

پetroگرافی و ژئوشیمی کانی‌های سازند هرمز در جزیره هرمز

محبوبه جمشیدی بدر^{۱*} و نرگس سادات فرامرزی^۲

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۸/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۵/۱۴

چکیده

جزیره هرمز گنبدی نمکی در جنوب ایران است که بخش اعظم آن از رسوبات تبخیری-کربناتی نئوپروتروزوئیک تشکیل شده است. تا کنون مطالعات زیادی در مورد پتروگرافی و ژئوشیمی رسوبات تبخیری-کربناتی هرمز انجام نشده است. بعلاوه حرکات نمکی در این منطقه باعث شده تا تشخیص روابط سنی سنگ‌ها تنها بر مبنای روابط صحرایی دشوار باشد. در این مطالعه با درک شواهد صحرایی (مانند ضخامت نمک، نوع و میزان میانبار و همچنین روابط صحرایی واحد تبخیری با سنگ‌های آتشفشانی)، مطالعات کانی‌شناسی (از جمله مطالعه سیالات درگیر واحد تبخیری، مطالعه میانبارهای بخش تبخیری-کربناتی و کانی‌شناسی دولومیت، پیریت و توف‌های ریولیتی) و انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی (از جمله طیف‌سنجی پلاسما جفت شده القایی و میکروسکوپ الکترونی) نه تنها به بررسی ویژگی‌های رسوبات تبخیری-کربناتی بلکه به بازسازی وقایع رخ داده در حوضه رسوبی هرمز پرداخته شده است. حضور تبخیری‌هایی با ضخامت، میان لایه‌ها و ادخال‌های متفاوت، نشان‌دهنده تنش‌های تبخیری طی دو مرحله مجزا است. در وقفه بین تنش‌های این دو واحد تبخیری زیرین و بالایی، فوران گدازه‌های ریولیتی جزیره رخ داده است اما سنگ‌های آذرآواری همزمان با تنش‌های تبخیری واحد بالایی تشکیل شده‌اند. تنش‌های تبخیری در زمان ادیاکارن بالایی رخ داده است.

کلیدواژه‌ها: پتروگرافی، ژئوشیمی، کانی‌های آذرین و رسوبی، ادیاکارن بالایی، جزیره هرمز.

***نویسنده مسئول:** محبوبه جمشیدی بدر

E-mail: m_jamshidi@pnu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

اثنون پرکامبرین (حدود ۴/۶ میلیارد تا ۵۴۲ میلیون سال پیش) محدوده زمانی گسترده‌ای است که بیشتر عمر کره زمین را به خود اختصاص داده است. به نظر می‌رسد که قدیمی‌ترین سنگ‌های مشاهده شده در ایران به بالاترین بخش پرکامبرین یعنی نئوپروتروزوئیک تعلق دارند (Stocklin, 1968; Ramezani and Tucker, 2003). به عبارتی دوره ادیاکارن (۹۴ میلیون سال از پایان پرکامبرین) اصلی‌ترین بخش پرکامبرین شناخته شده در ایران است. قدیمی‌ترین سنگ‌های ادیاکارن شناخته شده در زاگرس، سازند هرمز نام دارد. سازند هرمز به صورت گنبدی نمکی در جنوب ایران رخ نموده که از آن میان می‌توان به جزیره هرمز اشاره کرد. رسوبات تبخیری-کربناتی معادل این سازند نه تنها در ایران (مانند سازند راور، سری‌های ریزو و دزو و همچنین واحد رسوبی ولکانیکی CVSU) بلکه در حوضه‌های وسیعی در جهان نهشته شده‌اند. کربنات‌ها و تبخیری‌های شمال غرب هند (گروه‌های تبخیری Bilara و Hanseran)، سالت رنج پاکستان (Panjab)، عمان (گروه Ara و سازند Fara)، امارات متحده عربی (مانند جزایر Dalma و Das)، عربستان سعودی (سری Wadi Fatima)، اردن (کمپلکس Arabba)، قطر، ابوظبی، یمن، شرق سبیری، و همچنین تبخیری‌های ایریرا (مانند Ossa-Morena) نمونه‌هایی از این رسوبات‌اند که در امتداد حاشیه شمالی گندوانا تشکیل شده‌اند (Husseini, 1990; Das Gupta, 1996; Alsharhan and Nairn, 1997; Kumar, 1999; Amthor et al., 2003; Ramezani and Tucker, 2003; Bowring et al., 2007; Sánchez-García et al., 2010; Balaghi Einalou et al., 2014). برخلاف بیشتر مناطق یاد شده تاکنون مطالعات کاملی در مورد رسوبات تبخیری-کربناتی سازند هرمز در ایران و رابطه این رسوبات با ماگماتیسم ادیاکارن صورت نگرفته است. از طرفی پیچیدگی‌های ایجاد شده توسط حرکات تکتونیکی نمک‌ها، مطالعه و در نهایت تشخیص موقعیت چینه‌شناسی و تقدم و تاخر این سنگ‌ها نسبت به یکدیگر را دشوار ساخته است. در این مطالعه از شواهد میکروسکوپی، روش‌های جدید کانی‌شناسی (SEM-Mapping)، آنالیزهای شیمیایی (SEM و ICP-MS)، نتایج رادیومتریک موجود و مقایسه سازند هرمز ایران با سنگ‌های معادل آن در کشورهای پیرامون استفاده شده است تا بتوان شرایط حاکم در زمان رسوبگذاری، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، سن‌تنشست و رابطه واحد تبخیری-کربناتی جزیره هرمز با سنگ‌ها و کانی‌های در برگیرنده را مشخص نمود.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

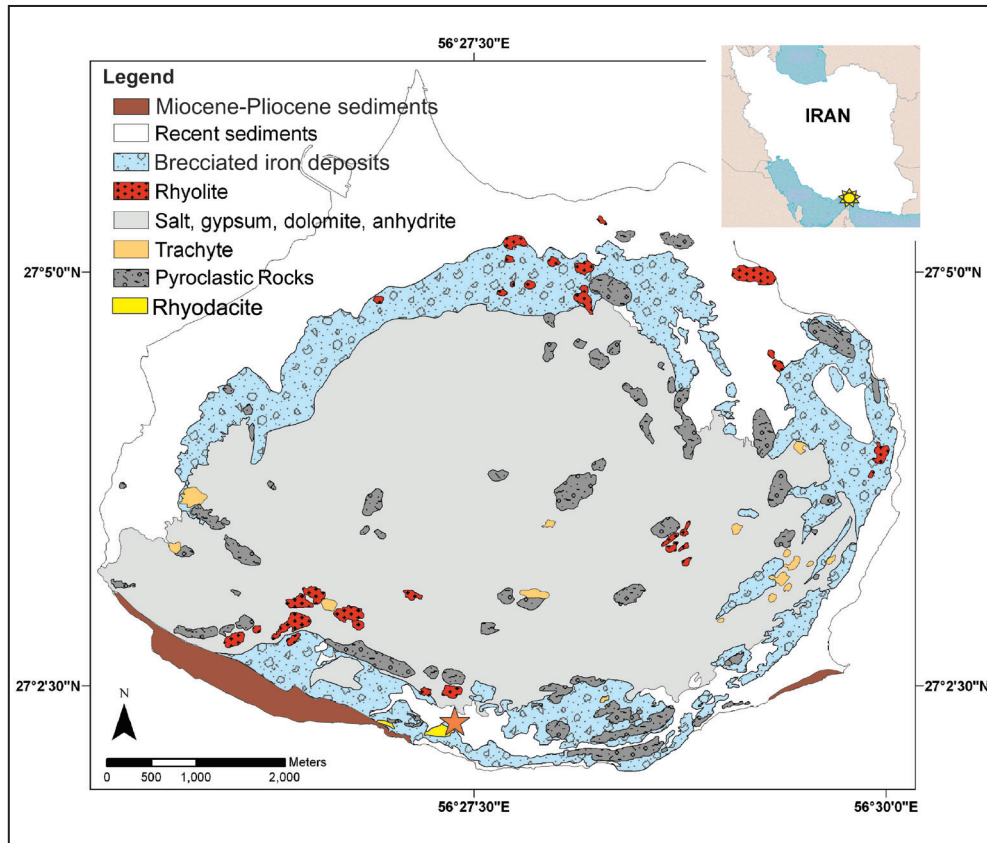
جزیره هرمز در دهانه تنگه هرمز و در مدخل ورودی خلیج فارس قرار دارد. جزیره در قسمت میانی از واحد تبخیری-کربناتی شامل سنگ نمک با میان‌لایه‌های نازکی از دولومیت، انیدریت، ژیس، مارن، سنگ آهک، توف و قطعاتی از اکسیدها و سولفورهای آهن و مس تشکیل شده است. با فاصله گرفتن از مرکز جزیره، ماسه‌سنگ‌های قرمز، شیل‌های سیاه و بنفش (به ضخامت چند سانتی‌متر تا یک متر)، سنگ‌آهک‌های بدبوی سیاه‌رنگ و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای (به ضخامت چند سانتی‌متر تا ۳ متر)، توف‌های لایه‌ای (به ضخامت چند سانتی‌متر تا یک متر) و لایه‌های اکسید آهنی به بخش مرکزی اضافه و بر ضخامت لایه‌های دولومیتی (ضخامت ۰/۱ تا ۲۰ متر) افزوده می‌شود. سنگ‌های آذرین ریولیتی و تراکیتی و سنگ‌های آذرآواری توف تا اینگیمریت (به مساحت ۰/۰۱۳~ تا ۰/۲۵ km²) رخنمون‌های شاخصی هستند که از فاصله ۲ کیلومتری مرکز جزیره از درون واحد تبخیری-کربناتی بیرون زده‌اند. کنتاکت این آنکلاوهای بزرگ (که به صورت پراکنده و منفرد مشاهده می‌شوند) مشخص نیست و به نظر می‌رسد توسط نمک در بر گرفته شده و به سطح زمین رسیده‌اند. در بخش خارجی نمک حلقه‌ای از برش آهن‌دار (با ضخامت ۱۸ تا ۱۱۷ متر) مشاهده می‌شود. در جنوب جزیره سنگ‌های رسوبی (با ضخامتی در حدود چندین متر تا ۲ کیلومتر و شامل ماسه‌سنگ، مارن، کنگلومرا و ماسه‌سنگ آهکی) بر روی بخش‌های نمکی قرار گرفته‌اند. رسوبات پرمین در این جزیره مشاهده نمی‌شود اما رسوبات کم‌عمق و ساحلی میوسن تا پلیوسن (شامل مارن و ماسه‌سنگ آهکی) بر روی کنگلومرای قاعده‌ای قرار گرفته و به طور قوسی تشکیلات برش آهن‌دار جزیره را احاطه کرده است. در خارجی‌ترین بخش جزیره رسوبات کواترنری و زمان حاضر نهشته شده‌اند. موقعیت واحدهای سنگ‌شناسی مذکور در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ جزیره هرمز (فرامرزی، ۱۳۹۴) نشان داده شده است (شکل ۱).

۳- روش انجام پژوهش

طی این مطالعه تعداد ۲۳ مقطع نازک میکروسکوپی از سنگ‌های تبخیری، کربناتی و توف‌های ریولیتی جزیره هرمز تهیه شد. لازم به ذکر است به دلیل وجود نمک در اغلب نمونه‌ها جهت شستشو در حین تهیه مقاطع به جای آب از الکل استفاده شده است. به منظور مطالعه میکروسکوپی سیالات درگیر موجود در بلورهای هالیت و دولومیت ۳

(Scanning Electron Microscope) بر روی کانی‌های مختلف در دو مرحله مجزا انجام شد. مرحله اول در دپارتمان علوم زمین و فضا در دانشگاه کالیفرنیا، لوس آنجلس (UCLA) توسط میکروسکوپ الکترونی مدل Leo 1430 VP و مرحله بعد در دانشگاه Martin Luther آلمان با دستگاه SEM-Mapping نوع JEOL JSM 6300 زوج شده با دکتور EDX از نوع XFlash 5010 Bruker. داده‌های حاصل از این آنالیز با نرم‌افزار Quantax 200 پردازش شدند. شتاب و ولتاژ طی این آنالیز 20 keV و فاصله آن ۲۵ میلی‌متر است و با استفاده از نتایج آن ترکیب شیمیایی و نوع کانی‌ها در کل مقطع میکروسکوپی مشخص شد.

