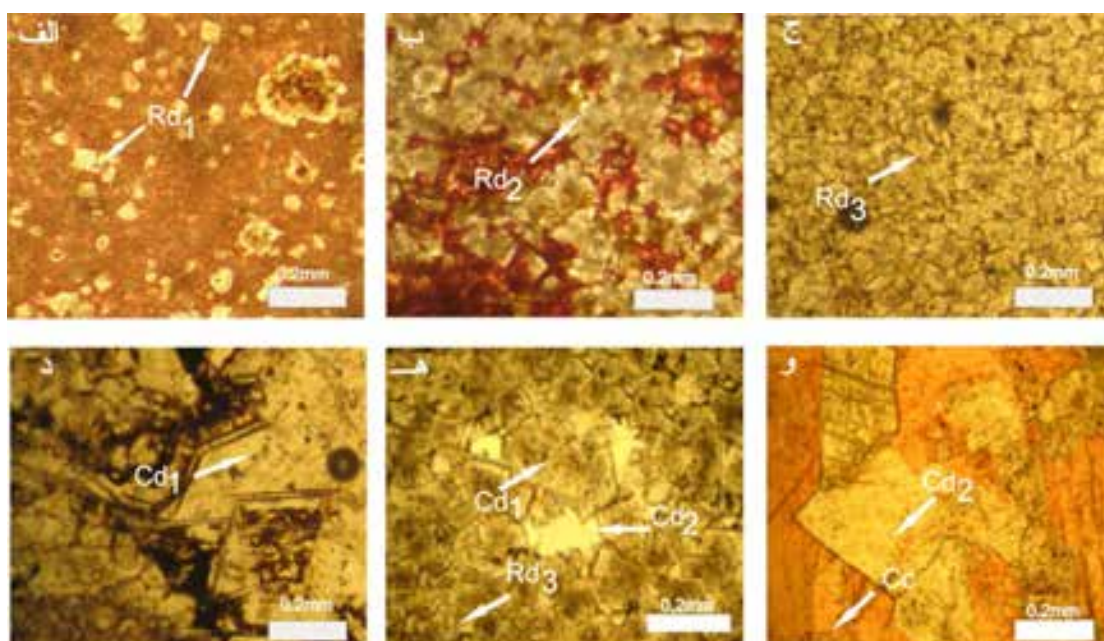
- (۱) دولومیت‌های شکل‌دار پراکنده در ماتریکس ( $Rd_1$ )
  - (۲) دولومیت‌های موزاییکی متوسط‌بلور شکل‌دار ( $Rd_2$ )
  - (۳) دولومیت‌های ریز تا متوسط‌بلور بدون شکل ( $Rd_3$ )
  - (۴) سیمان دولومیتی درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار ( $Cd_1$ )
  - (۵) دولومیت‌های درشت‌بلور زین‌اسبی ( $Cd_2$ )
- دولومیت‌های تیپ  $Rd_1$ ،  $Rd_2$  و  $Rd_3$  از نوع جانشینی و دولومیت‌های تیپ  $Cd_1$  و  $Cd_2$  از نوع سیمان هستند.

#### دولومیت‌های جانشینی

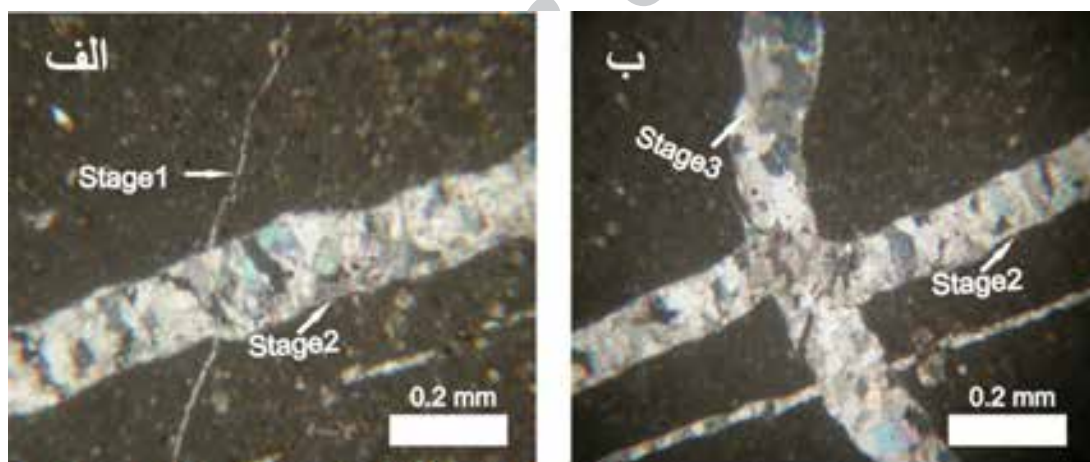
(۱) دولومیت‌های نوع  $Rd_1$ : این نوع دولومیت‌ها از بلورهای خودشکل با خاموشی مستقیم تشکیل شده‌اند که در زمینه کلسیت شناور هستند. بلورها دارای هسته ابری و حاشیه شفاف هستند و اندازه آن‌ها از ۱۰۰ تا ۳۵۰ میکرون تغییر می‌کند (شکل ۳-الف).

