

رخداد سلسیت در عضو تبخیری سازند آسماری، ارتفاعات گره چغا، صالح آباد مهران، ایلام

امیر علی طبخ شعبانی^(۱*)، الهام اسدی مهماندوستی^۲ و زینب ملکی^۳

۱. استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۳. دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد، خرم‌آباد

تاریخ دریافت: ۸۸/۸/۱۱

تاریخ پذیرش: ۸۹/۲/۸

چکیده

رخداد سلسیت در عضو تبخیری سازند آسماری در ارتفاعات گره چغا، صالح‌آباد مهران واقع در استان ایلام از طریق کار صحرایی، پتروگرافی مقاطع نازک سنگ، بررسی میان‌بارهای سیال، داده‌های پراش‌سنجی پرتوی ایکس و ژئوشیمی سنگ کل مورد بررسی قرار گرفت. سلسیت تنها در مقاطع نازک سنگ‌های خاکستری رنگ دانه ریز تا متوسط دانه آهکی، آهک دولومیتی و دولومیت حاوی بیتومین قابل مشاهده است. بررسی میکروسکوپی سلسیت نشان می‌دهد این کانی عمدتاً به شکل تجمعات دانه‌ای و دانه پراکنده در سنگ میزبان حضور دارد و به لحاظ فراوانی از ۱ تا ۱۵ درصد حجمی تغییر می‌کند. این کانی انواع مختلف بافت شامل بافت‌های جانشینی، پراکنده، دانه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، رگه‌ای و سوزنی شعاعی را نشان می‌دهد. نتایج آنالیز فلورسانس پرتوی ایکس نشان می‌دهد سنگ‌های در بردارنده سلسیت، ۱/۶۵ تا ۱۲/۹۹ درصد وزنی SrO، ۳۱/۷۳ تا ۵۰/۵۲ درصد وزنی CaO، ۰/۲۷ تا ۱۵/۷۴ درصد وزنی MgO، ۰/۹ تا ۱۰/۰۷ درصد وزنی SO₃ دارند. میانگین عناصر فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه عبارتند از: ۱/۲ درصد وزنی SiO₂، ۰/۷ درصد وزنی Al₂O₃، ۰/۲ درصد وزنی Fe₂O₃ و ۰/۱ درصد وزنی Na₂O است. محاسبه کانی نورماتیو نشان می‌دهد محتوی سلسیت در نمونه‌های مورد مطالعه از ۲ تا ۲۳ درصد وزنی و با میانگین ۸ درصد وزنی در تغییر است. محتوای استرونیسانیت، محصول دگرسانی سلسیت، تنها در دو نمونه مشاهده شد که به احتمال زیاد حاصل جانشینی سلسیت است. بر پایه مطالعات ریزدماسنجی بیشترین فراوانی همگن‌شدگی دمایی میان‌بارهای سیال اولیه در یک نمونه سلسیت بین ۱۶۴ و ۱۸۴ درجه سانتی‌گراد و بیشترین شوری محدود به مقادیر ۸/۵ تا ۹/۵ درصد وزنی کلرید سدیم می‌باشد. داده‌های پتروگرافی، کانی‌شناسی، میان‌بارهای سیال و ژئوشیمی اشاره بر این دارد که سلسیت در سنگ میزبان کربناته از نظر منشاء دیاژنتیک و به احتمال در طی دولومیتی شدن و تغییر شکل آراگونیت به کلسیت و سپس دولومیت تشکیل شده است. در حالی که نوع رگه‌ای و رگچه‌ای بعد از دیاژنز سنگ‌های کربناته تشکیل شده است و احتمالاً منشأ اپی‌ژنتیک دارد.

واژه‌های کلیدی: سلسیت، استرونیسانیت، سازند آسماری، عضو کلهر، ایلام

مقدمه

الکتریکی، گلوله‌های رسام، مواد آتش‌بازی، ابریشم مصنوعی، شیشه‌های اپتیک، شیشه آمپول در پزشکی، دارو، جلادهنده‌ها، رنگ و همچنین تصفیه شکر و چغندر قند اشاره نمود. ایران تا سال ۱۹۸۵ میلادی در ردیف سومین صادرکننده و در سال ۱۹۸۹

سلسیت با ترکیب سولفات استرانسیم، تنها کانی اقتصادی استرانسیم در طبیعت است. از مهمترین مصارف استرانسیم می‌توان به‌عنوان مثال ساخت آهن‌ربای مغناطیسی، باطری‌های

اناران قرار داشته و متشکل از سه واحد ژئوپس قاعده‌ای، مارن و سنگ آهک مارنی نازک لایه و در نهایت ژئوپس توده‌ای در بخش بالایی است (شکل ۲).

(James and Wynd, 1965; Van Buchem et al., 2010).
براساس میکروفسیل‌های موجود سن این عضو میوسن آغازین (اشکوب آکی‌تاین) در نظر گرفته می‌شود (Bahrani, 2000; Nayebi, 2003). عضو کلهر به‌عنوان واحد دربرگیرنده ماده معدنی در ارتفاعات گره چغا، صالح‌آباد مهران به‌طور تقریبی نزدیک به ۸۰ متر ضخامت دارد که به‌صورت هم‌ساز بر روی سازند پایده با سن پالئوسن تا الیگوسن قرار گرفته و توسط آهک آسماری با سن میوسن میانی پوشیده شده است.
از نظر سنگ‌شناختی بخش تبخیری کلهر در منطقه مورد مطالعه از پایین به بالا به اختصار شامل لایه ژئوپس با میان لایه‌های نازکی از مارن است که توسط بخش آهکی و دولومیتی در بردارنده سلسیت دنبال می‌شود. بخش آهکی - دولومیتی، رنگ خاکستری تیره داشته و فاقد فسیل است که به‌هنگام خردشدن به دلیل آغشتگی به مواد هیدروکربنی (بیتومین) بوی هیدروکربن از خود ساطع می‌کند. ساخت لامیناسیون همراه با تخلخل و وجود رگه‌های کلسیت در درز و شکاف‌ها از ویژگی‌های قابل توجه این واحد به‌شمار می‌رود. در نهایت این بخش‌ها توسط واحد ژئوپس فوقانی با ضخامت حدود ۶ متر پوشیده می‌شوند. بر روی واحد تبخیری کلهر در منطقه مورد مطالعه بخش میانی سازند آسماری با لیتولوژی آهک مارنی قرار می‌گیرد که در قسمت‌های بالاتر با آهک‌های کرم رنگ حاوی خلل و فرج فراوان خاتمه می‌یابد.

روش مطالعه

برای مطالعه خصوصیات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و مطالعه میان‌بارهای سیال بخش تبخیری کلهر در محدوده گره چغا، ۲۵ نمونه برداشت شد. مقاطع نازک تهیه شده توسط محلول آلزاین قرمز به‌منظور تشخیص کلسیت از دولومیت به‌روش (Dickson, 1965) رنگ‌آمیزی شد.

پس از مطالعه دقیق مقاطع نازک، ۷ نمونه برای آزمایش پراش‌سنجی پرتوی ایکس^۱ و آنالیز فلورسانس پرتوی ایکس آماده‌سازی (شامل خردایش توسط دستگاه خردکننده فکی و نمایش در ابعاد کمتر از ۲۰۰ مش) شد. الگوی پراش پودر هر یک از نمونه‌ها در آزمایشگاه پراش‌سنجی پرتوی ایکس^۲ سازمان زمین‌شناسی توسط دستگاه پراش‌سنج مدل Bruker D4 و تابش $K\alpha$ مس در شرایط ۴۰ kV و ۲۰ mA به‌دست آمد. تطبیق هر یک از الگوهای به‌دست آمده با الگوهای پراش مجموعه داده‌های پراش پودر منتهی به شناسایی دقیق فازهای بلورین تشکیل‌دهنده سنگ شد. تعیین عناصر اصلی و فرعی در آزمایشگاه XRF سازمان زمین‌شناسی توسط دستگاه مدل Bruker S4 انجام گرفت. به‌منظور مطالعه میان‌بارهای سیال، یک نمونه که دارای بیشترین تمرکز سلسیت بود انتخاب و پس از تهیه مقطع نازک دوبار

در رده چهارمین صادرکننده سلسیت جهان معرفی شد که نشان از ذخیره بالای استرانسیم (بالغ بر ۳ میلیون تن) دارد (Regueiro, 1998).

