

## تاریخچه رسوب‌گذاری و تکامل دیاژنزی نهشته‌های تبخیری سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه، جنوب شرق سروستان

عبدالرضا باوی عویدی<sup>۱\*</sup>، محمد حسین آدابی<sup>۲</sup>، عباس صادقی<sup>۳</sup>، حسن امیری بختیار<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

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

۳- دکترای زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز، ایران

\*پست الکترونیک: bavi1359@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۵/۳/۲۹

تاریخ دریافت: ۹۴/۶/۱۸

### چکیده

سازند ساچون (پالئوسن - انوسن پیشین) در برش تاقدیس سیاه واقع در جنوب شرق سروستان، از ۳ واحد سنگ‌شناسی تخریبی، مارن - کربناته و تبخیری تشکیل شده است. نتایج بررسی‌های واحد تبخیری به منظور شناسایی محیط رسوبی و تکامل دیاژنزی آن نشان می‌دهد که نمک‌های تبخیری این واحد به صورت سولفات کلسیم (ژپس، بازائیت و انیدریت) بوده‌اند. تبخیری‌های سازند ساچون به صورت اولیه (نوع اول)، ثانویه (نوع دوم) و نوع سوم تشکیل گردیده‌اند. تبخیری‌های اولیه شامل لامینه‌ها و لایه‌های ژپس می‌باشند که در محیط زیرآبی کم‌عمق (سالینا) و بر اثر تبخیر نهشته شده‌اند. به همراه این رسوبات، میان لایه‌هایی از کربنات‌های محیط لاگونی و سبخایی نیز حضور دارند. تبخیری‌های ثانویه در مراحل دیاژنزی ائوژنز و مزوژنز تشکیل شده‌اند. در مرحله ائوژنز نودول‌های سولفات با ساخت‌های توری قفس‌مرغی و اینترولیتیکی به صورت جای‌گیری در رسوبات زمینه کربناته - مارنی محیط سبخایی رشد کرده‌اند. با تدفین تبخیری‌های اولیه و وارد شدن آن‌ها به مرحله مزوژنز، این رسوبات بر اثر افزایش دما و فشار تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی انیدریت‌زایی و فشردگی قرار گرفتند. تبخیری‌های نوع سوم یا تبخیری‌های مرحله تلوزنز با رخنمون یافتن تبخیری‌های اولیه و ثانویه، در محیط دیاژنزی متوریک به وجود آمده‌اند. محصولات دیاژنزی این مرحله شامل آب‌گیری انیدریت و تشکیل کانی نیمه هیدراته بازائیت، ژپس ثانویه با بافت‌های آلاباسترین، پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک، تشکیل برش‌ها و شیارهای انحلالی، کلسیتی شدن و نیز گسترش رگه‌ها و پر شدن متعاقب آن‌ها با سیمان ژپس ساتین اسپار و زیگمویدال می‌باشند.

**واژه‌های کلیدی:** تاقدیس سیاه؛ سازند ساچون؛ ژپس؛ انیدریت؛ بازائیت.

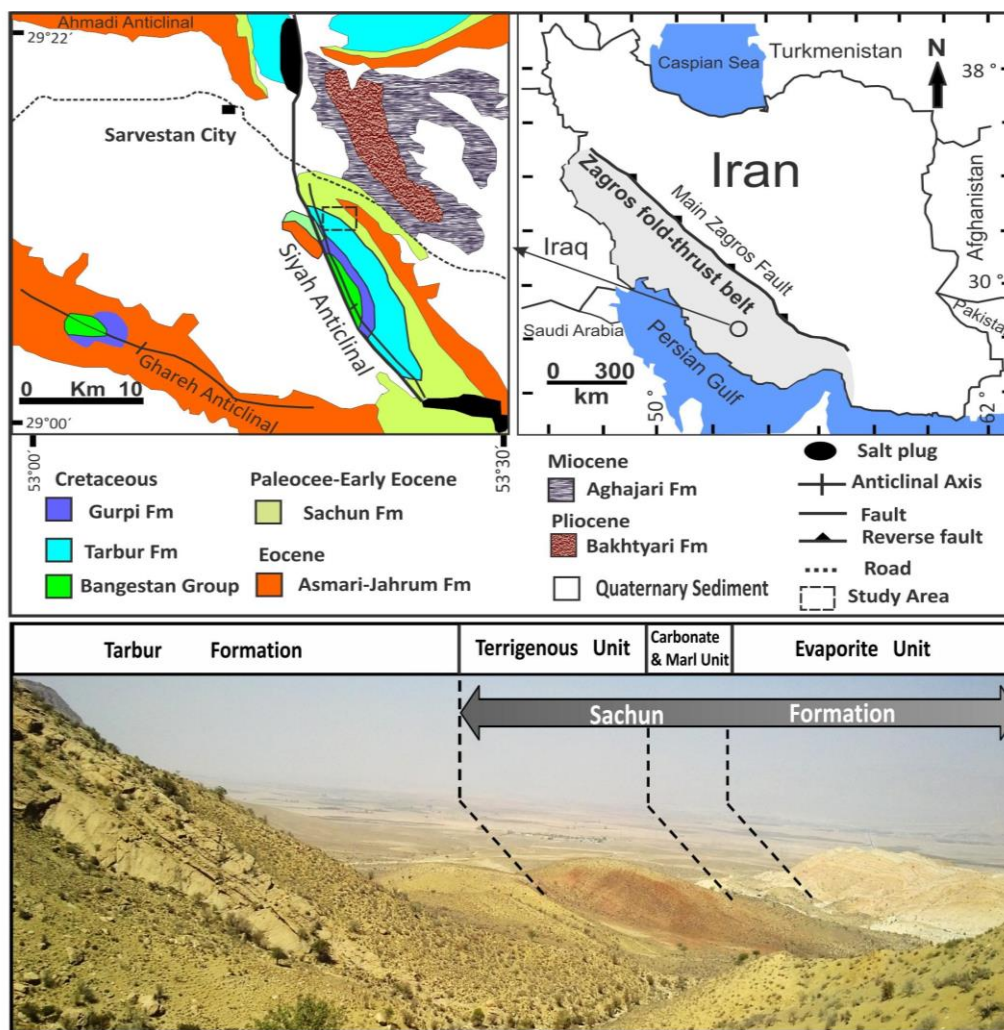
### مقدمه

میسون (گسترش یافته‌اند (Ghazban, 2007). نخستین نهشته‌های تبخیری سنوزوئیک حوضه زاگرس در سازند ساچون نهشته شده‌اند. این سازند در برش الگو ۱۴۱۴ متر ضخامت دارد و دربرگیرنده رسوبات تبخیری، مارن و کربناته است (مطیعی، ۱۳۸۲). عمده بررسی‌های انجام

توالی‌های تبخیری در حوضه رسوبی زاگرس ایران در سری هرمز (پرکامبرین - کامبرین)، سازندهای دلان (پرمین پسین)، کنگان و دشتک (تریاس) سازندهای عدایه، موس، علن و هیث (ژوراسیک)، سازند ساچون (کرتاسه پسین - انوسن پیشین)، آسماری (الیگوسن - میوسن) و گچساران

شرایط آب و هوایی می‌باشد (James & Kendall, 1992)؛ رسوبات تبخیری برای بازسازی شرایط آب و هوایی، جغرافیایی و اقیانوس‌شناسی دیرینه از رسوبات با ارزش هستند زیرا شناساگرهای حساس نسبت به شرایط جغرافیایی، آب و هوایی و شیمی آب می‌باشند (Benison & Goldstein, 1999). مطالعات رسوب‌شناسی چندانی بر روی تبخیری‌های سازند ساچون صورت نگرفته و از محدود مطالعات انجام شده می‌توان به بررسی‌های (Arzaghi *et al.*, 2012) و (Shabafroz *et al.*, 2013) اشاره نمود. هدف از این مطالعه بررسی تاریخیچه رسوب‌گذاری و تکامل دیاژنزی نهشته‌های تبخیری سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه واقع در ۱۲ کیلومتری جنوب شرق سروستان می‌باشد (شکل ۱).

گرفته نشان می‌دهد که صفحه عربی در طی پالتوسن - ائوسن در عرض جغرافیایی پایین قرار داشته است. بر اساس مطالعات Heydari (2008) در این زمان صفحه عربی در عرض‌های پایین‌تر از ۳۰ درجه شمالی قرار گرفته بود. بنابراین از لحاظ دمایی شرایط جهت تشکیل تبخیری‌ها فراهم بوده است و این رسوبات به همراه نهشته‌های کربناته مناطق کم‌عمق در سازندهای امردومه (پالتوسن)، روس (ائوسن پیشین) و دییان (پالتوسن - ائوسن) در حوضه رسوبی زاگرس و خلیج فارس تشکیل شده‌اند (Zigler, 2001؛ Alavi, 2004؛ Ghazban, 2007). اختلاف در محتوای رخساره‌های پلاتنفرم‌های کربناته - تبخیری بر حسب شرایط آب و هوایی به خوبی اثبات شده است و روندهای رسوبی و دیاژنزی تبخیری‌ها به شدت متأثر از



شکل ۱: موقعیت زمین‌شناسی (تصویر بالا، اقتباس و با تغییراتی از NIOC, 1979) و نمای از واحدهای سنگ چینه‌ای سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه. دید به سمت شمال غرب (تصویر پایین).