(۲) دولومیت‌های نوع  $Rd_2$ : از بلورهای خودشکل با خاموشی مستقیم تشکیل شده است. فضای بین بلورها توسط میکریت کلسیتی پر شده است. در برخی از لایه‌ها، این دولومیت‌ها بر اثر واکنش با آب‌های جوی طی رخنمون سطحی و یا دفن کم‌عمق، در حاشیه یا به طور کامل به کلسیت تبدیل شده‌اند. اندازه دولومیت‌ها از ۱۰۰ تا ۲۵۰ میکرون است (شکل ۳-ب).

(۳) دولومیت‌های نوع  $Rd_3$ : این نوع دولومیت‌ها که بسیار فراوان هستند و ۹۰ درصد دولوستون‌ها را تشکیل می‌دهند، شامل بلورهای بی‌شکل با خاموشی موجی هستند. اندازه آن‌ها از ۵۰ میکرون تا یک میلی‌متر تغییر می‌کند. با مطالعه مقاطع نازک و صیقلی و همچنین بازدیدهای صحرایی،



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی رنگ آمیزی شده با آلزارین- رداس و فروسیانید پتاسیم (XPL): الف) دولومیت‌های پراکنده در ماتریکس (Rd<sub>1</sub>)، ب) دولومیت‌های شکل‌دار با هسته ابری (Rd<sub>2</sub>)، ج) دولومیت‌های بدون شکل (Rd<sub>3</sub>)، د) سیمان دولومیتی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (Cd<sub>1</sub>)، ه) دولومیت‌های بدون شکل، سیمان دولومیتی شکل‌دار- نیمه شکل‌دار و سیمان دولومیتی زین‌اسبی (Cd<sub>1</sub>، Cd<sub>2</sub> و Rd<sub>3</sub>) و و) دولومیت زین‌اسبی و سیمان کلسیت (Cd<sub>2</sub> و Cc).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از وکستون تا مادستون آهکی همراه با رگه‌هایی که توسط سیمان کلسیتی پر شده است (XPL). الف) رگه‌های مرحله ۱ و ۲، ب) رگه‌های مرحله ۲ و ۳ بر اساس ارتباط قطع شدگی

### ژئوشیمی

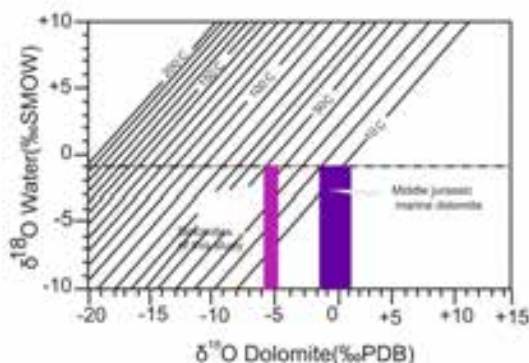
#### ایزوتوپ‌های پایدار

درصد تا ۵/۳۹- (به‌طور میانگین ۵/۴۳- درصد) است. دمای آب دریا در زمان ژوراسیک ۹/۷ تا ۲۲ درجه سانتیگراد و مقدار  $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})$  آب دریای ژوراسیک نیز ۱- درصد بوده است (Veizar *et al.*, 1999).

مقدار  $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$  دولومیت‌هایی که تحت این

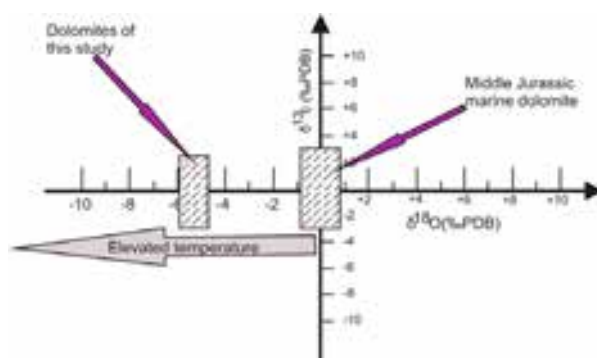
داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های دولومیت‌دار ژوراسیک منطقه در شکل ۵ و جدول ۱ آمده است. این دولومیت‌ها حاوی  $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$  از ۲/۲۳- تا ۱/۶+ درصد (به‌طور میانگین ۰/۴۳۷- درصد) و  $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$  از ۴/۵۸-