ذخایر استرانسیم و رخدادهای آن در ایران عمدتاً در سنگ‌های کربناته - تبخیری سنوزوئیک قرار دارند. این ذخایر و اندیس‌های آن در البرز مرکزی، ایران مرکزی و زاگرس رخنمون دارند. به‌عنوان مثال، در البرز مرکزی می‌توان به سازند کند با سن ائوسن (Bazargani- Guilani and Rabbani, 2005)، در ایران مرکزی، به سازند قم با سن الیگومیوسن که در مناطق ملک‌آباد، سیاه‌کوه، دوازده امام، نخجیرکوه، کوه طلحه و شکرآب رخنمون دارند (نیان و همکاران، ۱۳۶۵؛ کریمی، ۱۳۷۶؛ Bazargani-Guilani and Nekouvaht Tak, 2008) و در زاگرس چین‌خورده به سازند آسماری با سن الیگومیوسن در شمال غرب بهمان در تاق‌دیس بنگستان (نژاد حداد و آفتابی، ۱۳۸۹) و در منطقه بهمنی کهکیلویه و بویر احمد (جمی، ۱۳۷۰؛ سبزه‌ای، ۱۳۶۷؛ Keyvan-far and Kowsari, 1993) به سازند گچساران با سن میوسن زیرین در ناحیه لیکک (احیا، ۱۳۷۶) و به سازند میشان در منطقه مخدان و تنگ دون (احیا، ۱۳۸۰) اشاره کرد.

در محدوده ارتفاعات گره‌چغا، صالح‌آباد مهران در استان ایلام کانی سلسیت به لحاظ چین‌نگاشتی در سنگ‌های کربناته بخش تبخیری سازند آسماری با سن میوسن زیرین تشکیل شده است که در زون زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده یا زاگرس خارجی قرار دارد. هدف این مطالعه بررسی رخداد و ژنز سلسیت در بخش مذکور از طریق مطالعات صحرائی، کانی‌شناسی، پتروگرافی مقاطع نازک سنگ، میان‌بارهای سیال، داده‌های پراش‌سنجی پرتوی ایکس و ژئوشیمی سنگ کل است.

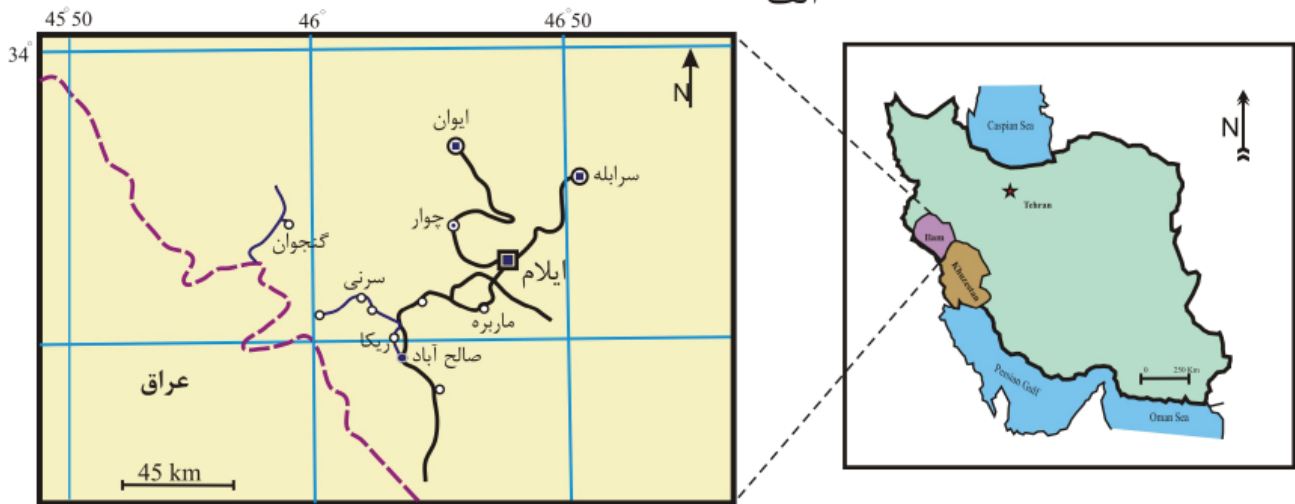
زمین‌شناسی و موقعیت منطقه

اندیس معدنی مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری غرب شهرستان ایلام در موقعیت جغرافیایی $31^{\circ} 31' 46''$ طول غربی و $38^{\circ} 36' 33''$ عرض شمالی واقع شده و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ایلام و نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ ایلام و ۱:۵۰۰۰۰۰ سرنی قرار گرفته است. جهت دسترسی به منطقه از شهر ایلام حدود ۳۰ کیلومتر به‌طرف صالح‌آباد حرکت کرده و بعد از سه راهی سرنی حدود ۳۰ کیلومتر به‌طرف گنجان طی مسیر می‌شود، آن‌گاه در سمت راست جاده دره عریضی وجود دارد که در امتداد آن تا منطقه مورد بررسی تقریباً یک کیلومتر فاصله دارد (شکل ۱).

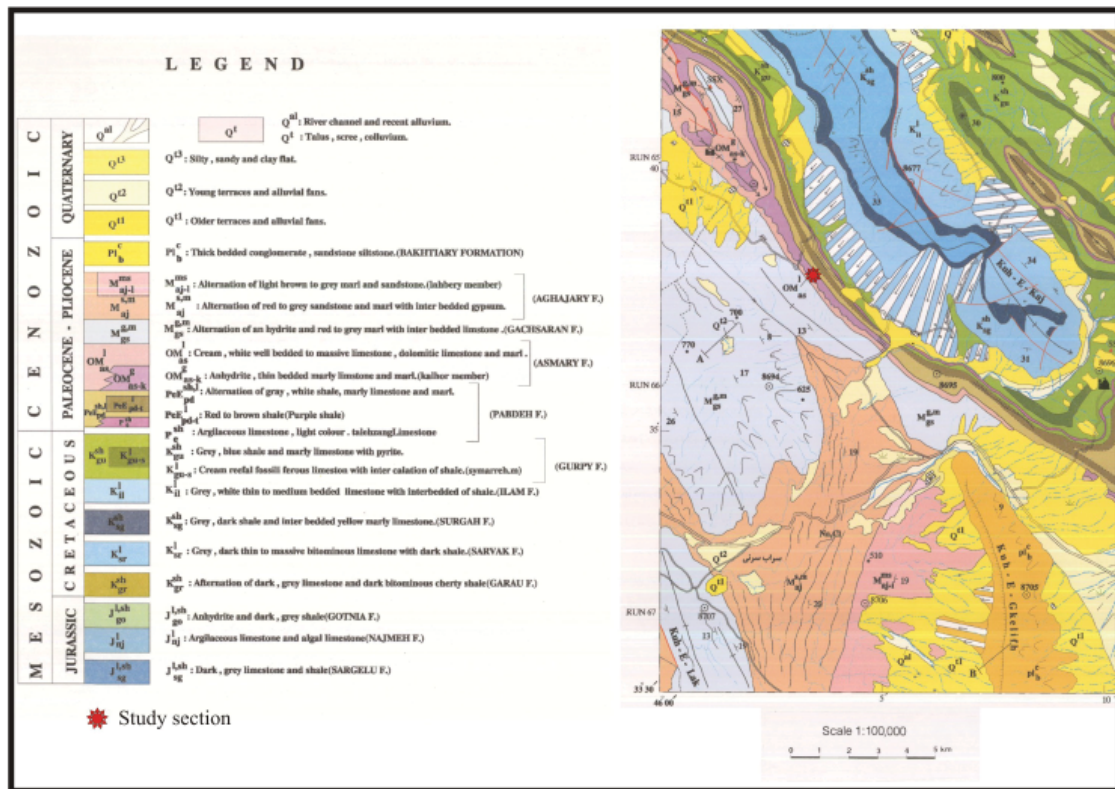
از نظر تکتونیکی منطقه مورد مطالعه در کمربند چین‌خورده رورانه زاگرس قرار دارد (Alavi, ۲۰۰۷). این پهنه ساختاری به‌شدت چین‌خورده و محور چین‌ها به‌هم نزدیک و فراز بسیاری از آن‌ها زیاد و پرتگاه‌ساز است. روند محور تاق‌دیس‌ها و ناودیس‌ها شمال غرب - جنوب شرق است و بیشتر از نوع متقارن هستند. اندیس سلسیت در مقطع مورد مطالعه در عضو کلهر سازند آسماری قرار دارد. مقطع نمونه عضو کلهر در یال جنوبی کوه

