

بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی دولومیت‌های بخش قربان سازند ساچون در برش تاق‌دیس قره، جنوب خاور شیراز

عبدالرضا باوی عویدی^۱، محمدحسین آدابی^۲، عباس صادقی^۲ و حسن امیری بختیار^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

دکتر، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۲/۲۸

چکیده

آهک‌های دولومیتی شده و دولومیت بیشتر بخش قربان سازند ساچون (پالئوسن-ائوسن پیشین) در برش تاق‌دیس قره در جنوب خاور شیراز را تشکیل می‌دهند. بررسی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌نگاری این نهشته‌ها نشان می‌دهد که دولومیت‌ها در محیط‌های دیاژنزی دریایی، جوی و تدفینی تشکیل شده‌اند. بر پایه این بررسی‌ها سه دسته دولومیت شامل دولومیکرایت (کمتر از ۱۶ میکرون)، دولومیکرواسپاریت (۱۶ تا ۶۲ میکرون) و دولواسپاریت (بزرگ‌تر از ۶۲ میکرون) شناسایی شده‌اند. وجود شواهدی مانند تخلخل فسترتال، کانی‌های تبخیری (ژیپس و انیدریت) و اینتراکلاست و نیز نبود فسیل نشان می‌دهد که دولومیکرایت‌ها در محیط بالای کشندی تشکیل شده‌اند. دولومیکرواسپاریت‌ها که در اثر تبلور دوباره دولومیکرایت و جانشینی گل کربناته به وجود آمده‌اند، مقادیر منیزیم، سدیم و استرانسیم کمتر و در برابر آن منگنز و آهن بیشتری نسبت به دولومیکرایت‌ها دارند. مقادیر و روابط عناصر یادشده به دلیل تأثیر بیشتر سیال‌های دیاژنزی بر دولومیکرواسپاریت‌ها و تشکیل آنها در محیط دیاژنزی تدفینی متوسط تا ژرف مربوط می‌شود. دولواسپاریت‌ها به سه شکل دیده شده‌اند: شکل اول آن به صورت جانشینی در جلبک سرخ و زمینه گل کربناته است. شکل دوم دولواسپاریت‌ها که از بلورهای دارای رشد اضافی هم‌محور، لومینسانس با زون‌بندی مرکب از نواری‌های روشن و تیره و ادخال‌های سیال‌های حفره‌ای تشکیل شده‌اند؛ در محیط دیاژنزی تدفینی و به صورت سیمان پرکننده حفرات نهشته شده‌اند. تشکیل دولواسپاریت‌های متخلخل، شکل دار تا نیمه شکل دار با بافت دانه‌شکری و تخریب‌کننده فابریک (شکل سوم) مرز سازند ساچون و جهرم در منطقه آمیختگی آب‌های جوی و دریایی تفسیر می‌شود.

کلیدواژه‌ها: سازند ساچون، بخش قربان، تاق‌دیس قره، دولومیت، مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی.

***نویسنده مسئول:** عبدالرضا باوی عویدی

E-mail: Bavi1359@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

تشکیل دولومیت و دولومیت‌زایی از دیرباز تاکنون مورد مطالعه زمین‌شناسان بوده است (Shukla and Baker, 1988; Purser et al., 1994; Burn et al., 2000) و (Ghazban and Al-Aasm, 2009; Al-Aasm et al., 2009; Last et al., 2012) اهمیت اقتصادی آنها به‌ویژه حضور در توالی میداین نفتی بر اهمیت مطالعه آنها افزوده است (Agrawi et al., 2006; Al-Aasm et al., 2009). دولومیت‌ها می‌توانند در محیط‌های دریایی ژرف (Meister et al., 2008)، کم‌ژرفا (Meister et al., 2013)، سیخایی (Warren, 2006)، پهنه آمیختگی آب دریایی و جوی (Gaswirth et al., 2007)، محیط دیاژنزی تدفینی کم‌ژرفا (Kyser et al., 2002) تا ژرف (Warren, 2000)، گرمایی (Ronchi et al., 2012)، دریاچه‌ای (Wacey et al., 2007; Deng et al., 2010) و حتی غارها (Alonso-Zarza and Martín-Pérez, 2008) تشکیل شوند. فرایند دولومیتی شدن معمولاً در چندین مرحله رخ می‌دهد و دولومیت‌ها ژنز چندگانه دارند (Machel, 2004; Gaswirth et al., 2007; Adabi, 2009; Iannace et al., 2009). بافت دولومیت‌ها وابستگی زیادی به ترکیب شیمیایی سیال‌های دولومیت‌ساز، دما و ترکیب کانی‌شناسی و فابریک سنگ‌آهک اولیه دارد (Sibley and Gregg, 1987). سازوکار تشکیل انواع مختلف دولومیت‌ها را می‌توان با استفاده از فابریک و اندازه بلورها، ویژگی‌های رسوب‌شناسی، تفریق ایزوتوپی، دما، شوری، ترکیب سیال و شرایط اکسایش و احیا تشخیص داد (Rao, 1996). در این بررسی سعی بر آن شده است تا با استفاده از مطالعات سنگ‌نگاری دولومیت‌های بخش قربان سازند ساچون در جنوب خاور شیراز انواع مختلف آن شناسایی شود و در ادامه با استفاده از تجزیه‌های ژئوشیمیایی منشأ انواع سیال‌های دولومیت‌ساز و نوع محیط رسوبی - دیاژنزی تشکیل آنها شناسایی شود. دولومیت‌های سازند ساچون کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند و از جمله معدود مطالعات انجام گرفته روی آنها می‌توان به بررسی‌های شب‌افروز (۱۳۸۵) در مقطع تپ در جنوب داراب اشاره کرد.

بنابراین نتایج این مطالعه می‌تواند در تفسیر تاریخچه رسوبی - دیاژنزی این بخش از توالی ترشیری (شکل ۱) منطقه کمک شایانی کند.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

در ایران حوضه رسوبی زاگرس به زیرحوضه‌های فارس، لرستان، فروافتادگی دزفول، دشت آبادان و ایذه تقسیم‌بندی شده است (مطیعی، ۱۳۸۲). پس از حرکات کرتاسه پسین، در اوایل ترشیری همه زاگرس با یک دریای پیشرونده پوشیده شد. در مناطق ساحلی این دریا «سازند تبخیری ساچون»، در مناطق کم‌ژرفا «سازند دولومیتی جهرم» و در نواحی ژرف «سازند شیلی پابده» نهشته شده‌اند (James and Wynd, 1965). در جنوب باختر زیرحوضه فارس، از اواخر ماستریشین تا پالئوسن - ائوسن یک حوضه دریایی باز و سکوی تبخیری گسترش داشته است (Murriss, 1980; Ghazban, 2009) که سازند ساچون با ترکیب سنگ‌شناسی مارن، آهک، دولومیت و تبخیری نهشته شده است (Murriss, 1980). سازند ساچون دارای تغییرات رخساره‌ای و ستبرای زیادی در گستره رسوب‌گذاری خود است. این سازند در نواحی فسا - داراب (برش تپ) ستبرایی بیش از ۱۴۱۴ متر با ترکیب سنگ‌شناسی بیشتر تبخیری، مارنی و به مقدار کمتر دولومیتی دارد که به سوی مناطق شمال خاوری به تدریج انیدریت‌ها و دولومیت‌ها ناپدید می‌شوند و این سازند بیشتر مارنی و سیلتی و بالاخره به ردیف کنگلومرای تبدیل می‌شود (James and Wynd, 1965). سازند ساچون در جنوب خاور شیراز از آهک‌های دولومیتی شده و نیز آهک‌های دارای جلبک تشکیل شده است که بخش قربان نامیده می‌شود. بخش قربان برای اولین بار در تاق‌دیس احمدی (جنوب خاور شیراز) توصیف شده است. با این وجود محل برش نمونه آن با ستبرای ۱۸۳ متر، بدون اشاره به ویژگی‌های دقیق جغرافیایی در یال جنوبی تاق‌دیس قره بیان شده است (مطیعی، ۱۳۸۲). سنگ‌شناسی بخش قربان شامل آهک قهوه‌ای تا زرد رنگ به شدت متبلور شده است که گاه دارای رگه‌های کلسیت برشی شده

۵-۱. دولومیکرایت

دولومیکرایت‌های بخش قربان سازند ساچون که به صورت توالی‌های نازک تا متوسط لایه خاکستری روشن تا کرم در بخش بالایی توالی دیده شده‌اند، بیشتر بی‌شکل هستند و در اندازه‌های کمتر از ۱۶ میکرون تشکیل شده‌اند. از دیگر ویژگی این دولومیت‌ها می‌توان به تخلخل فنسترال و اینتراکلاست‌ها، سیمان و ریزگره‌های تبخیری و حضور ذرات آواری کوآرتز در اندازه‌های سیلت تا ماسه اشاره کرد (شکل ۵).

۵-۲. دولومیکرواسپاریت

دولومیکرواسپاریت‌ها متشکل از بلورهای نیمه‌شکل‌دار با اندازه‌هایی میان ۱۶ تا ۶۲ میکرون هستند. دولومیکرواسپاریت‌ها بیشترین فراوانی را نسبت به دیگر دولومیت‌های سازند ساچون دارند (شکل ۳). دولومیکرواسپاریت‌های بخش قربان سازند ساچون دارای لومینسانس سرخ قهوه‌ای تا سرخ روشن هستند (شکل ۶-ب). در تصاویر میکروسکوپ الکترونی تبلور دولومیکرایت و تشکیل دولومیکرواسپاریت به خوبی دیده شده است (شکل ۶-ج). در لایه‌های دولومیتی و آهک‌های دولومیتی شده قهوه‌ای رنگ، بیشتر دولومیکرواسپاریت در میان اکستراکلاست‌های آغشته به ترکیبات اکسیدهای آهن مرکب از قطعات روزن‌بر کف‌زی و جلبک تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۶-د و ۶-ه). پس از رنگ آمیزی با مخلوط فروسیانید پتاسیم و آلزاین سرخ، این دولومیت‌ها به رنگ فیروزه‌ای یا آبی کم‌رنگ در آمده‌اند که نشان‌دهنده حضور آهن در این دولومیت‌هاست (شکل ۶-و). در توالی آهک‌های دولومیتی شده سفید و خاکستری روشن، دولومیکرواسپاریت‌ها جانشین زمینه گل کربناته و نیز قطعات فسیلی رخساره بایو کلاست و کستون دولومیتی شده شده‌اند (شکل‌های ۶-ز و ۶-ی).