## جایگاه زمین‌شناسی

کمر بند چین‌خورده - تراستی زاگرس حالت دگرشکل شده حوضه زاگرس در منطقه خاورمیانه است. در این حوضه رسوبی رسوباتی به ضخامت ۷ الی ۱۲ کیلومتر در نئوپروتروزوئیک - فانروزوئیک نهشته شده‌اند (Alavi, 2007). در ایران حوضه زاگرس به ۵ زیرحوضه فروافتادگی دزفول، لرستان، ایذه، دشت آبادان و فارس قابل تقسیم بندی است (Ghazban, 2007). عمده حوادث تکتونیکی در تکامل حوضه رسوبی زاگرس طی کرتاسه پسین - پلیوسن رخ داده است (Koop & Stocklin, 1968; Alavi, 2004; Stoneley, 1982).

سه مرحله تکاملی تکتونیکی - رسوبی طی اواخر کرتاسه در زیرحوضه فارس که منطقه مورد مطالعه در آن قرار دارد، شناسایی شده است (Pyryai et al., 2010). در مرحله نخست (آلبین پسین - سنومانین) زیرحوضه فارس یک حاشیه غیرفعال در شمال شرقی صفحه عربی بوده است که در آن یک شلف کربناته با فروافتادگی‌های حوضه‌ای درون شلفی گسترش داشته و رسوب‌گذاری عمدتاً متأثر از ائوستازی بوده است. در مرحله دوم (تورونین تا کامپانین) بیشترین فعالیت‌های تکتونیکی رخ داده است. در سانتونین صفحه قاره‌ای به سمت شمال شرق کج شده و یک حوضه فورلندی بین صفحه ایران و عربستان به وجود آمده است (Alavi, 1994; Murriss, 1980). در بیشتر منطقه فارس، رسوب‌گذاری آب‌های عمیق در بخش‌های شمال شرق فارس در تورونین و سانتونین ادامه داشته است. در کامپانین، نوع رسوب‌گذاری در شمال شرق به شدت تغییر یافته است به گونه‌ای که با تشکیل رسوبات آواری دارای خرده‌های سنگ آهک و مارن‌های پلاژیک، خرده‌های رادیولریت (چرت) و خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی در اندازه‌های ماسه تا کنگلومرا مشخص می‌شود. این رسوبات به عنوان توالی‌های رسوبی -

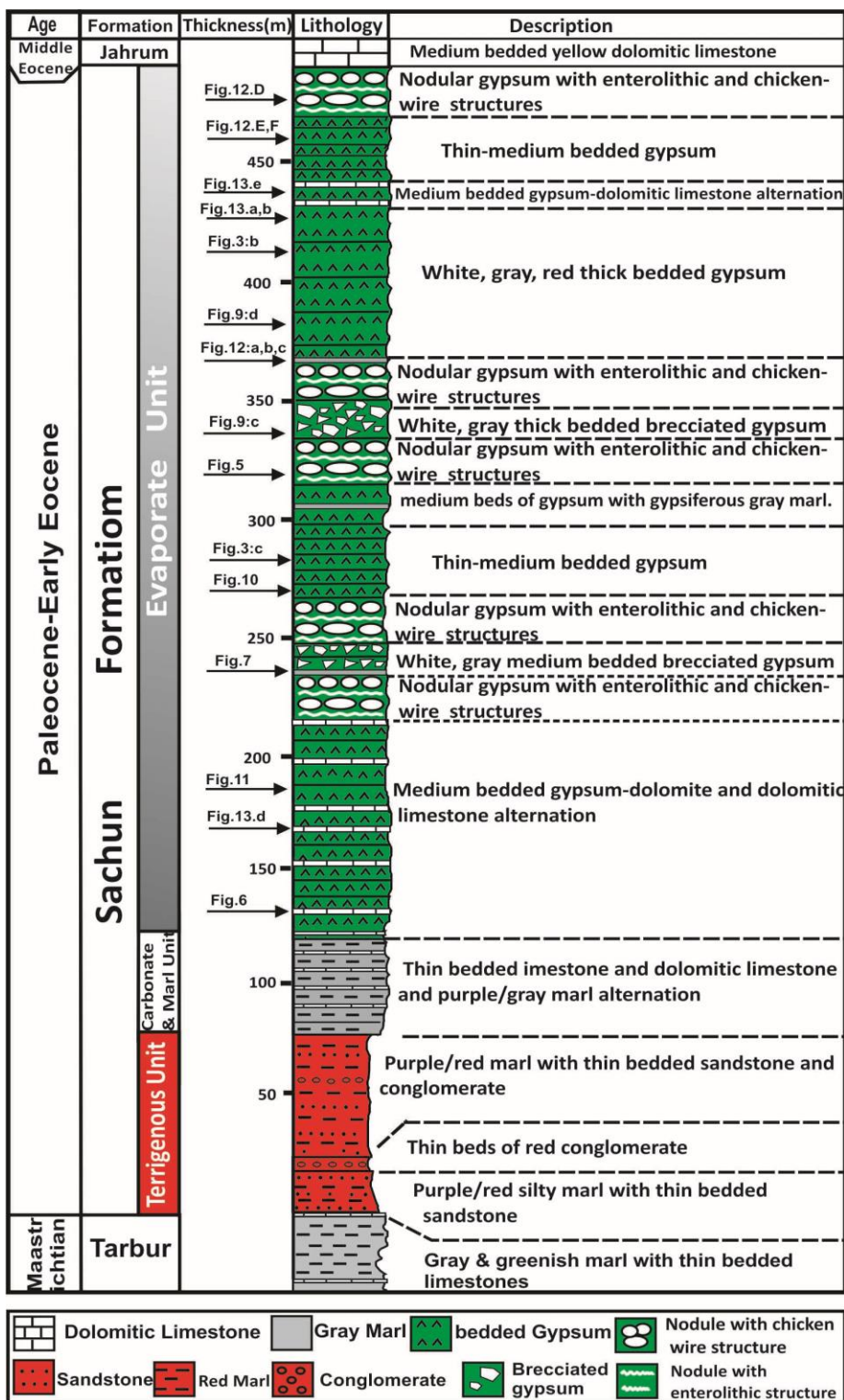
تکتونیکی مربوط به فرارانش افیولیت‌ها تفسیر می‌شوند (Pyryai et al., 2010). در مرحله سوم و طی ماستریشتین دوباره پلاتفرم کربناته در حوضه فورلندی به وجود آمد. در مناطق شمالی فارس رسوب‌گذاری انجام نشده است، اما در مناطق مرکزی، کربنات‌های آب‌های کم‌عمق به صورت ناپیوسته بر روی رسوبات حاصل از فرارانش افیولیت‌ها نهشته شده‌اند. در مناطق جنوب غربی، رسوب‌گذاری نهشته‌های عمیق کامپانین تا اواخر ماستریشتین ادامه داشته است (Pyryai et al., 2010). از اواخر ماستریشتین تا پالئوسن - ائوسن یک حوضه دریایی باز و پلاتفرم تبخیری در جنوب غرب تشکیل شده است (Murriss, 1980).

## روش مطالعه

برای نیل به اهداف تعیین شده در ابتدا با بررسی صحرایی اقدام به تعیین مرزهای زیرین و بالایی، تفکیک واحدهای سنگ شناسی و شناسایی ساخت‌های رسوبی سازند ساچون جهت ترسیم ستون چینه شناسی گردید (شکل ۲). در ادامه ۳۰۰ نمونه سنگی عمدتاً تبخیری جهت تهیه مقاطع نازک میکروسکپی انتخاب گردید. مطالعات تکمیلی با استفاده از میکروسکپ الکترونی Philips مدل Su 3500 جهت مطالعه ریزساختارها بر روی ۲۰ نمونه در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید بهشتی تهران انجام شد. به منظور شناسایی انواع کانی‌های تبخیری اصلی و فرعی که نشان‌دهنده شدت تبخیر و دگرسانی می‌باشند، از آنالیز پراش اشعه X دستگاه Philips مدل Sw 1800 (شرکت کانساران بینالود) بر روی ۱۰ نمونه از تبخیری‌های سازند ساچون بهره گرفته شد. به منظور مشاهده و بررسی دقیق تناوب لامینه‌های تبخیری و کربناته تعداد ۱۰ نمونه مقطع صیقلی در آزمایشگاه مرکزی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب تهیه گردید. در این بررسی، نام‌گذاری ساخت‌ها،

(2000) و Sibley & Gregg (1987) استفاده گردید. نام گذاری رخساره‌های کربناته پس از شناسایی اجزای تشکیل دهنده و ویژگی‌های بافتی با استفاده از طبقه‌بندی Dunham (1962) انجام شده است.