1. X-ray Diffraction, XRD
2. X-ray Fluorescence, XRF

الف



ب



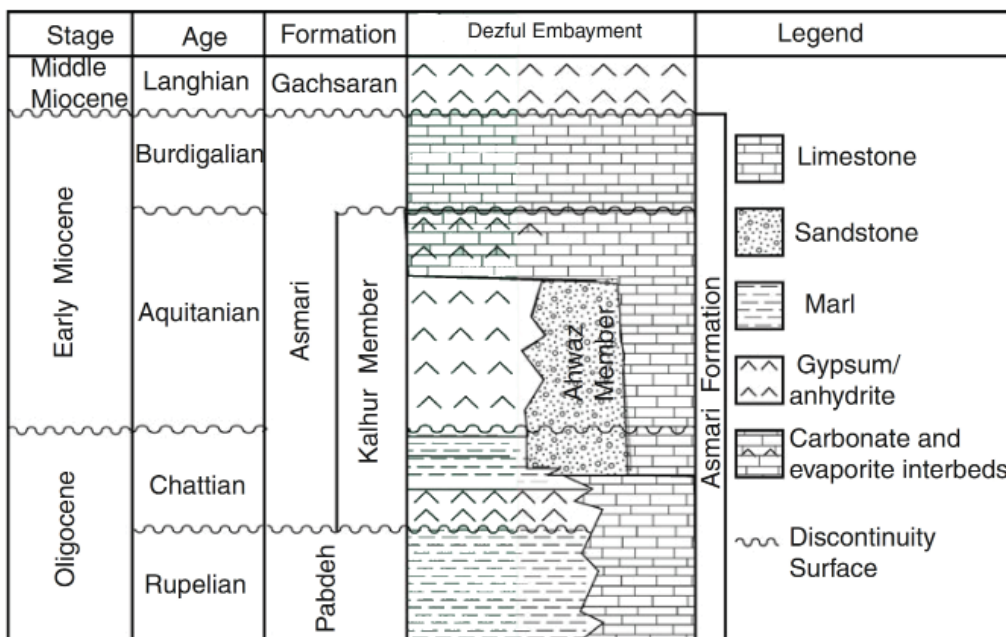
شکل ۱. الف) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، ب) نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ایلام).

دولومیتی عضو تبخیری کله‌ر است. از اجزاء زیستی مشاهده شده می‌توان به میکروفسیل‌هایی نظیر *Operculina complanata*, *Ro-talia sp.*, *Heterostegina sp.* و همچنین پلویید به‌عنوان جزء غیراسکلتی اشاره کرد که باعث تشکیل میکروفاسیس‌هایی از نوع مادستون تا پلوییدال بیوکلست و کستون و بیوکلست پکستون (شکل ۳- الف) در نمونه‌های مورد مطالعه شده‌اند. بیتومین در مقاطع نازک مورد مطالعه به رنگ سیاه در فضای بین کریستالی مشاهده می‌شود که سبب ایجاد رنگ خاکستری تیره در سنگ شده است. دانه‌های کوارتز در برخی مقاطع قابل تشخیص است. تخلخل موجود در سنگ آهک‌های مورد بررسی عمدتاً

صیقل در آزمایشگاه ریزدماسنجی سازمان زمین‌شناسی بررسی شد. میکروسکوپ مورد استفاده Nikon مدل Ep200 بود و از استیج گرم و سردکننده مدل MDS600 با تغییرات دمایی در ۱۹۰ تا +۶۰۰ درجه سانتی‌گراد برای اندازه‌گیری‌های دماسنجی استفاده شد. جهت تعیین درصد شوری و چگالی از نرم‌افزار مدلینگ PVTX (software modeling for fluid inclusion V) استفاده شد. (2.6)

پتروگرافی نمونه‌ها

سنگ میزبان سلسیت در منطقه مورد مطالعه، آهک و آهک‌های



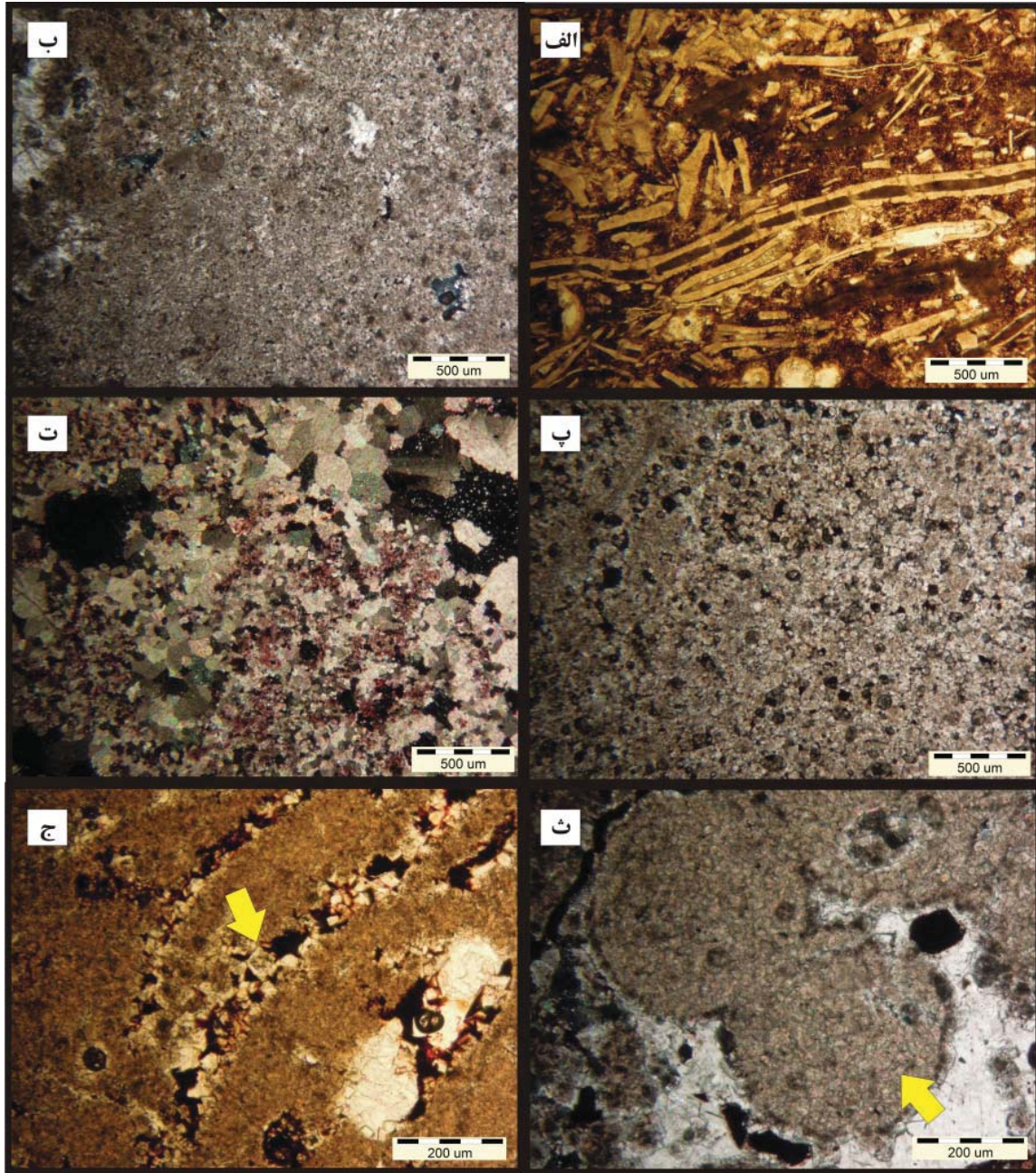
شکل ۲. نمای شماتیک ستون چینه‌ای و واحدهای لیتواستراتیگرافی عضو کلهر سازند آسماری (اقتباس از Kavooosi and Sherhati, 2012).

و اندازه خیلی ریز بلورها، وجود لایه‌بندی و نبود فسیل به نظر می‌رسد که این نوع دولومیت‌ها تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های سوپراتایدال (بالای حد جزر و مدی) تا قسمت بالایی اینترتایدال (قسمت بالایی بین حد جزر و مدی) تشکیل شده‌اند (Sibley and Gregg, 1987; Gregg and Shelton, 1990; Adabi, 2009). آب دریا و یا محلول‌های بین ذره‌ای غنی از Mg احتمالاً عامل دولومیتی شدن بوده است (Land, 1985; Adabi, 2009).