مقدار  $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$  به احتمال زیاد در اثر ازدیاد دما، تبلور مجدد به‌هنگام دیاژنز دفنی به‌وجود می‌آید و همچنین بر اساس مطالعات James و همکاران (۱۹۹۳) و Smith و Dorobek (۱۹۹۳)، دیاژنز جوی نیز در این فقیرشدگی بی‌تأثیر نیست، که داده‌های ICP تأثیر دیاژنز جوی را تأیید می‌کند.



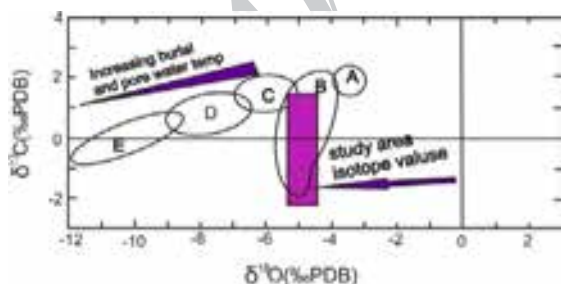
شکل ۶- رابطه بین  $\delta^{18}\text{O}$  آب دریای ژوراسیک و  $\delta^{18}\text{O}$  دولومیت‌ها و دمای آن‌ها

شرایط از آب دریا ته‌نشین شده‌اند از +۱ تا -۲ درصد تغییر می‌کنند. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$  اندازه‌گیری شده برای دولومیت‌های زمان ژوراسیک در این منطقه منفی‌تر از مقادیر نظری بالاست (شکل ۶). بر اساس مطالعات (Rao, 1993; Nielsen *et al.*, 1994; Nicolaidis and Wallace, 1997) این فقیرشدگی در



شکل ۵- نمودار ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن دولومیت‌های سازندهای دلیچای و لار در کانسار سرب و روی آهوانو. مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  برای دولومیت‌های ژوراسیک با استفاده از واکنش  $10^3 \ln \alpha = 3.2 \times 10^6 T^{-2}$  (Kelvin) -3.3 که توسط Land و Woronic (۱۹۸۵) ارائه گردیده محاسبه شده است.

ایزوتوپ‌های سبک بوده و ثانیاً محدوده تغییرات  $\delta^{13}\text{C}$  بسیار وسیع است (۱/۸۶ تا ۲/۳۳- درصد)، که این به علت تأثیر دیاژنز جوی بر نمونه‌های منطقه است.

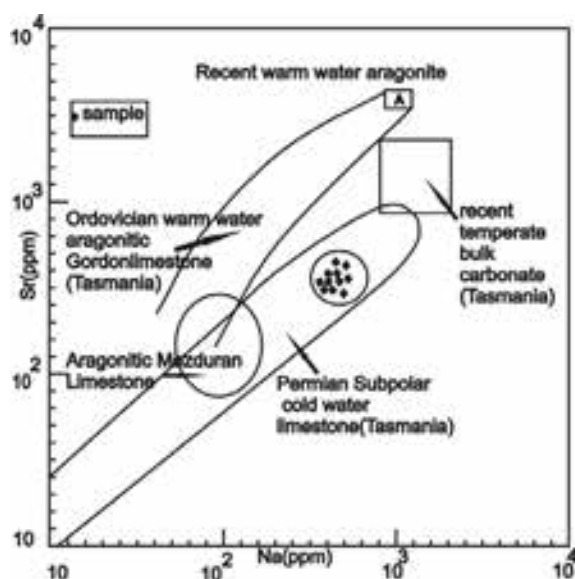


شکل ۷- نمودار، تغییرات ایزوتوپی در حین دیاژنز دریایی (A)، جوی (B)، ته‌نشست سیمان منشوری (C)، سیمان دانه‌درشت کالکاسپار (D) و دولومیت‌های زین‌اسبی (E) را نشان می‌دهد، این توالی‌ها در بسیاری از سنگ‌های کربناته (آهکی و دولومیتی)، مناطق مختلف گزارش شده است (Choquette and James, 1987) که داده‌های این منطقه در محدوده دیاژنز جوی قرار می‌گیرند.

### تفکیک محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، جوی و تدفینی بر اساس مطالعات ایزوتوپی

مطالعاتی که بر روی نمونه‌های کربناته، سیمان‌ها و سایر اجزاء غیر اسکلتی در مناطق مختلف جهان انجام شده بیانگر این است که تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های کربناته‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای مختلف دیاژنز قرار گرفته‌اند، متفاوت است (Rao and Adabi, 1992) (شکل ۷).