مقطع دو رو صیقلی تهیه شد. این مقاطع با ضخامت ۱۲۰ تا ۱۵۰ میکرون و با استفاده از تکنیک چسب سرد مورد آماده سازی قرار گرفتند. این مطالعات به وسیله میکروسکوپ Ziess با عدسی‌های شیئی X ۵۰ و منشورهای جانبی با قدرت بزرگنمایی ۱۰۰۰ و ۱۴۰۰ برابر در دانشگاه خوارزمی تهران صورت گرفت. ترکیب شیمیایی ۶ نمونه از نهشته‌های تبخیری و ۲ بلور درشت از دولومیت‌های سیاه توسط طیفسنجی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS: Inductively coupled plasma- mass spectrometry) به روش Lithium metaborate/tetraborate fusion (با انحلال ۰/۲ گرم پودر نمونه در اسید نیتریک) در آزمایشگاه ACME کانادا صورت گرفت. آنالیز SEM



شکل ۱- موقعیت سنگ‌های مختلف در نقشه زمین‌شناسی ساده شده از جزیره هرمز (فرامرزی، ۱۳۹۴).

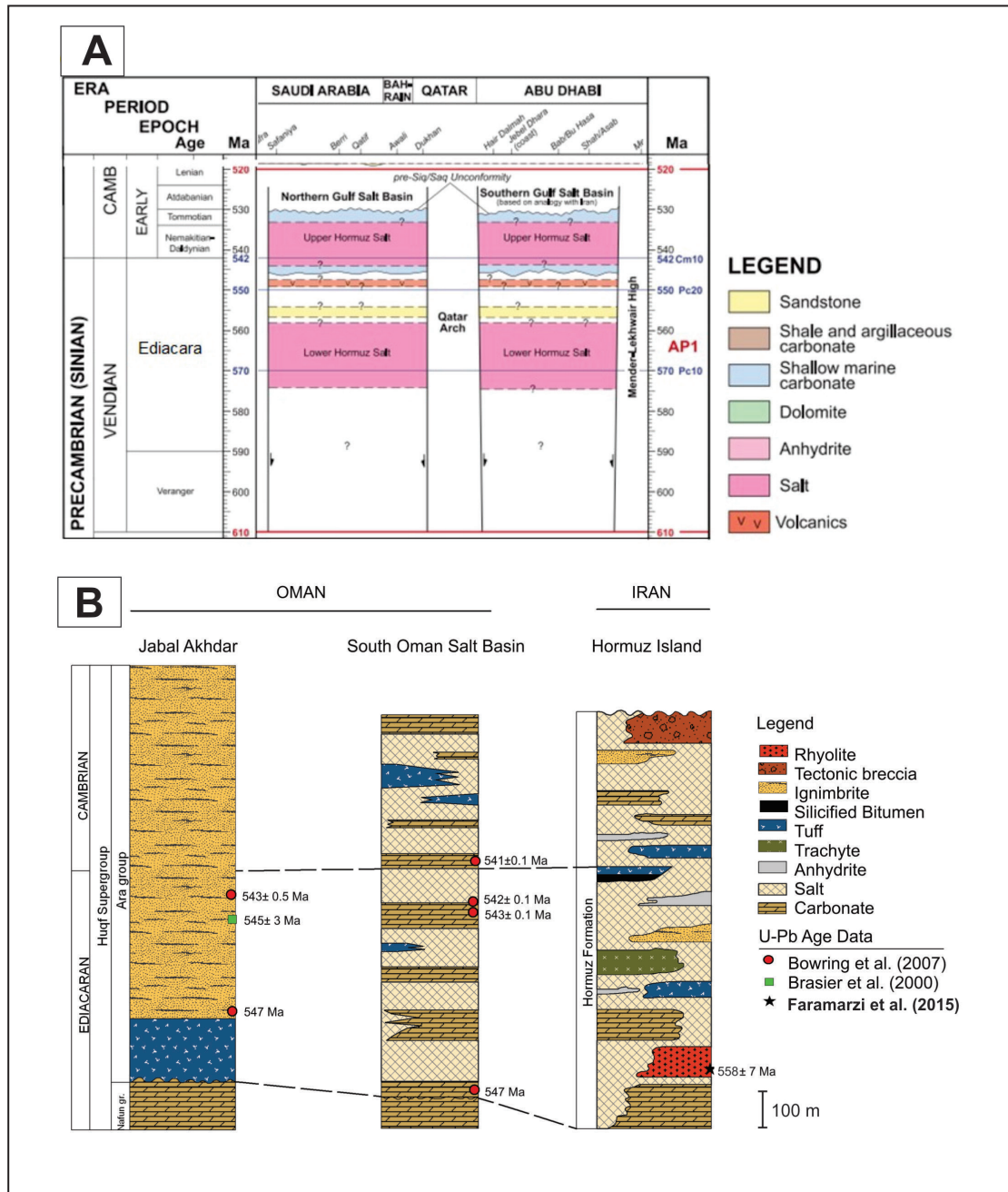
۴- زمان چینه‌ای

تبخیری جهان نمک‌های کلراید پتاسیم شامل سیلیت و کارنالیت بوده است. این نتایج با مطالعات کامل‌تر (Babel and Schreiber (2014) که بر روی انواع نهشته‌های تبخیری- دریایی جهان صورت گرفته نیز تأیید شده است. تفاوت موجود در حجم، ضخامت لایه‌ها، حضور یا نبود لایه‌های رنگارنگ، چین‌خوردگی و رابطه دو واحد تبخیری با سنگ‌های آذرین می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل تبخیری‌های جزیره هرمز با دو تاریخچه متفاوت باشد. وجود دو توالی نمکی مجزا در سازند هرمز زاگرس قبلاً توسط (Talbot and Alavi (1996) و همچنین Bahroudi and Talbot (2003) مطرح شده است. همچنین (Ghazban and Al-Aasm (2010) به وجود بیش از یک سیکل رسوبی- تبخیری در جزیره هرمز اشاره کرده و آن را نشانه‌ای از شرایط نسبتاً پایدار و خشک در حین رسوبگذاری دانسته‌اند. نتایج حفاری‌های عمیق ارائه‌کننده الگوی دقیقی هستند زیرا نهشته‌های عمیق کمتر تحت تأثیر آشفستگی‌های ناشی از دیاپیرسم قرار گرفته و از نظم چینه‌ای بهتری برخوردارند. بر مبنای حفاری‌های عمیق (Sharland et al., 2004؛ شکل ۲- A)، سنگ‌های معادل سازند هرمز در عربستان، بحرین، قطر و ابوظبی به دو سازند هرمز زیرین و هرمز بالایی تقسیم شده‌اند. طبق این مشاهدات سن سازند هرمز زیرین حدود ۵۵۷-۵۷۴ Ma و سن سازند هرمز بالایی حدود ۵۳۴-۵۴۴ Ma در نظر

Lees (1927) برای نخستین بار به وجود تریلوبیت‌های کامبرین میانی در توالی سنگ آهک، دولومیت و شیل‌های جزیره قشم اشاره کرد که توسط یک گنبد نمکی به سطح زمین آورده شده بود. سپس تریلوبیت‌هایی با سن کامبرین میانی در گنبد‌های نمکی دیگر یافت شد و (Harrison (1930، سن بخشی از نمک را کامبرین میانی در نظر گرفت. مطیعی (۱۳۷۲) سن سازند هرمز را از کامبرین زیرین تا کامبرین بالایی می‌داند. (Hamdi et al. (1989 در واحد H3 (تقسیم بندی احمدزاده هروی و همکاران، ۱۳۶۴) جلبک‌هایی را یافتند که باعث شد این واحد را به کامبرین پسین تا اردوئین پیشین نسبت دهند. نتایج حاصل از شواهد صحرایی این مطالعه حاکی از آن است که بخش اعظم واحد تبخیری جزیره هرمز به صورت کوه‌های مرتفع و چین‌خورده با لایه بندی‌های رنگارنگ و ضخامت زیاد رخ نموده است. حجم اعظم این رسوبات از کلرایدسیدیم (هالیت) و سولفات کلسیم (انیدریت یا زیرین) تشکیل شده است. به عقیده (Evans (2007 در حدود ۸۰۰ میلیون سال پیش (Cryogenian) ۳۵۰۰۰۰ کیلومتر مکعب تبخیری‌هایی عمدتاً از سولفات کلسیم ته‌نشست یافته در حالی که در محدوده زمانی ادیاکارن پایانی تا کامبرین آغازین ۱/۵ میلیون کیلومتر مکعب مخلوطی از تبخیری‌های سولفات کلسیم و کلراید سدید تشکیل شده است همچنین کامبرین تا اواسط پرمین، کانی‌های غالب نهشته‌های

سنگ‌های معادل سازند هرمز در عمان (گروه Ara) نشان‌دهنده شش سیکل رسوبی کربناتی-تبخیری (شامل انیدریت، هالیت و نمک‌های پتاس‌دار) است که لایه‌هایی از خاکستر آتشفشانی در بین آن‌ها مشاهده می‌شود (Amthor et al., 2003). شکل ۲- B تشابه ستون چینه‌شناسی سازند هرمز در جزیره هرمز (Faramarzi et al., 2015) و ستون چینه‌شناسی سنگ‌های معادل آن در عمان (Amthor et al., 2003) را نشان می‌دهد.

گرفته شده است. این دو بخش از سازند هرمز با یک وقفه رسوبگذاری (شاید از ۵۵۷ تا ۵۴۲ Ma) مشخص می‌شود. طی این حفاری‌ها، ولکانیت‌هایی به سن تقریبی ۵۵۰ Ma در بین دو سازند هرمز زیرین و بالایی گزارش شده‌اند. شایان ذکر است که سن ولکانیسم ریولیتی جزیره هرمز (Ma 558 ± 7)؛ فرامرزی، ۱۳۹۴ و (Faramarzi et al., 2017) با سن ولکانیسم ریولیتی رخ داده در وقفه بین رسوبگذاری دو مجموعه تبخیری در عربستان سعودی، بحرین و ابوظبی همخوانی دارد. همچنین



شکل ۲- A) سکانس زمان چینه‌های ورقه عربی (Sharland et al., 2004)؛ B) ستون سازند هرمز در جزیره هرمز (Faramarzi et al., 2015) در مقایسه با ستون چینه‌شناسی سنگ‌های معادل آن در عمان (Amthor et al., 2003).

۵-۱. واحد تبخیری

این واحد که از امتدادی با روند قوسی تبعیت می‌کند اغلب ارتفاعات مرکز جزیره را به خود اختصاص داده است. انحلال زیاد بخش‌های نمکی و متعاقب آن ایجاد حفرات بزرگ و غارهای عمیق، مورفولوژی منطقه را منحصر به فرد ساخته است. قاعده واحد تبخیری در جزیره هرمز معلوم نیست. همچنین به دلیل شکل‌پذیری نمک و چین‌خوردگی‌های رخ داده، تعیین ضخامت دقیق آن دشوار است. با این وجود ضخامت واحد تبخیری طی

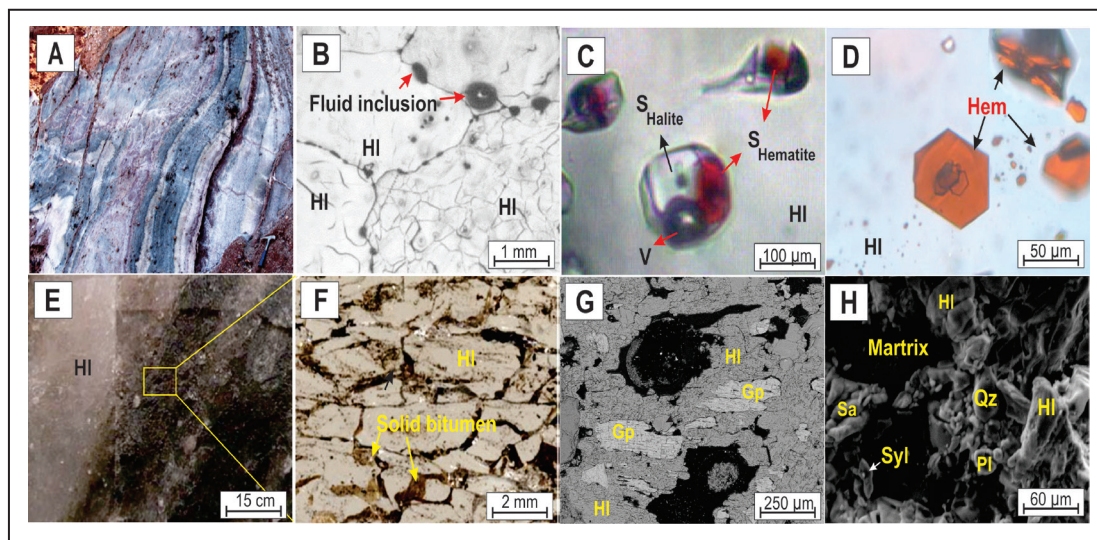
۵- پتروگرافی و ژئوشیمی

در این مقاله سعی شده تا علاوه بر بهره‌گیری از روش‌های متداول پتروگرافی، به کمک روش‌های تشخیص کانی بر اساس ترکیب شیمیایی (SEM و ICP-MS) بررسی نحوه پراکندگی عناصر (SEM-Mapping) و همچنین مطالعه فازهای جامد تشکیل‌دهنده سیلان در گور کانی‌ها و سنگ‌های بخش تبخیری-کربناتی جزیره هرمز به نتایج کامل‌تری دست یافت.