ب- دولومیت‌های ریز بلور یا دولومیکرواسپارایت این نوع دولومیت عمدتاً به صورت موزائیک‌های هم‌اندازه، متراکم و دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل تشکیل شده است و دارای اندازه‌ای بین ۲۰ تا ۷۰ میکرون هستند (شکل ۳-ب). در بسیاری از بلورهای این نوع دولومیت، مرزهای مشترک بین بلوری مستقیم و در برخی از آن‌ها فصل مشترک سطوح بلوری به‌خوبی حفظ شده است. این نوع دولومیت از دولومیت‌هایی که به صورت سیمان فضا‌های خالی و یا حفرات را پر می‌کنند از طریق مرز نامنظم بین دانه‌ای قابل تشخیص هستند (آدابی، ۱۳۹۰، Adabi, 2009). بر اساس نظریه Sibley and Gregg (1987)، فابریک مسطح نیمه‌شکل‌دار نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پائین است. بنابراین دولومیت نوع دوم بیانگر جانشینی دیاژنتیک سنگ آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شده اولیه، زیر دمای بحرانی یعنی کمتر از ۶۰ درجه سانتیگراد است (Gregg and Shelton, 1990; Mazzullo, 1992). آثاری از میکرایت در زمینه این دولومیت‌ها قابل تشخیص است.

از نوع تخلخل حفره‌ای و تخلخل حاصل از شکستگی است (Choquette and Pray, 1970). نئومورفیسم یا نوشکلی از دیگر فرآیندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه است که منجر به تغییر فابریک رسوبات بدون تغییر ترکیب شیمیایی آن‌ها شده است. نئومورفیسم تشخیص داده شده از نوع نئومورفیسم افزایشی است که در آن موزاییکی از بلورهای ریز کربنات توسط بلورهای درشت کربنات جانشین شده است. دولومیت به عنوان جزء دیاژنتیک اصلی در بخش‌های آهکی عضو کلهر قابل تشخیص است که حضور آن‌ها از طریق رنگ‌آمیزی با محلول آلزارین قرمز S در مقاطع نازک میکروسکوپی و نیز نتایج آنالیز XRD تأیید می‌شود. دولومیت می‌تواند در بیشتر مراحل دیاژنز، یعنی بلافاصله پس از رسوب‌گذاری تا دفن عمیق و از آب‌های با ترکیب شیمیایی مختلف (مخلوط آب‌های متاوریکی و دریایی، آب دریا و آب‌های بسیار شور) تشکیل شود (آدابی، ۱۳۹۰). مطالعات نشان داده است که اگر زمان، دما و میزان سیالات دولومیت‌ساز کافی و مناسب باشد طیف وسیعی از انواع دولومیت‌ها تشکیل می‌شوند (Mazzullo, 1992). بر مبنای اندازه بلورها (یک اندازه یا چند اندازه) و شکل مرز بلورها (سطح، یا غیر سطح) می‌توان انواع متفاوت دولومیت را در مقاطع مورد مطالعه تشخیص داد که عبارتند از:

الف- دولومیت‌های خیلی ریز تا ریز بلور یا دولومیکرایت این نوع دولومیت‌ها به صورت موزائیک‌های یک اندازه، دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار در اندازه خیلی ریز تا ریز بلور (کمتر از ۲۰ میکرون) در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شوند. دولومیکرایت‌ها معمولاً متراکم و فاقد تخلخل و فسیل هستند و رنگ خاکستری تیره دارند (شکل ۳-ب). با توجه به فابریک



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی نمونه‌هایی از سنگ‌های کربناته عضو تبخیری سازند آسماری. الف) سنگ آهک حاوی میکروفسیل در یک زمینه میکرایتی (بیوکست پکستون طبق طبقه‌بندی دانهام، ۱۹۶۲)، ب) دولومیت‌های خیلی ریز یا دولومیکرایت، پ) دولومیت‌های ریزبلور یا دولومیکرواسپار که در آن آثاری از میکرایت در زمینه دولومیت قابل تشخیص است، ت) دولومیت‌های متوسط بلور یا دولواسپارایت که احتمالاً حاصل تبلور مجدد دولومیت‌های قبلی است (مقطع رنگ‌آمیزی شده است)، ث) لوزوجهی‌های دولومیت به صورت انتخابی درون یک آلومک غیراسکلتی (احتمالاً الیید)، ج) دولومیتی شدن انتخابی درون یک شکستگی، همراه با آغستگی به مواد هیدروکربنی.

د- دولومیتی شدن بخشی یا انتخابی
مطالعه مقاطع نازک نشان می‌دهد که دولومیتی شدن در برخی قسمت‌های عضو آهکی به صورت بخشی و انتخابی صورت گرفته است. به طوری که در برخی مقاطع به نظر می‌رسد که تنها آلومک‌ها دولومیتی شده‌اند (شکل ۳-ث). در صورتی که در برخی دیگر تنها زمینه میکرایتی یا داخل فضاها خالی و شکستگی‌ها دولومیتی شده است (شکل ۳-ج). در این موارد دولومیتی شدن

ج- دولومیت‌های متوسط بلور
این نوع دولومیت‌ها از بلورهای موزائیکی هم اندازه، متراکم و دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ت). اندازه بلورها بین ۷۰ تا ۲۶۰ میکرون در تغییر است. دولواسپارایت‌ها به احتمال زیاد بر اثر تبلور مجدد دولومیت‌های نوع اول و دوم حاصل شده‌اند (Adabi, 2009).

از فابریک سنگ تبعیت می‌کند.

بافت سلسیت

سلسیت و استرونیانیت که در بین ۲۷ کانی استرانسیم‌دار رایج‌ترین است، در محدوده مورد بررسی تنها در مقاطع نازک سنگ‌های در بردارنده آن‌ها قابل شناسایی است. بلورهای سلسیت به شکل منفرد و بیشتر به صورت تجمعاتی با مرزهای بین دانه‌ای صاف تا کمی انحنا دار و بدون جهت یافتگی ترجیحی در اندازه‌های ۱-۰/۱ میلی‌متر در زمینه به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند. کانی سلسیت بافت‌هایی را به نمایش می‌گذارد که توصیف هر یک در پی آمده است.

الف- بافت جانشینی

بررسی میکروسکوپی بلورهای سلسیت منتهی به تشخیص سه نوع بافت جانشینی شد. در بافت جانشینی نوع اول بلورهای سلسیت اولیه نیستند و احتمالاً بر اثر واکنش سیالات غنی از استرانسیم با انیدریت اولیه تشکیل شده‌اند که شاهد آن حضور سلسیت‌های نیمه‌شکل‌دار با دو سری رخ عمود بر هم است (شکل ۴- الف). دو سری رخ عمود برهم خاص بلورهای انیدریت است (Nesse, 2012)، همچنین حضور اذخالی‌های انیدریت به‌جامانده درون سلسیت نیز گواه روشنی بر جانشینی سلسیت به‌جای انیدریت است. بلورهای نسبتاً درشت سلسیت (حدود یک میلی‌متر) در این حالت عموماً به صورت تک و یا تجمع دو یا چند دانه در زمینه‌ای از کلسیت اسپاری مشاهده می‌شوند. این نوع سلسیت که نتیجه جانشینی انیدریت محسوب می‌شود در کانسار سلسیت تاقدیس بنگستان به‌بهان نیز گزارش شده است (نژاد حداد و آفتابی، ۱۳۸۹).

در بافت جانشینی نوع دوم، استرونیانیت جانشین سلسیت شده است (شکل ۴- ب). بررسی میکروسکوپی نشان می‌دهد که بلورهای سلسیت از حاشیه و در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها در اثر دگرسانی به استرونیانیت تبدیل شده‌اند. تشخیص استرونیانیت از طریق مطالعه XRD میسر شد (جدول ۲). به نظر می‌رسد تاثیر سیالات حاوی اسید کربنیک بر سلسیت عامل این دگرسانی باشد.

بافت جانشینی نوع سوم، دولومیتی شدن سلسیت و کلسیت را به نمایش می‌گذارد (شکل ۴- پ). دولومیتی شدن علاوه بر جانشینی سلسیت، زمینه کلسیتی در بردارنده سلسیت را نیز تحت تاثیر قرار داده به‌گونه‌ای که بلورهای ریز دولومیت (دولومیکرواسپارایت) در سرتاسر مقطع مشاهده می‌شود و به‌طور بخشی جایگزین کلسیت شده و گاهی بر اثر تجمع، بافت دانه شکاری را ایجاد کرده‌اند.

ب- بافت پراکنده

دانه‌های بسیار ریز (کوچکتر از ۰/۲ میلی‌متر) سلسیت به‌صورت آنهدرال در زمینه‌ای از کلسیت میکرایتی فاقد فسیل

پراکنده شده‌اند و در ارتباط با شکستگی‌ها و یا درزه و شکاف‌های سنگ نیستند (شکل ۴- ت). مشخص نیست که منشا سلسیت‌ها سین‌ژنتیک و یا به‌صورت ثانویه در رسوبات میکرایتی باشد.