بافت‌ها و شکل نهشته‌های تبخیری بر اساس طبقه‌بندی Maiklem *et al.* (1969) و بررسی‌های Warren (2006) صورت گرفته است. جهت نام گذاری و توصیف دولومیت‌ها از مطالعات Adabi (2009)، Muzzullo

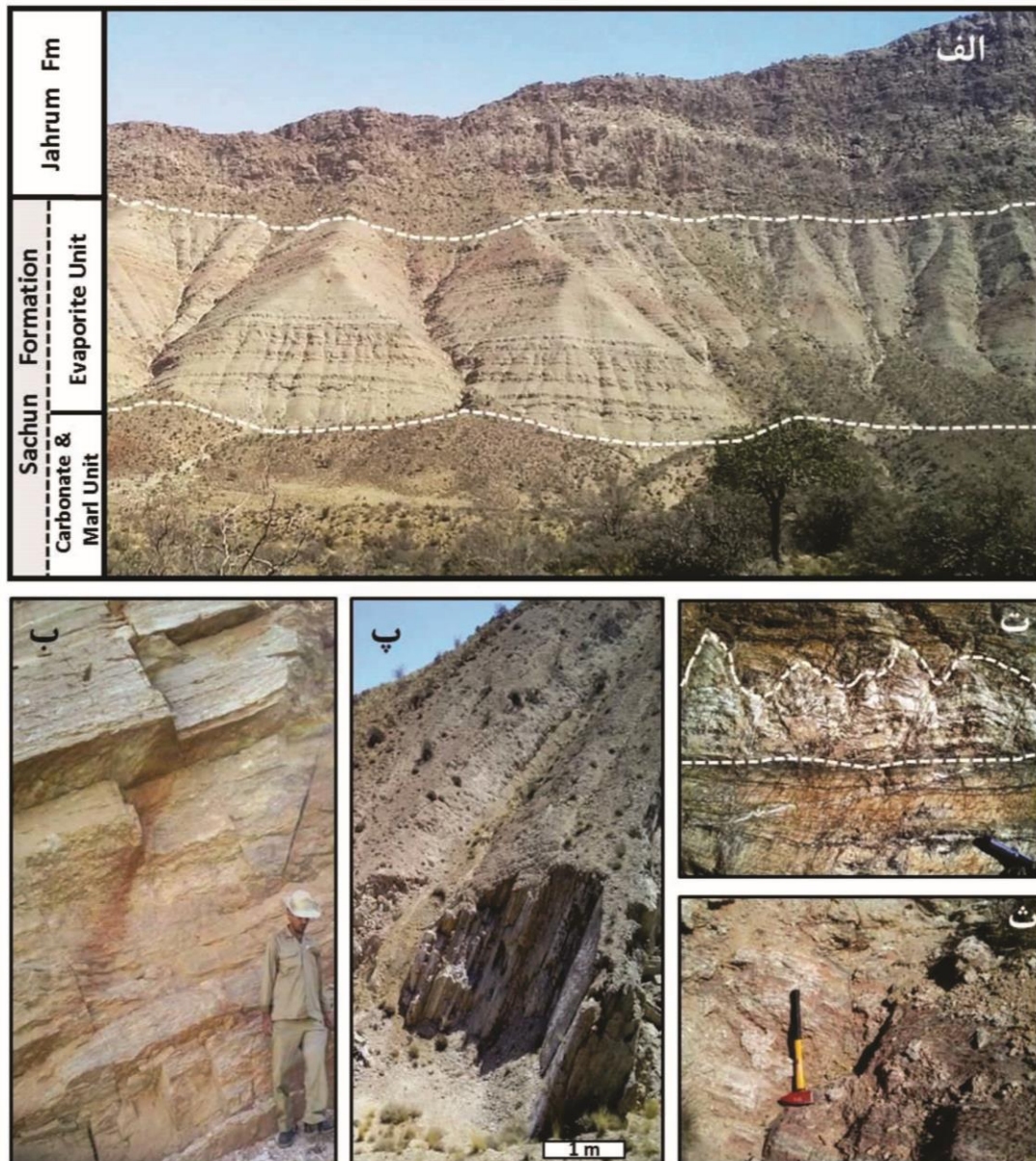


شکل ۲: ستون چینه شناسی سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه به همراه محل تصاویر و آنالیزها

### رخساره‌ها

رخساره‌های واحد تبخیری سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه شامل لامینه‌ها، لایه‌ها و نودول‌های تبخیری، میان لایه‌های کربناته و مارن خاکستری می‌باشند (شکل ۳).

رخساره‌های این واحد تبخیری در زیر سازند جهرم با ترکیب سنگ شناسی سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی ضخیم لایه قرار گرفته‌اند.



شکل ۳: الف) نمای صحرایی از واحد تبخیری سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه (دید به سمت شمال شرق)؛ ب) لایه‌های ضخیم ژپس؛ پ) ژپس نازک تا متوسط لایه (دید به سمت شمال شرق)؛ ت) ژپس سلنیتی گنبدی شکل؛ ث) لایه‌های ژپس که بر اثر حضور ترکیبات آهن به رنگ قرمز دیده می‌شوند.

### رخساره تبخیری

لایه‌های تبخیری که در حال حاضر دارای ترکیب کانی‌شناسی ژپس می‌باشند، ضخامتی بین چندین سانتی‌متر تا بیش از یک متر دارند و به رنگ‌های سفید،

خاکستری و گاهی قرمز دیده شده‌اند (شکل ۳ الف، ب، پ، ث). ساخت و بافت قسمت عمده لایه‌های تبخیری سازند ساچون در اثر قرارگیری در منطقه دیاژنزی متوریک از بین رفته است. در مواردی که این اثرات کمتر

شدن قرار گرفته‌اند. رخساره مادستون کربناته حاوی بلورهای ژئیس عدسی شکل می‌باشد (شکل ۶ت). رخساره دولومیکرایت از بلورهای بسیار ریز (شکل ۶ج-چ) با مرزهای بلوری غیرخطی<sup>۳</sup> تشکیل شده است (شکل ۶ث).

### رخساره مارن

نهشته‌های مارنی خاکستری واحد تبخیری سازند ساچون به دو صورت تشکیل شده‌اند. نوع اول آن میزبان نودول‌های ژئیس می‌باشد و گاه رشد نودول‌های تبخیری به حدی بوده است که تشخیص مارن خاکستری به سختی امکان‌پذیر است (شکل ۵الف). در نوع دوم که بسیار فرسایش پذیر است، مارن خاکستری با ضخامت کمتر از ۲ متر و به صورت میان لایه با لایه‌های ژئیس قرار دارند (شکل ۷).

### مدل رسوبی

مدل‌های مختلفی در مورد رسوب‌گذاری مستقیم (اولیه) تبخیری‌ها وجود دارد که از جمله آن‌ها می‌توان به حوضه دریایی بسته، حوضه تبخیری عمیق، لاگون‌های نمکی کم‌عمق و چرخه‌های تبخیری فرعی کنترل شده به وسیله تغییرات سطح آب دریا اشاره نمود (Einsele, 2000). در حوضه‌های تبخیری دریایی، محصور شدن و اشباع شدن آب جهت نهشته شدن رسوبات تبخیری ضروری می‌باشد. چنین شرایطی در نوشته Warren (2010) به پس‌روی آب، محدودیت جغرافیایی دیرینه و نرخ بالای تبخیر نسبت داده می‌شود. رخساره تبخیری سازند ساچون از لایه‌ها و لایه‌های حاوی بلورهای ژئیس دارای ماکل دم‌چلچله‌ای و بافت جناغی (شکل‌های ۳ و ۴) تشکیل شده است. تبخیری‌های لایه‌ای و لایه‌های از تبخیرهای اولیه بوده که در یک محیط زیرآبی تشکیل می‌شوند (Warren &

بوده می‌توان ژئیس سلنیتی گنبدی را مشاهده نمود که با گسترش جانبی نسبتاً کم و ارتفاع تا حدود ۱۵ سانتی‌متر تشکیل گردیده است (شکل ۳ت). لایه‌های ژئیس به سه شکل لایه‌های موازی (شکل ۴الف) تا لایه‌های غنی از مواد آلی (شکل ۴ب) و نیز لامیناسیون عدسی شکل در تناوب با لایه‌های کربناته و مارنی مشاهده شده‌اند (شکل ۴پ-ت). بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که لایه‌ها و لایه‌های ژئیس از بلورهای ژئیس دارای ماکل دم‌چلچله‌ای و بافت جناغی تشکیل شده‌اند (شکل ۴ث-ج). نودول‌های تبخیری (سولفات کلسیم) سازند ساچون با اندازه چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر در یک زمینه کربناته - مارنی رشد کرده‌اند (شکل ۵الف-ب). گاهی نودول‌های سولفات با تراکم بالا، ساخت توری قفس مرغی<sup>۱</sup> را ایجاد کرده‌اند (شکل ۵الف). در برخی محل‌ها نیز رشد ادامه‌دار نودول‌های انیدریت و ژئیس، باعث اتصال آن‌ها به یکدیگر شده و ساخت ایترولیتیکی<sup>۲</sup> با ظاهری چین خورده و موج‌دار را تشکیل داده‌اند (شکل ۵پ-ت). در تصاویر میکروسکپ الکترونی حضور کانی‌های رسی در بین برخی نودول‌ها و بلورهای تبخیری به خوبی مشهود است (شکل ۵ث-ج).