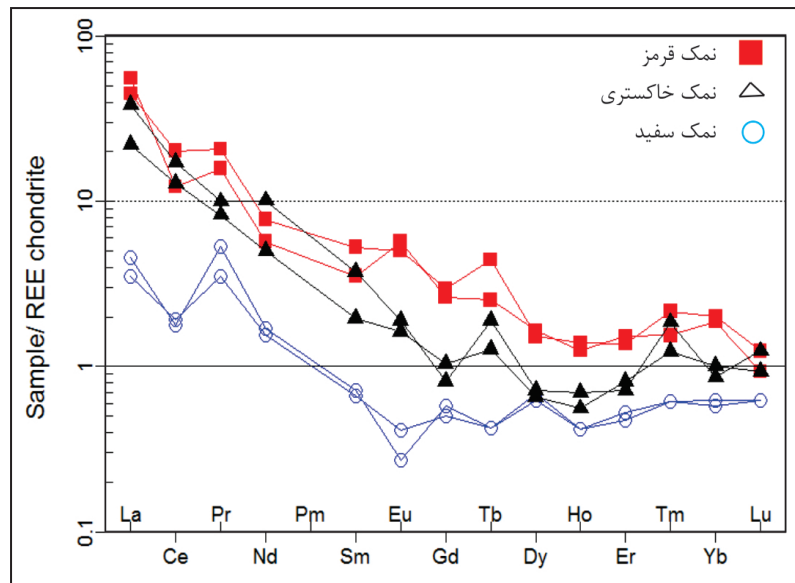
جهان در دسترس نبوده و نتایج ژئوشیمی این سنگ‌ها تنها به منظور مقایسه انواع نمک‌ها به کار رفته است. نتایج آنالیز ICP-MS حاکی از آن است که در حدود ۸۵٪ نمک‌های سفید، ۸۰٪ نمک‌های خاکستری و ۷۶٪ نمک‌های قرمز جزیره هرمز از NaCl تشکیل شده است؛ بنابراین حالت کانی اصلی تشکیل دهنده هر سه نوع نمک است. در این مطالعه حداکثر ناخالصی موجود در نمک‌های متبلور جزیره هرمز در حدود ۲۴٪ اندازه‌گیری شده اما به عقیده (Bruthans et al. (2010) در برخی نقاط این ناخالصی به ۴۰٪ نیز می‌رسد. رنگ قرمز نمک‌ها به دلیل بالا بودن مقادیر اکسید آهن است. نمک‌های خاکستری نسبت به نمک‌های سفید و قرمز، حاوی مقادیر بالاتری از MgO، CaO، MnO و L.O.I. هستند. بالا بودن مقادیر CaO و MgO می‌تواند به دلیل وجود دولومیت‌های خاکستری رنگ و انیدریت بیشتر در این نمک‌ها باشد. بالا بودن مقادیر L.O.I. در نمک‌های خاکستری احتمالاً به دلیل وجود ناخالصی‌هایی مملو از مواد فرار مانند مواد آلی، پیتومن، دولومیت و ژپس در این نمک‌ها است. حضور این ناخالصی‌ها نه تنها به افزایش مقدار L.O.I. نمک‌های خاکستری، بلکه به تیره‌تر شدن رنگ آنها نیز انجامیده است. شکل ۴ نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب حاکی نمک‌های جزیره را نشان می‌دهد که نسبت به کندریت (Boynton (1984) نرمالیز شده است. نمودارهای عنکبوتی حاصل حاکی از غنی‌شدگی REE نمک‌های قرمز و خاکستری نسبت به نمک‌های سفید است. این تفاوت در حدی است که نمک‌های سفید از عناصر MREE تا HREE نسبت به کندریت تهی‌شدگی نشان می‌دهند اما نمک‌های دیگر معمولاً در تمام عناصر نسبت به کندریت غنی شده‌اند. در کل هر سه نوع نمک از عناصر LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند و الگوی رفتار این نمونه‌ها دارای یک روند کاهشی با شیب نسبتاً زیاد از LREE به سمت HREE است. آنومالی‌هاست. عناصر Eu، Gd، Tb و Dy در نمک‌های خاکستری و قرمز مشابه است؛ اما این عناصر رفتار متفاوتی را در نمک‌های سفید نشان داده‌اند که می‌تواند به دلیل آمیزه‌های اضافه شده به نمک‌های رنگی جزیره باشد.

مطالعات صحرایی در حدود ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر (در مناطق مختلف جزیره) اندازه‌گیری شده است (فرامرزی، ۱۳۹۴). بر اساس نوع و میزان ناخالصی می‌توان واحد تبخیری جزیره هرمز را به دو بخش یکپارچه (با حداقل ناخالصی) و بخش حاوی ناخالصی‌های فراوان (شامل میان لایه و آنکلاو) تقسیم نمود:

بخش یکپارچه: این بخش به صورت توده‌های عظیم نمکی حجم عمده واحد تبخیری را تشکیل می‌دهد (شکل ۳- A). به طور میانگین در نمونه دستی حدود ۸۰٪ آن از حالت تشکیل شده است. اندازه بلورهای حالت از چند میلی‌متر تا ۳ سانتی‌متر تغییر می‌کند. در مقاطع میکروسکوپی معمولاً زنجیره‌ای از سیالات درگیر به صورت دوایر تیره در مرز بلورهای حالت مشاهده می‌شود (شکل ۳- B). بخش یکپارچه معمولاً به تبعیت از رنگ حالت به صورت بی‌رنگ تا سفید است که از آن به عنوان نمک‌های سفید رنگ یاد خواهد شد. با این وجود گاه حضور اندکی ناخالصی به صورت سیالات درگیر یا کانی سبب شده تا نمک‌های بخش یکپارچه به رنگ‌های مختلف تظاهر یابند. بعنوان مثال حضور سیالات درگیر حاوی فاز جامد هماتیت (شکل ۳- C) و یا حضور بلورهای خودشکل هماتیت (شکل ۳- D) درون حالت به ایجاد نمک‌های قرمز انجامیده است. همچنین حضور اداخل‌هایی از مواد آلی و پیتومن (شکل‌های ۳- E و F) و تبلور انیدریت‌های تیره یا ژپس و دولومیت (شکل ۳- G) در بین بلورهای حالت رنگ بخش یکپارچه را به خاکستری تغییر داده است. علاوه بر کانی‌های مذکور گاهی سیلیت و بقایایی از کانی‌های سیلیکاتی مانند کوارتز، سانیدین و پلاژیوکلاز در بین بلورهای حالت بخش یکپارچه قابل مشاهده است (شکل ۳- F). شش نمونه از نمک‌های سفید، خاکستری و قرمز به روش ICP-MS مورد آزمایش قرار گرفت (جدول ۱). لازم به ذکر است که تاکنون ترکیب شیمیایی نمک‌های پرکامبرین- کامبرین جهان تنها بر مبنای کانی‌های تشکیل‌دهنده و آنالیز ژئوشیمیایی سیالات درگیر درون حالت بررسی شده است (Holland, 2005; Babel and Schreiber, 2014). به همین دلیل الگویی جهت مقایسه نتایج آنالیز سنگ‌کل نمک‌های جزیره هرمز با نمک‌های پرکامبرین- کامبرین



شکل ۳- A) نمایی از تبخیری‌های بخش یکپارچه؛ B) تصویر میکروسکوپی بلورهای سفید حالت نشان دهنده فراوانی سیالات درگیر مرز بین بلورها در نور XPL (Cross Polarised Light)؛ C) سیالات درگیر درون بلورهای حالت نمک‌های قرمز رنگ. این سیالات حاوی دو فاز جامد هماتیت و حالت هستند؛ D) حضور بلورهای خودشکل هماتیت درون حالت نمک‌های قرمز رنگ؛ E) بخش خاکستری نمک‌های یکپارچه در نمونه دستی؛ F) تصویر میکروسکوپی نمک‌های خاکستری که نشان‌دهنده حضور اداخل‌های پیتومن در بین بلورهای سفید حالت است (نور XPL)؛ G) تصویر BSE (Back Scatterd Electron) بلورهای ژپس یا انیدریت در زمینه‌ای از حالت؛ H) تصویر BSE از یک بلور سیلیت که در زمینه‌ای از حالت قرار دارد. در این تصویر کانی‌های سیلیکاتی کوارتز، سانیدین و پلاژیوکلاز نیز حضور دارند. علائم اختصاری کانی‌ها در تمام اشکال مطابق با علائم اختصاری ارائه شده توسط (Whitney and Evans (2010) است.



شکل ۴- نمودار عنکبوتی عناصر کیمیا ب خاکی نمک‌های سفید، خاکستری و قرمز جزیره هرمز (نرمالیز شده نسبت به کندریت؛ Boynton, 1984).

جدول ۱- نتایج آنالیز ICP-MS نمک‌های سفید (WS: White Salts)، نمک‌های قرمز (RS: Red Salts) و نمک‌های خاکستری (GS: Gray Salts). اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی، عناصر و یون کلر بر حسب ppm هستند.

نمونه	WS-1	WS-2	RS-1	RS-2	GS-1	GS-2
SiO ₂	۰/۱۷	۰/۵۴	۲/۱۲	۲/۵۳	۱/۰۲	۱/۴۹
Al ₂ O ₃	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۷۳	۰/۴۶	۰/۶۳	۰/۵۶
Fe ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۴۳	۷/۱۲	۶/۲۹	۲/۰۷	۲/۰۹
MnO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۵۲	۰/۶۱
MgO	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۴۶	۰/۷۴	۱/۲۹	۱/۱۲
CaO	۲/۰۳	۱/۲۳	۲/۹۸	۳/۱۴	۳/۵۱	۳/۴۳
Na ₂ O	۴۲/۲	۴۱/۰	۳۳/۰	۳۳/۷	۳۵/۱	۳۴/۵
K ₂ O	۳/۰۱۷	۰/۹۸	۱/۰۳	۰/۵۴	۰/۲۸	۰/۰۵
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۵
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳
Cl ⁻	۴۶۹۲۳۸	۴۹۰۱۴۵	۴۳۲۶۸۵	۴۴۰۰۲۹	۴۴۰۱۲۲	۴۳۷۲۲۵
L.O.I.	۴/۲۳	۶/۱۲	۸/۰۲	۸/۰۴	۱۱/۵	۱۲/۳
Total	۹۸/۷۴	۹۹/۵۹	۹۸/۹۱	۹۹/۵۱	۹۹/۹۲	۹۹/۹۱
F	۱۹۹	۲۰۵	۳۰۲	۲۹۴	۲۱۲	۲۸۶
V	۷/۱۶	۵/۹۹	۱۷/۰	۱۳/۵	۱۷/۷	۱۸/۲
Co	۰/۳۲	۰/۹۴	۴/۷۴	۳/۹۲	۱/۶۵	۲/۱۴
Ni	۶/۱۹	۷/۹۳	۹/۲۱	۸/۱۱	۷۵/۰	۸/۲۱
Cu	۷/۸۸	۵/۴۳	۹/۹۵	۱۱/۹	۷/۳۲	۷/۷۵
Zn	۱۶/۲	۱۳/۸	۱۰/۴	۱۰/۹	۷/۳۴	۲/۶۷
Ga	۰/۹۸	۰/۷۷	۱/۹۳	۱/۶۷	۱/۱۲	۱/۵۸
Rb	۰/۱۲	۰/۵۶	۳/۰۵	۴/۹۸	۱۲/۰۳	۶/۴۲
Sr	۶۴/۳	۲۷/۹	۱۲۵	۳۱۳	۹۸/۴	۷۶/۳
Y	۰/۳۹	۰/۶۹	۳/۱۱	۳/۵۴	۱/۷۵	۲/۳۶
Zr	۷/۱۲	۴/۰۳	۱۳/۲	۱۷/۵	۱۰/۹	۱۱/۱
Nb	۱/۱۱	۰/۹۸	۱/۱۶	۱/۲۸	۱/۱۲	۱/۳۳