ج- بافت دانه‌ای

بلورهای سلسیت (کوچکتر از یک میلی‌متر) به‌شکل تجمعاتی با مرزهای بین‌دانه‌ای صاف تا کمی انحنا دار و بدون جهت یافتگی ترجیحی در متن سنگ مشاهده می‌شوند. این دانه‌ها عمدتاً به‌صورت هم‌اندازه و به‌صورت مترآم در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۴- ث).

د- بافت پرکننده فضای خالی

در این نوع بافت، سلسیت به‌صورت بلورهای با اندازه متوسط تا درشت و بدون جهت یافتگی خاص فضای خالی بین دانه‌های تشکیل دهنده سنگ را پر می‌کند و به‌نظر به صورت سیمان پرکننده حفرات عمل کرده است (شکل ۴- ج).

ه- بافت متقاطع یا رگه‌ای

در این حالت بلورهای سلسیت فضای خالی درون درزه‌ها و شکاف‌های سنگ را پر می‌کنند که به‌نظر می‌رسد فرآیند تحرک دوباره استرانسیم و تبلور مجدد سلسیت در امتداد درزه‌ها سبب تشکیل سلسیت در مرحله دیاژنز دفنی و یا بعد از دیاژنز باشد (Fontbote, 1981) (شکل ۴- چ).

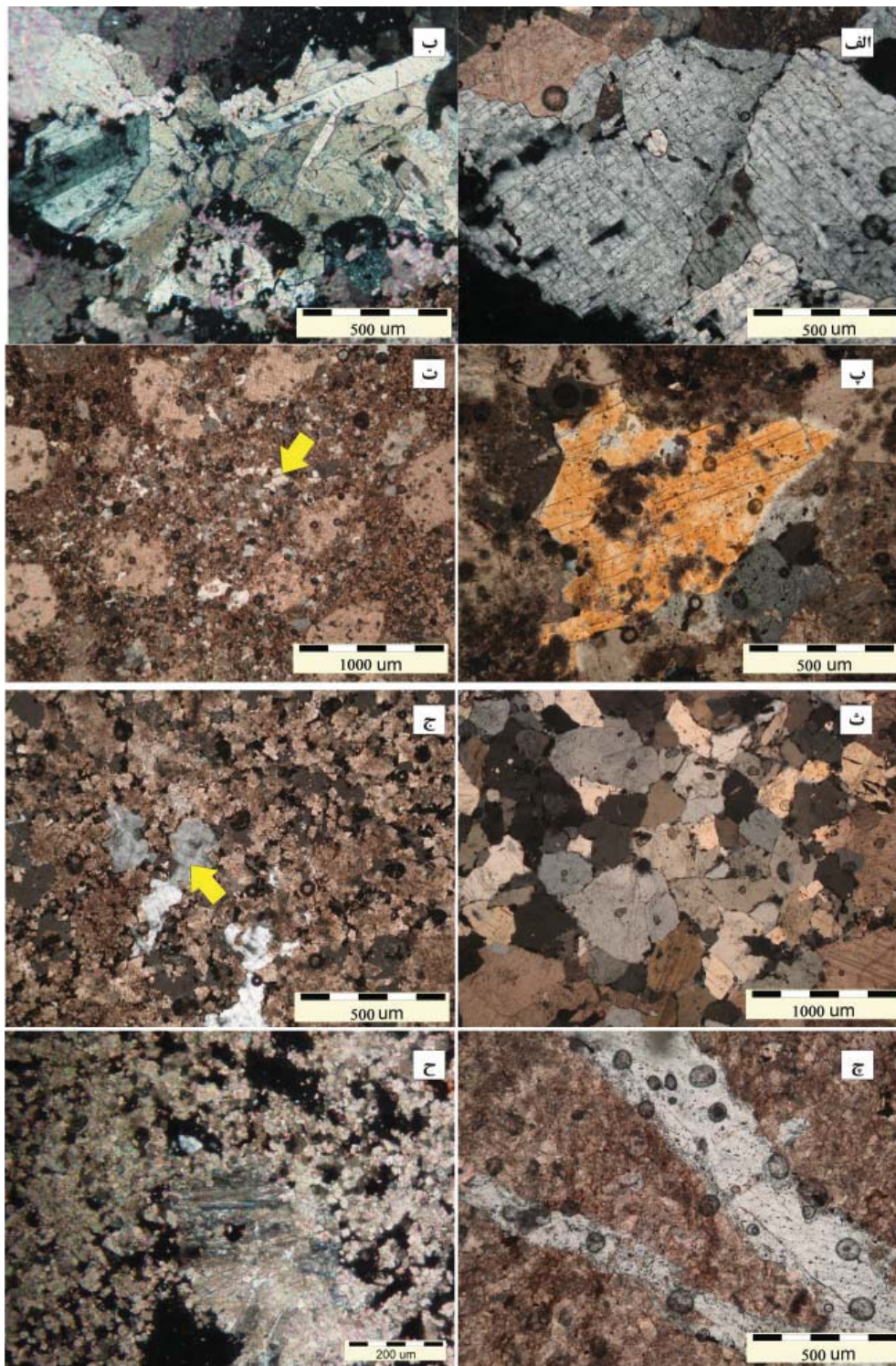
و- بافت سوزنی - شعاعی

بلورهای سلسیت به‌صورت سوزنی همراه با بلورهای کلسیت و یا دولومیت تجمعات شعاعی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۴- ح). (Scholle et al., 1989) این بافت را به زمان رسوبگذاری در یک محیط اشباع مثل سبخاها یا کولاب‌ها و حتی در مراحل دیاژنز نسبت می‌دهند.

در شکل ۵ توالی دیاژنتیکی انواع مختلف بافت‌های سلسیت مشاهده شده در سازند کلهر به منظور مقایسه نمایش داده شده است.

نتایج تجزیه فلورسانس پرتوی ایکس و پراش‌سنجی نمونه‌های کربناته استرانسیم‌دار

نتایج تجزیه شیمیایی به روش فلورسانس پرتوی ایکس ۷ نمونه منتخب در بردارنده استرانسیم در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیر اکسیدهای تعیین شده: SrO از ۱/۶۵ تا ۱۲/۹۹ درصد وزنی، CaO از ۳۱/۷۳ تا ۵۰/۵۲ درصد وزنی، MgO از ۰/۱۶ تا ۱۵/۷۴ درصد وزنی، SiO₂ از ۰/۳۵ تا ۲/۱۰ درصد وزنی، K₂O از ۰/۰۱ تا ۰/۰۶ درصد وزنی، Fe₂O₃ از ۰/۱ تا ۰/۲۹ درصد وزنی، Al₂O₃ از ۰/۲۷ تا ۱/۱۲ درصد وزنی، Na₂O از ۰/۱ تا ۰/۱۴ درصد وزنی و SO₃ از ۰/۹ تا ۱۰/۰۷ درصد وزنی در تغییر هستند.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی تنوع بافتی بلورهای سلسیت و استرونیسیانیت در سنگ میزبان کربناته عضو تیخیری سازند آسماری (کلیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع گرفته شده است). الف) بافت جانیشینی نوع اول: در این شکل سلسیت‌ها نیمه‌شکل‌دار و دارای دوسری رخ عمود بر هم هستند، ب) بافت جانیشینی نوع دوم: بلورهای تیغه‌ای و ماکل‌دار استرونیسیانیت با رنگ تداخلی خاکستری جانشین سلسیت شده است، پ) بافت جانیشینی نوع سوم: بلورهای بسیار ریز دولومیت بر روی سلسیت و کلسیت دیده می‌شوند. به دلیل ضخامت بیشتر مقطع، بلور سلسیت رنگ تداخلی نارنجی نشان می‌دهد، ت) بافت پراکنده: دانه‌های بسیار ریز سلسیت به صورت آنهدرال در زمینه‌ای از کلسیت میکرایتی فاقد فسیل پراکنده شده‌اند، ث) بافت دانه‌ای: بلورهای سلسیت به صورت هم‌اندازه و با مرزهای بین‌دانه‌ای صاف تا کمی انحنا دار و بدون جهت‌یافتگی ترجیحی در متن کلسیت اسپاری مشاهده می‌شوند، ج) بافت پرکننده فضای خالی: سلسیت به صورت بلورهای با اندازه متوسط تا درشت و بدون جهت‌یافتگی خاص فضای خالی بین بلورهای دولومیت را پر کرده است، چ) بافت متقاطع یا رگه‌ای، ح) بافت سوزنی - شعاعی: بلورهای سلسیت به صورت سوزنی همراه با بلورهای کلسیت و یا دولومیت تجزعات شعاعی را به نمایش می‌گذارند.