۵-۳. دولواسپاریت

دولواسپاریت‌ها از بلورهای در اندازه‌های بزرگ‌تر از ۶۲ میکرون تشکیل شده‌اند. دولواسپاریت‌های بخش قربان سازند ساچون به چند شکل شناسایی شده‌اند. یک نوع دولواسپاریت به صورت سیمان پرکننده حفرات است که اندازه بلورهای دولومیت از حاشیه به سوی مرکز افزایش می‌یابد (شکل ۷-الف). در تصاویر کاتدولومینسانس بلورهای دولومیت دارای تناوبی از پهنه‌های تیره و روشن هستند (شکل‌های ۷-ب و ۷-د). این نوع دولومیت در حفرات موجود در رخساره دولومیکرایت و نیز دولومیکرواسپاریت‌ها دیده شده است. نوع دیگر دولواسپاریت به صورت جانشین در زمینه میکرایتی (شکل‌های ۷-ه و ۷-ز) در رخساره بایو کلاست و کستون دولومیتی شده و در تخلخل درون‌دانه‌ای (شکل ۶-و) در رخساره روزن‌بر کف‌زی و کستون دولومیتی شده تشکیل شده‌اند. دولواسپاریت‌ها در آهک‌های جلبکی-مرجانی توده‌ای قاعده سازند ساچون بیشتر به صورت جانشینی در جلبک سرخ دیده شده‌اند (شکل ۷-ی).

آخرین شکل دولواسپاریت‌های بخش قربان سازند ساچون که در محل تماس با سازند جهرم قرار گرفته است، تنها ستبرای یک متر دارند (شکل‌های ۸-الف و ۸-ب). دولومیت‌های این لایه با بافت دانه شکری به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، متخلخل و دارای هسته تیره و حاشیه روشن هستند (شکل ۸-ج). این دولومیت‌ها در محل تماس با دولواسپاریت‌های متراکم و بی‌شکل سازند جهرم قرار دارند (شکل ۸-د). دولواسپاریت‌های بخش قربان از دید اندازه نسبت به دولواسپاریت‌های سازند جهرم درشت‌بلورترند؛ ولی ستبرای بسیار کمتری دارند. در تصاویر کاتدولومینسانس دولومیت‌های زمینه دارای لومینسانس قهوه‌ای تیره تا سرخ قهوه‌ای و سیمان دولومیتی هم‌رشدی دارای لومینسانس نارنجی تا زرد هستند (شکل‌های ۸-ه و ۸-و). در این دولواسپاریت‌ها، شواهد جانشینی در میکرایت در تصاویر میکروسکوپ الکترونی به خوبی دیده می‌شود (شکل‌های ۸-ز و ۸-ی). این دولومیت به‌طور گسترده تشکیل و سبب از بین رفتن بافت اولیه شده است.

۶- مطالعات ژئوشیمیایی

ترکیب عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها به ترکیب سیال‌های دولومیت‌ساز،

و آغشته به مواد آهن‌دار به رنگ سرخ و ارغوانی و ناخالصی‌های سبز رنگ است. در تاقدیس قره به سوی بالایی توالی، فسیل‌های شکم‌پایان به فراوانی یافت می‌شوند. این بخش در امتداد تاقدیس سیاه به سرعت نازک و ناپدید می‌شود (مطیعی، ۱۳۸۲). برش مورد مطالعه برای مطالعه بخش قربان سازند ساچون با مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 57' 38''$ خاوری و $48^{\circ} 08' 06''$ شمالی در یال جنوبی تاقدیس قره (تنگ مهدی) و در فاصله ۸۰ کیلومتری جنوب خاور شیراز قرار گرفته است (شکل ۲).

۳- روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی و تفکیک مرزهای زیرین و بالایی بخش قربان سازند ساچون، نمونه‌برداری در فواصل نیم تا یک متری انجام و از این نمونه‌های سنگی، ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. مطالعه این مقاطع نازک میکروسکوپی به منظور شناسایی و تقسیم‌بندی دولومیت‌ها از دید اندازه، شکل بلوری و تخلخل آنها بوده است. نام‌گذاری دولومیت‌ها بر پایه مطالعات (Adabi 2009) و Sibley and Gregg (1987) انجام شده است. به منظور تفکیک میان کلسیت و دولومیت از محلول آلزاین سرخ و نیز شناسایی انواع دولومیت‌های آهن‌دار و بدون آهن از مخلوط محلول فروسیانید پتاسیم و آلزاین سرخ (Dickson, 1966) استفاده شده است. بررسی‌های تکمیلی سنگ‌نگاری به وسیله میکروسکوپ الکترونی Philips مدل Su ۳۵۰۰ در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید بهشتی انجام شده است. تفکیک انواع محیط دیاژنزی تشکیل دولومیت‌ها با استفاده از میکروسکوپ کاتدولومینسانس مدل CTTL مدل MK4-8200C (۱۵ کیلووات و ۴۰۰ میکروآمپر) در پژوهشگاه صنعت نفت تهران صورت گرفت. تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی موجود در دولومیت‌ها به روش اسپکتروفتومتری جذب اتمی (AAS) و به وسیله دستگاه مدل Varian Spectra با دقت آشکارسازی در حدود ۱ پی‌پی‌ام در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه شهید بهشتی صورت گرفته است. روش آماده‌سازی نمونه‌ها بدین گونه بوده است که در ابتدا ۰/۲۵ گرم از پودر نمونه را به مدت ۲ ساعت در ۱۲ میلی‌لیتر اسید کلریدریک ۱ مولار حل، سپس صاف و با آب مقطر به حجم ۵۰ سی‌سی رسانده می‌شود. این محلول برای تعیین مقادیر عناصر فرعی آهن، منگنز، استرانسیم و سدیم است. در ادامه یک میلی‌لیتر از محلول مرحله پیش برداشته و پس از افزودن ۲۵ میلی‌لیتر محلول کلرید پتاسیم، به حجم ۲۵۰ میلی‌لیتر رسانده می‌شود که این محلول برای خوانش عناصر اصلی کلسیم و منیزیم به کار گرفته شد.

۴- بررسی‌های صحرایی

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که بخش قربان سازند ساچون دارای ستبرای ۱۶۶ متر با ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌آهک، آهک دولومیتی و دولومیت است که به‌طور همیشگی روی سازند گورپی و زیر سازند جهرم قرار گرفته است (شکل ۳). در مطالعات صحرایی، آهک‌های دولومیتی شده و دولومیت‌های بخش قربان در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به سه دسته متوسط تا ستبر لایه به رنگ کرم تا خاکستری روشن دارای قالب‌های داخلی و خارجی نرم‌نمایی مانند شکم‌پا (شکل‌های ۴-الف، ب و ج)، توده‌ای تا ستبر لایه صخره‌ساز به رنگ قهوه‌ای دارای قطعات اکستراکلاست و اکسید آهن (شکل‌های ۴-د، ه و ز) و خاکستری روشن تا سفید نازک تا متوسط لایه تقسیم‌بندی کرد. مقادیر فرعی تر دولومیت نیز در قاعده بخش قربان و در محل تماس با سازند گورپی دیده شده است (شکل ۳).

۵- سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های مقاطع نازک میکروسکوپی، میکروسکوپ الکترونی و نیز میکروسکوپ کاتدولومینسانس سه نوع دولومیت مشتمل بر دولومیکرایت (Dolomicrite)، دولومیکرواسپاریت (Dolomicrosparite) و دولواسپاریت (Dolosparite) در بخش قربان سازند ساچون در برش تاقدیس قره شناسایی شده‌اند (شکل ۳).

سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری عادی است. مقادیر بالای سدیم در نمونه‌های دولومیتی بخش قربان می‌تواند در ارتباط با شوری بالای سیال‌های دولومیت‌ساز یا ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی باشد. با افزایش فرایندهای دیاژنزی مقدار سدیم در دولومیت کاهش می‌یابد (Winefield et al., 1996). دولومیکرایت‌ها بخش قربان به علت دگرسانی کمتر یا شوری محیط رسوب‌گذاری مقادیر بیشتری نسبت به دولومیکرواسپاریت‌ها دارند (شکل ۹-ج). حضور کانی‌های تبخیری (شکل ۵-ه) در دولومیکرایت‌ها را می‌توان در ارتباط با شوری محیط تفسیر کرد.

دولومیکرواسپاریت‌ها معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور دوباره دولومیکرایت‌ها به وجود می‌آیند (Adabi, 2009). در بخش‌های بالای توالی بخش قربان دولومیکرواسپاریت‌ها جانشین دولومیکرایت‌ها شده‌اند (شکل ۶-ج). در برابر آن، بیشترین فراوانی این نوع دولومیت در سنگ‌های آهکی دولومیتی شده قهوه‌ای و خاکستری روشن شده‌اند (شکل ۳). در رخساره‌های توالی آهک‌های دولومیتی شده قهوه‌ای رنگ (شکل ۶) به نظر می‌رسد که در ابتدا این رخساره‌ها به صورت وکستون-پکستون بوده‌اند. در مورد چگونگی پیدایش و نیز مقادیر بالای آهن در این دولومیت‌ها می‌توان گفت که به همراه ورود آلوکم‌های اکسید شده، آهن سه‌طرفیتی به صورت هیدرواکسیدهای آهن مانند کانی گویت تشکیل شده است (Buekes and Klein, 1992). در طی تدفین همزمان با جانشینی و تبلور دوباره در زمینه گل کربناته حالت احیایی حکم‌فرما و آهن وارد ترکیب دولومیکرواسپاریت شده است. رخساره‌های موجود در توالی آهک دولومیتی شده خاکستری رنگ از نوع بایوکلاست وکستون بوده که در ادامه توسط این نوع دولومیت جانشین شده‌اند (شکل‌های ۵-ه و و). اگر محلول‌های دولومیت‌ساز تا حدودی اشباع‌شدگی پایینی نسبت به دولومیت داشته باشند؛ در این حالت زمینه ممکن است دولومیتی شود، اما فسیل‌ها بدون دولومیتی شدن باقی بمانند زیرا در شرایط اشباع‌شدگی پایین تعداد بسیار کمی هسته دولومیتی روی کلسیت‌های درشت‌تر شکل می‌گیرد (Sibley and Gregg, 1987). نظریه دیگر برای شکل‌گیری این نوع دولومیت‌ها این است که ترکیب اولیه ماتریکس آهکی آراگونیتی و فسیل‌ها کلسیتی بوده‌اند و دولومیتی شدن به صورت انتخابی روی ماتریکس آراگونیتی هسته‌سازی کرده است (Adabi, 2009).