در دیاژنز جوی تغییرات نسبتاً زیادی در مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و تغییرات کمتری در مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  نمونه‌های کربناته مشاهده می‌شود (شکل ۷). همان‌طور که در جدول مربوط به داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و کربن دولومیت‌های میزبان سرب و روی آهوانو مشاهده می‌شود (جدول ۱)، اولاً محدوده مطالعه‌شده دارای



شکل ۸- در این شکل چهار محدوده مشخص شده است. محدوده‌های مربوط به آب‌های گرم عهد حاضر، آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا، کربنات‌های اردوئیسین آب‌های گرم ساب‌تروپیکال تاسمانیا و آهک‌های آراگونیتی مزدوران، که نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا با کانی‌شناسی کلسیتی قرار گرفته اند (آدابی، ۱۳۸۳).

### تجزیه و تحلیل داده‌های ICP

عناصر مختلف به علت تغییرات محیطی و دیاژنتیکی شامل تغییرات pH و Eh، نوسانات سطح آب و واکنش با سیالات در برگزیده، دچار تغییراتی در مقدارشان شده و بر اساس میزان سازگاری خود وارد واکنش‌های ژئوشیمیایی شده و می‌توانند در کنار هم قرار گرفته و یا جانشین یکدیگر شوند. در برش مورد مطالعه به‌خوبی می‌توان تغییر و جانشینی عناصری از قبیل Sr، Na و Mn را مشاهده نمود.

### استرانسیوم

این عنصر یکی از مهم‌ترین عناصر در ژئوشیمی کربنات‌ها به‌شمار می‌رود که می‌توان از آن برای ارزیابی رخدادهای دیاژنتزی و تعبیر و تفسیر میکروفاسیس‌ها استفاده کرد (Rao and Adabi, 1992). مقدار Sr با افزایش کانی‌شناسی آراگونیتی

دیاژنتز جوی در کربنات‌هایی که بین محدوده سطح زمین و تدفین کم‌عمق قرار دارند را می‌توان با روند J برگشته شناسایی نمود. ایجاد روند J برگشته به علت یکنواختی میزان  $\delta^{18}\text{O}$  آب‌های جوی و تغییرات  $\delta^{13}\text{C}$  به واسطه غنی شدن این آب‌ها از  $\delta^{12}\text{C}$ ، در اثر تجزیه مواد ارگانیکی است (Lohman, 1988).

همان‌طور که در شکل ۷ ملاحظه می‌شود با مقایسه مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن منطقه مورد مطالعه با نمودار ارائه شده توسط James و Choquette (۱۹۸۷) تأثیر دیاژنتز جوی بر روی دولومیت‌های میزبان کانسار سرب و روی آهوانو تا حدودی تأیید می‌شود، اما به علت کم‌بودن تعداد داده‌ها، روند J برگشته را نمی‌توان نشان داد.

### تشخیص کانی‌شناسی اولیه در توالی کربناته ژوراسیک آهوانو

الگوی کانی‌شناسی کربنات‌های دیرینه در طول زمان فانروزوئیک متفاوت بوده است. در این الگو آراگونیت (و کلسیت با منیزیم بالا) کانی مهم کربناته در پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین، کربنیفر میانی تا تریاس و ترشیاری تا عهد حاضر و کلسیت به‌عنوان عمده‌ترین کانی تشکیل‌دهنده کربنات‌ها در پالئوزوئیک میانی و ژوراسیک - کرتاسه معرفی شده است (Wilkinson *et al.*, 1985). کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازندهای دلیچای و لار با استفاده از مطالعات عنصری بررسی و کانی‌شناسی اولیه کلسیتی آن اثبات شده است و نتایج حاصل با محدوده‌های کربنات‌های عهد حاضر مناطق حاره‌ای (Millimam, 1974) و معتدله (Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini 1995) کربنات‌های حاره‌ای اردوئیسین (Rao, 1991) و کربنات‌های سرد نیمه‌قطبی پرمین با کانی‌شناسی کلسیتی (Rao, 1991) واقع در ایالت تاسمانیا در استرالیا مقایسه شده است (شکل ۸).



است (جدول ۲)، که مقدار بالای Mn احتمالاً به علت تأثیر محلول‌های جوی بر روی کربنات‌های منطقه است، زیرا مقدار Mn با افزایش دیاژنز جوی و تأثیر این آب‌ها افزایش می‌یابد (Brand and Veizer, 1980). این افزایش به علت ضریب تفکیک بالای Mn (تقریباً بیش از ۱۵) در آب‌های متئوریک است (Pingitore, 1990). در شکل ۹ تغییرات Sr در مقابل Mn ترسیم شده است.