### رخساره کربناته

میان لایه‌های کربناته با ضخامت چند سانتی‌متر تا ۲ متر عمده‌تاً در قسمت زیرین واحد تبخیری سازند ساچون مشاهده شده‌اند (شکل ۶الف-ب). نتایج بررسی‌های مقاطع نازک میکروسکپی نشان می‌دهد که میان لایه‌های کربناته از سه رخساره تشکیل شده‌اند. رخساره وکستون دولومیتی شده از روزن‌داران کفزی مانند میلیولید (شکل ۶پ) تشکیل شده است. قسمت بیشتر زمینه و آلوکوم‌ها در معرض نئومورفیسم و دولومیتی

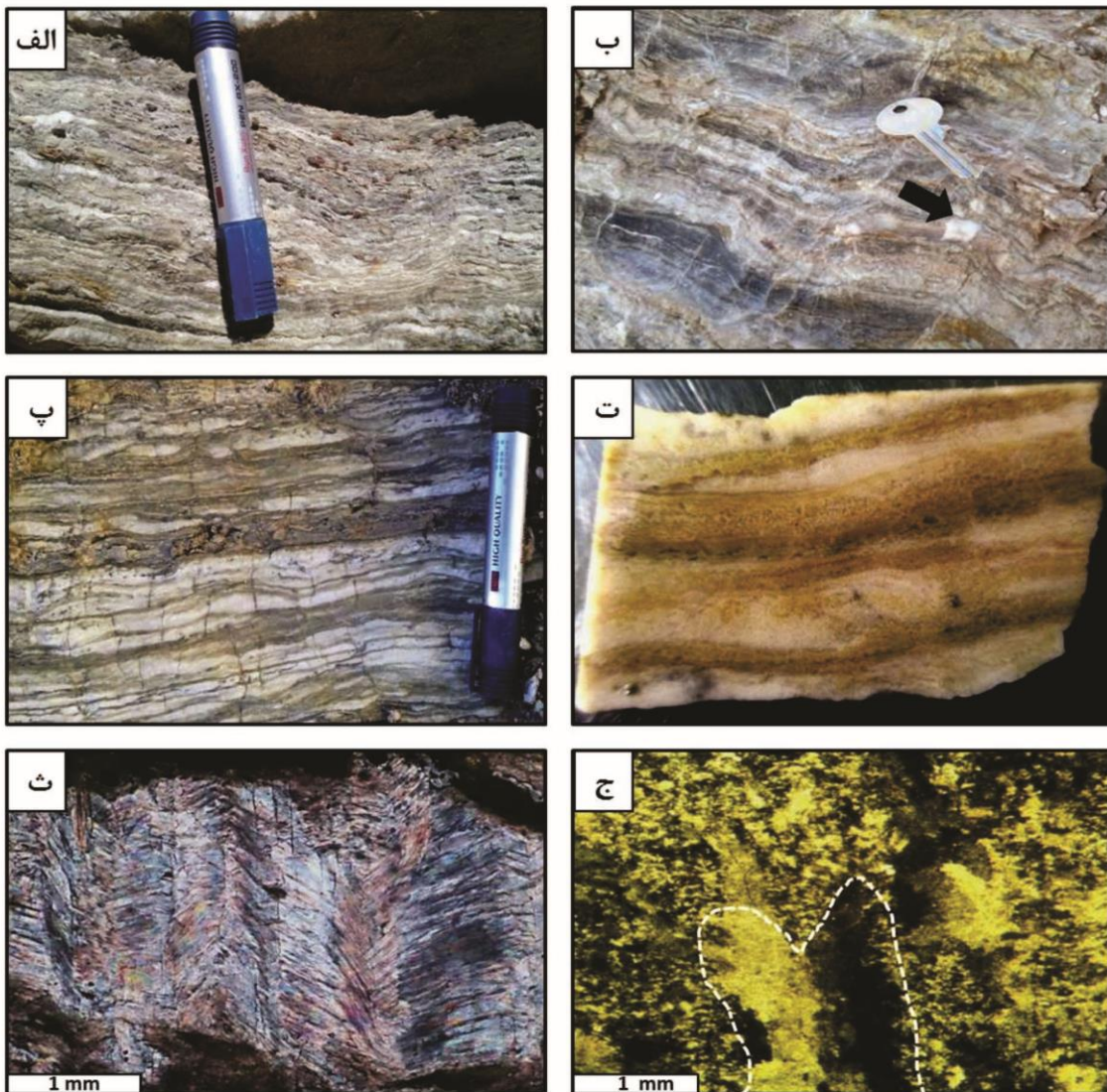
1- Chicken wire

2- Enterolithic

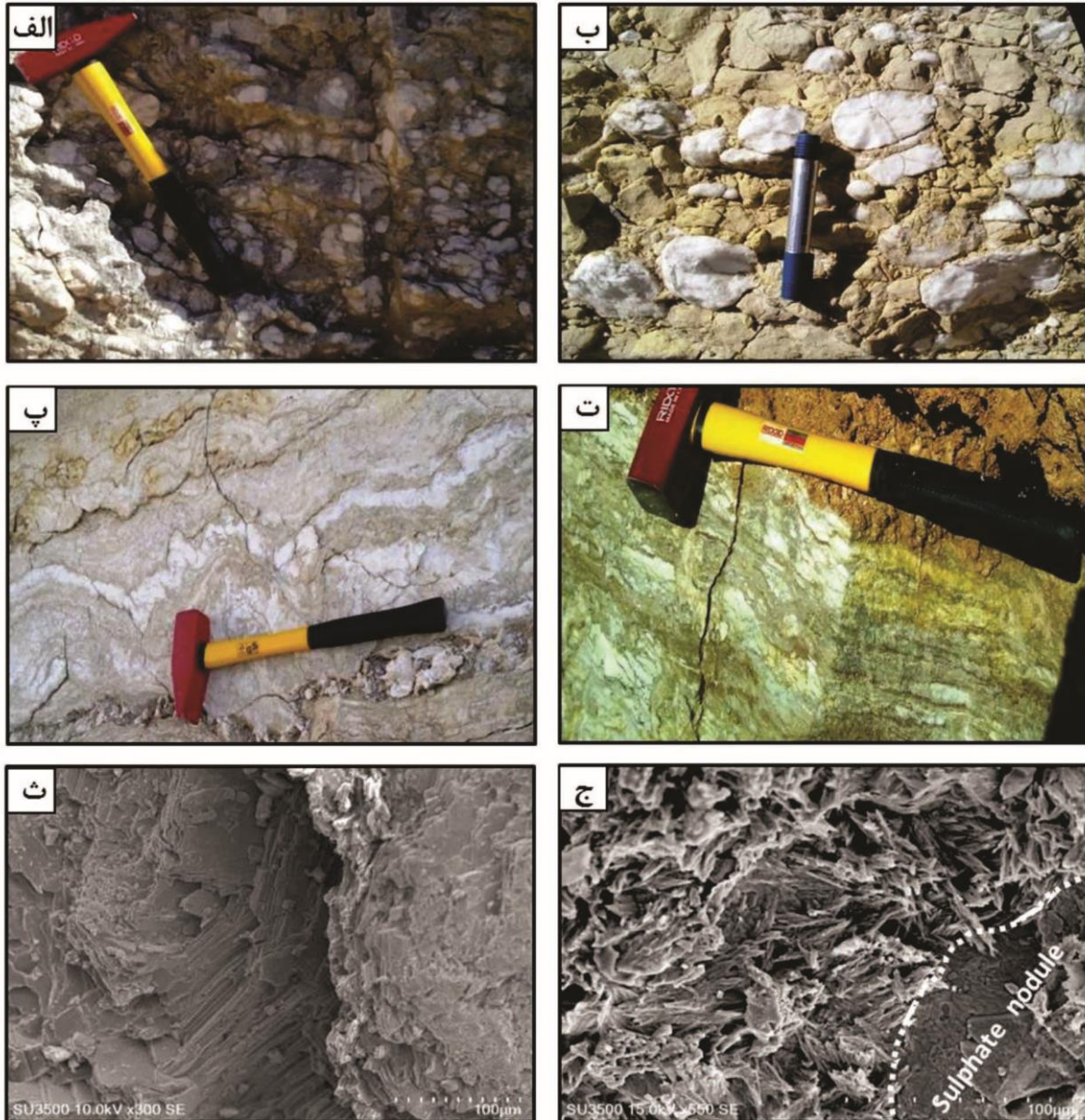
3- non-planar

درهم‌رشدی به سمت بالا (بافت جناغی) از شورابه‌های با غلظت بالا نهشته می‌شود (Peryt, 2013). لامینه‌های تبخیری سازند ساچون در برخی موارد توسط بلورهای با آرایش عمودی قطع شده‌اند (شکل ۴ب). چنین بلورهایی که از اختصاصات تشکیل در محیط‌های آبی کم‌عمق می‌باشند، وقتی در معرض تدفین قرار بگیرند، به صورت نودول‌هایی از انیدریت با آرایش عمودی حفظ می‌گردند. با رخنمون یافتن توالی، این لایه‌ها و نودول‌های انیدریتی به ژئوپس تبدیل می‌گردند (Melvin, 1991).

Orti, Warren, 2006; Melvin, 1991; Kendall, 1985 (et al., 2007). حضور بلورهای ژئوپس دارای ماکل دم‌چلچله‌ای و بافت جناغی در بسیاری از تبخیری‌های محیط‌های زیرآبی کم‌عمق دیده شده است (Rochy et al., 1994; Warren, 2006). ژئوپس سلنیتی گنبدی نیز در آب‌های عمیق‌تر با شرایط شوری پایدارتر نسبت به ژئوپس لایه‌ای تشکیل می‌گردد (Orti, 2010; Orti et al., 2007). این نوع رشد بلورهای ژئوپس در تبخیری‌های قدیمه مانند حوضه مسینین گزارش شده است (Testa & Lugli, 2000; Babel, 2005a; Babel, 2005b). ژئوپس با