دولومیکرواسپاریت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها مقادیر سدیم و استرانسیم کمتری دارند (جدول ۱- و شکل‌های ۹-ب و ج). مقادیر کمتر استرانسیم در دولومیت‌های درشت‌بلور نسبت به دولومیت‌های ریز بلور می‌تواند به علت اثرات سیال‌های دیاژنزی در طی تبلور دوباره باشد (Eren et al., 2007). مقادیر آهن در نمونه‌های دولومیکرواسپاریتی بخش قربان سازند ساچون نسبت به مقادیر موجود دولومیکرایت‌ها بیشتر است (شکل ۹-د). تمرکز آهن و منگنز به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد؛ به طوری که مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح به دلیل شرایط اکسایشی، پایین‌تر از دولومیت‌های دیاژنزی تدفینی است که در شرایط احیایی تشکیل می‌شوند (Kirmacy, 2008; Tucker and Wright, 1990). بنابراین بالا بودن مقادیر آهن به دلیل شرایط احیایی در هنگام تشکیل این دولومیت‌هاست. افزون بر این، میانگین مقادیر آهن در نمونه‌های دارای آهن بیشتر به واسطه تأثیر بیشتر دیاژنز بر این نمونه‌هاست. رسم مقادیر Mn در برابر Mg در دولومیت‌های بخش قربان سازند ساچون یک روند افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۹-ه). یون‌های منگنز به دلیل مشابهت در شعاع یونی تمایل دارند تا جانشین یون‌های Mg در شبکه بلور دولومیت شوند. مقادیر منگنز دولومیکرواسپاریت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها به مراتب بیشتر است؛ زیرا دگرسانی در آنها افزایش یافته است. همچنین مقادیر ناچیز Mn در دولومیت نشان‌دهنده کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای این کربنات‌هاست (Tucker and Wright, 1990). رسم مقادیر Mn در برابر Fe یک روند خطی با شیب مثبت را نشان می‌دهد (شکل ۹-و). این روند افزایشی به دلیل دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیال‌های دیاژنزی (غیردریایی) است. دولومیت‌هایی که دچار دیاژنز تدفینی ژرف‌تری شده‌اند مقادیر آهن و منگنز بالاتری دارند (Winefield et al., 1996).

ترکیب عنصری کانی‌های کربناته‌ای که دولومیت جانشین آنها می‌شود و ضریب توزیع عناصر در دولومیت بستگی دارد (آدابی، ۱۳۹۰). بررسی‌های ژئوشیمی دولومیت‌های سازند ساچون به منظور تعیین مقادیر عناصر فرعی و اصلی دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپاریت‌های واحد در برگیرنده لایه‌های کربناته سفید تا خاکستری روشن برای شناسایی منشأ سیال‌های دولومیت‌ساز و تأثیرات فرایندهای دیاژنزی انجام شده است. استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی لایه‌های دولومیتی قهوه‌ای رنگ به علت داشتن مواد غیر قابل حل در اسید بالاتر از ۲۰٪ امکان‌پذیر نبود (جدول ۱ و شکل ۹).

میزان کلسیم در دولومیکرایت‌های بخش قربان میان ۲۰/۱۹ تا ۲۲/۸۴ (میانگین ۲۱/۲۳) درصد است که این مقدار در دولومیکرواسپاریت‌ها از ۲۱/۴۶ تا ۲۶/۶ (میانگین ۲۱/۲۳) درصد در نوسان است. نتایج تجزیه مقادیر منیزیم نشان می‌دهد که دولومیکرایت‌ها با میزان ۱۱/۴ تا ۱۲/۶۷ (میانگین ۱۲/۱۰) نسبت به دولومیکرواسپاریت‌ها با مقادیر ۷/۱۲ تا ۱۰/۴ (میانگین ۹/۲۹) درصد، منیزیم بالاتری دارند (جدول ۱). میانگین استرانسیم در دولومیکرایت‌ها ۲۹۳ پی‌پی‌ام است که این مقدار نسبت به میانگین ۲۶۹/۳۶ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده در دولومیکرواسپاریت‌ها بیشتر است. مقادیر سدیم نیز در دولومیکرایت‌ها با نوسان میان ۱۴۹ تا ۳۱۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۳۵ پی‌پی‌ام) در مقایسه با میزان آن در دولومیکرواسپاریت‌ها با محدوده میان ۱۴۹ تا ۲۳۲ (میانگین ۲۰۰) پی‌پی‌ام بیشتر است (جدول ۱). برخلاف سدیم و استرانسیم که مقادیر بیشتری در دولومیکرایت‌ها دارند؛ فراوانی منگنز و آهن در دولومیکرواسپاریت‌ها بیشتر است. نتایج تجزیه‌ها نشان می‌دهد که میانگین منگنز در دولومیکرواسپاریت‌ها ۷۹ پی‌پی‌ام است؛ در برابر آن میانگین فراوانی آن در دولومیکرایت‌ها ۲۴ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده است. فراوانی آهن نیز با میانگین ۱۵۱۳ پی‌پی‌ام نسبت به میانگین آن در دولومیکرایت‌ها با مقدار ۳۸۱ پی‌پی‌ام بیشتر است.

۷- بحث

به منظور شناسایی شرایط و محیط تشکیل انواع دولومیت‌ها و منشأ سیال‌های دولومیت‌ساز دولومیت‌های بخش قربان سازند ساچون به تلفیق اطلاعات صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی پرداخته می‌شود.

نبود فسیل، ریز بلور بودن، تخلخل فنسترال، حضور کانی‌های تبخیری‌ها، ذرات کوارتز در اندازه سیلت و ماسه و اینتراکلاست‌ها که از ویژگی‌های دولومیت‌های محیط سبخی است (Adabi, 2009; Rifai et al., 2006; Warren, 2006) در دولومیکرایت‌های بخش قربان دیده شده است (شکل ۵). این نوع دولومیت‌ها از نوع Planar و دما پایین است (Sibley and Gregg, 1987). دولومیکرایت‌ها در دامی سطح زمین و به صورت اولیه تا دیاژنزی اولیه تشکیل می‌شوند (Machel, 2004; Adabi, 2009; Meister et al., 2013). در سنگ‌های آهکی و دولومیتی تغییرات کلسیم و منیزیم رابطه وارون دارد و این به دلیل جانشینی بخشی از کلسیم توسط منیزیم در کربنات‌های دولومیتی است. دولومیکرایت‌های بخش قربان نسبت به دولومیکرواسپاریت‌ها مقادیر منیزیم بیشتری دارند (شکل ۹-الف). آب دریا تنها منبع منیزیم دولومیت‌های ریزبلوری است که در نزدیکی سطح و در شرایط دمایی پایین در پهنه‌های کشتندی تشکیل شده‌اند (Land, 1985; Adabi, 2009). میزان استرانسیم نیز در دولومیکرایت‌ها نیز از مقدار آن در دولومیکرواسپاریت‌ها بیشتر است (جدول ۱) و رسم مقادیر Sr در برابر Mg یک روند افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۹-ب). به طور کلی دولومیت‌های ریزبلور اولیه یا همزمان با رسوب‌گذاری مقادیر استرانسیم بالاتری نسبت به دولومیت‌های دیاژنزی دارند (Warren, 2000). مقدار Sr در دولومیت‌های استوکیومتری حدود ۵۰ پی‌پی‌ام تعیین شده است. مقادیر بالاتر استرانسیم در دولومیت‌ها به علت ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی آهک‌هایی است که دولومیتی شده‌اند (Humphrey, 1988; Adabi, 2009). میزان سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری عادی میان ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام در تغییر است (Veizer, 1983). مقادیر سدیم در دولومیت‌های بخش قربان بالاتر از مقدار

دولومیتی شدن تغییر یافته است (Nicolaidis, 1997). احتمالاً منشأ منیزیم برای دولومیتی شدن، ترکیب‌های دارای کانی‌شناسی ناپایدار کلسیت پر منیزیم مانند جلبک سرخ در قاعده سازند ساچون به علت تبدیل‌های کانی‌شناسی رس‌ها در نهشته‌های مارنی و شیلی سازند گورپی باشد.

تشکیل دولواسپارایت‌های شکل‌دار بخش بالایی بخش قربان و در محل تماس با سازند جهرم با گسترش انحلال همراه است (شکل‌های ۸- ز و ی). در صورتی که دولومیت تنها حاصل دولومیتی شدن میکرایت، و یا دولومیتی شدن همزمان با انحلال کلسیت باشد؛ تخلخلی تشکیل نمی‌شود. اما چنانچه انحلال پس از توقف دولومیتی شدن ادامه یابد، دولومیت‌های متخلخل به وجود می‌آیند (Conliffe et al., 2012). دولومیتی شدن و انحلال از محصولات اصلی منطقه دیاژنزی اختلاط آب دریا و آب شیرین است (Warren, 2000). با توجه به شواهد بالا می‌توان گفت که این دولومیت‌ها در منطقه اختلاط آب شیرین و دریا تشکیل شده‌اند. ستبرای کم این نوع دولومیت‌ها (حدود یک متر) که از ویژگی‌های دولومیت‌های منطقه اختلاط است (Warren, 2000) می‌تواند دلیل دیگری بر تشکیل آنها در این منطقه باشد. در تصاویر کاتدولومینسانس دولومیت‌های زمینه دارای لومینسانس قهوه‌ای تیره تا سرخ قهوه‌ای و سیمان دولومیتی هم‌رشدی دارای لومینسانس نارنجی تا زرد هستند (شکل‌های ۸- د و و) که همانندی زیادی با موارد مشابه تشکیل شده در پهنه آمیختگی آب شیرین و آب دریا (Gaswirth et al., 2007) دارند. در این پهنه موانع جنبشی دولومیتی شدن به علت کاهش قدرت یونی آب دریا و کاهش یون سولفات، کاهش می‌یابد (Warren, 2000). دولواسپارایت‌های متخلخل بالاترین میزان انحلال را در بخش قربان سازند ساچون دارند. می‌توان تشکیل آنها را به پسروری دریا و گسترش پهنه آمیختگی آب شیرین و دریا نسبت داد. در بررسی‌های صحرایی نیز آثار پسروری دریا، به‌صورت به‌هم‌ریختگی‌هایی در اثر انحلال و گسترش اکسید آهن دیده می‌شود (شکل ۸- ب).