نوع بافت	همزمان با رسوبگذاری	دیاژنز اولیه	دیاژنز تاخیری	اپی ژنتیک
جانشینی			
پراکنده	—————			
دانه ای	—————.....			
پرکننده فضای خالی	—————.....			
مقاطع یا رگه ای	—————			
سوزنی شعاعی	—————			

شکل ۵. توالی دیاژنتیکی انواع بافت‌های سلسیتیت مشاهده شده در سازند کلهر

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی به روش XRF نمونه‌های کربناته استرانسیم‌دار منطقه گره چغا- صالح‌آباد مهران.

sample No.	G.3	G.8	G.12	G.22	G.13	G.20	G.25
L.O.I.	39.86	40.50	40.24	33.24	42.46	43.87	40.94
Na ₂ O	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.14	0.11	<0.10
MgO	5.41	8.88	0.60	0.27	14.42	15.74	1.04
Al ₂ O ₃	0.55	0.78	0.92	0.43	0.70	1.12	0.27
SiO ₂	1.12	1.04	2.10	0.68	1.38	1.84	0.35
SO ₃	4.18	4.06	2.23	10.07	2.04	1.33	0.90
K ₂ O	0.03	0.04	0.06	0.03	0.06	0.06	0.01
CaO	43.20	39.09	50.52	41.89	31.73	33.85	45.39
Fe ₂ O ₃	0.16	0.18	0.27	0.17	0.29	0.28	0.10
SrO	5.42	5.33	2.87	12.99	6.54	1.65	10.85

عبارت دیگر صحت آنالیزهای انجام گرفته دارد (جدول ۲). لازم به ذکر است که از اکسید عناصر با مقادیر ناچیز در محاسبه کانی نورماتیو استفاده نشده است؛ به عبارت دیگر مقادیر کم Al₂O₃ و SiO₂ می‌تواند مربوط به ناخالصی‌های اندک رس در این سنگ‌ها باشد و عنصر آهن نیز می‌تواند جانشین عنصر منیزیم در ساختار دولومیت شده باشد.

مطالعه میان‌بارهای سیال

مطالعه میان‌بارهای سیال در کانی سلسیتیت و کانی‌های همراه اطلاعات با ارزشی درباره شرایط تشکیل به دست می‌دهد. بدین منظور پس از مطالعه کانی‌شناسی و پراش‌سنجی نمونه‌های مورد بررسی، نمونه G-22 که یک اسپاری کلسیت که بیشترین تمرکز بلورهای سلسیتیت را دارد به عنوان نمونه معرف جهت مطالعه میان‌بارهای سیال انتخاب شد. در این نمونه ۵ نوع سیال درگیر به شرح زیر قابل تفکیک بود:

نوع A - دو فازه مایع-گاز L+V

نوع B - دو فازه گاز-مایع V+L

نتایج مطالعه پراش‌سنجی پرتوی ایکس بر روی همان ۷ نمونه سنگی حضور کانی‌های کلسیت، دولومیت، سلسیتیت و در دو نمونه استرونسیانیت را اثبات می‌کند و تنها در یک نمونه اندکی کوارتز نیز دیده می‌شود (ستون سمت راست جدول ۲). همان‌گونه که ملاحظه می‌شود داده‌های XRD ارائه شده در ستون سمت راست جدول ۲ مقادیر کانی‌های یک سنگ را به ترتیب فراوانی از زیاد به کم یعنی از چپ به راست ارائه می‌کند. از آنجاکه نتایج تعیین مقادیر کانی‌ها در روش XRD نیمه کمی است جهت تعیین کمی مقادیر کانی سلسیتیت، استرونسیانیت و سایر کانی‌های اصلی همراه مبادرت به محاسبه نرم بر پایه نتایج عناصر اصلی به دست آمده از آنالیز XRF شده است. محاسبه کانی نورماتیو نشان می‌دهد که محتوی سلسیتیت در نمونه‌های مورد مطالعه از ۲ تا ۲۳ درصد وزنی با میانگین ۸ درصد وزنی در تغییر است. محتوای استرونسیانیت، محصول دگرسانی، تنها در دو نمونه (G-13 = ۵/۵ و G-22 = ۱۳/۸ درصد وزنی) بر محتوای سلسیتیت پیشی دارد. مقایسه نتایج به دست آمده از XRD با نتایج محاسبه کانی نورماتیو نشان از سازگاری این دو با یکدیگر و به

جدول ۲. نتایج محاسبه کانی نورماتیو بر پایه تجزیه شیمیایی به روش XRF برحسب درصد وزنی و نتایج XRD نمونه‌های کربناته استرانسیم‌دار گره چغا، صالح‌آباد مهران، ایلام.

sample	dolomite	calcite	celestite	strontianite	XRD results
G-3	21.53	63.67	9.59	0.01	cal+dol+cel
G-8	35.34	47.71	9.31	0.11	dol+cal+cel+str+qz
G-12	2.39	88.68	5.09	0.01	cal+cel+str+dol
G-22	1.07	74.09	22.95	0.06	cal+cel
G-13	57.39	20.82	4.68	5.56	dol+cal+str+cel
G-20	62.64	21.32	2.92	0.00	dol+cal+cel
G-25	4.14	78.43	2.06	13.80	cal+str+dol

Abbreviations: cal: calcite, dol: dolomite, cel: celestite, str: strontianite, qz: quartz

بالا در میان‌بارهای سیال حاوی فاز بخار بیشتر مشاهده می‌شود.

بحث

عقیده بر این است که در ناحیه لرستان و در زمان الیگوسن و میوسن پایینی، محیط‌های ساحلی از جمله سبخاها، لاگون‌ها، پهنه‌های سوپراتایدال، ریفی و مناطق جزرومدی وجود داشته و در نتیجه تبخیری‌های قاعده آسماری تشکیل شده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۲). این تغییرات سریع محیط رسوبی در منطقه ساحلی دریا منجر به تشکیل افق‌های مارنی، آهک آرژیلیتی، آهک ماسه‌ای و ژپس گردید. مطالعات صورت گرفته توسط Kavooosi and Sherkati (2012) بر روی تبخیری‌های عضو کلهر در کمربند چین‌خورده رورانده زاگرس بیان‌گر نقش تکتونیک، بالا و پایین آمدن سطح آب دریا و فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگی موجود در کرتاسه پایانی و اواخر میوسن بر روی این نهشته‌های تبخیری و ایجاد فرآیندهای مختلف دیازنتیکی است.

در مورد منشا استرانسیم در محدوده مورد بررسی باید اذعان نمود با توجه به نبود توده‌های آذرین در منطقه، به احتمال قوی منشا آن می‌تواند انحلال آراگونیت‌های اولیه موجود در سازند آسماری که حدود ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ گرم در تن استرانسیم داشته‌اند و یا تبدیل انیدریت به ژپس و آزادسازی استرانسیم در نظر گرفته شود (Warren, 2006). از طرف دیگر، نبود عنصر باریم در نتایج تجزیه XRF نمونه‌های مورد بررسی نشان از تشکیل سلسیت در یک محیط کاملاً رسوبی دارد.

سازوکارهای بسیاری برای تشکیل سلسیت پیشنهاد شده است که توسط Scholle et al., (1989) خلاصه شده است. لیکن همان‌گونه که پیشتر بیان شد مطالعات پتروگرافی و پراش‌سنجی پرتوی ایکس نمونه‌های مورد بررسی نشان داد دولومیتی‌شدن به‌طور گسترده رسوبات کربناته آسماری پایینی (حوضه تبخیری کلهر) را تحت تاثیر قرار داده است، بنابراین به نظر می‌رسد سلسیت می‌توانسته در طی تبدیل آراگونیت دارای استرانسیم بالا یا کلسیت زیستی به کلسیت دارای استرانسیم پایین یا دولومیت تشکیل شده باشد (Hanor, 2004). حضور فراوان دولومیت‌های ریزبلور و متوسط‌بلور که آثاری از زمینه میکرایتی اولیه کلسیتی