ادامه جدول ۱-

نمونه	WS-1	WS-2	RS-1	RS-2	GS-1	GS-2
Mo	۱/۳۴	۱/۹۵	۲/۹۹	۳/۰۶	۵/۰۲	۴/۲۴
Ag	۰/۰۱	۰/۷۵	۳/۱۴	۲/۹۶	۰/۵۵	۰/۹۶
Sn	۱/۱۲	۱/۰۱	۲/۰۶	۲/۱۸	۲/۶۳	۱/۸۹
Ba	۲۱۳	۱۹۹	۳۷۳	۴۷۲	۲۴۳۱	۵۳۷۹
La	۱/۰۹	۱/۴۱	۱۳/۹۳	۱۷/۳۴	۶/۸۳	۱۱/۸۹
Ce	۱/۵۵	۱/۴۵	۱۶/۳۵	۹/۹۵	۱۰/۳۹	۱۳/۹۵
Pr	۰/۴۳	۰/۶۵	۲/۵۳	۱/۹۳	۱/۰۱	۱/۲۲
Nd	۰/۹۳	۱/۰۲	۴/۶۷	۳/۴۲	۳/۰۱	۶/۰۷
Sm	۰/۱۳	۰/۱۴	۱/۰۳	۰/۶۹	۰/۳۸	۰/۷۳
Eu	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۱۲	۰/۱۴
Gd	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۷۷	۰/۶۸	۰/۲۷	۰/۲۱
Tb	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۹
Dy	۰/۲۲	۰/۲	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۲۱	۰/۲۳
Ho	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۵
Er	۰/۱	۰/۱۱	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۱۷	۰/۱۵
Tm	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶
Yb	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۲۱	۰/۱۸
Lu	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴
Hf	۰/۷۹	۰/۸۱	۱/۱۱	۱/۰۷	۱/۲۳	۱/۳۳
Ta	۰/۶۱	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۶۲
Th	۰/۲۲	۰/۳۱	۰/۸۲	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۸۴
U	۰/۳۵	۰/۱۲	۱/۲۳	۱/۴۱	۱/۰۹	۰/۹۸

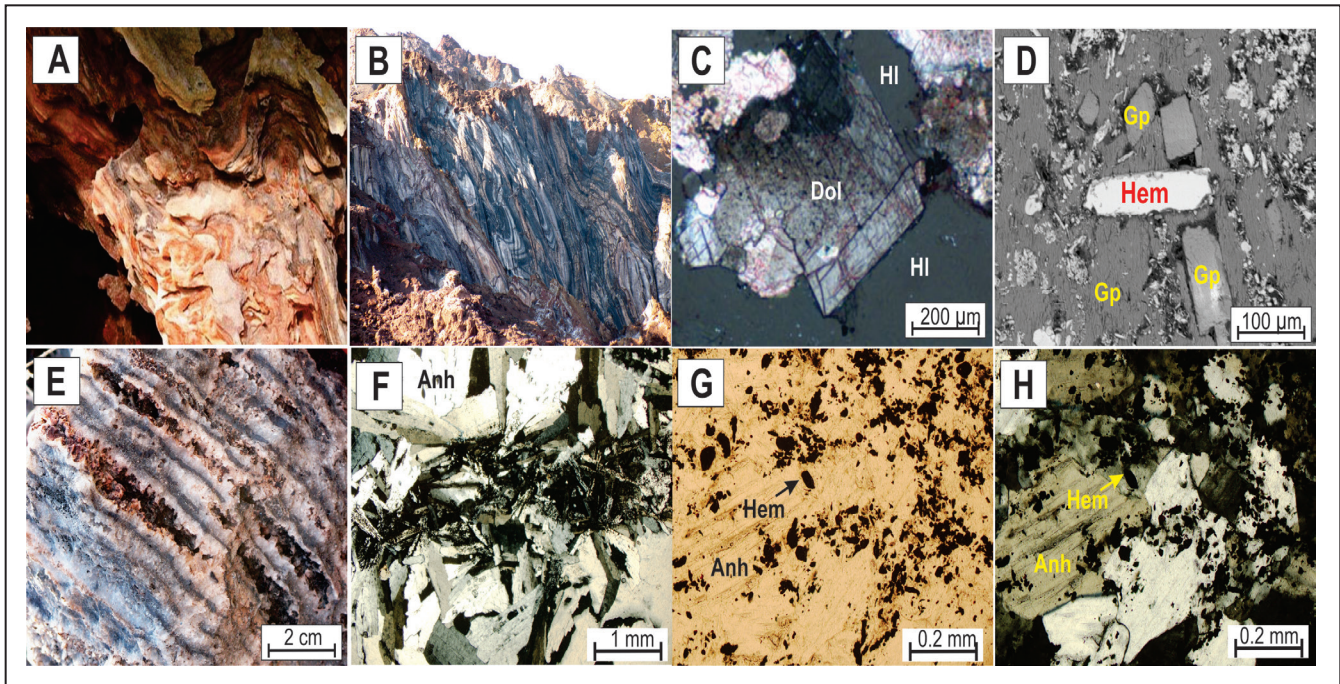
قطعاتی از سنگ‌های مختلف به صورت بین چینه‌ای نیز در واحد تبخیری یافت می‌شود که جنس بسیاری از آن‌ها با سنگ‌هایی که در جزیره مشاهده می‌شود قرابتی ندارد. گردشگی و نحوه استقرار این قطعات سنگی در درون نمک نشان دهنده منشأ آواری آن‌هاست. احتمالاً این قطعات همزمان با ته‌نشست واحد تبخیری به حوضه رسوبی راه یافته‌اند (شکل ۶- C) و می‌توانند بخشی از قطعات معلق یخچالی باشند. شایان ذکر است (Talbot and Alavi (1996) به حضور دو آنومالی مجزای نهشته‌های لایه‌ای پتاس در جزیره هرمز اشاره کرده‌اند. با این وجود طی پیجویی‌های صحرایی رخنمونی از لایه‌های سیلویت در منطقه مشاهده نشد و به نظر می‌رسد این لایه‌ها هنوز به سطح زمین نرسیده باشند. البته نمک‌های زرد رنگی در غرب جزیره دیده می‌شوند که احتمالاً حاصل انحلال و تبخیر شورآبراه‌های غنی از لیمونیت یا سیلویت هستند (شکل ۶- D).

کانی‌های تبخیری را می‌توان در فنوکریست‌ها و قطعات سنگی توف‌های جزیره نیز مشاهده کرد. توف‌های ریولیتی جزیره هرمز به شکل توده‌های سخت تا نیمه سختی هستند که اغلب ارتفاعات جزیره را تشکیل داده‌اند. این سنگ‌ها معمولاً حاوی درز و شکاف فراوانند. در برخی از شکاف‌ها کوارتزهای اتومورف و هماتیت دانه‌ریز مشاهده می‌شود. رنگ توف‌های ریولیتی سفید تا خاکستری روشن بوده و گاه به دلیل آغشتگی با اکسید آهن به صورتی تغییر یافته است. این سنگ‌ها به دلیل وجود نمک در بافتشان، شور مزه‌اند و در هنگام بارندگی به دلیل انحلال نمک به راحتی متلاشی می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها معمولاً از فنوکریست‌های کوارتز، فلدسپارهای تجزیه شده، کانی‌های فرومینزین (آمفیبول و بیوتیت) دگرسان شده و تورمالین تشکیل شده‌اند. خمیره ریزبلور این نمونه‌ها معمولاً شامل ساینیدین، پلاژیوکلاز، زیرکن، روتیل، ایلمنیت، کلریت، پیریت، دولومیت، ژپس، باریت و هماتیت است. توف‌های ریولیتی

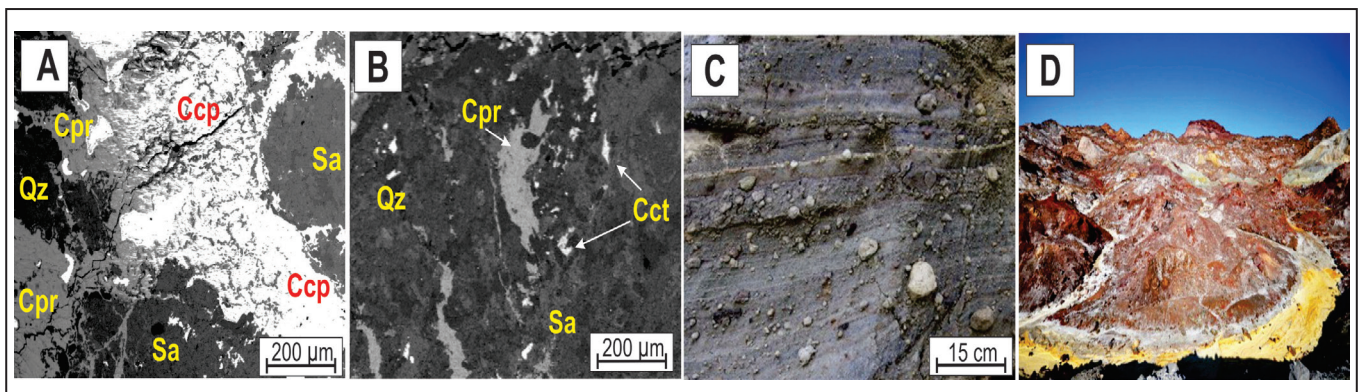
– **بخش حاوی ناخالصی‌های فراوان:** واحد تبخیری سازند هرمز کمتر به صورت یکپارچه یافت شده و حضور ناخالصی‌ها و میان لایه‌ها متنوعی باعث شده تا این واحد به شکل نوارهایی رنگارنگ مشاهده شود. ضخامت این نوارها از کمتر از یک سانتی‌متر تا چند متر متغیر بوده و به دلیل چین خوردگی حاصل از حرکات نمکی، فعالیت‌های تکتونیکی (شکل ۵- A) و همچنین انحلال (شکل ۵- B) چهره زیبایی به منطقه بخشیده‌اند. اغلب میان لایه‌هایی که در واحد تبخیری مشاهده می‌شوند از جنس دولومیت (شکل ۵- C)، انیدریت یا ژپس (شکل ۵- D)، مارن، سنگ آهک، توف‌های ریولیتی و لایه‌های آهن‌دار (شکل ۵- E) هستند. وجود چنین میان لایه‌های آهن‌داری در بین نمک‌های هرمز و تشکیل بلورهای درشت اولیژیست در بین لایه‌های ژپسی یا انیدریتی (شکل ۵- D) هر دو به فراوانی آهن در زمان ته‌نشست لایه‌های تبخیری (نمک و انیدریت) اشاره دارد. نحوه تبلور انیدریت در برخی نمونه‌ها به وضوح همزمانی تبلور با نوارهای هماتیته را نشان می‌دهد (شکل‌های ۵- H تا F). لازم به ذکر است تغییرات ایزوتوپی گوگرد نمونه‌های انیدریتی جزیره هرمز (% ۲۸/۷ و % ۲۳/۴ برگرفته از Houghton (1980) و Ghazban and Al-Aasm (2010) % ۲۱ تا % ۳۳ برگرفته از Houghton (1980) با تغییرات ایزوتوپی گوگرد دریاهای زمان ادیاکارن کاملاً منطبق است. میان لایه‌های مذکور گاه به دلیل حرکات نمکی تکه‌تکه شده و به صورت آنکلاو توسط نمک دربرگرفته شده‌اند. علاوه بر آنکلاوهای ذکر شده؛ آنکلاوهای از اکسیدها و سولفورهای آهن و مس نیز در واحد تبخیری هرمز مشاهده می‌شود که مشابه آن در نقاط دیگر جزیره وجود ندارد. نتایج حاصل از آنالیز SEM این نمونه‌ها نشان دهنده حضور کالکوپیریت (CuFeS₂)، کوپریت (Cu₂O)، کالکوسیت (CuS₂)، کوارتز و فلدسپات پتاسیم در این آنکلاوهای معدنی است (جدول ۲؛ شکل‌های ۶- A و B). لازم به ذکر است به ندرت

شده‌اند. همچنین توف‌های جزیره هرمز حاوی قطعات مختلف تبخیری و کربناتی هستند. از قطعات تبخیری می‌توان به مجموعه‌ای از کانی‌های هالیت، باریت و ژپس یا انیدریت (شکل ۷- D) اشاره کرد. کلسیت و دولومیت (شکل ۷- E) از قطعات کربناتی موجود در این توف‌ها است.