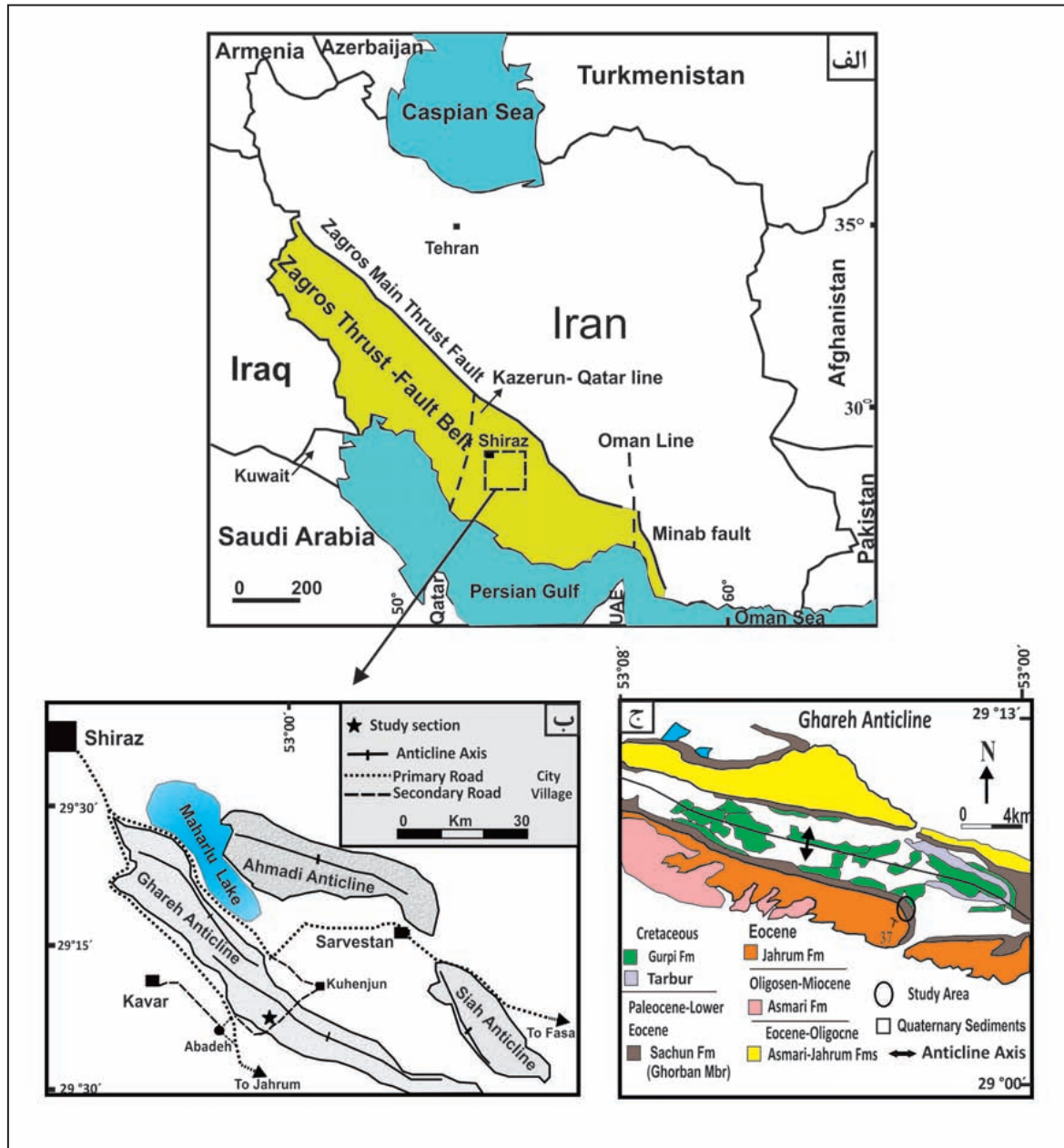
۸- نتیجه‌گیری

بخش قربان سازند ساچون در تاقدیس قره در جنوب خاور شیراز از آهک و آهک‌های دولومیتی شده و دولومیت تشکیل شده است. نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی دولومیت‌های این بخش نشان می‌دهد که این دولومیت‌ها شامل دولومیکرایت (کمتر از ۱۶ میکرون)، دولومیکرواسپارایت (۱۶ تا ۶۲ میکرون) و دولواسپارایت (بزرگ‌تر از ۶۲ میکرون) هستند. مقادیر پایین آهن و منگنز و مقادیر بالای استرانسیم و سدیم به همراه وجود برخی شواهد مانند اینتراکلاست، کانی‌های تبخیری و تخلخل فنسترل نشان‌دهنده تشکیل این دولومیت‌ها در محیط بالای کشتی است. دولومیکرواسپارایت‌ها دارای میزان منیزیم، آهن و منگنز بالاتر و در برابر آن، استرانسیم و سدیم کمتری نسبت به دولومیکرایت‌ها هستند که این امر به علت تأثیر بیشتر سیال‌های دیاژنزی است. دولواسپارایت‌ها در قاعده سازند ساچون به شکل جانشینی در جلبک‌های سرخ تشکیل شده‌اند. منشأ منیزیم این دو نوع دولواسپارایت‌ها بر اثر تبدیل کانی‌شناسی رس‌ها در مارن و شیل‌های سازند گورپی، انحلال آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم است. دولواسپارایت‌های مرز سازند ساچون و جهرم با بافت دانه‌شکری، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، متخلخل، دارای مرکز تیره و حاشیه روشن و آثار انحلال هستند. این نوع دولواسپارایت‌ها در پهنه آمیختگی آب‌های دریایی و جوی تشکیل شده‌اند.

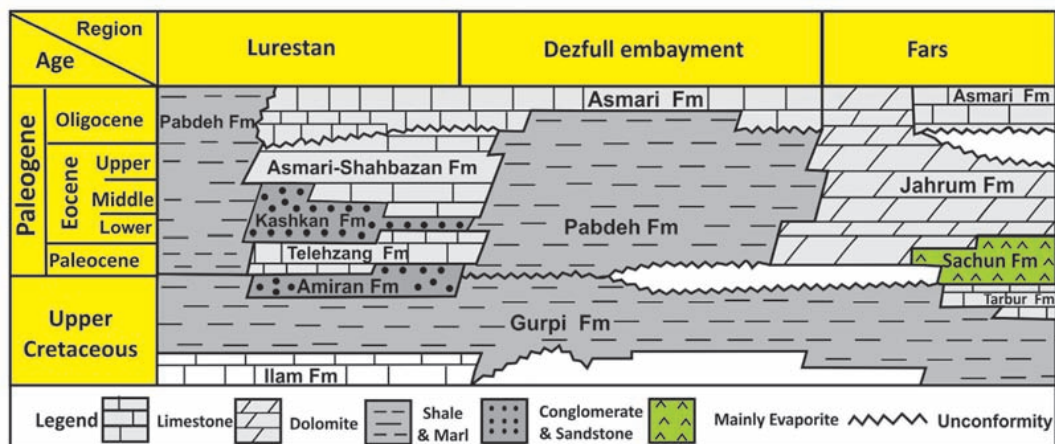
سپاسگزاری

در پایان نگارنده اول بر خود لازم می‌داند از سرکار خانم مهندس نسترن آزادبخت برای همکاری فراوان در بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی و نیز جناب آقای مهندس احسان اقبالپور برای همکاری در مطالعات صحرایی سپاسگزاری کند.