شکل ۴: الف) ژئوپس لامینه‌ای؛ ب) لامینه‌های ژئوپس غنی از مواد آلی و حاوی نودول ژئوپس (پیکان)؛ پ) ژئوپس لامینه‌ای عدسی شکل در بالای تصویر؛ ت) مقطع صیقلی که نشان دهنده تناوب رسوبات تبخیری و کربنات می‌باشد (عرض تصویر ۴ سانتی‌متر است). ث) بلورهای ژئوپس با بافت جناغی؛ ج) بلور ژئوپس دارای ماکل دم‌چلچله‌ای (نور پلاریزه). ۱ mm

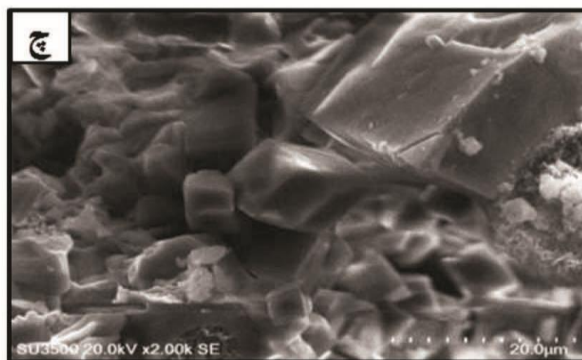
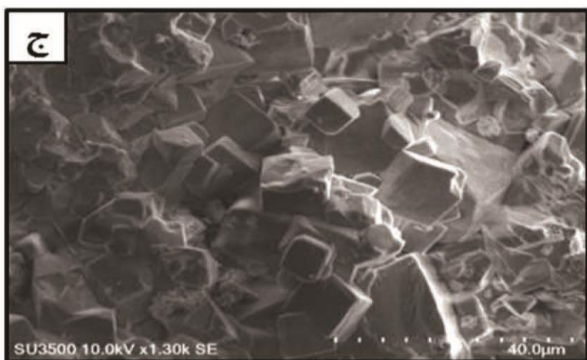
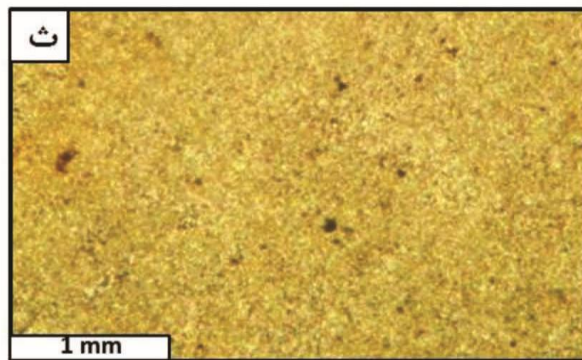
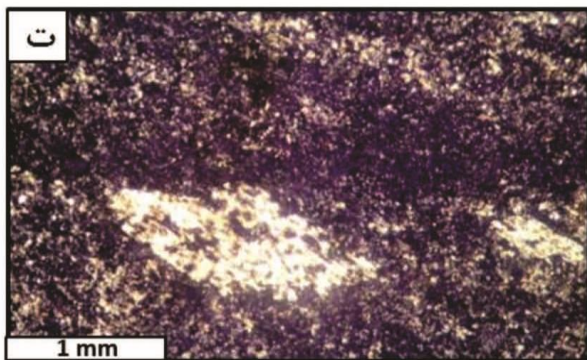
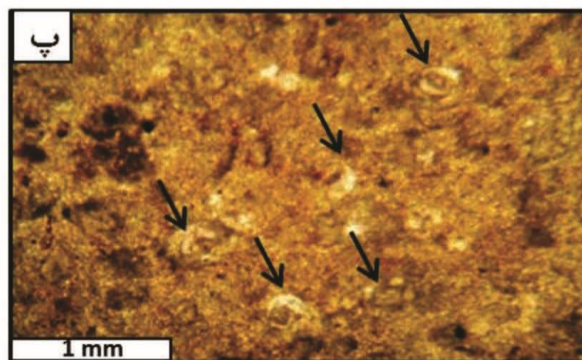
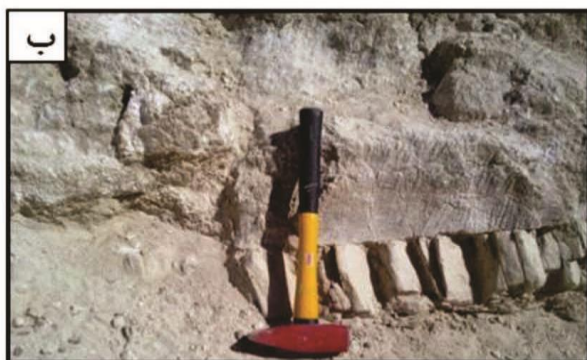


شکل ۵: الف) جایگیری فشرده نودول‌های ژئیس در زمینه مارنی که باعث تشکیل ساخت توری قفس‌مرغی شده است. این نودول‌ها طی دیاژنز تدفینی فشرده‌تر شده‌اند. ب) نودول‌های تبخیری در زمینه کربناته؛ پ - ت) ساخت اینتروولیتیکی؛ ث) تصاویر میکروسکپ الکترونی از مرز بین نودول‌ها؛ ج) تماس نودول تبخیری و کانی‌های رسی.

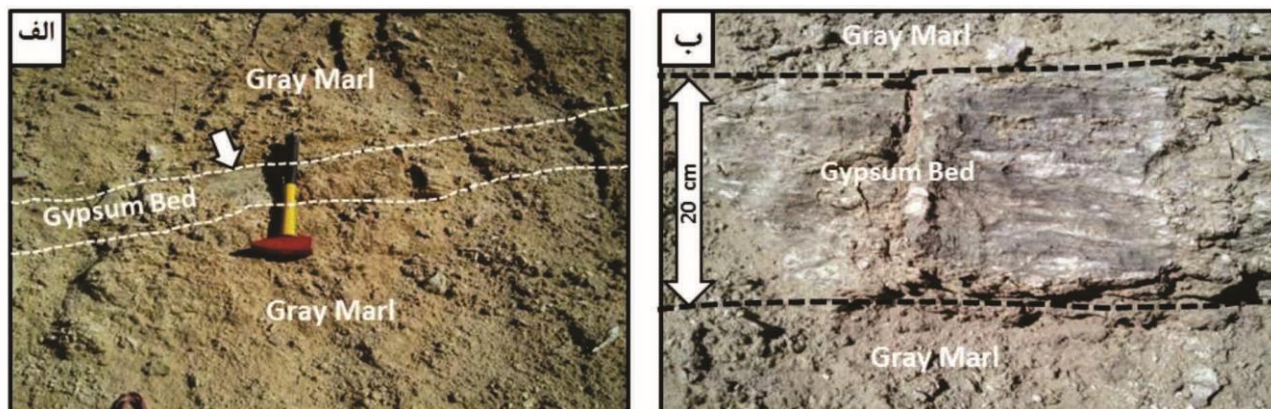
سیلاب طوفانی تشکیل شوند (Peryt, 2001). تناوب لامینه‌های کربناته - ژئیس احتمالاً ناشی از تغییرات شوری در سالیانای کم‌عمق است. لامینه‌های ژئیس طی زمان تغلیظ و لامینه‌های کربناته در زمان رقیق شدن نهشته می‌شوند (Schroder *et al.*, 2003). فروانی مواد آلی در برخی لامینه‌ها باعث تیره شدن آن‌ها شده است (شکل ۴ب).