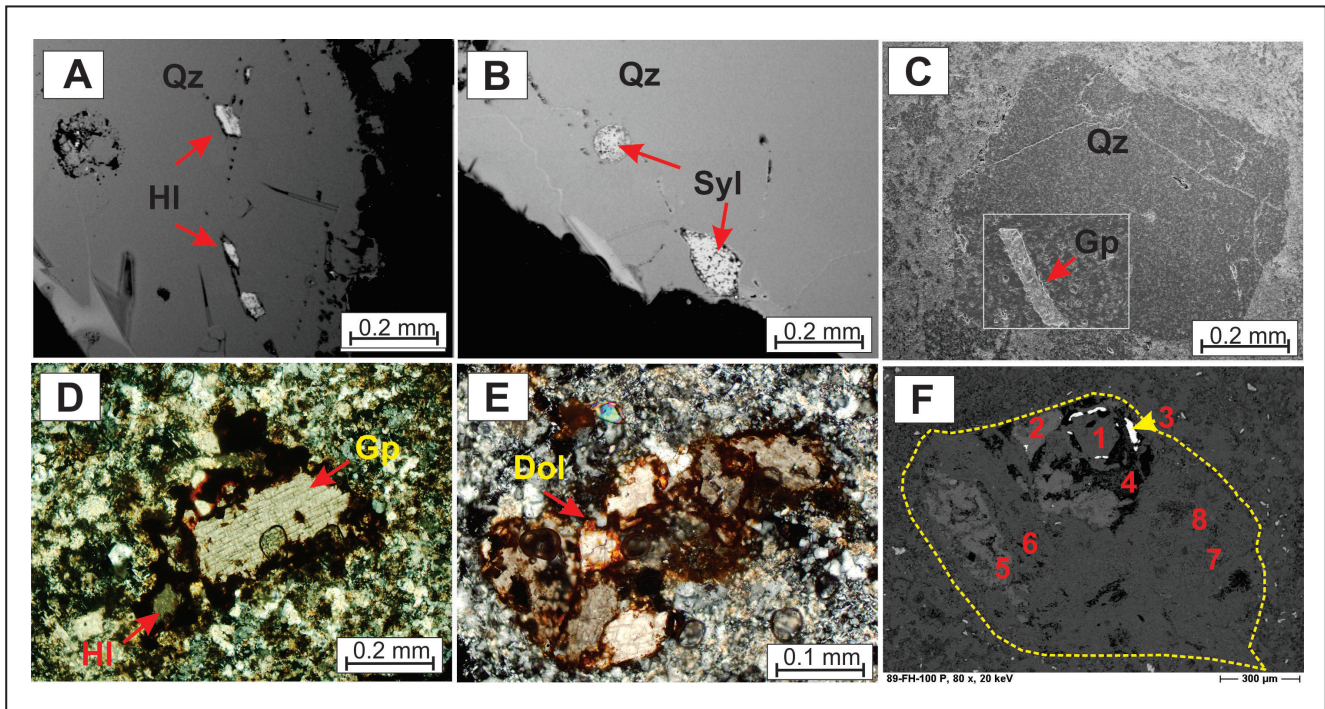
جزیره هرمز در حدود ۵۰٪ از فنوکریست‌ها و قطعات خردشده کانی، در حدود ۲۰٪ از قطعات لیتیک و در حدود ۳۰٪ از بلورهای ریز و شیشه تشکیل شده است. در برخی موارد هالیت (شکل ۷- A)، سیلویت (شکل ۷- B) و ژپس یا انیدریت (شکل ۷- C) در حاشیه خلیجی یا حفرات بلورهای کوارتز توف‌های ریولیتی متبلور



شکل ۵- A) چین خوردگی حاصل از حرکات نمکی یا فعالیت‌های تکنونیک در تبخیری‌های جزیره هرمز؛ B) ایجاد ساخت‌های زیبا به دلیل انحلال لایه‌های حاوی ناخالصی نمک؛ C) تصویر میکروسکوپی میان لایه‌هایی از دولومیت در واحد نمکی-ژپسی (XPL؛ D) تصویر BSE میان لایه ژپس یا انیدریت حاوی یک بلور درشت هماتیت (اولیژست)؛ E) وجود میان لایه‌های نازکی از کانی‌های آهن‌دار در نمک‌ها؛ F) تصویر میکروسکوپی از تشکیل ساخت شکافه پرکن و رگه‌های غنی از آهن در پی عبور سیالات غنی از آهن در XPL؛ G) تصویر میکروسکوپی پراکنده‌گی پولک‌های اولیژست در زمینه‌ای از انیدریت در PPL و H) در XPL.



شکل ۶- A) تصویر BSE قطعاتی از توف‌های ریولیتی دگرسان شده که در آن بلورهای کوارتز، سانیدین، کوپریت (Cpr) و کالکوپریت (Ccp) مشاهده می‌شود؛ B) تصویر BSE قطعاتی از توف‌های دگرسان شده حاوی بلورهای کوارتز، سانیدین، کوپریت (Cpr) و کالکوسیت (Cct). نتایج مربوط به آنالیز SEM کانی‌های مذکور در جدول ۲ ارائه شده است؛ C) قطعاتی از سنگ‌های گرد شده آواری و بیگانه در بین لایه‌های نمک؛ D) شورآبراهه‌های زرد رنگ در غرب جزیره که امکان حضور سیلویت و اکسید آهن در آنها وجود دارد.



شکل ۷- (A-C) تصویر BSE از پر شدن حفرات کوارتز توف‌های ریولیتی توسط هالیت؛ (B) تصویر BSE از ادخال‌های سیلوت در کوارتز توف‌های ریولیتی؛ (C) تصویر BSE ادخال ژئیس در کوارتز توف‌های ریولیتی؛ (D) تصویر میکروسکوپی قطعات تبخیری در توف‌های ریولیتی در (XPL)؛ (E) تصویر میکروسکوپی قطعات دولومیتی توف‌های ریولیتی در (XPL)؛ (F) تصویر BSE از قطعات تبخیری- کربناتی در توف ریولیتی FH_100P (جدول ۳).

جدول ۲- نتایج آنالیز SEM آنکلاوهای حاوی کالکوپیریت (CuFeS_2)، کوپریت (Cu_2O) و کالکوسیت (CuS_2) در نمونه تبخیری FH_108.

Analysis point	Mineral	O	Al	Si	S	Ca	Fe	Cu	Pb	Ag
FH_108_2_1	Chalcopyrite	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۴/۷۴	۰/۰۰	۳۱/۳۱	۳۳/۹۶	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_108_6_1	Chalcopyrite	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۸/۰۳	۰/۰۰	۱۲/۴۸	۵۷/۵۵	۰/۰۰	۱/۹۴
FH_108_6_2	Chalcopyrite	۳/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۱/۵۵	۰/۰۰	۳۰/۰۲	۳۵/۳۶	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_108_6_3	Chalcopyrite	۳/۰۴	۰/۵۰	۴/۹۳	۳۳/۹۹	۰/۲۹	۳۷/۶۶	۱۹/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_108_6_6	Cuprite	۳۳/۷۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۶۵/۹۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_108_4_1	Cuprite	۲۴/۶۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۷۴/۸۹	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_108_4_5	chalcocite	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۵	۲۱/۴۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۷۸/۲۳	۰/۰۰	۰/۰۰

آهن، منیزیم و منگنز در این واحد باعث شده تا لایه‌های آن به رنگ‌های مختلف دیده شوند (شکل ۹- A). به دلیل پراکندگی واحد کربناتی در برش آهن‌دار امکان تفکیک این دو واحد در نقشه ۱:۲۵۰۰۰ جزیره هرمز میسر نشد اما به نظر می‌رسد واحد کربناتی بر روی برش آهن‌دار قرار دارد. این واحد به دلیل متصاعد شدن گاز H_2S بدبو است. به عقیده Hamdi et al. (1989) این بوی نامطبوع به دلیل جلبک‌های (کالنتا و اسپریزینا) فراوان یا چیزی شبیه ساپروپل کالک است که در آن‌ها وجود دارد. سن واحد کربناتی به دلیل پیدا شدن فسیل تریلوبیت نوع ردلشیا (Harrison, 1930)، ابتدا به کامبرین میانی و سپس به دلیل پیدا شدن جلبک‌های فراوان (Hamdi et al., 1989) به کامبرین پسین تا اردووسین پیشین نسبت داده شده است. در نهایت مرتضوی (۱۳۷۰) با یافتن فسیل‌های استروماتولیت‌دار نوع *Cryptozoon-rosemontensis* Stauffer سن این واحد را کامبرین بالای- اردووسین زیرین معرفی می‌کند. شایان ذکر است طی این مطالعه هیچ فسیل تریلوبیتی در سنگ‌های کربناتی جزیره هرمز یافت نشد اما شواهدی از اینکه تشکیل واحد کربناتی قبل از فوران توف‌های ریولیتی صورت گرفته است وجود دارد. به عنوان مثال در توف‌های ریولیتی که با واحد کربناتی تماس دارند؛ می‌توان قطعاتی از دولومیت

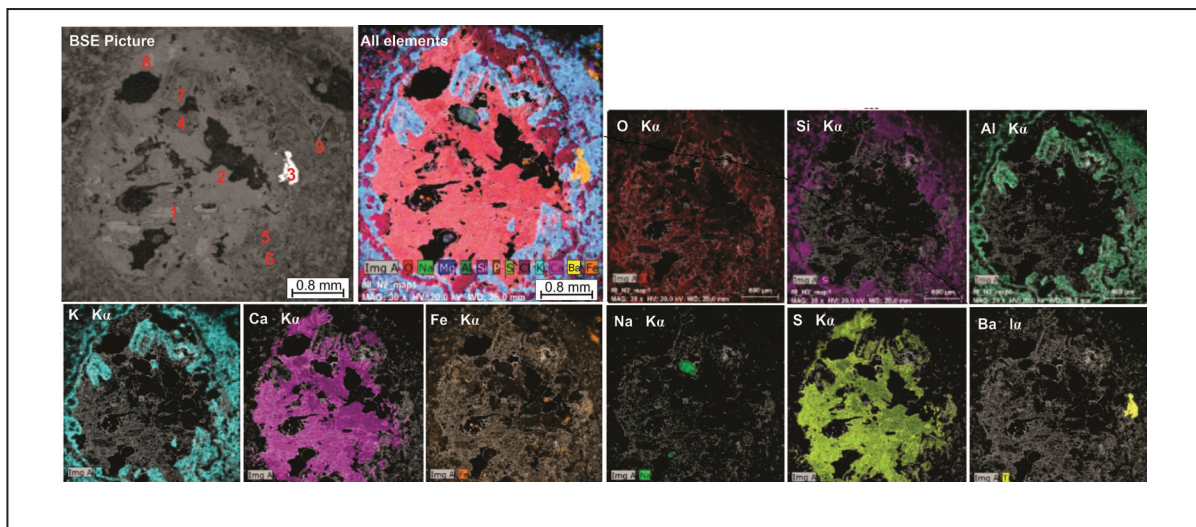
نتایج حاصل از آنالیز SEM (شکل ۷- F و جدول ۳) و SEM-Mapping (شکل ۸؛ جدول ۴) توف‌های ریولیتی تأییدکننده حضور کانی‌های مذکور در قطعات تبخیری- کربناتی آنها است. فراوانی ژئیس، انیدریت، هالیت، باریت و دیگر رسوبات تبخیری به صورت قطعات سنگی و کانی در توف‌های ریولیتی جزیره هرمز می‌تواند نشان‌دهنده همزمانی فوران توف‌ها با ته‌نشست رسوبات تبخیری در حوضه رسوبی باشد. این نظریه با مشاهده لایه‌های نازک ژئیس به صورت میان‌لایه و متناوب با توف‌های سازند هرمز قوت می‌گیرد.