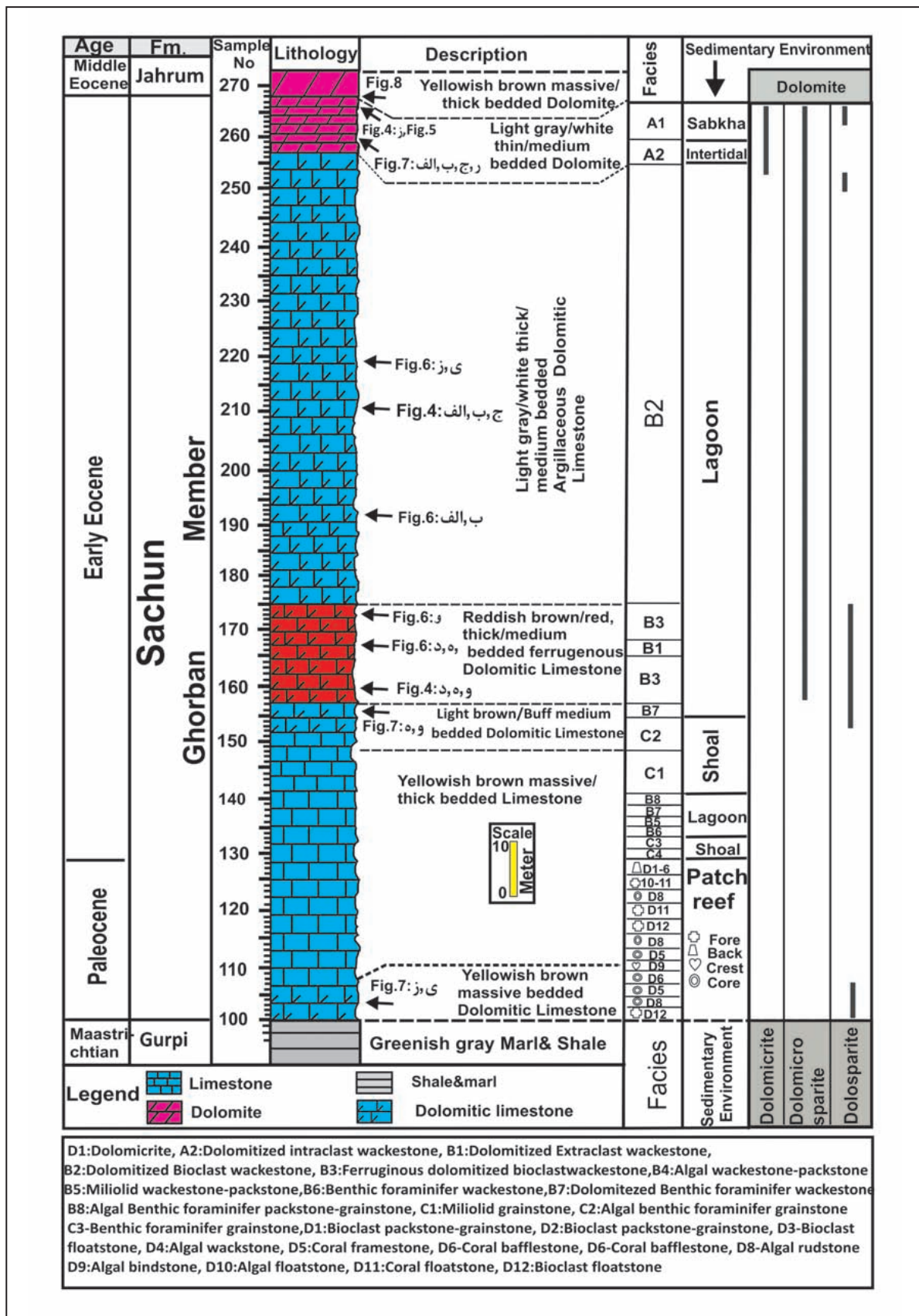
بنابراین اختلاف در مقادیر آهن و منگنز دولومیکرواسپارایت‌های بخش قربان سازند ساچون می‌تواند ناشی از اختلاف ژرفای دفن آنها باشد. از سوی دیگر مقادیر بالای آهن و منگنز در دولومیت‌ها می‌تواند به علت وجود کانی‌های رسی در ترکیب سنگ‌آهک اولیه باشد (Ronchi et al., 2012). حضور آهن که در مقاطع رنگ‌آمیزی شده با محلول آلزارین سرخ و فروسیانید پتاسیم در رخساره‌های بایوکلاست و کستون دولومیتی شده آهن‌دار نیز به اثبات رسیده (شکل ۶- و)؛ سبب شده است که دولومیکرواسپارایت‌ها در تصاویر میکروسکوپ کاتدولومینسانس لومینسانس سرخ قهوه‌ای تا سرخ روشن داشته باشند (شکل ۶- ب). دولومیت آهن‌دار در طی گسترش شرایط احیایی در محیط تدفینی تشکیل می‌شوند (Nader et al., 2006). درشت‌بلور نبودن و نیز قطع شدن این دولومیت‌ها توسط شکستگی می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل آنها پیش از ورود به منطقه دیاژنزی خیلی ژرف باشد. آب دریایی محبوس شده مهم‌ترین منبع تأمین منیزیم برای دولومیتی شدن در ژرفای متوسط است (Moore, 1989). سیال‌های دیاژنزی مزوهالین نیز در شکل‌گیری دولومیت‌ها در مراحل اولیه تدفین تأثیرگذار هستند (Vandeginste et al., 2013). با این وجود، به نظر می‌رسد که حضور بالای مواد غیر قابل حل در اسید (جدول ۱) که احتمالاً بیشتر از نوع کانی‌های رسی هستند، در ایجاد این دولومیت‌ها بی‌تأثیر نبوده است. تبدیلات کانی‌شناسی در کانی‌های رسی در ژرفای زیاد تدفین سبب آزادسازی کاتیون منیزیم می‌شود که می‌تواند منشأیی برای سیال‌های دولومیت‌ساز باشد (Kirmaci and Akdag, 2005; Kirmaci, 2008). تشکیل دولواسپارایت‌های پرکننده حفرات (شکل‌های ۷- الف و ج) در طی چند فرایند دولومیت‌زایی رخ می‌دهد که هسته‌زایی یا جانشینی روی یک بلور دولومیت تخریبی صورت می‌گیرد (Choquette and Hiatt, 2008). پس از آن رشد پوشش‌ها روی هسته آغاز و ادامه می‌یابد. گاهی می‌توان هم‌رشدی دولومیت را روی بلور اولیه به خوبی شناسایی کرد (شکل ۷- ج). اختلاف در لومینسانس پوشش‌ها می‌تواند نشان‌دهنده رشد آنها در مراحل مختلف باشد (شکل‌های ۷- ب و د) تکرار فرایند انحلال کلسیت و رسوب‌گذاری دولومیت عامل مهم تشکیل این نوع دولومیت‌هاست (Zhao and Jones, 2012). لومینسانس تیره در هسته سیمان دولومیتی پرکننده حفرات نشان‌دهنده مقادیر زیاد ناخالصی یا میزان کم یون منگنز است که در شرایط به نسبت غنی از اکسیژن رخ می‌دهد. در برابر آن، پهنه‌های روشن به دلیل فراوانی منگنز و شرایط احیایی تشکیل می‌شوند. با ادامه رشد بلورها و افزایش شرایط احیایی و با ورود مقادیر بالای آهن، لومینسانس تیره ایجاد می‌شود. سرانجام بلورها به هم برخورد می‌کنند و شبکه سیمان دولومیتی متراکم را به وجود می‌آورند. این نوع دولومیت‌ها در محیط تدفینی کم‌ژرفا تشکیل می‌شوند (Choquette and Hiatt, 2008). منشأ منیزیم این نوع دولومیت، مهاجرت سیال‌های دیاژنزی غنی از منیزیم است (Hood et al., 2004). بلورهای شکل‌دار دولومیت در نتیجه گردش آرام سیال‌های دولومیت‌ساز در دمای پایین به وجود می‌آیند (Sibley and Gregg, 1987). چنین دولومیت‌هایی در دمای کمتر از دمای بحرانی ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. با توجه به شکل‌دار بودن این دولومیت‌ها، به نظر می‌رسد که در محیط‌های با شوری کم تشکیل شده‌اند (آدابی، ۱۳۹۰). دولواسپارایت‌های بخش قربان به‌صورت پرکننده تخلخل درون‌دانه‌ای و جانشینی در زمینه نیز تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۷- ه و و). دولومیتی شدن انتخابی در زمینه گل کربناته در مراحل اولیه دیاژنزی رخ می‌دهد (Zenger and Dunham, 1988). به نظر می‌رسد انحلال ترکیب‌های دارای ترکیب کانی‌شناسی ناپایدار (کلسیت پرمینیزیم و آراگونیت) یکی از منشأهای تأمین منیزیم برای دولومیت‌زایی محدود در طی دیاژنزی تدفینی باشد (Warren, 2000). با این وجود، می‌تواند منشأ منیزیم برای دولومیت‌هایی که در مراحل ابتدایی تدفین ایجاد شده‌اند، آب‌های دریایی باشد که در طی مراحل تدفین ترکیب شیمیایی آنها برای



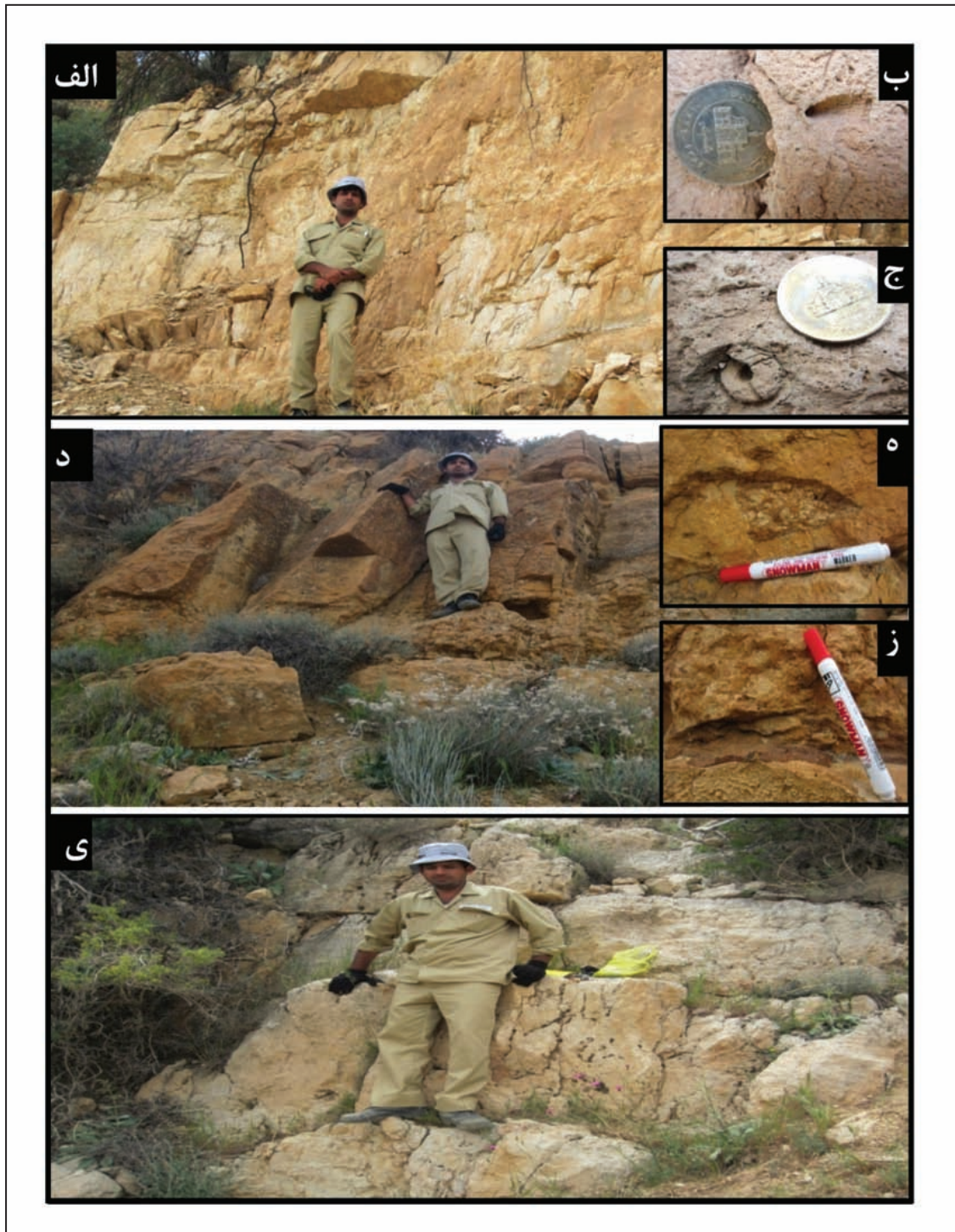
شکل ۱- موقعیت چینه‌شناسی سازند ساچون در توالی ترشیاری حوضه رسوبی زاگرس (برگرفته و با تغییرات از James and Wynd, 1965).



شکل ۲- (الف) موقعیت کمر بند چین خورده- رانده زاگرس؛ (ب) راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه؛ (ج) نقشه زمین‌شناسی تاقدیس قره که در آن محل مورد مطالعه به نمایش در آمده است (برگرفته و با تغییرات از عندلیبی و یوسفی، ۱۳۸۱)