محدوده‌های مشخص‌شده در نمودار مربوط به نمونه‌های کربنات‌های آب‌های گرم عهد حاضر (Rao and Adabi, 1992)، نمونه‌های آراگونیتی اردوئیسین تاسمانیا (Millimam, 1974) و محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا است (Rao and Adabi, 1992). همان‌طور که مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا با کانی‌شناسی کلسیتی قرار می‌گیرد.

#### نسبت Sr/Na

کربنات‌های تروپیکال عهد حاضر و قدیمی از نظر Sr/Na با کربنات‌های غیر تروپیکال تفاوت دارند (Rao, 1990; Rao and Adabi, 1992). آهک‌های آراگونیتی تروپیکال عهد حاضر دارای مقادیر کم Mn و نسبت بالای Sr/Na در حدود ۳ تا ۵ هستند ولی کربنات‌های کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر دارای Mn بالا و نسبت Sr/Na کمتر (در حدود ۱) هستند (Rao and Adabi, 1992). نسبت Sr/Na در آهک‌های منطقه بین ۰/۰۷۴ تا ۵/۷۲۹ (به‌طور متوسط ۱/۸۹) است (جدول ۲).

در شکل ۱۰ تغییرات Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آهک‌های ساب‌پولار تاسمانیا با کانی‌شناسی کلسیتی قرار گرفته‌اند.

افزایش و با افزایش کانی‌شناسی کلسیتی کاهش می‌یابد (Rao and Adabi, 1992). همچنین تمرکز Sr در شبکه کربنات‌ها با دمای آب رابطه مستقیم دارد (Morse and Mackenzie, 1990). تمرکز Sr در نمونه‌های این منطقه ۳۰/۳ ppm تا ۴۳۸/۴۰ (به‌طور متوسط ۲۹۱/۷۵) (جدول ۲) است. این تمرکز پایین Sr در این نمونه‌ها به علت افزایش کانی‌شناسی کلسیتی (HMC + LMC) در مقایسه با کانی‌شناسی آراگونیتی است (Rao and Adabi, 1992).

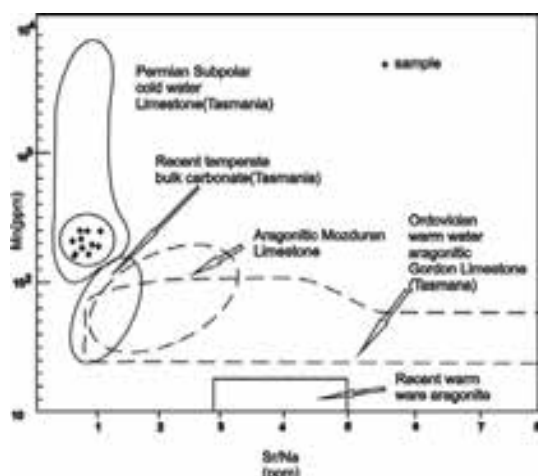
#### سدیم

توزیع سدیم در کربنات‌ها به درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی نقص بلوری، کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (Rao and Adabi, 1992). میزان سدیم در نمونه‌های آهکی منطقه مورد مطالعه بین ۷۴/۱۹۴ ppm تا ۶۳۷/۶۳۲ (به‌طور متوسط ۳۸۵/۷۳ ppm) است (جدول ۲).

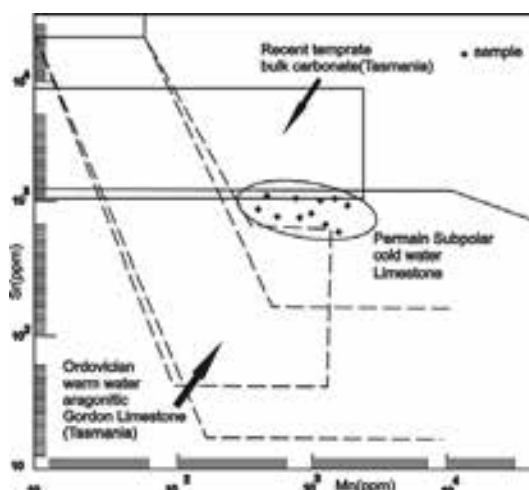
ترسیم مقادیر Sr-Na در این آهک‌ها نشان‌گر یک کاهش منظم در مقدار هر دو عنصر Sr و Na در منطقه است که احتمالاً به علت افزایش دیاژنز جوی است (Brand and Veizer, 1980) (شکل ۸). در این نمودار ارتباط مثبت بین مقادیر Sr و Na احتمالاً به علت ضرایب تفکیک مشابه این دو عنصر در کانی‌های کربناته است. در این شکل، داده‌ها در محدوده آهک‌های ساب‌پولار تاسمانیا با کانی‌شناسی کلسیتی قرار دارد. این امر حاکی از تشابه کانی‌شناسی آهک‌های منطقه و آهک‌های ساب‌پولار تاسمانیا است.