۵-۲. واحد کربناتی

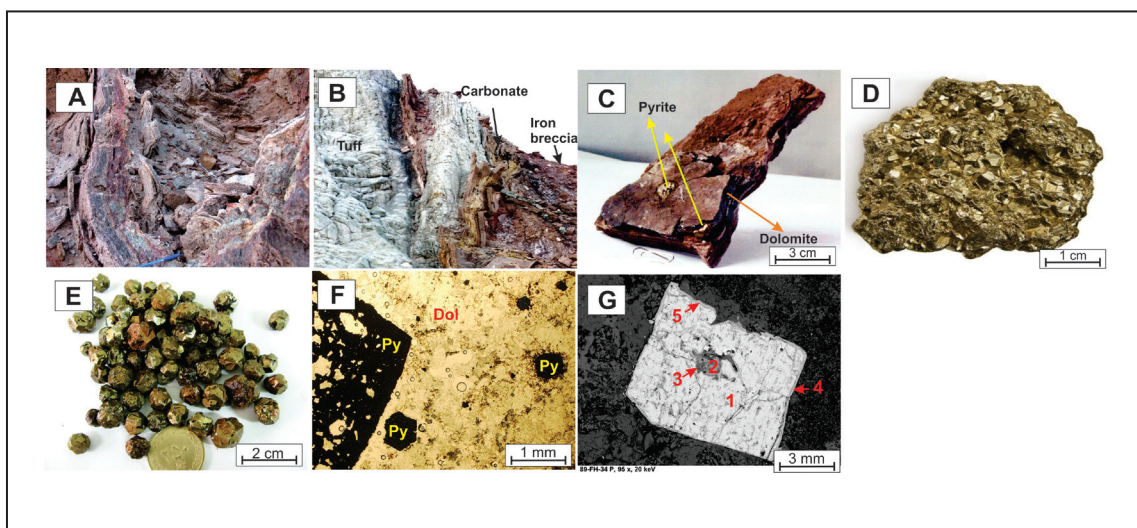
بر اساس تقسیم‌بندی احمدزاده هروی و همکاران (۱۳۶۴) واحد کربناتی به نام واحد آهک‌های سیاه رنگ جلبکی (واحد H3) شناخته شده است. سنگ‌هایی با ضخامت ۰/۵ تا ۶۰ متر از سنگ آهک، دولومیت استراماتولیتی و چرت این واحد را تشکیل می‌دهند. (Ghazban and Al-Aasm, 2010)، از واحد کربناتی با نام واحد کربناتی دیاژنتیکی نام برده‌اند که حاوی کانی‌های کلسیت، کلسیت غنی از آهن، کلسیت غنی از منیزیم و منگنز، دولومیت، آنکریت، آراگونیت و سیدریت است. وجود کربنات‌های مختلف

واحد کربناتی به پراکنده شدن بلورهای پیریت انجامیده است (شکل ۹- E). در مقاطع نازک میکروسکوپی بلورهای خودشکل پیریت توسط بلورهای ریز دولومیت دربرگرفته شده‌اند (شکل ۹- F). این مساله نشان‌دهنده تشکیل پیریت قبل از رسوب دولومیت است. نتایج حاصل از آنالیز SEM نشان می‌دهد که در ترکیب شیمیایی پیریت‌های جزیره هرمز % ۴۶/۹۹ آهن و % ۵۳/۱۰ گوگرد حضور دارد (جدول ۵) که به مقادیر استاندارد این کانی (% ۴۶/۶ درصد آهن دوظرفیتی و % ۵۳/۴ گوگرد) بسیار نزدیک است. این کانی گاهی دارای ادخال‌هایی از روتیل، کلسیت و انیدریت است که به بالا بودن مقادیر تیتانیوم، کلسیم و گوگرد در زمان تشکیل آن حکایت دارد (شکل ۹- E). پیریت پس از تشکیل به محض قرار گرفتن در هوای آزاد و یا تحت هجوم سیالات تجزیه شده و قشر خارجی آن به صورت اکسید و یا هیدرواکسید درمی‌آید. به همین دلیل همواره مقادیری اکسید آهن در سطح خارجی بسیاری از این بلورها تشکیل می‌شود. به نظر الیاسی و همکاران (۱۳۵۵)، پیریت‌های جزیره هرمز به طور ثانوی و توسط دودخان‌های آتشفشانی، تبلور یافته‌اند؛ اما به عقیده (Ghazban and Al-Aasm (2010)، این کانی به صورت دپازیتیک در عمق دی‌پایر و تحت شرایط احیا، در حضور آهن و سولفور فراوان تشکیل شده است.

را مشاهده کرد که جزئی از قطعات سنگی توف‌ها هستند (شکل ۷- E). واحد کربناتی در مجاورت توف به شدت دگرسان شده، چین‌خورده و تغییر رنگ داده است (شکل ۹- B). از کانی‌های منحصراً بفرز جزیره هرمز که در بخش کربناتی مشاهده می‌شوند می‌توان به پیریت و دولومیت‌های خودشکل اشاره کرد که در زیر به توصیف آن‌ها پرداخته می‌شود: پیریت: در واحد کربناتی واقع در شمال‌شرق جزیره هرمز بلورهای خودشکل دوازده وجهی پنج‌گوش و هشت وجهی پیریت مشاهده می‌شود. از آنجایی که بلورهای خودشکل پیریت اغلب بر روی سطح لایه بندی قرار دارند و به راحتی از بین لایه‌ها جدا می‌شوند؛ به نظر می‌رسد این بلورها نابرجا هستند و پس از تشکیل در بین لایه‌های رسوبی کربناتی ته‌نشست یافته‌اند (شکل ۹- C). همچنین در بخش‌هایی از واحد کربناتی به دلیل بالا بودن مقادیر گاز H_2S پیریت‌هایی نئوفرمه با جلای زرد و براق به صورت تجمعی رشد کرده‌اند. این پیریت‌ها منشأ آلی داشته و به پیریت‌های میکروبی معروف‌اند (شکل ۹- D؛ حبیبی، ۱۳۸۲). به نظر می‌رسد که مواد آلی طی فعالیت‌های ارگانیکی خود شرایط واکنش گوگرد آزاد شده با اکسید آهن موجود در محیط را در جهت رشد پیریت‌های میکروبی فراهم کرده‌اند. بلورهای خود شکل پیریت به رنگ طلایی تا زرد برنجی مشاهده می‌شوند. قطر آن‌ها از ۱ تا ۲۰ میلی‌متر متغیر است. دگرسانی و خرد شدن



شکل ۸- تصویر SEM-Mapping قطعات سنگی از نوع تبخیری در توف ریولیتی N-2. چگونگی توزیع عناصر O (قرمز)، Si (بنفش تیره)، Al (سبز تیره)، K (فیروزه‌ای)، Ca (بنفش روشن)، Fe (نارنجی)، Na (سبز روشن)، S (فسفری) و Ti (زرد) نشان داده شده است. در این شکل نقاط ۱، ۲ و ۸ انیدریت یا ژینس، نقطه ۳ باریت، نقاط ۵، ۷ و ۹ سربیسیت و نقطه ۶ نشان دهنده کوارتز می‌باشد. نتایج آنالیز این نقاط در جدول ۴ ارائه شده است.



شکل ۹- A) نوارهای رنگی در کربنات‌ها به دلیل وجود آهن، منیزیم و منگنز؛ B) تغییر رنگ، چین‌خوردگی و دگرسانی لایه‌های کربناتی در مجاورت توف‌های ریولیتی؛ C) بلورهای خودشکل پیریت در لایه‌های کربناتی؛ D) تشکیل پیریت‌های میکروبی در مجاورت واحد کربناتی؛ E) بلورهای دی‌دکتاندر پنتاگونال پیریت در مجاورت بلورهای دولومیتی؛ F) تصویر میکروسکوپی بلورهای پیریت در زمینه دولومیتی در PPL؛ G) تصویر BSE پیریت نمونه FH_34P. نتایج حاصل از آنالیز این نقاط در جدول ۵ ارائه شده است.

جدول ۳- ترکیب شیمیایی نقاط آنالیز شده به روش SEM قطعات کربناتی- تبخیری توف ریولیتی FH_100P (شکل ۷- F).

Analysis point	Mineral	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	S	K	Ca	Fe	Sr	Ba
FH_100P_1	دولومیت	۴۷/۲۷	۰/۰۰	۱۵/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۳/۳۸	۴/۲۷	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_100P_2	کلسیت	۴۲/۹۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۵۱/۳۴	۴/۸۹	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_100P_3	باریت	۱۲/۵۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۷/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۶۹	۶۸/۶۵
FH_100P_4	اکسید آهن	۲۰/۷۳	۱/۸۸	۰/۸۴	۰/۹۲	۸/۷۹	۳/۲۸	۰/۶۷	۰/۰۰	۱/۴۵	۶۱/۴۴	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_100P_5	کلسیت	۲/۴۷۹	۰/۰۰	۰/۴۳	۰/۰۰	۰/۷۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۵۰/۷۶	۵/۲۶	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_100P_6	سرسیت	۳۴/۷۲	۰/۰۰	۳/۴۸	۱۹/۴۷	۲۶/۲۵	۰/۱۹	۰/۰۰	۱۱/۴۴	۰/۰۰	۴/۴۵	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_100P_7	سرسیت	۳۳/۴۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۳/۶۳	۳۴/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۸/۸۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FH_100P_8	سرسیت	۳۲/۹۶	۰/۰۰	۲/۲۸	۲۰/۷۵	۲۹/۴۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۱/۵۴	۰/۰۰	۳/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰

جدول ۴- ترکیب شیمیایی نقاط آنالیز شده به روش SEM-Mapping قطعات سنگی تبخیری در توف ریولیتی N-2 (شکل ۸).

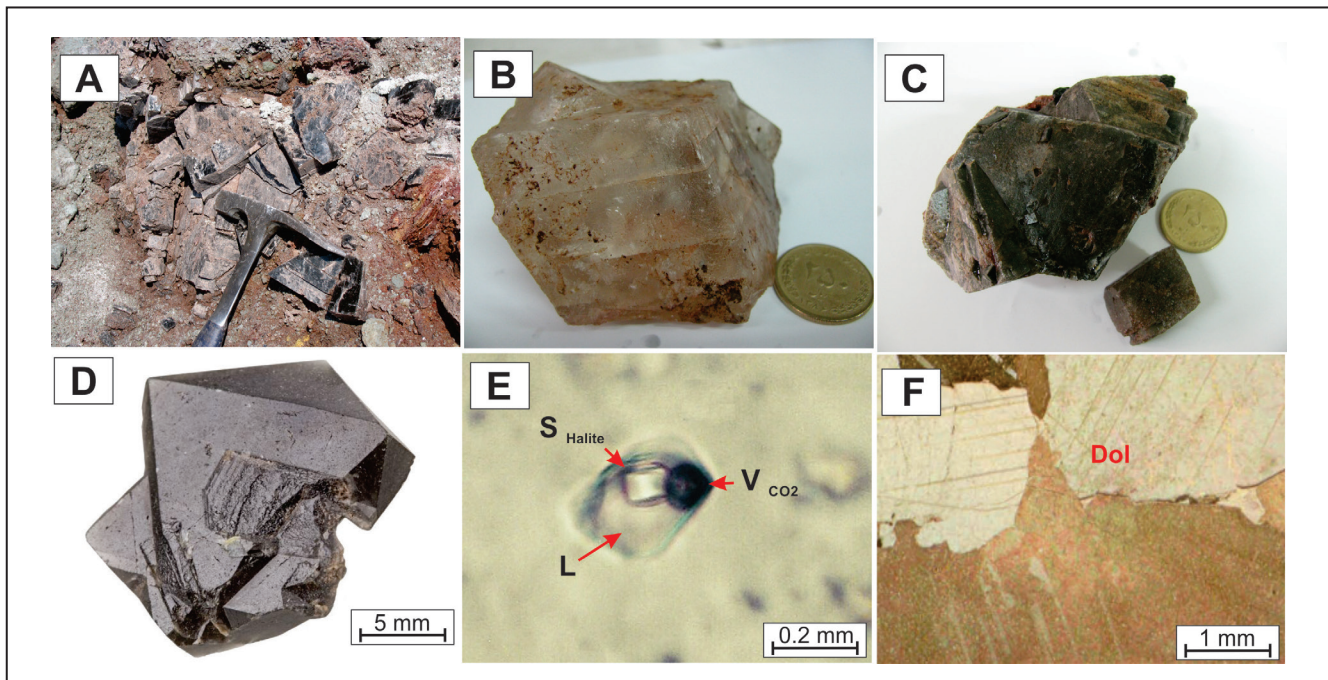
Analysis point	Mineral	O	F	Na	Mg	Al	Si	S	Cl	K	Ca	Fe	Sr	Ba
N2_1_1	انیدریت/ژپس	۳۸/۲۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۵/۹۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۵/۸۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
N2_1_2	انیدریت/ژپس	۴۶/۸۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۲/۴۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۰/۷۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
N2_1_3	باریت	۲۷/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۴/۱۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۱۳	۵۷/۶۸
N2_1_4	سانیدین	۳۱/۲۶	۰/۰۰	۱۱/۶۵	۳/۵۵	۱/۶۴	۴۲/۶۱	۰/۴۶	۰/۰۰	۰/۴۶	۸/۳۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
N2_1_5	سرسیت	۴۳/۵۲	۱/۹۲	۰/۰۰	۳/۳۷	۱۶/۷۰	۲۳/۲۷	۰/۳۴	۰/۰۰	۱۰/۲۷	۰/۰۰	۰/۶۱	۰/۰۰	۰/۰۰
N2_1_6	کوارتز	۴۸/۴۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۷۸	۴۵/۷۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
N2_1_7	سرسیت	۴۰/۶۲	۱/۷۹	۰/۰۰	۳/۱۹	۱۶/۸۶	۲۴/۳۱	۰/۳۴	۰/۲۹	۱۱/۵۶	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۰۰	۰/۰۰
N2_1_8	انیدریت/ژپس	۴۹/۶۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۳۰/۳۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
N2_1_9	سرسیت	۴۳/۲۷	۲/۳۲	۰/۴۲	۴/۳۷	۱۴/۶۴	۲۳/۵۳	۰/۱۴	۰/۰۰	۱۰/۴۷	۰/۰۰	۰/۸۳	۰/۰۰	۰/۰۰