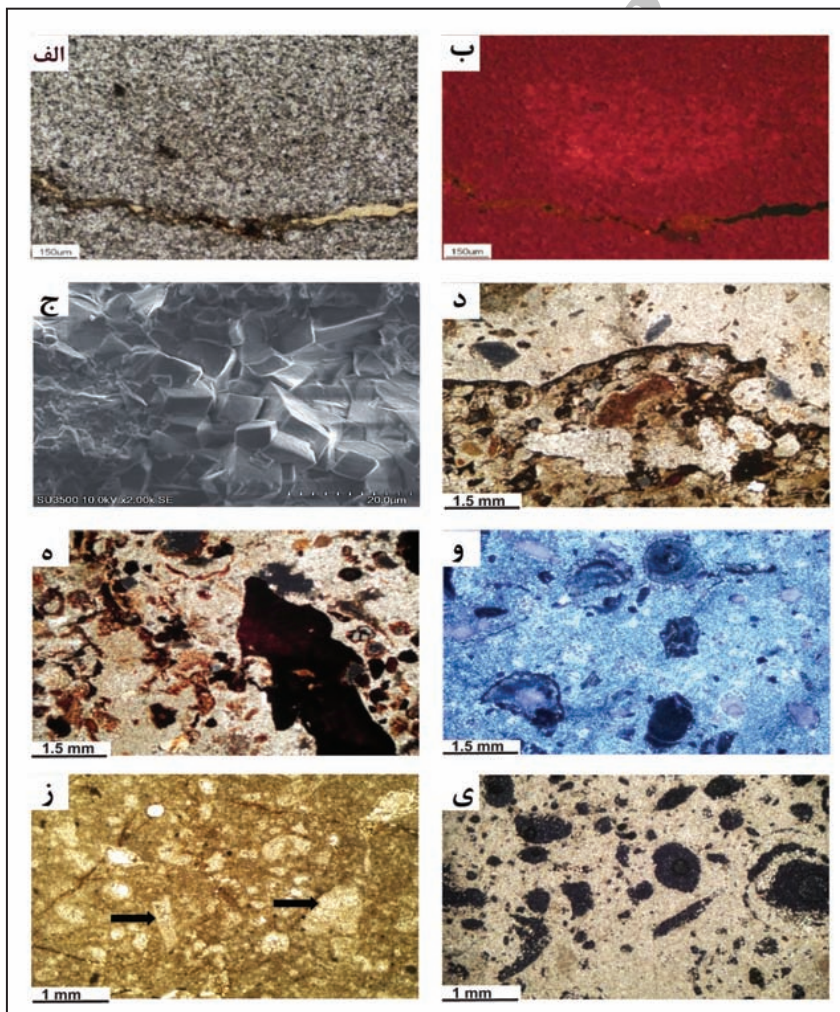
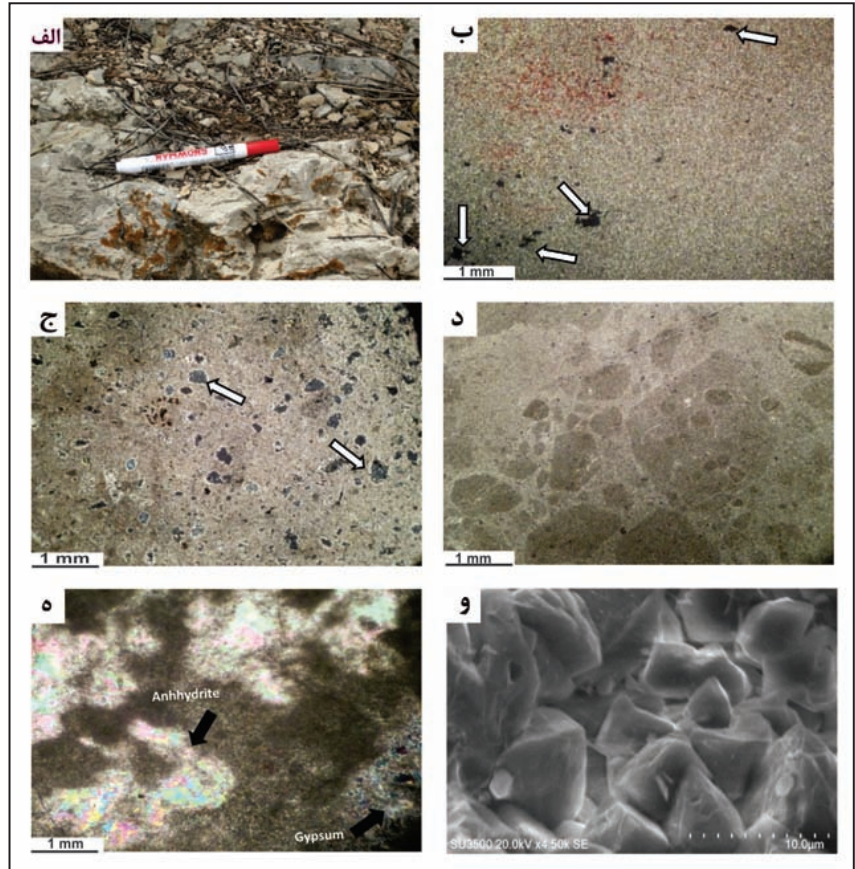


شکل ۳- ستون چینه‌شناسی به همراه پراکنده‌گی رخساره‌ها و محیط رسوبی بخش قربان سازند ساچون. در این شکل موقعیت انواع دولومیت‌ها نیز نمایش داده شده است.

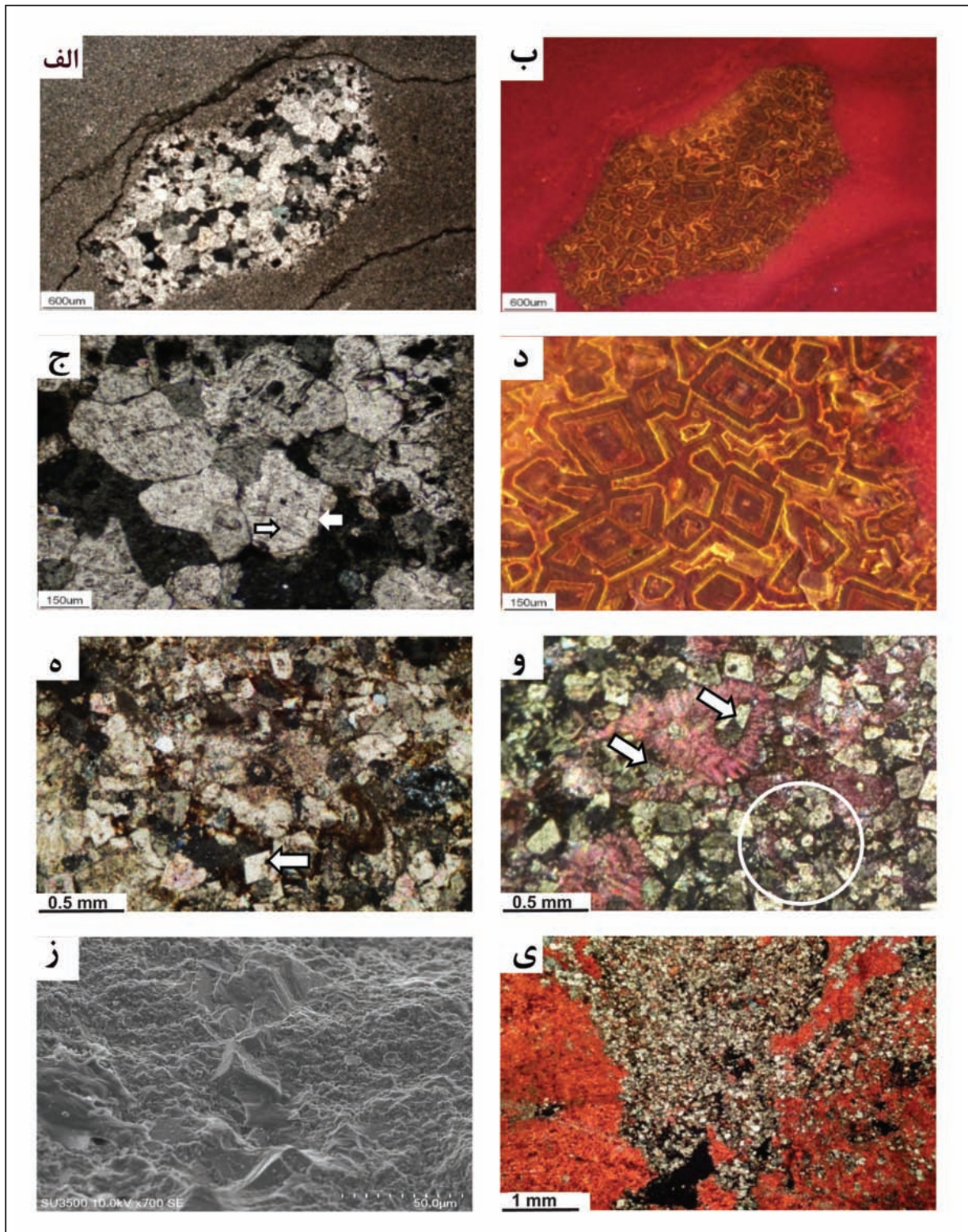


شکل ۴- الف) تصاویر صحرایی از دولومیت و آهک‌های دولومیتی کرم و خاکستری رنگ بخش قربان سازند ساچون که قالب داخلی (ب) و قالب خارجی (ج) شکم‌پا دارند؛ د) دولومیت و آهک دولومیتی قهوه‌ای رنگ که دربر گیرنده اکستراکلاست (ه) و اکسید آهن پرکننده شکستگی (ز) هستند؛ ی) دولومیت‌های خاکستری روشن تا سفید نازک تا متوسط لایه که در بخش بالایی بخش قربان گسترش دارند (دید به سوی جنوب باختر).

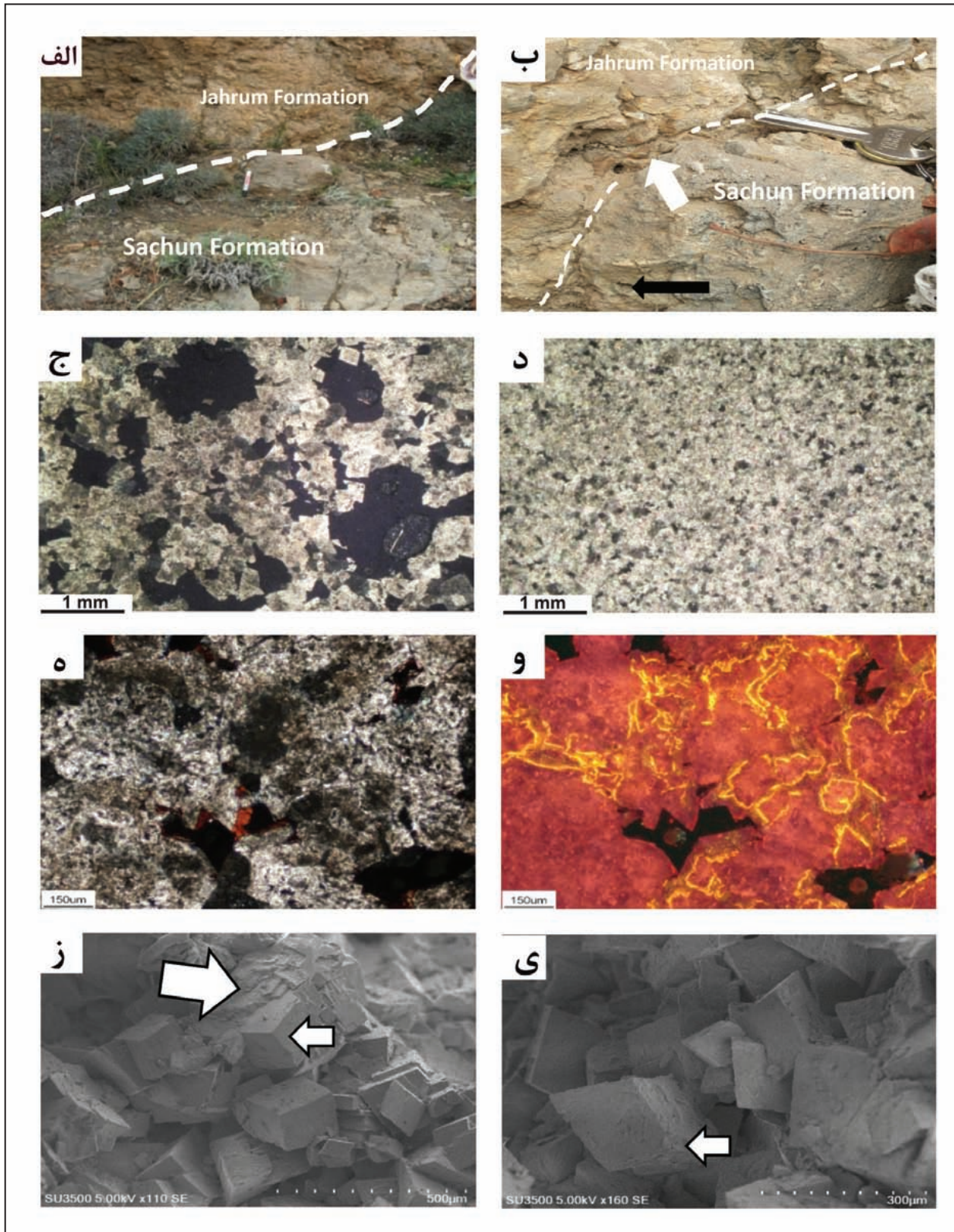
شکل ۵- الف) تصویر صحرایی از لایه دولومیتی که از دولومیکرایت تشکیل شده است؛ ب) دولومیکرایت دارای تخلخل فنسترال (فلش‌های سفی؛ ج) حضور دانه‌های کوآرتز در اندازه‌های سیلت‌دانه درشت تا ماسه (فلش سفید)؛ د) دولومیکرایت دارای اینتراکلاست؛ ه) حضور تبخیری‌های ژیس و انیدریت در زمینه دولومیکرایت؛ و) تصاویر میکروسکوپ الکترونی از دولومیکرایت.