نوع C - سه فازه گاز - مایع - جامد V+L+S

نوع D - تک فازه مایع L

نوع E - تک فازه - گاز V

اندازه میان‌بارهای سیال مطالعه شده در بلورهای سلسیت متفاوت و از ۶ تا ۴۴ میکرون بود. بیشترین نوع میان‌بار سیال در نمونه انتخاب شده نوع A بود که در این نوع، بیشترین حجم میان‌بار سیال را فاز مایع تشکیل می‌دهد و فاز گازی تنها ۱۰ تا ۳۵٪ حجم میان‌بارهای سیال مطالعه شده را دربر می‌گیرد. در این نوع، فاز جامد نمک وجود ندارد. میزان شوری در این نوع متغیر و بین ۶ تا ۱۸ درصد وزنی معادل NaCl% در تغییر است (جدول ۳). میان‌بارهای سیال نوع C بلور هالیت (در دو نمونه میان‌بار سیال) اشکال مکعبی و به‌ندرت به‌صورت گرد شده داشت که در طی حرارت دادن در دمای ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد ناپدید شدند. میزان شوری در این نوع ۳۲/۹ درصد وزنی معادل NaCl می‌باشد. نوع میان‌بارهای سیال D و E به تعداد زیادی در نمونه مشاهده شد لذا از این نوع به دلایل موجه در ترمومتری استفاده نشد. براساس مطالعات انجام شده بر روی نمونه‌ها میزان آخرین دمای ثبت شده در طی ذوب از ۱۴/۵- تا ۴/۱- تغییر می‌کند که این دمای ذوب را Tm می‌نامند. بر پایه نمودار فراوانی (هیستوگرام) بیشترین میزان Tm تعیین شده در محدوده ۶/۵- تا ۵/۵- و ۹/۵- تا ۸/۵- می‌باشد. بنابراین در نمونه‌های مطالعه شده درجه شوری میان‌بارهای سیال از ۶/۵ تا ۳۲/۹ درصد وزنی معادل NaCl تغییر می‌کند. قابل ذکر است درصد بالای درجه شوری ۳۲/۹ درصد وزنی معادل NaCl مربوط به میان‌بار سیال نوع C و حضور فاز جامد (هالیت) است. همچنین بر پایه نمودار فراوانی (هیستوگرام)، در نمونه‌های نوع A که بیشترین اندازه‌گیری‌ها مربوط به این نوع است بیشترین میزان درجه شوری ۸/۵ تا ۹/۵ درصد وزنی معادل NaCl است.

در نمونه مطالعه شده در درجه حرارت همگنی میان‌بارهای سیال دو فازی با تبدیل بخار به مایع صورت گرفت. در نمونه حاوی بخار بالا با تبدیل مایع به بخار همگن‌شدگی ثبت شد. بیشترین فراوانی همگن‌شدگی دمایی مربوط به محدوده دمایی ۱۶۴-۱۸۴ درجه سانتی‌گراد است. این در حالی است که دماهای

جدول ۳. نتایج مطالعه میان‌بارهای سیال یک نمونه کربناته غنی از استرانسیم (G-22) از ارتفاعات گره چغای صالح‌آباد مهران.

No	Incl. type	class	shape	size	fill	Tm ice	Th aq	phase	Eq wt% NaCl	density
1	L+V	primary	irregular	8*25	0.84	-8.7	225	liquid	12.51	0.935
2	L+V	pseudosecondary	irregular	3.5*7.5	0.86	-6.2	170	liquid	9.452	0.967
3	L+V	primary	irregular	5*22.5	0.88	-7.8	199	liquid	11.463	0.954
4	L+V	primary	irregular	25*44.5	0.69	-4.1	360	liquid	6.521	0.674
5	L+V	pseudosecondary	faceted	4*12	0.92	-9.1	115	liquid	12.966	1.039
6	L+V	pseudosecondary	faceted	3*13	0.90	-12.1	104	liquid	16.050	1.070
7	L+V	pseudosecondary	faceted	3*13	0.90	-12.1	104	liquid	16.050	1.070
8	V	primary	irregular	20*25	0.73	-7.1	376	vapor	10.606	0.708
9	L+V	primary	irregular	8.5*14.5	0.93	-6.8	154	liquid	10.228	0.987
10	L+V	primary	irregular	8.5*9	0.89	-14.5	179	liquid	18.200	1.026
11	L+V	primary	rounded	26*34	0.83	-11.1	225	liquid	15.077	0.956
12	L+V	primary	irregular	6*15.5	0.91	-6	176	liquid	9.187	0.960
13	L+V	primary	irregular	10*15	0.95	-13.8	165	liquid	17.598	1.034
14	L+V	primary	faceted	10*38	0.85	-8.8	225	liquid	12.629	0.936
15	L+V	primary	rounded	4*6	0.85	-5.9	293	liquid	9.054	0.819
16	V+L+S	primary	rounded	5.5*6.5	0.57		225	liquid	32.920	1.028

همان‌گونه‌که پیش‌تر توصیف شد اکثر نمونه‌های دربردارنده بلورهای سلسیت، آهک‌های تمام متبلور با بافت موزائیکی یا دولومیتی است که تشکیل آن‌ها مرتبط با فرایندهای دیاژنز است. بلورهای سلسیت هم به شکل منفرد و هم به صورت مجتمع با مرزهای بین‌دانه‌ای تقریباً صاف و زوایای ۱۲۰ درجه در زمینه‌ای از موزائیک‌های اسپاری کلسیت به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند که برخی از دانه‌های سلسیت دو سری رخ عمود بر هم را به نمایش می‌گذارند که اشاره به جانشینی آن به جای انیدریت در مرحله دیاژنز دارد. همچنین نتایج اندازه‌گیری چگالی و شوری میان‌بارهای سیال بر روی یک نمونه از این نوع سلسیت در محدوده چگالی و شوری آب دریا قرار می‌گیرد، به عبارت دیگر می‌توان منشأ سیال استرانسیم‌دار را آب دریا که در بین منافذ سنگ وجود داشته در نظر گرفت. همین مطالعه نشان داد که بیشترین فراوانی همگن‌شدگی دمایی مربوط به محدوده دمایی ۱۸۴-۱۶۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. این محدوده از درجه حرارت نمی‌تواند بیانگر شرایط اولیه تشکیل سلسیت باشد و بیشتر نشانگر تبلور تکامل این کانی در مرحله دیاژنز تاخیری است که موجب تبلور مجدد و بافت پرکننده فضاهای خالی و جانشینی شده است. بنابراین با در نظر گرفتن موارد بالا تشکیل کانی سلسیت در سنگ‌های کربناته بخش کلهر به احتمال نتیجه انحلال آراگونیت، تبدیل آراگونیت به دولومیت، تبدیل کلسیت به دولومیت، تبدیل آراگونیت به کلسیت و احتمالاً تبدیل انیدریت به ژپس که نتیجه آن آزاد شدن استرانسیم و ورود آن به سیالات روزنه‌ای و در پی آن جانشینی سلسیت به جای انیدریت در شرایط دیاژنز در ده‌ماهی کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد (Baker and Bloomer, 1988; Hanor, 2000; Lake, 2004).

را از خود نشان می‌دهند می‌تواند بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیت یا کلسیت و تبدیل آن‌ها در طی دیاژنز به دولومیت باشد. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که آراگونیت در حدود ۷۰۰۰-۸۰۰۰ گرم در تن، کلسیت در حدود ۲۰۰-۴۰۰ گرم در تن و دولومیت در حدود ۶۰۰-۷۰۰ گرم در تن استرانسیم در ساختمان خود دارند

(Nickless et al., 1975; Olausson, 1981; Hanor, 2004). بنابراین در طی فرایند تبدیل آراگونیت به کلسیت و در نهایت دولومیت، Sr می‌تواند آزاد و وارد سیال میان دانه‌ای شود و در نهایت اشباع این سیال نسبت به استرانسیم منجر به تشکیل سلسیت در فضاهای موجود در رسوبات یا جانشینی انیدریت یا ژپس گردد (Olausson, 1981; Hanor, 2004). انیدریت با داشتن حدود ۶۰۰ گرم در تن استرانسیم در ساختار خود در تبدیل به ژپس که دارای ۲۰۰ گرم در تن استرانسیم است می‌تواند بخشی از عنصر استرانسیم مورد نیاز برای تشکیل سلسیت را تامین نماید (West, 1973; Carlson, 1987). فزون بر این، دولومیتی‌شدن انتخابی در مراحل نهایی دیاژنز نیز عامل تامین‌کننده بخش دیگری از استرانسیم برای ژنز سلسیت در نظر گرفته می‌شود (Wood and Shaw, 1976).

با توجه به شواهد بافتی به نظر می‌رسد حداقل دو نسل کانی‌زایی سلسیت رخ داده باشد. یکی رسوب مستقیم سلسیت از شورآب‌های تغلیظ شده در یک محیط سبخایی و پهنه‌های سوپراتایدال محیط تبخیری سازند آسماری پایینی است که این نوع سلسیت به صورت بلورهای منفرد و آنهدرال در یک زمینه آهک میکرایتی فاقد فسیل دیده می‌شود. دیگری حضور سلسیت در آهک‌های کاملاً تجدید تبلور یافته یا دولومیتی است.

- سبزه‌ای، م.، ۱۳۶۷. کالبد زمین‌شناختی کانسارهای سلسیت منطقه بهمئی، وزارت معادن و فلزات - اداره کل معادن و فلزات استان کهگیلویه و بویر احمد، ۵۸.