جدول ۵- ترکیب شیمیایی نقاط آنالیز شده به روش SEM پیریت نمونه FH_34P.

Analysis point	Mineral	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	S	K	Ca	Ti	Fe
FH_34P_2_1	پیریت	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۵۳/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۴۶/۹۹
FH_34P_2_2	روتیل	۲۳/۷۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۷۵/۳۲	۰/۹۸
FH_34P_2_3	کلسیت+انیدریت	۳۳/۲۸	۱/۲۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۹۲	۰/۰۰	۶۱/۷۴	۰/۰۰	۰/۸۱
FH_34P_2_4	اکسید آهن	۱۵/۵۹	۰/۰۰	۱/۰۲	۰/۵۰	۲/۵۰	۰/۵۸	۰/۳۹	۰/۳۳	۰/۳۷	۰/۰۰	۷۸/۷۲
FH_34P_2_5	اکسید آهن	۱۶/۵۷	۰/۰۰	۰/۶۸	۰/۰۰	۱/۶۰	۰/۵۶	۰/۲۹	۰/۰۰	۰/۳۷	۰/۰۰	۷۹/۹۴

دربرگرفته است. به عقیده (Ghazban and Al-Aasm 2010)، تشکیل دولومیت‌ها (همانند پیریت) به صورت دیاژنتیک صورت گرفته است. این محققین به کمک نسبت‌های ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ نشان داده‌اند که مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و کربن در دولومیت‌های سیاه، سفید مایل به خاکستری و صورتی متفاوت است. به عنوان مثال دولومیت‌های سفید از $\delta^{18}\text{O}$ تهی شده در حالی که از نظر $\delta^{13}\text{C}$ با دولومیت‌های خاکستری شباهت دارند. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ دولومیت‌های سیاه رنگ (% ۲/۰۷ تا -۰/۸) مشابه آب دریای پرکامبرین - کامبرین است و این دولومیت‌ها مستقیماً از آب دریای آن زمان تشکیل شده‌اند. برعکس، $\delta^{13}\text{C}$ دولومیت‌های سفید مایل به خاکستری (% ۳۵/۸۶ تا -۱۷/۸) نشان می‌دهد که احتمالاً کربن مورد نیاز این دولومیت‌ها از اکسیداسیون هیدروکربن‌ها منشأ گرفته است ($\delta^{13}\text{C}$ نفت % ۱۸ تا -۳۴). در نهایت (Silverman and Epstein, 1958). با مطالعه سیالات درگیر انواع دولومیت‌های جزیره و اندازه‌گیری دمای تبلور آنها (در حدود 215°C)، مشاهده نسبت‌های ایزوتوپی یکسان در مرکز و حاشیه بلورهای هم‌رنگ، نبود منطقه‌بندی شیمیایی و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ دولومیت‌های جزیره هرمز به این نتیجه رسیدند که کانی‌زایی دولومیت در حرارت بالا صورت گرفته سپس در دماهای پایین‌تر و زمانی که نمک به سمت بالا در حال صعود بوده ادامه یافته است.

— **دولومیت:** در بخش‌هایی از واحد کربناتی رگه‌هایی مملو از بلورهای درشت دولومیت مشاهده می‌شود (شکل ۱۰- A). گاهی بلورهای درشت و منفرد این کانی در رسوبات جزیره پراکنده است. دولومیت در جزیره هرمز به سه رنگ صورتی (شکل ۱۰- B)، سفید مایل به خاکستری (شکل ۱۰- C) و سیاه (شکل ۱۰- D) دیده می‌شود. اندازه این بلورها اغلب بیش از سه سانتی‌متر است و مشاهده بلورهای درشت ۵ تا ۱۰ سانتی‌متری در این جزیره امری عادی است. بلورهای دو قلوئی دولومیت نیز به وفور مشاهده می‌شوند که اغلب خمیده یا زینی شکل هستند. این کانی حاوی سیالات درگیر متشکل از سه فاز جامد، مایع و گاز است (شکل ۱۰- E). معمولاً فاز جامد از هالیت تشکیل شده و فاز گاز بواسطه داشتن دیواره‌های ضخیم تیره رنگ از دی اکسید کربن غنی است. حضور سیالات درگیر حاوی فاز جامد هالیت به نقش شورابه‌های نمکی در زمان تشکیل دولومیت اشاره دارد. انواع دولومیت‌های مشاهده شده در جزیره هرمز در مقاطع میکروسکوپی مشابه هم بوده و خصوصیات مشترکی را نشان می‌دهند (شکل ۱۰- F). این بلورها اغلب سطوح بلوری منحنی شکل و واضح، رخ منحنی و خاموشی موجی دارند. ترکیب شیمیایی دولومیت‌های سیاه به روش ICP-MS نشان‌دهنده اندکی ناخالصی است (جدول ۶). این ناخالصی می‌تواند به دلیل حضور کانی‌هایی باشد که دولومیت حین تبلور به صورت ادخال



شکل ۱۰- A) تبلور بلورهای درشت دولومیت در رگه سنگ‌های کربناتی؛ B) دولومیت صورتی؛ C) دولومیت خاکستری؛ D) دولومیت سیاه؛ E) سیالات درگیر سه فاز متشکل از فاز جامد هالیت و فاز گاز غنی از CO_2 در دولومیت؛ F) تصویر میکروسکوپی دولومیت‌های خاکستری در XPL.

جدول ۶- ترکیب شیمیایی دولومیت‌های سیاه جزیره هرمز به روش ICP-MS

Sample (wt %)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI	Total				
Do-1	۱/۵۸	۰/۰۲	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۰۵	۲۰/۴	۲۹/۵۳	۰/۷۵	۰/۲	۰/۰۴	۰/۳	۴۶/۰۹	۹۹/۸۹				
Do-2	۱/۷۸	۰/۰۳	۰/۵۲	۰/۴۶	۰/۰۳	۲۰/۲۵	۲۹/۹۹	۰/۵۷	۰/۲۵	۰/۰۴	۰/۴	۴۵/۴۹	۹۹/۸۱				
Sample (ppm)	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pb	Th	U
Do-1	۴	۲	۲	۳	۳	۴۳	۴	۱۲۵	۲	۳	۲	۴	۵	۷	۱۱	۱	۲
Do-2	۵	۲	۲	۲	۲	۲۴	۶	۱۲۹	۱	۶	۱	۳	۳	۲	۳	۱	۱

۶- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی و آنالیزهای SEM و ICP-MS حاکی از تنشست بخش‌های تبخیری-کربناتی جزیره هرمز در حوضه ای است که به فراخور شرایط متغیر فیزیکوشیمیایی حاکم بر محیط رسوبی (مانند شوری، pH و Eh محیط) به کانی‌زایی هالیت، سیلوت، انیدریت، ژپس، دولومیت، پیریت و کانی‌های آهن‌دار انجامیده است. از مراحل نخست مطالعات صحرایی شواهدی از تنشست بخش تبخیری سازند هرمز به صورت دو توالی مجزای زیرین و بالایی مشاهده شد؛ به گونه‌ای که نمک‌های قدیمی‌تر در حجم زیاد و اغلب پیش از فعالیت‌های آتشفشانی جزیره (تشکیل ریولیت‌ها و تراکیت‌ها) تنشست یافته در حالیکه توالی بالایی تقریباً همزمان با تشکیل سنگ‌های آذرآواری و به صورت میان لایه با توف‌ها و ایگنمبریت‌های ریولیتی تشکیل شده‌اند. به طور کلی تفاوت‌های زیر در دو توالی تبخیری مذکور مشهود است:

۱) تبخیری‌های زیرین شامل لایه‌های رنگارنگ ضخیم و چین‌خورده‌اند و اغلب ارتفاعات جزیره را تشکیل داده‌اند؛ در صورتی که تبخیری‌های بالایی به صورت میان لایه در بین توف‌ها و گاه ایگنمبریت‌های ریولیتی تنشست شده و لایه‌بندی و چین‌خوردگی زیادی نشان نمی‌دهند.

۲) وجود ادخال‌های آهن، سیالات در گیر حاوی فاز جامد هماتیت و میان لایه‌های آهن‌دار به فراوانی آهن در زمان تنشست تبخیری‌های زیرین اشاره دارد. در صورتی که شواهدی از فراوانی آهن در زمان تنشست تبخیری‌های بالایی مشاهده نمی‌شود.

۳) در برخی نقاط تبخیری‌های بالایی حاوی قطعات بیگانه هستند اما چنین قطعات بیگانه‌ای در واحد پایینی حضور ندارند.