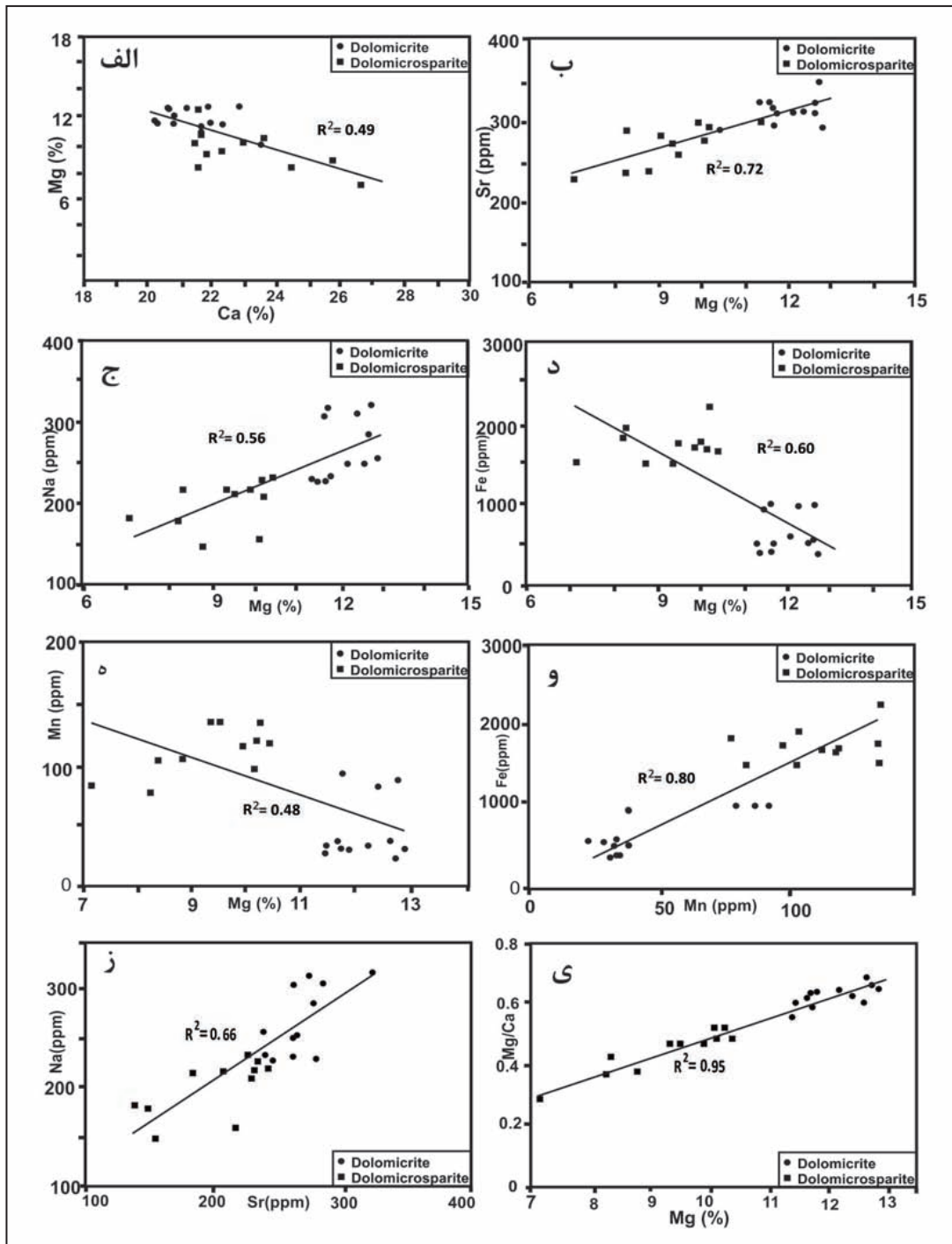
شکل ۶- الف و ب) به ترتیب تصاویر سنگ‌نگاری و کاتدولومینسانس دولومیکرواسپارایت‌های بخش قربان سازند ساچون؛ ج) تصویر میکروسکوپ الکترونی دولومیکرواسپارایت. در این تصویر تبلور دولومیکرایت و تبدیل آن به دولومیکرواسپارایت به خوبی دیده می‌شود؛ د و ه) دولومیکرواسپارایت که زمینه میان اکستراکلاست‌ها در رخساره اکستراکلاست و کستون دولومیتی شده آهن‌دار را پر کرده است (و) مقطع رنگ آمیزی شده از دولومیکرواسپارایت آهن‌دار که بر اثر رنگ آمیزی با محلول فروسیانید پتاسیم و آلزارین سرخ به رنگ آبی کم در آمده است؛ ز و ی) دولومیکرواسپارایت‌ها در رخساره بایوکلاست و کستون دولومیتی شده که به ترتیب جانشین قطعات فسیلی (فلش) و زمینه شده است؛ ز) قرار گرفتن بیشتر قطعات فسیلی تحت تأثیر انحلال.



شکل ۷- الف و ب) به ترتیب تصاویر سنگ‌نگاری و کاتدولومینسانس از دولواسپاریت‌های سازند ساچون که به‌صورت سیمان پرکننده حفرات تشکیل شده‌اند؛ ج و د) به ترتیب نمای نزدیک از تصاویر سنگ‌نگاری و کاتدولومینسانس دولواسپاریت حفره پرکن؛ ح) دولومیت دارای هم‌رشدی (فلش‌ها)؛ ه) دولواسپاریت که در تخلخل حفره‌ای تشکیل شده است؛ و) حضور دولواسپاریت‌ها (فلش سفید) در تخلخل درون‌دانه‌ای روزن‌بر کف‌زی (Lockartia) و جانشینی در زمینه (دایره سفید) در رخساره روزن بر کف‌زی و کستون دولومیتی شده. این روزن‌بر کف‌زی پس از رنگ‌آمیزی با محلول آلزارین سرخ به رنگ سرخ در آمده است. در حالی که دولواسپاریت‌ها رنگ نگرفته‌اند؛ ز) تصویر میکروسکوپ الکترونی از دولواسپاریت‌های شناور (وسط تصویر) در زمینه میکراتیتی؛ ی) دولواسپاریت‌ها در تماس با سازند گورپی جانشین جلبک سرخ Litophyllum در رخساره آگال رودستون (که اکنون بیشتر آن دچار نوسختگی شده است) شده‌اند (مقطع با آلزارین سرخ رنگ‌آمیزی شده است).



شکل ۸- الف) تصاویر صحرایی از مرز سازند ساچون و جهرم. دید به سوی جنوب باختر؛ ب) نمای نزدیک تصویر الف. ترکیبات اکسید آهن (فلش سفید) در مرز سازندهای ساچون و جهرم احتمالاً نشان‌دهنده گسترش محیط اکسیدان است. تخلخل دولواسپارایت‌ها با فلش سیاه نشان داده شده است؛ ج) دولواسپارایت‌های متخلخل و شکل‌دار مرز سازندهای ساچون و جهرم؛ د) دولواسپارایت‌های مترکم سازند جهرم؛ ه و) به ترتیب تصاویر میکروسکوپی و کاتدولومینسانس از دولواسپارایت‌های متخلخل مرز سازند ساچون و جهرم. در تصاویر کاتدولومینسانس گسترش نوارهای زرد تا نارنجی روی بلورهای دولومیت با لومینسانس مات کاملاً مشخص است؛ ز) دولومیتی شدن میکرایت و تشکیل دولواسپارایت. بلورهای دولومیت (فلش کوچک) و زمینه میکرایتی (فلش بزرگ)؛ ی) آثار انحلال در بلور دولومیت (فلش).



شکل ۹- مقایسه پراکنندگی عناصر اصلی و فرعی دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌های بخش قربان سازند ساچون در برش تافدیس قره. مقادیر Mn و Fe در دولومیکرایت‌ها کمتر و Sr و Na در آنها بیشتر از دولومیکرواسپارایت‌هاست.

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر فرعی و اصلی دولومیت‌های بخش قربان سازند ساچون در برش تاقدیس قره.