#### منگنز

توزیع Mn در نمونه‌های کربناته منطقه، بین ۲۳۲ ppm تا ۱۲۵۴ (میانگین ۶۵۲/۹۳ ppm)



شکل ۱۰- تغییرات نسبت Sr/Na در مقابل Mn که با محدوده‌های ذکر شده برای کربنات‌های آب‌های گرم عهد حاضر، نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر، محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا، محدوده کربنات‌های اردوویسین آب‌های گرم ساب‌تروپیکال تاسمانیا و آهک‌های مزدوران مقایسه شده است.



شکل ۹- تغییرات مقادیر منگنز در مقابل استرانسیوم در نمونه‌های منطقه که با محدوده‌های ارائه شده برای نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر، محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا و محدوده کربنات‌های اردوویسین آب‌های گرم ساب‌تروپیکال تاسمانیا مقایسه شده است.

درجه‌سانتیگراد بر کیلومتر است، روی می‌دهد (Ziya-Kirmaci and Akdag, 2005).

### نتیجه‌گیری

سنگ‌های کربناته (مخصوصاً دولومیت) میزبان نهشته‌های سرب و روی فراوانی در سنگ‌آهک‌های ژوراسیک البرز مرکزی و شرقی هستند که نهشته‌های سرب و روی آهن‌آهن (شمال دامغان) یکی از آنها است.

در این منطقه، پنج نوع دولومیت تشخیص داده شده است، دولومیت پراکنده، دولومیت ایدیوتوپیک، دولومیت گزنوتوپیک، دولومیت ساب‌هدرال تا ائوهدرال، دولومیت سدل. دولومیت‌های نوع ۱ تا ۳ از نوع جانیشینی و ۴ و ۵ از نوع سیمان هستند.

با مقایسه مقادیر  $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$  دولومیت‌های زمان ژوراسیک منطقه مطالعه‌شده با دولومیت‌های نهشته شده از آب دریای ژوراسیک، مشاهده شد که مقدار  $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$  دولومیت‌های ژوراسیک در

### تفسیر کلی دولومیت‌های ژوراسیک در منطقه

بر اساس اطلاعات پتروگرافی و توالی پاراژنز و همچنین ایزوتوپ‌های پایدار، دولومیت‌های سازند دلیچای در منطقه مطالعه‌شده، در اعماق کم تا متوسط تشکیل شده است که حوادث زیر این نظریه را تأیید می‌کند:

قطع شدن دولومیت‌ها توسط استیلولیت‌های کم‌دامنه که در اعماق ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر تشکیل می‌شوند (Lind, 1993; Nicolaidis, 1995; Duggan *et al.*, 2001)

وجود بلورهای دولومیت شکل‌دار که در دمای کم تشکیل می‌شوند (کمتر از ۵۰ درجه‌سانتیگراد) (Geregg and Sibley, 1984; Shulka, 1986).

مقدار  $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$  که از  $-۵/۳۹$  تا  $-۴/۸۵$  تغییر می‌کند و بیان‌کننده تشکیل بلورهای دولومیت در اثر افزایش دماست و دفن این دولومیت‌ها در عمق ۵۵۰ تا ۹۵۰ متر، جایی که دمای سطحی ۱۰ تا ۲۰ درجه‌سانتیگراد و بیشینه گرادیان ژئوترمال ۴۵

این منطقه منفی تر است. این امر می‌تواند ناشی از آبهای جوی باشد که داده‌های مربوط به Sr، Na و Fe نیز تأثیر آبهای جوی را تأیید می‌کنند.