برخی لامینه‌های واحد تبخیری سازند ساچون که به صورت عدسی تا نیمه مورب (شکل ۴پ) دیده شده‌اند، می‌توانند نشان دهنده جابه‌جایی بلورهای ژئیس طی رسوب‌گذاری تحت تأثیر جریان و امواج باشند (Stow, 2005). لامینه‌های ژئیس در واحد تبخیری سازند ساچون به صورت متناوب با لامینه‌های کربناته نیز تشکیل شده‌اند (شکل ۴ت). لامینه‌های کربناته می‌توانند در یک شورابه کم‌عمق رقیق شده ناشی از





شکل ۶: الف) نمای صحرایی از گسترش لایه‌های کربناته (پیکان‌های سیاه) با ضخامت‌های مختلف در قسمت زیرین واحد تبخیری (دید به سمت شمال شرق)؛ ب) نمای نزدیک از سطح تماس یک لایه کربناته و تبخیری؛ پ) رخساره فرامینفر بنتیک و کستون که به شدت تحت تأثیر نئومورفیسم و دولومیتی شدن قرار گرفته است. باقی‌مانده‌های روزن‌داران کفزی یا پیکان مشخص شده‌اند. ت) رخساره مادستون غنی از مواد آلی و حاوی بلورهای ژپس عدسی شکل؛ ث) رخساره دولومیکرایت (نور پلاریزه)؛ ج - چ) تصویر میکروسکپ الکترونی از رخساره دولومیکرایت متشکل از بلورهای ریز دولومیت.



شکل ۷: الف) نمای صحرایی از مارن خاکستری که فرسایش پذیر بوده و تا حدود زیادی لایه تبخیری (پیکان) را پوشانده است. ب) نمای نزدیک از میان لایه تبخیری در بین لایه مارن خاکستری.

رشد نودول‌های تبخیری که در نزدیک سطح رخ می‌دهد، از فرآیندهای دیاژنزی مرحله ائوژنز است (Warren, 2006). نودول‌های تبخیری دارای ساخت‌های توری قفس مرغی و درون‌سنگی (شکل ۵) مربوط به توالی سبخای ساحلی می‌باشند (Melvin, 1991; Boggs, 1995). در محیط‌های سبخایی تشکیل نودول‌های سولفات‌ها در ستون رسوبی با ضخامت تا یک متر و در بالای سطح آب‌زیرمینی انجام می‌شود (Warren & Kendall, 1985). نودول‌های تبخیری از آب حفره‌ای تغلیظ شده در پهنه موئینه سبخا به صورت جای‌گیری تشکیل می‌گردند (Warren, 2006). حضور کانی‌های رسی که در بین نودول‌های سازند ساچون مشاهده شده‌اند (شکل ۵، ج) در بین تبخیری‌های محیط سبخایی قدیمه از جمله سازند گچساران در عراق نیز گزارش شده‌اند (Al-Juboury & Mc Cann, 2008). میان لایه‌های کربناته سازند ساچون از رخساره‌های وکستون بایوکلاستی، مادستون و دولومیکرایت تشکیل شده‌اند (شکل ۶). حضور روزن‌داران کفزی با پوسته پرسلانوز مانند میلیولید در رخساره وکستون می‌تواند نشان دهنده نهشت آن‌ها در یک محیط نسبتاً هیپرسالین مانند لاگون باشد (Vaziri-Moghadam et al., 2006). رخساره دولومیکرایت متشکل از ریزپلورهای دولومیت در پهنه بالای جزر و مدی تشکیل می‌شود (Adabi, 2009)؛

تشکیل مادستون کربناته دارای بلورهای ژیپس عدسی شکل را می‌توان در یک محیط سبخای ساحلی تفسیر نمود (Warren, 2006). در محیط‌های سبخایی عهد حاضر این شکل‌های ژیپس در کربنات‌های قسمت پایین (به سمت ساحل) سبخا به صورت جانشینی در زمینه گل کربناته تشکیل شده‌اند (et al., 2011). به نظر می‌رسد که مارن‌های سازند ساچون که بین لایه‌های تبخیری قرار گرفته‌اند (شکل ۷)، در آب‌های کم‌عمق تشکیل شده‌اند. در مقابل لایه‌های مارنی که همراه با نودول‌های تبخیری (شکل ۵) تشکیل شده‌اند، مربوط به محیط‌های سبخایی می‌باشند. لایه‌های اخیر عمدتاً بر اثر پیش‌روی رسوبات بالای جزر و مدی آواری افزون بر روی رسوبات بین جزر و مدی و زیر جزر و مدی تشکیل شده‌اند. گسترش این نوع مارن‌های حاوی نودول‌های تبخیری در محیط‌های سبخایی ساحلی عهد حاضر مانند جنوب حوضه میان‌رودان در شمال غرب (Aqrabi & Sadooni, 1988) و جنوب خلیج فارس (Alsharhan & Kendall, 2003) نیز گزارش شده است. با توجه به شواهد موجود می‌توان محیط رسوب‌گذاری واحد تبخیری سازند ساچون را در یک محیط سبخای ساحلی و محیط آبی کم‌عمق شور یا سالینا تفسیر نمود (شکل ۸).

رشد نودول‌های تبخیری که در نزدیک سطح رخ می‌دهد، از فرآیندهای دیاژنزی مرحله ائوژنز است (Warren, 2006). نودول‌های تبخیری دارای ساخت‌های توری قفس مرغی و درون‌سنگی (شکل ۵) مربوط به توالی سبخای ساحلی می‌باشند (Melvin, 1991; Boggs, 1995). در محیط‌های سبخایی تشکیل نودول‌های سولفات‌ها در ستون رسوبی با ضخامت تا یک متر و در بالای سطح آب‌زیرمینی انجام می‌شود (Warren & Kendall, 1985). نودول‌های تبخیری از آب حفره‌ای تغلیظ شده در پهنه موئینه سبخا به صورت جای‌گیری تشکیل می‌گردند (Warren, 2006). حضور کانی‌های رسی که در بین نودول‌های سازند ساچون مشاهده شده‌اند (شکل ۵، ج) در بین تبخیری‌های محیط سبخایی قدیمه از جمله سازند گچساران در عراق نیز گزارش شده‌اند (Al-Juboury & Mc Cann, 2008). میان لایه‌های کربناته سازند ساچون از رخساره‌های وکستون بایوکلاستی، مادستون و دولومیکرایت تشکیل شده‌اند (شکل ۶). حضور روزن‌داران کفزی با پوسته پرسلانوز مانند میلیولید در رخساره وکستون می‌تواند نشان دهنده نهشت آن‌ها در یک محیط نسبتاً هیپرسالین مانند لاگون باشد (Vaziri-Moghadam et al., 2006). رخساره دولومیکرایت متشکل از ریزپلورهای دولومیت در پهنه بالای جزر و مدی تشکیل می‌شود (Adabi, 2009)؛

## فرآیندهای دباژنزی

### انیدریت‌زایی

تبخیری‌های سازند ساچون در حال حاضر به علت رخنمون یافتن و قرار گرفتن در منطقه دباژنزی متئوریک عمدتاً به صورت ژپس ثانویه (ناشی از آب‌گیری انیدریت<sup>۴</sup>)، اما در برخی موارد باقی مانده‌هایی از انیدریت دیده می‌شوند (شکل ۹الف).

### فشردگی

اثرات فشردگی در تبخیری‌های سازند ساچون به صورت تشکیل ریزچین‌ها و نیز تا حدودی جریان‌یافتگی مشخص می‌شود (شکل ۹ب). فشردگی در مواردی نیز باعث شکستگی و برشی شدن لایه‌های تبخیری شده است (شکل ۹پ، ت).