نتایج به دست آمده طی پیمایش‌های صحرایی (برتری حجمی رسوبات تبخیری نسبت به رسوبات کربناتی)، مطالعات میکروسکوپی (نبود فسیل تریلوبیت در سنگ‌های کربناتی و تشابه کانی‌شناسی نمک‌های جزیره هرمز با نمک‌های نوپروتروزوئیک جهان) همچنین مطالعات ژئوشیمیایی (تشابه نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی نمک‌های قرمز، خاکستری و سفید جزیره هرمز با ترکیب شیمیایی جهانی نمک‌های ادیاکارن پایانی تا کامبرین آغازین) نشان‌دهنده آن است که واحد تبخیری-کربناتی سازند هرمز در جزیره هرمز سنی قدیمی‌تر از کامبرین آغازین دارد. احتمالاً ارائه سن‌های جوانتر (تا کامبرین میانی) به واسطه عدم تفکیک و شناسایی دو واحد تبخیری از یکدیگر، نبود اطلاعات کافی در مورد سن ماگماتیسیم جزیره، عدم اطمینان از رابطه ژنتیکی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری و همچنین نادیده انگاشتن روابط صحرایی سنگ‌های آذرآواری و تبخیری‌های

همراه است. با توجه به شواهد ارائه شده در این مقاله، در زمان نوپروتروزوئیک بالایی در حوضه رسوبی هرمز ضخامت زیادی از واحد تبخیری زیرین نهشته شده است. در ادیاکارن بالایی، عمق حوضه رسوبی کاهش یافته و ماگماتیسیم تراکیتی و ریولیتی جزیره هرمز رخ داده است. حضور هالیت، سیلوت و انیدریت هم به صورت سیالات در گیر حاوی فاز جامد و هم به صورت ادخال در کوارتز ریولیت‌ها حاکی از فوران گدازه‌های ریولیتی در محیطی اشباع از کلریدسدیم، کلریدپتاسیم و کربنات کلسیم است و نشان می‌دهد که حداقل بخش‌های انتهایی تنشست واحد تبخیری-کربناتی زیرین با ولکانیسم ریولیتی مقارن بوده است. پس از مدتی دوباره عمق حوضه رسوبی افزایش یافته و بار دیگر شرایط تنشست سری تبخیری جوانتری مهیا شده است. تشابه سنی ریولیت‌های جزیره هرمز با ولکانیسم ریولیتی رخ داده در وقفه رسوبی بین دو مجموعه تبخیری در عربستان سعودی، بحرین و ابوظبی، نه تنها حضور دو توالی تبخیری مجزا در جزیره هرمز را قوت می‌بخشد بلکه تایید کننده یکپارچگی حوضه رسوبی جنوب ایران و مناطق مذکور در ادیاکارن بالایی است. همزمان با تنشست سری تبخیری بالایی فوران ریولیتی تکرار شده اما این بار فوران از نوع آذرآواری بوده و به تشکیل توف‌ها و ایگنمبریت‌های ریولیتی جزیره انجامیده است. تناوب توف و ایگنمبریت‌های ریولیتی با لایه‌های تبخیری بالایی، همچنین فراوانی هالیت در توف‌های ریولیتی، همزمانی تشکیل سنگ‌های آذرآواری و تبخیری جوانتر را نشان می‌دهد. از طرفی حضور قطعات کربناتی در توف‌های ریولیتی و دگرسانی واحد کربناتی در اثر محلول‌های داغ آزاد شده از توف‌ها موید آن است که توالی کربناتی جزیره هرمز قبل از تشکیل سنگ‌های آذرآواری نهشته شده است. به دلیل حضور میان لایه‌های کربناتی در بین توالی تبخیری پایینی و همچنین شواهد حاصل از مطالعه سیالات در گیر بلورهای درشت دولومیت (که نشان‌دهنده تبلور این کانی در محیط غنی از شوراها‌های نمکی و دی‌اکسید کربن است) تنشست واحد تبخیری زیرین و واحد کربناتی به فراخور شرایط حاکم در حوضه رسوبی (مانند شوری، pH و Eh محیط) صورت گرفته است و نمی‌توان تنشست آنها را مجزا دانست. در کل با توجه به موارد ذکر شده نمی‌توان ماگماتیسیم جزیره هرمز و تنشست رسوبات تبخیری-کربناتی را متعلق به زمان‌های کاملاً مجزا دانست. در حقیقت فعالیت‌های آتشفشانی جزیره هرمز به صورت مقطعی و ناگهانی فرایند پیوسته و آرام رسوبگذاری سنگ‌های تبخیری-کربناتی را متأثر ساخته است.

کتابخانه

- احمدزاده هروی، م.، هوشمندزاده، ع. و نبوی، م. ح.، ۱۳۶۴- مفاهیم جدیدی از چینه شناسی سازند هرمز و مسئله دیابیریسم در گنبد‌های نمکی جنوب ایران، مجموعه مقالات سمپوزیوم دیابیریسم با نگرشی ویژه به ایران، ص. ۱ تا ۲۲. <https://gsi.ir/fa/articles/6509>.
- الیاسی، ج.، امین سبحانی، ا.، بهزاد، ع.، معین وزیری، ح. و میثمی، ع.، ۱۳۵۵- زمین شناسی جزیره هرمز، مجموعه مقالات دومین سمپوزیوم زمین‌شناسی ایران، انجمن نفت ایران، تهران، ص. ۳۱ تا ۷۲. <http://www.ispg.ir>.
- حبیبی، ع.، ۱۳۸۲- پترولوژی و ژئوشیمی جزیره هرمز. پایان نامه ارشد. دانشگاه آزاد اسلامی تهران شمال. ۳۲۱ ص. <https://irandoc.ac.ir>.
- فرامرزی، ن. س.، ۱۳۹۴- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جزیره هرمز. دانشنامه دکتری. دانشگاه خوارزمی تهران، ۲۳۹ ص. <https://irandoc.ac.ir>.
- مرتضوی، م.، ۱۳۷۰- ماگماتیسم جزیره هرمز و ارتباط آن با دیابیریسم در جزیره لارک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی. ۳۲۰ ص. <https://irandoc.ac.ir>.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، چاپ اول، سازمان زمین شناسی کشور <https://stratigraphiccolumn.loxblo>

References

- Alsharhan, A. S. and Nairn, A. E. M., 1997- Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-82465-3.X5000-1>.
- Amthor, J. E., Gratzinger, J. P., Schröder, S., Bowring, S. A., Ramezani, J., Martin, M. W. and Matter, A., 2003- Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology* (31): 431-434. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0431:EOCANA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0431:EOCANA>2.0.CO;2).
- Babel, M. and Schreiber, B. C., 2014- Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater. In: *Treatise on Geochemistry* (Second Edition). Amsterdam: Elsevier (9): pp 4. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00718-X>.
- Bahroudi, A. and Talbot, C. J., 2003- The configuration of the basement beneath the Zagros Basin. *Journal of Petroleum Geology* (26): 257-282. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2003.tb00030.x>.
- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* (92): 92-124. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.06.011>.
- Bowring, S. A., Grotzinger, J. P., Condon, D. J., Ramezani, J., Newall, M. and Allen, P. A., 2007- Geochronologic constraints of the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. *American Journal of Science* (307): 1097-1145. <https://doi.org/10.2475/10.2007.01>.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the Rare Earth Elements. *Meteorite Studies* (Ed. Henderson, P.) Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63-114. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Bruthans, J., Filippi, M., Zare, M., Churáčková, Z., Asadi, N., Fuchs, M. and Adamovič, J., 2010- Evolution of salt diapir and karst morphology during the last glacial cycle: Effects of sea-level oscillation, diapir and regional uplift, and erosion (Persian Gulf, Iran). *Geomorphology* (121): 291-304. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.04.026>.
- Das Gupta, S. P., 1996- Marwar Supergroup evaporites, Rajasthan. (Ed. Bhattacharya, A.) *Recent Advances in Vindhyan Geology*. Geological Society of India Memoir (36): 49-58. https://www.researchgate.net/profile/Mukund-Sharma4/publication/263031345_International_Field_Workshop_on_the_Marwar_Supergroup_Rajasthan_India/links/573ed95c08ae298602e8de61/International-Field-Workshop-on-the-Marwar-Supergroup-Rajasthan-India.pdf.
- Evans, D. A., 2007- A global survey of Precambrian evaporites: Implications for Proterozoic paleoenvironments American Geophysical Union. Fall Meeting, abstract # 2006AGUSM.U51A..06E.
- Faramarzi, N. S., Amini, S., Borg, G., Schmitt, A. K., Hassanzadeh, J., McKeegan, K., Mortazavi, S. M., Jamshidibadr, M. and Razavi, S. M. H., 2017- Reply to comment on “Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation by Atapour, H. and Aftabi, A. *Lithos* (284-285): 783-787. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.04.015>
- Faramarzi, N. S., Amini, S., Schmitt, A. K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S. M. H. and Mortazavi, S. M., 2015- Geochronology, Geochemistry and Geothermometry of Zircons from Rhyolites of Hormuz Island, Southern Iran. *Lithos* (237): 203-211. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.08.017>.
- Ghazban, F. and Al-Aasm, I. S., 2010- Hydrocarbon-induced diagenetic dolomite and pyrite formation associated with the Hormuz Island salt dome, Offshore Iran. *Journal of Petroleum Geology* (2): 33-40. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2010.00472.x>.
- Hamdi, B., Brasier, M. D. and Jiang, Z., 1989- Earliest skeletal fossils from Precambrian-Cambrian boundary strata, Elburz Mountains, Iran. *Geological Magazine* (126): 283-289. <https://doi.org/10.1017/S0016756800022378>.

- Harrison, J. V., 1930- The geology of some salt plugs in Laristan (southern Persia). *Geological Society of London Quarterly Journal* (86): 463-522. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1933.086.01-04.18>.
- Holland, H. D., 2005- Sea level, sediments and the composition of seawater. *American Journal of Science* (305): 220-239. <https://doi.org/10.2475/ajs.305.3.220>.
- Houghton, M. L., 1980- Geochemistry of the Proterozoic Hormuz Evaporites, Southern Iran: M.Sc. Thesis university of Oregon, 172p. https://books.google.com/books/about/Geochemistry_of_the_Proterozoic_Hormuz_E.html?id=zd3BtgAACAAJ.
- Husseini, M. L., 1990- The Cambro-Ordovician Arabian and adjoining plates: A glacio-eustatic model. *Journal of Petroleum Geology* (133): 267-288. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1990.tb00847.x>.
- Kumar, V., 1999- Eocambrian sedimentation in Nagaur- Ganganagar evaporite basin, Rajasthan. *Journal of Indian Association Sedimentologists* (18): 201-210. <https://www.jstor.org/stable/24100808>.
- Lees, V. G. M., 1927- Salzgletscher in persien. *Wien, Mitt. Geol. Gesell.*, (20): 29-34. https://www.zobodat.at/pdf/MittGeolGes_20_0029-0034.pdf.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* (303): 622-665. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M. F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C. and Silva, J. B., 2010- Rift related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research* (17): 392-407. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.10.005>.
- Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B., Simmons, M. D. and Sutcliffe, O. E., 2004- Arabian Plate Sequence Stratigraphy – revisions to SP2. *GeoArabia* (9): 199-214. <https://pubs.geoscienceworld.org/geoarabia/article/9/1/199/566966/arabian-plate-sequence-stratigraphy-revisions-to>.
- Silvermann, S. R. and Epstein, S., 1958- Carbon isotopic composition of petroleum and other sedimentary organic materials. *AAPG Bulletin*, 998-1012. <http://archives.datapages.com/data/bulletns/1957-60/data/pg/0042/0005/0950/0998.htm?doi=10.1306%2F0BDA5AEC-16BD-11D7-8645000102C1865D>.
- Stocklin, J., 1968- Salt deposits of the Middle East. *Geological Society of America Special Paper* (88): 157-181. <http://dx.doi.org/10.1130/spe88-p157>.
- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros. (Eds. Alsop, G. I., Blundell, D. J., and Davidson, I.) *Geological Society of London Special Publication* (100): 89-109. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.100.01.08>.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* (95): 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.

Petrography and geochemistry of minerals from the salty Hormuz Formation in the Hormuz island

M. Jamshidibadr^{1*} and N. S. Faramarzi²

¹Associated Professor, Department of Geology, Payam Noor University, Tehran, Iran

²Ph.D., Department of Geology, Payam Noor University, Tehran, Iran

Received: 2018 November 01

Accepted: 2019 August 05

Abstract

Hormuz Island, a salt diapir in southern Iran, mostly composed from evaporite-carbonate sediments of Neoproterozoic. So far, no significant studies have been done belong to the petrography and geochemistry of the Hormuz evaporite-carbonate sediments. Moreover, Salt movements made it difficult to distinguish rocks relationship only based on field observations. In the recent study, with the understanding of field evidences (e.g. the salt thickness, type and amounts of enclaves, as well as field relationship between evaporite unit and volcanic rocks), mineralogical studies (such as studying fluid inclusions within evaporite unit, studying enclaves from evaporite-carbonate unit as well as the mineralogy of dolomite, pyrite and rhyolitic tuffs) and doing geochemical analysis (e.g. Inductively coupled plasma- mass spectrometry and Scanning Electron Microscope), not only the evaporite-carbonate sediments, but also the reconstruction of the events occurring in the Hormuz sedimentary basin, have been investigated. The existence of evaporites with different thicknesses, enclaves and interlayers indicate that deposition of evaporites occurred in two separate stages. The island's rhyolitic volcanism happened in the gap between sedimentation of lower and upper evaporite units. The volcanoclastic rocks are coexistence with deposition of upper evaporite unit. The deposition of both evaporite units occurred during the upper Ediacaran.

Keywords: Petrography, Geochemistry, Igneous and sedimentary minerals, Upper Ediacaran, Hormuz Island.

For Persian Version see pages 51 to 64

*Corresponding author: M. Jamshidibadr; E-mail: m_jamshidi@pnu.ac.ir