Dolomite type	Sample No	Ca (%)	Mg (%)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Ir (%)
	257	21.84	12.87	257	32	293	381	15.2
	258	20.66	11.46	228	34	299	391	16.2
	259	21.89	11.72	231	33	294	395	13.84
	260	20.19	11.78	232	32	308	500	18.12
	261	20.58	12.71	286	24	320	540	10.96
Dolomicrite	262	22.84	12.61	250	39	310	507	12.52
	263	20.76	12.2	249	34	311	600	16.2
	264	22.35	11.4	228	28	321	510	14.3
	265	20.7	11.63	307	39	323	945	16.6
	266	21.2	12.76	318	88	350	986	15.2
	267	21.54	12.4	307	81	310	972	16.16
	268	20.28	11.73	314	93	316	991	13.88
	185	21.46	10.1	158	98	279	1774	16.96
	190	24.45	8.26	178	79	235	1828	14.98
	196	26.6	7.12	182	85	228	1516	13.6
	204	25.71	8.82	149	105	240	1513	12.92
Dolomicrosparite	212	21.49	10.23	210	137	287	2212	17.4
	220	21.59	8.34	218	105	289	1932	13.24
	228	23.33	9.92	219	115	297	1700	11.28
	237	23.59	10.4	232	120	286	1688	12.52
	243	22.98	10.17	227	121	291	1664	17.6
	250	22.3	9.51	215	136	258	1774	17.64
	255	21.82	9.36	218	137	273	1529	14.88

کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۴ ص.
- افروز، ر.، ۱۳۸۵- تاریخچه رسوبگذاری و پس از رسوب گذاری سازند ساچون در برش الگو، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۹۰ ص.
- عندلیبی، م. ج. و یوسفی، ط.، ۱۳۸۱- نقشه زمین شناسی کوار، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۶۵۴۸.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲- زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

References

- Adabi, M. H., 2009- Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran, Carbonates and Evaporites 24: 1-19.
- Al-Aasm, I. S., Ghazban, F. and Ranjbaran, M., 2009- Dolomitization and related fluid evolution in the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Gachsaran area, SW Iran, Petrographic and isotopic evidence, Journal of Petroleum Geology 23: 287-304.
- Alonso-Zarza, A. M. and Martín-Pérez, A., 2008- Dolomite in caves: Recent dolomite formation in oxic, non-sulfate environments. Castañar Cave, Spain, Sedimentary Geology 205: 160-164.
- Aqrabi, A. A. M., Keramati, M., Ehrenberg, S. N., Pickard, N., Moallemi, A., Svana, T., Darke, G., Dickson, J. A. D. and Oxtoby, N. H., 2006- The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran, Journal of Petroleum Geology 29:381-402.
- Buekes, N. J. and Klein, C., 1992- Models for iron-formation deposition, in Schopf, J.W. and C. Klein (eds.), The Proterozoic Biosphere: Cambridge University Press, Cambridge 147-151.
- Burn, S. J., McKenzie, J. A. and Vasconcelos, C., 2000- Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. Sedimentology 47: 49-61.
- Choquette, P. W. and Hiatt, E., 2008- Shallow burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites, Sedimentology, 55:423-460.
- Conliffe, J., Azmy, K. and Greene, M., 2012- Dolomitization of the lower Ordovician Catoche formation: Implications for hydrocarbon exploration in western Newfoundland, Marine and Petroleum Geology 30: 161-173.
- Dawans, J. M. and Swart, P. K., 1988- Textural and geochemical alternations in Late Cenozoic Bahamian dolomites. Sedimentology 35: 385-403.
- Deng, S., Dong, H., Lv, G., Jiang, H., Yu, B. and Bishop, M., 2010- Microbial dolomite precipitation using sulfate reducing and halophilic bacteria: Results from Qinghai Lake, Tibetan Plateau, NW China Chemical Geology 278: 151-159.
- Dickson, J. A. D., 1966- Carbonate identification and genesis as revealed by staining. Journal of Sedimentary Petrology 36: 491-505.
- Eren, M., Kaplan, M. Y. and Kadir, S., 2007- Petrography, Geochemistry and Origin of Lower Liassic Dolomites in the Aydıncık Area, Mersin, Southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 16: 339-362.
- Gaswirth, S. B., Budd, D. A. and Lang Farmer, G., 2007- The role and impact of freshwater-seawater mixing zones in the maturation of regional dolomite bodies within the proto Floridan Aquifer, USA Sedimentology 54:1065-1091.
- Ghazban, F. and Al-Aasm, I. S., 2009- Hydrocarbon-induced diagenetic dolomite and pyrite formation associated with the Hormoz ialandsalt dome, Offshore Iran, Journal of Petroleum Geology 33:183-196.
- Ghazban, F., 2009- Petroleum Geology of the Persian Gulf, Tehran University Press, Tehran, Iran, 707 pp.
- Hood, S. D., Nelson, C. S. and Kamp, P. J., 2004- Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand, Sedimentary Geology 172:117-138.
- Humphrey, J. D., 1988- Late Pleistocene mixing zone dolomitization, southeastern Barbados, West Indies, Sedimentology 35: 327-348.
- Iannace, A., Capuano, M. and Galluccio, L., 2009- Dolomites and dolomites" in Mesozoic platform carbonates of the Southern Apennines: Geometric distribution, petrography and geochemistry, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 310: 324-339.
- James, G. A. and Wynd, J. D., 1965- Stratigraphy nomenclature of Iranian oil Constortium Agreement area, American Assosiation of Petroleum Geologist Bulletin 49:182-2245
- Kirmaci, M. Z., 2008- Dolomitization of late Cretaceous-Paleocene platform carbonates Golkoy (Ordu) eastern Pontides, NE Turkey, Sedimentary Geology 203:289-306.
- Kirmaci, M. Z. and Akdag, K., 2005- Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey, Sedimentary Geology 181:39-57.
- Kyser, T. K., James, N. P. and Bone, Y., 2002- Shallow burial dolomitization and dedolomitization of Cenozoic cool-water limestones, southern Australia: geochemistry and origin, Journal of Sedimntay Research 72:146-157.
- Land, L. S., 1985- The origin of massive dolomite: summary and suggestion. Journal of Geological Education 33:112-125.

- Last, F. M., Last, W. M. and Halden, N. M., 2012- Modern and late Holocene dolomite formation: Manito Lake, Saskatchewan, Canada *Sedimentary Geology* 281: 222-237.
- Machel, H. G., 2004- Concepts and models of dolomitization: a critical appraisal. In: *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs* (Eds C.J.R. Braithwaite, G. Rizzi and G. Darke), Geol. Soc. (London), Spec. Pub. 235:7-63.
- Meister, P., Bernasconi, S. M., Vasconcelos, C. and McKenzie, J. A., 2008- Sealevel changes control diagenetic dolomite formation in hemipelagic sediments of the Peru Margin, *Marine Geology* 252:166-173.
- Meister, P., McKenzie, J. A., Bernasconi, S. and Brack, P., 2013- Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic, *Sedimentology* 60: 270-291.
- Moore, C. H., 1989- Carbonate Diagenesis and Porosity", *Development in Sedimentology* 46: 338 pp.
- Murris, R. J., 1980- Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat. *AAPG Bulletin* 64: 597-618.
- Nader, F. H., Swennen, R. and Ellam, B., 2006- Petrographic and geochemical study of Jurassic dolostones from Lebanon: Evidence for superimposed diagenetic events, *Journal of Geochemical Exploration* 89: 288-292.
- Nicolaidis, S., 1997- Origin and modification of Cambrian dolomites (Red Heart Dolomite and Arthur Creek Formation), Georgian basin, central Australia. *Sedimentology* 42: 249-266.
- Purser, B. H., Tucker, M. E. and Zenger, D. H., 1994- Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. In: Purser, B. H., Tucker, M. E., Zenger, D. H. (Eds.), *Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu*. Blackwell Scientific, Oxford, UK. 3-20.
- Rao, C. P., 1996- Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar. *Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. Hobart (Univ. Tasmania), 206 pp.
- Rifai, R., Kolkas, M. M., Holail, H. M. and Khaled, K. A., 2006- Diagenesis and geochemistry of the Aptian dolomite (cretaceous) in the Razzak Oil Field, western Desert, Egypt, *Carbonates and Evaporites*. 21:176-187.
- Ronchi, P., Masettib, D., Tassanc, S. and Camocinoa, D., 2012- Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting: A hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian Southern Alps, Italy), *Marine and Petroleum Geology* 29: 68-89.
- Shukla, V., and Baker, P. A. (Eds.), 1988- *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. Special Publication 43, 266 pp.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M., 1987- Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 967-975.
- Tuker, M. E., and Wright, V. P., 1990- *Carbonate Sedimentology*, Black-Well, Oxford. 482 pp.
- Vandeginste, V., John, C. M., Fliedert, T. V. and Cosgrove, J. W., 2013- Linking process, dimension, texture, and geochemistry in dolomite geobodies: A case study from Wadi Mistal (northern Oman) *AAPG Bulletin* 97:1181-1207.
- Veizer, J., 1983- Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates. In: Reeder, R.J. (ed.): *Carbonates: mineralogy and chemistry*. *Reviews in Mineralogy* 11: 265-299.
- Wacey, D., Wright, D. and Boyce, A. J., 2007- A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coorong Region, South Australia, *Chemical Geology* 244: 155-174.
- Warren, J. K., 2000- Dolomite; occurrence, evolution and economical important association, *Earth science Review* 52: 1-18.
- Warren, J. K., 2006- *Evaporates: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer-Verlag Berlin 1035pp.
- Winefield, P. R., Nelson C. S. and Hodder, P. W., 1996- Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones, *Carbonates and Evaporites* 11: 19-31.
- Zenger, D. Hand Dunham, J. B., 1988- Dolomitization of Siluro Devonian limestones in a deep core (5,350M), southeastern New Mexico, in Shukla, V. and Baker, P. A., (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones: Society Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 43:161-173.
- Zhao, H. and Jones, B., 2012- Genesis of fabric-destructive dolostones: A case study of the Brac Formation (Oligocene), Cayman Brac, British West Indies, *Sedimentary Geology* 26: 36-54.

Petrographic and geochemical studies of dolomites of Ghorban member of the Sachun Formation in Ghareh anticline section, Southeast Shiraz

A. Bavi Ovyadi^{1*}, M. H. Adabi², A.Sadeghi² and H. Amiri Bakhtiar³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³Ph.D., National Iranian South Oil Company, Ahwaz, Iran

Received: 2015 November 14

Accepted: 2016 May 17

Abstract

Dolomitic limestone and dolomite comprise the most part of Ghorban member of the Sachun Formation (Paleocene-early Eocene) in Ghareh Anticline section in southeast Shiraz. Geochemical and petrographic studies of these deposits indicate that these dolomites have formed in marine, meteoric and burial diagenetic environments. According to these studies, three types of dolomites have been recognized including dolomicrite (less than 16 μm), dolomicrosparite (16-62 μm) and dolosparite (more than 62 μm). Evidences such as fenestral porosity, evaporate minerals (gypsum and anhydrite), intraclast and lack of fossil show that dolomicrites have been deposited in supratidal environment. Dolomicrosparites which been formed due to recrystallization of dolomicrites and replacement of micrite, have higher amount of Fe and Mn, and lower amounts of Na, Sr and Mg. Quantities and contributions of the above mentioned elements are related to more diagenetic effect on dolomicrites and formation of these dolomites in medium to deep burial diagenesis environment. Dolosparites have been seen in three forms. The first form includes euhedral crystals of dolomite that have been replacement of red algae and micrite. Second form of dolosparites that consist of crystals with syntaxial overgrowth, luminescence with zones consisting of light and dull bands and fluids inclusion are pore filling cements which form in burial diagenetic environment. Euhedral-subhedral, porous, destructive fabric with sucrose texture Dolosparites (the third form) in Sachun-Jahrum formations boundary have been interpreted as meteoric-marine mixing zone environment product.

Keywords: Sachun Formation, Ghorban Member, Ghareh Anticline, Dolomite, Geochemical and petrographic studies.

For Persian Version see pages 135 to 148

*Corresponding author: A. Bavi Ovyadi; E-mail: Bavi1359@yahoo.com

Archive of SID