### آب‌گیری انیدریت

آب‌گیری انیدریت و تشکیل ژپس‌های ثانویه در واحد تبخیری سازند ساچون به فراوانی و با بافت‌های آلاباسترین، پورفیروبلاستیک و گرانوبلاستیک مشاهده شده است. ژپس آلاباسترین متشکل از بلورهای ژپس با خاموشی موجی، ظاهر آمیبی شکل و مرزهای نامشخص می‌باشد. بررسی‌های انجام گرفته بر روی تبخیری‌های سازند ساچون نشان می‌دهد که ژپس ثانویه آلاباسترین دارای دو الگوی مختلف می‌باشد. الگوی اول آن به صورت ریز بلورهای بی‌شکل، تا حدودی هم‌اندازه، درهم قفل شده با مرزهای منحنی شکل، خاموشی نامنظم و ادخال‌های بسیار کمی از انیدریت است (شکل ۱۰الف). الگوی دوم ژپس آلاباسترین، از مناطقی با مرزهای مضرس، زیگزاگی و در مواردی نه‌چندان مشخص و مرکب از بلورهای ریز ژپس است. هر منطقه با بلورهای تشکیل دهنده آن دارای خاموشی یکسانی است که آن را از منطقه مجاور مجزا می‌کند (شکل ۱۰ب). ژپس پورفیروبلاستیک به صورت

بلورهای بزرگتر در میان بلورهای کوچکتر توده دربرگیرنده تشکیل شده است (شکل ۱۰پ). بلورهای ژپس دارای خاموشی مشخص با باقی مانده‌هایی از انیدریت می‌باشند. باقی مانده‌های مذکور نشان دهنده تشکیل این ژپس بر اثر فرآیند آب‌گیری انیدریت است. ژپس گرانوبلاستیک از بلورهای بزرگ و بی‌شکل درهم قفل شده تشکیل شده است (شکل ۱۰ات، ج). وجود خاموشی در بلورهای این نوع ژپس می‌تواند نشان دهنده تأثیرات فشار ناشی از تبلور مجدد باشد. بلورهای ژپس گرانولار فاقد بقایای انیدریتی می‌باشند.

### تشکیل بازانیت

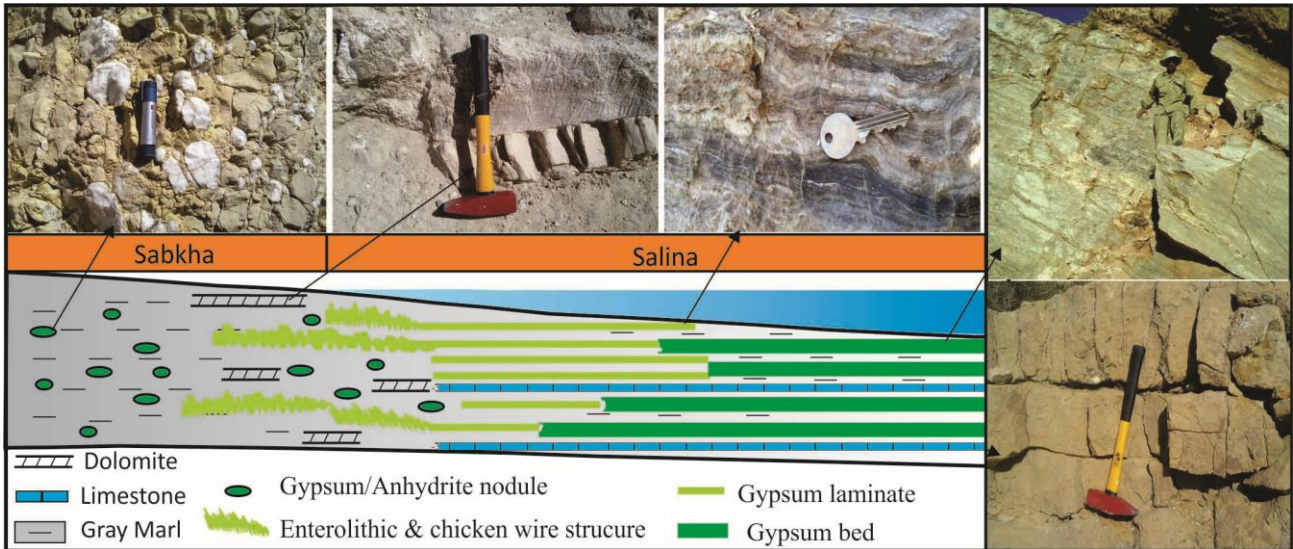
نتایج آنالیز XRD بر روی نمونه‌های تبخیری سازند ساچون نشان می‌دهد که در برخی نمونه‌ها، علاوه بر کانی ژپس که به صورت کانی اصلی است، کانی‌های بازانیت و انیدریت نیز به صورت فرعی تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱الف). در موارد دیگر انیدریت حضور نداشته و تنها کانی‌های ژپس و بازانیت شناسایی شده‌اند (شکل ۱۱ب).

### رگه‌های ژپس

رگه‌های ژپس سازند ساچون در برش کوه سیاه را می‌توان به رگه‌های موجود در رسوبات تبخیری و مارنی تقسیم‌بندی نمود. رگه‌های ژپس درون نهشته‌های مارنی به سه شکل رگه‌های ژپس بین نودولی، رگه‌های ژپس همراه لامینه‌های تبخیری و رگه‌های ژپس در مارن‌های فاقد تبخیری مشاهده شده‌اند. رگه‌های ژپس در مارن‌های فاقد افق تبخیری به صورت شبکه متراکمی از رگه‌های ژپس تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲الف، ب). در این رگه‌ها، بلورهای ژپس عمود بر دیواره رگه رشد کرده‌اند. تشکیل افق‌های تبخیری در مارن‌های سازند ساچون بسیار معمول است. به همراه این افق‌های تبخیری، گاهی رگه‌های ژپس نیز دیده می‌شوند (شکل ۱۲پ). در برخی لایه‌های مادستونی، نودول‌ها به وسیله رگه‌های ژپس افقی تا

سیمان ژپس ساتین اسپار در لایه‌های تبخیری و نیز مارنی سازند ساچون، سیمان عمده پرکننده شبکه شکستگی‌ها است. این سیمان ژپسی متشکل از بلورهای فیبری با طولی چند برابر عرض شان است (شکل ۱۳ الف، ب). بلورهای ژپس در سیمان فیبری زیگمویدال به حالت مورب نسبت به دیواره شکستگی قرار دارند (شکل ۱۳ پ).

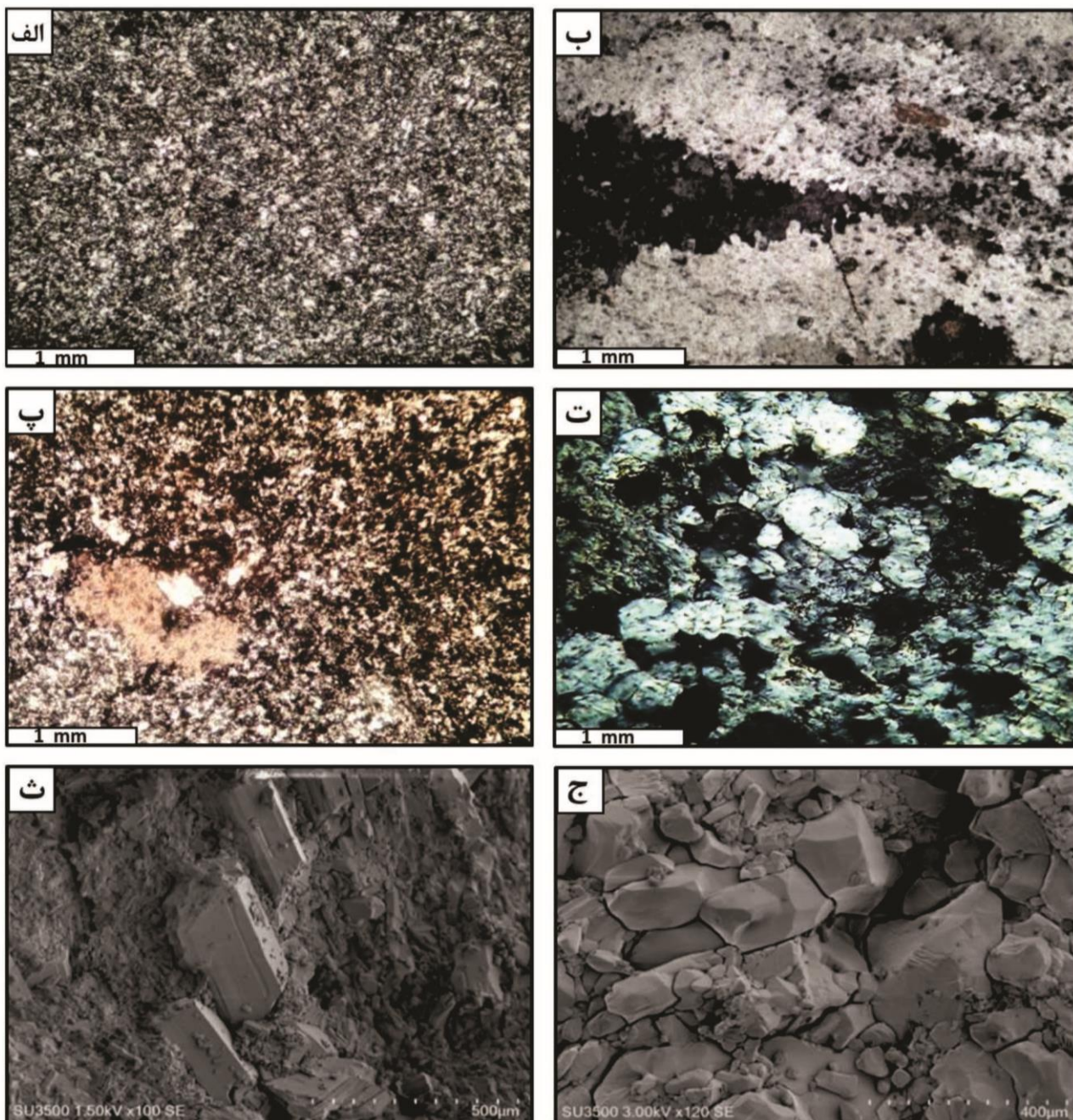
نیمه‌افقی به هم مرتبط شده‌اند (شکل ۱۲ ا). رگه‌های ژپس در لایه‌های تبخیری سولفاته سازند ساچون نیز مشاهده شده‌اند (شکل ۱۲ ا، ج). دو نوع سیمان ژپسی در رگه‌های موجود در سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه شناسایی شده‌اند. این سیمان‌ها شامل ژپس فیبری عمود بر سطح دیواره (ساتین اسپار) و فیبری زیگمویدال می‌باشند.