## منابع

- آدابی، م. ح. (۱۳۸۳) ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، تهران.
- بازرگانی گیلانی، ک. و فرامرزی، م. (۱۳۸۶) رخساره‌ها، محیط رسوبی و کانی‌شناسی کربنات‌های اولیه توالی کرتاسه کوه بشم، جنوب البرز مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۱): ۱۵: ۹۱ تا ۱۱۶.
- ربیعی، م. (۱۳۸۷) پتروگرافی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسارهای سرب و روی با میزبانی کربنات در جنوب چاشم، شمال سمنان، البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- علوی، م. و صالحی‌راد، ر. (۱۳۶۸) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- قاسمی، م. (۱۳۶۹)، زمین‌شناسی، چینه‌نگاری و زمین‌شناسی ساختمانی ناحیه چهارده، البرز خاوری. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Geodynamics* 21: 1-33.
- Brand, U. and Veizer, J. (1980) Chemical diagenesis of multi component carbonate system-1, trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 1219-1236.
- Chen, D., Qing, H. and Yang, C. (2004) Multistage hydrothermal dolomites in the middle Devonian Givietion Carbonates from the Guilin area, South China. *Sedimentology* 51: 1029-1051.
- Chen, X. M., Denge, J. and Zhai, Y. S. (1998) The physical and chemical environment of Fanlou Pb-Zn deposits formed by submarine hot spring. *Mineralium Deposita* 17: 240-246.
- Chen, X. P. and Gao, J. Y. (1988) Thermal water deposition and Pb-Zn barite deposits in the Devonian System, Central Guiana. *Geochemical Acta* 7: 321-328.
- Choquette, P. W. and James, N. P. (1987) Diagenesis in Limestones-3, The Deep Burial Environment. *Geosciens Canada* 14: 3-35.
- Coplen, T. B., Kendali, C. and Hopple, J. (1983) Comparison of stable isotope reference sample. *Nature London* 302: 236-238.
- Dickson, J. A. D. (1965) Modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature London* 34: 205-212.
- Duggan, J. P., Mountjoy, E. W. and Stasiuk, L. D. (2001) Fault-controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west-central Alberta. *Sedimentology* 48: 301-323.
- Friedman, G. M. (1965) Terminology of crystallization textures and fabrics of sedimentary rocks. *Sedimentary Petrology* 35: 643-655.
- Gawthorpe, R. (1987) Burial dolomitization and porosity development in a mixed carbonate-clastic sequence and example from the Bowland Basin, northern England. *Sedimentology* 34: 533-558.
- Geregg, J. M. and Sibley, D. F. (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dilomite texture. *Sedimentary Petrology* 5: 908-931.
- Geregg, J. M. and Sibley, D. F. (1987) Classification of dolomite rock textures. *Sedimentary Petrology* 57: 967-975.

- Han, F. and Hatchinson, R. W. (1990) Evidence for exhalative origin of the Dachang tin-poly metallic sulfide deposits-their geological and geochemical characteristics. *Mineralium deposita* 9: 319-324.
- Hitzman, M. W. (1999) Routine, staining of drill core to determine carbonate mineralogy and distinguish carbonate textures. *Mineralium Deposita* 34: 794-798.
- James, N. P., Bone, Y. and Kyser, T. K. (1993) Shallow burial dolomitization and dolomitization of Mid-Cenozoic, cool-water, calcite, deep-shelf limestone, southern Australia. *Journal of Sedimentary petrology* 63: 528-538.
- Lind, I. L. (1993) Stylolites in chalk from Leg, Ontong Java Plateau. In: Berger, J. W., Kroen, Mayer, L. A. (Eds.): *Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. 130: 445-451.
- Lohman, K. C. (1988) Geochemical patters of meteoric diagenetic systems and their application to studies of palokarst. In: Choquette, P. W., James N. P. (Eds.) *Paleokarst*. New York, Springer-Verlag 5: 58-80.
- Maqueen, R. W. (1979) Basmental deposit in sedimentary rocks some approaches. *Geoscience* 6: 3-9.
- Milliman, J. D. (1974) *Marine carbonates recent sedimentology carbonates*. Springer-Verlag Berlin.
- Morse, J. W. and Mackenzie, F. T. (1990) *Geochemistry sedimentary carbonate*. Elsevier, New York.
- Nicolaides, S. (1995) Origin and modification of Cambrian dolomites (Red Heart Dolomite and Arthur Creek Formation), Georgian Basin, central Ausralia. *Sedimentology* 42: 143-157.
- Nicolaides, S. and Wallace, M. W. (1997) Pressure-dissolution and cementation in an Oligo-tropical limestone (Clifton Formation), Otway Basin, Australia. In: James, N. P., Clarke, J. A. D. (Eds.) *Cool Water Carbonates*. Socaiety Economic Petrology Geology, Special Publication 56: 291-313.
- Nielsen, P., Swennen, R. and Keppen, E. (1994) Multiple-step recrystalization withen massiv ancient dolomite units an example from the Dinantian of Belgium. *Sedimentolog* 41: 567-584.
- Pingitore, C. P. (1990) The behavior of  $Zn^{2+}$  and  $Mn^{2+}$  during carbonate diagenesis. *Sedimentary Petrology* 48: 799-814.
- RaO, C. P. (1990) Petrology, trace element and Oxygen and Carbon isotopes of Gordon Grup carbonates (Ordovician), Florenite Valley, Tasmania, Australia. *Sedimentary Geology* 66: 83-97.
- RaO, C. P. (1991) Geochemical difference between subtropical (Ordovician), Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporates* 11: 1-18.
- Rao, C. P. (1993) Oxygen and carbon variation between dolomite and co-existing micrite pairs, Gordon group (Ordovician), Mole Creek, Tasmania, Australia. *Earth Science* 40: 131-139.
- Rao, C. P. and Adabi, M. H. (1992) Carbonate mineral, major elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool temperate carbonates, Western Tasmania: Australia. *Marine Geology* 103: 249-272.
- Rao, C. P. and Amini, Z. Z. (1995) Faunal relationship to grain-Size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, Western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporates* 10: 114.
- Shen, D. Q., Chem, Y. Q. and Yang, Z. Q. (1987) *Sedimentary facies, Paleogeography and their controls over ore deposits of the Qiziqiao Formation, upper Middle Devonian, south China*. Geological publishing house Beijing, China.
- Shulka, V. (1986) Epigenetic dolomitization and origin of xenotopic dolomite texture-discussion. *Sedimentary petrology* 56: 733-736.
- Smith, T. D. and Dorobek, S. L. (1993) Alteration of early-formed dolomite during shallow to deep burial Mississippian Mission Canyon Formation, central to southwestern Montana. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 1 105: 1389-1399.

- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Brudschon P., Bruhl, D., Carder, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Polaha, O. and Strauss, H. (1999)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology* 161: 59-88.
- Watcher, E. and Hayes, J. M. (1985) Exchange of Oxygen isotope in carbon-dioxide-phosphoric acid system. *Chemical Geology* 52: 365-374.
- Wilkinson, B. H., Owen, R. M. and Carroll, A. R. (1985) Submarine hydrothermal weathering, global eustasy and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *Sedimentary petrology* 55: 932-947.
- Woronic, R. E. and Land, L. S. (1985) Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and Lower Glen Rose Formations, south Texas. In: Schniedermann, N., Harris, P. M. (Eds.), Carbonate cements. Society Economic Paleontological Mineral Special publication 36: 265-275.
- Wu, Y., Zhou, F. L., Tang, T. C., Fang, D. N. and Huang, W. S. (1987) The sedimentary facies, paleogeography and relative mineral deposits of the Devonian in Guangxi. Guangxi publishing house, Nanning, China.
- Ziya-Kirmaci, M. and Akdag, K. (2005) Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene lime stone, Eastern Pontic, Turkey. *Sedimentary Geology* 81: 39-57.

Archive of SID

## The investigation of effect of diagenetic processes on the Jurassic dolomitized carbonate rocks hosting the Ahvanu Pb-Zn deposit, North of Damghan, Iran

Soudabeh Fathi <sup>1</sup> and Hossein Mosaddegh <sup>2\*</sup>

<sup>1</sup> Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran

### Abstract

The petrographical studies of carbonate rocks of Jurassic Dalichai and Lar Formations in Ahvanu region (North of Damghan) resulted in recognition and separation of five different types of dolomite including 1- Fine to medium planar dolomite rhombs, scattered in matrix; Rd<sub>1</sub>; 2- Coarse crystalline, euhedral mosaic dolomite, Rd<sub>2</sub>; 3- Medium to coarse crystalline, anhedral mosaic dolomites, Rd<sub>3</sub>; 4- Coarse-crystalline, euhedral to subhedral dolomite cements, Cd<sub>1</sub>; and 5- Coarse to very coarse crystalline, saddle dolomite cements, Cd<sub>2</sub>. Rd<sub>1</sub>, Rd<sub>2</sub> and Rd<sub>3</sub> dolomite textures are replaced in origin, whereas Cd<sub>1</sub> and Cd<sub>2</sub> dolomites are commonly as cements. Thin and polished section studies along with field observation indicated that ore is hosted by Rd<sub>3</sub> dolomite.  $\delta^{18}\text{O}$  (PDB) and  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) values vary from -4.95 to -5.95% (average -5.53%) and 2.32 to 1.68% (average 0.072%), respectively. Considering petrography, paragenesis and stable isotope data, the dolomites in the Dalichai Formation of Ahvanu area are interpreted to have been formed in the subsurface during mechanical compaction at shallow to intermediate burial depths. Also, based on minor elements study, calcite is the primary mineral in the studied carbonates.

**Key words:** Dolomite, Petrography, Paragenetic sequence, Stable isotope, Ahvanu Pb-Zn, North of Damghan

\* mosaddegh@du.ac.ir