- کریمی، ع.، ۱۳۷۶. زمین‌شناسی، ژئوشیمی، آنالیز رخساره و ژنز کانسار سلسیت نخجیرکوه، جنوب شرق ورامین. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۴۹.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران - چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین کتاب، ۵۳۶.

- نیان، ا.، سعدالدین، ن. و مهمان‌نواز، ک.، ۱۳۶۵. بررسی‌های زمین‌شناسی و اکتشافات نیمه تفصیلی کانسار سلسیت کوه طلحه (منطقه سردار ورامین). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- نژاد حداد، م. و آفتابی، ع.، ۱۳۸۹. الگوی کانسارسازی کانسارهای سلسیت با استفاده از شواهد زمین‌شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی در تاق‌دیس بنگستان، بهبهان، اهواز. مجله علوم دانشگاه تهران، ۱، ۱۶۷-۱۵۷.

- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ایلام، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگه شماره ۵۲۵۷.

Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. Carbonates and Evaporites, 24, 1, 16-32.

Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science, 307, 1064-1095.

Bahrami, H., 2000. Biostratigraphy and micropaleontological studies on the cutting samples of Changuleh well, north Dezful. Technical Report 1130, NIOCEXP Office Tehran (unpublished).

Baker, P.A. and Bloomer, S.H., 1988. The origin of celestite in deep-sea carbonate sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52, 335-339.

Bazargani-Guilani, K. and Nekouvaght Tak, M.A., 2008. Celestite ore deposit and occurrences of the Qom Formation, Oligo-Miocene, Central Iran. Second IASME/WSEAS International Conference on Geology and Seismology, Cambridge, UK.

Bazargani-Guilani, K. and Rabbani, M.S., 2005. Deposition of stratiform celestite of Aftar region, west of Semnan, Iran. Scientific Quarterly Journal Geosciences, 12, 55, 30-41.

Carlson, E. H., 1987. Celestite replacements of evaporites in the Salina group. Sedimentary Geology, 54, 93-112.

Choquette, P.W. and Pray, L.C., 1970. Geologic nomen-

با این حال، مطالعه ایزوتوپی جهت تشخیص دقیق سازوکار تشکیل سلسیت اجتناب‌ناپذیر خواهد بود. به عبارت دیگر ترکیب ایزوتوپی سولفور و اکسیژن سولفات‌ها می‌تواند در شناسایی منشا یون‌های SO_4^{2-} کمک‌کننده باشد، زیرا آن‌ها می‌توانند منشا سولفات‌هایی که از شورابه‌های دریایی و یا از سیالات روزنه‌ای سرچشمه گرفته‌اند را از هم متمایز کنند یعنی این‌که منشا سولفور از قبل در سنگ موجود بوده و یا از طریق فرآیندهای اکسیداسیون سولفید و یا احیا سولفات حاصل شده است.

نتیجه‌گیری

رخداد سلسیت در بخش تبخیری سازند آسماری یعنی عضو کلهر در ارتفاعات گره چغا صالح‌آباد مهران در سنگ میزبان آهک و آهک دولومیتی تنها از طریق مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک، پراش پرتو ایکس و تجزیه شیمیایی تشخیص داده شد. بر مبنای اندازه بلورها و شکل مرز بلورهای دولومیت در مقاطع نازک میکروسکوپی، انواع مختلفی از دولومیت شامل دولومیکرایت، دولومیکرواسپاریت، دولواسپاریت و دولومیت انتخابی تشخیص داده شد. با توجه به مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک سنگ و میان‌بارهای سیال به نظر می‌رسد رخداد سلسیت در سنگ‌های کربناته متبلور محصول انحلال آراگونیت‌های اولیه موجود در سازند آسماری، دولومیتی‌شدن آراگونیت و کلسیت و آزاد شدن استرانسیم در سیالی با منشا آب دریا و جانشینی آن به‌جای انیدریت در درجه حرارت نسبتاً بالا (۱۸۴-۱۶۴ درجه سانتی‌گراد) در مرحله دیاژنتیک باشد. در این ارتباط جهت روشن‌تر شدن منشا استرانسیم مطالعه ایزوتوپی عناصر استرانسیم، گوگرد و اکسیژن (18O/16O, 34S/32S, 87Sr/86Sr) اجتناب‌ناپذیر خواهد بود.

تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله از خانم زهره سهرابی کارشناس سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به‌خاطر مطالعه مقاطع دارای میکروفسیل، همچنین از داوران محترم که با نظرات و راهنمایی‌های ارزنده خود در بهبود سطح علمی این مقاله ما را یاری نمودند کمال تشکر را دارند.

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳.

- احیا، ف.، ۱۳۷۶. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و منشا افق سلسیت‌دار سازند گچساران، لیکک-بهبهان، استان کهگیلویه و بویر احمد. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۹۱.

- احیا، ف.، ۱۳۸۰. زمین‌شناسی و منشاء رخداد سلسیت مخدان استان بوشهر. طرح پژوهشی دانشگاه آزاد بهبهان.

- جمی، م.، ۱۳۷۰. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و منشا افق سلسیت‌دار منطقه بهمئی استان کهگیلویه و بویر احمد. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۸۶.

- clature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54, 207-250.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section: Nature, 205, 587.
 - Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W. E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks. AAPG Memoir, 1, 108-121.
 - Fontbote, L., 1981. Strata-bound Zn-Pb-F-Ba- deposits in carbonate rocks: new aspects of paleogeographic location, facies factors and diagenetic evolution. Ph.D Thesis, Universitat Heidelberg, 192.
 - Gregg, J.M. and Shelton, K.L., 1990. Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formations (Cambrian), southeastern Missouri. Journal of Sedimentary Petrology, 60, 549-562.
 - Hanor, J.S., 2000. Barite-celestine geochemistry and environments of formation. Reviews of Mineralogy and Geochemistry, 40, 193-275.
 - Hanor, J.S., 2004. A model for the origin of large carbonate- and evaporite-hosted celestine (SrSO₄) deposits. Journal of Sedimentary Research, 74, 169-175.
 - James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 12, 2182-2245.
 - Kavooosi, M. A. and Sherkati, S., 2012. Depositional environments of the Kalhur member evaporates and tectonosedimentary evolution of the Zagros fold-thrust belt during Early Miocene in south westernmost of Iran. Carbonate sand Evaporites, 27, 55-69
 - Keyvanfar, M. and Kowsari, S., 1993. Semi-detailed exploration of Konj celestite deposit. Kohkilouyeh and Boyer Ahmad bureau of mines and industries.
 - Lake, J.H., 2004. Early marine cementation in Upper Devonian (Duperow Formation) carbonates in southwestern Saskatchewan. in Summary of Investigations 2004, Volume 1, Saskatchewan Geological Survey, Sask. Industry Resources, Miscellaneous Report 2004-4.1, CD-ROM, Paper A-6, 3.
 - Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite. Journal of Geology Education, 33, 112-125.
 - Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite. A Review. Carbonates and Evaporites, 7, 21-37.
 - Nayebi, Z., 2003. Biostratigraphy and micropaleontological studies on the cutting samples of Dalpari well, north Dezful. Paleontological note 580. NIOCEXP Office Tehran (unpublished).
 - Nesse, W.D., 2012. Introduction to Optical Mineralogy, Fourth Edition, Oxford University Press, 368.
 - Nickless, E.F.P., Booth, S.J. and Mosley, P.N., 1975. Celestite deposits of the Bristol area. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 84, B62-B64.
 - Olaussen, S., 1981. Formation of celestite in the Wenlock, Oslo region Norway-evidence for evaporitic depositional environments. Journal of Sedimentary Research, 51, 37-46.
 - Regueiro, M., 1998. Strontium, the global clue: from sweet refinement to WWW. Pages 59-65 in proceedings of the Industrial Minerals International Congress, Worcester Park, UK. Industrial Minerals.
 - Scholle, P.A., Stemmerik, L. and Harpoth, O., 1989. Origin of major karst-associated celestite mineralization in Karstryggen, central east Greenland. Journal of Sedimentary Petrology, 60, 397-410.
 - Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock texture. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 967-975.
 - Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotf-pour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran. In: van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.D., Esteban, M., (eds) Mesozoic and Cenozoic carbonate systems of the Mediterranean and the Middle East: sequence and diagenetic reference models. Geological Society of London, Special Publication, 329, 219-263.
 - Warren, J.K., 2006. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons, Springer, 1035.
 - West, I.M., 1973. Vanished evaporites-significance of strontium minerals. Journal of Sedimentary Petrology, 43, 278-279.
 - Wood, M.W. and Shaw, H.F., 1976. The geochemistry of celestites from the Yate area near Bristol (U.K.). Chemical Geology, 17, 179-193.