شکل ۸: مدل رسوبی واحد تبخیری سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه



شکل ۹: الف) فرآیند دیاژنزی انیدریت‌زایی؛ پیکان سفید و سیاه به ترتیب نشان دهنده انیدریت و ژپس است. ب) تغییر شکل لامینه‌های تبخیری در اثر فشردگی؛ پ) شکستگی در لایه‌های ژپس (پیکان سفید)؛ ت) برشی شدن لایه ژپس.



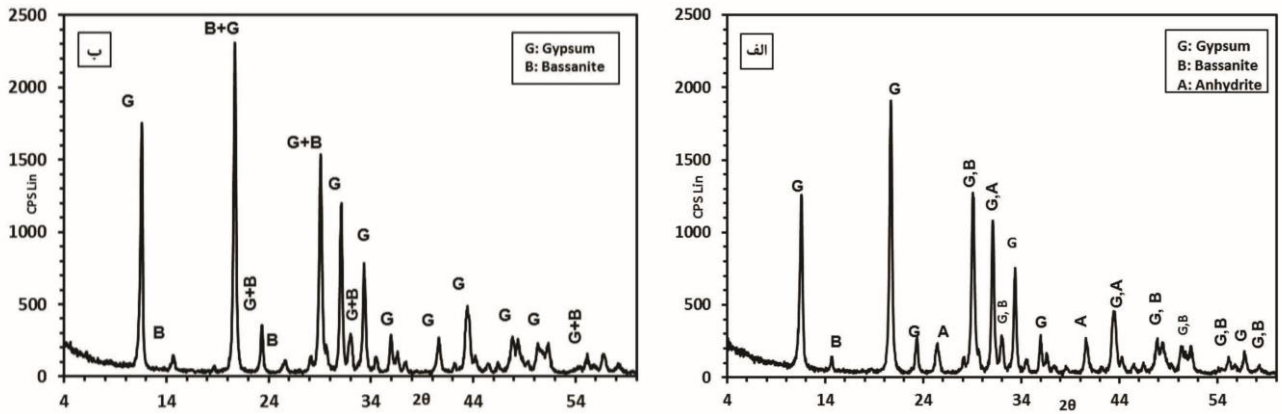
شکل ۱۰: الف) ژپس آلاسترتین ریزبلور (الگوی ۱)؛ ب) ژپس آلاسترتین با مرزهای نامشخص و ظاهر آمیبی (الگوی ۲)؛ پ) ژپس ثانویه با بافت پورفیروبلاستیک؛ ت) ژپس گرانوبلاستیک (نور پلاریزه)؛ ث - ج) به ترتیب تصاویر میکروسکپ الکترونی از ژپس پورفیروبلاستیک و گرانولار.

### سیمان ژپسی در کربنات‌ها

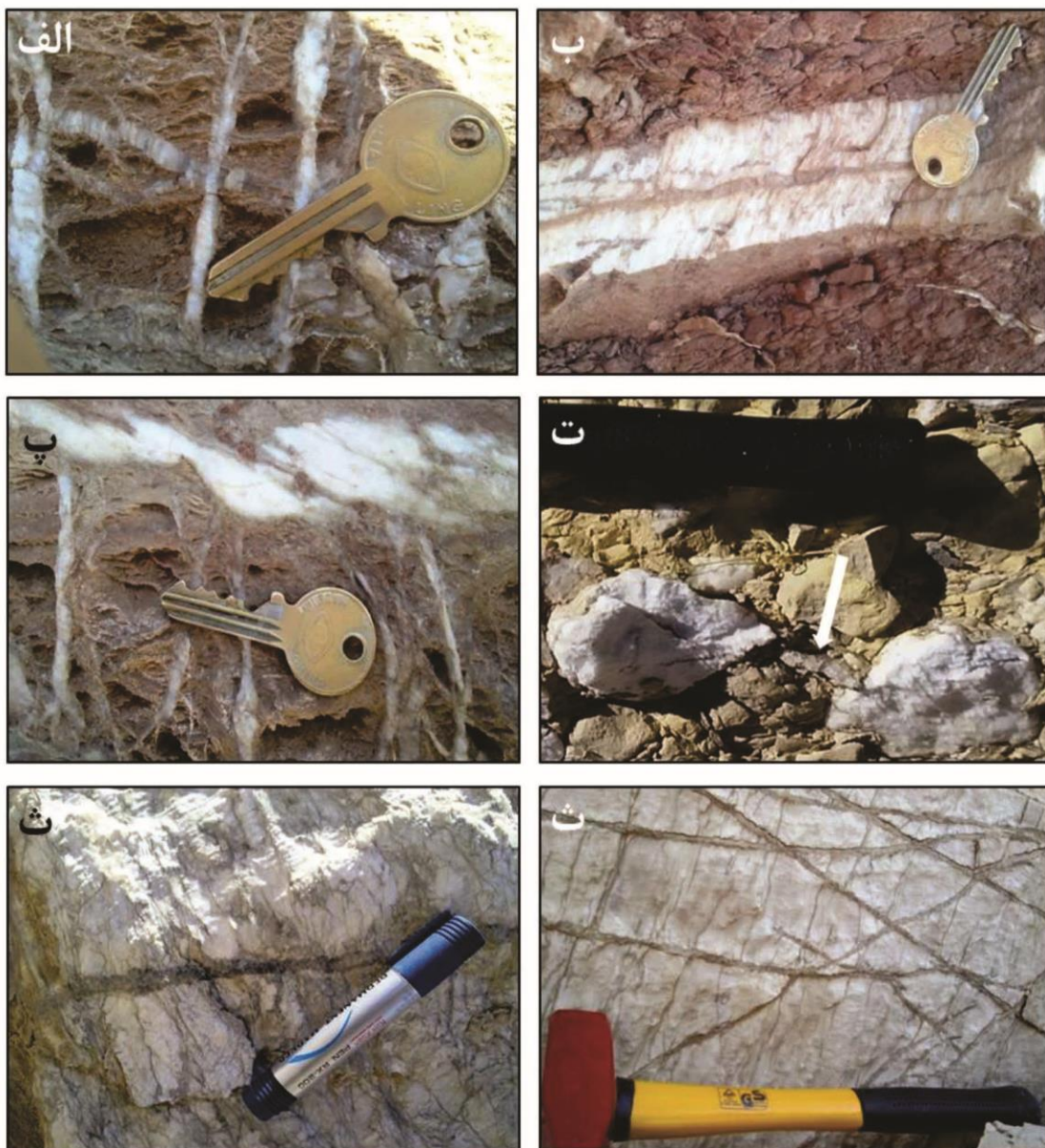
سیمان ژپسی در میان لایه‌های کربناته دولومیتی شده قسمت زیرین واحد تبخیری سازند ساچون به صورت پویکیلتوپیک با خاموشی نامنظم بوده که تخلخل بین بلوری دولومیت و نیز تخلخل درون دانه‌ای روزن‌داران کفزی را پر کرده است (شکل ۱۳).

### کلسیتی شدن

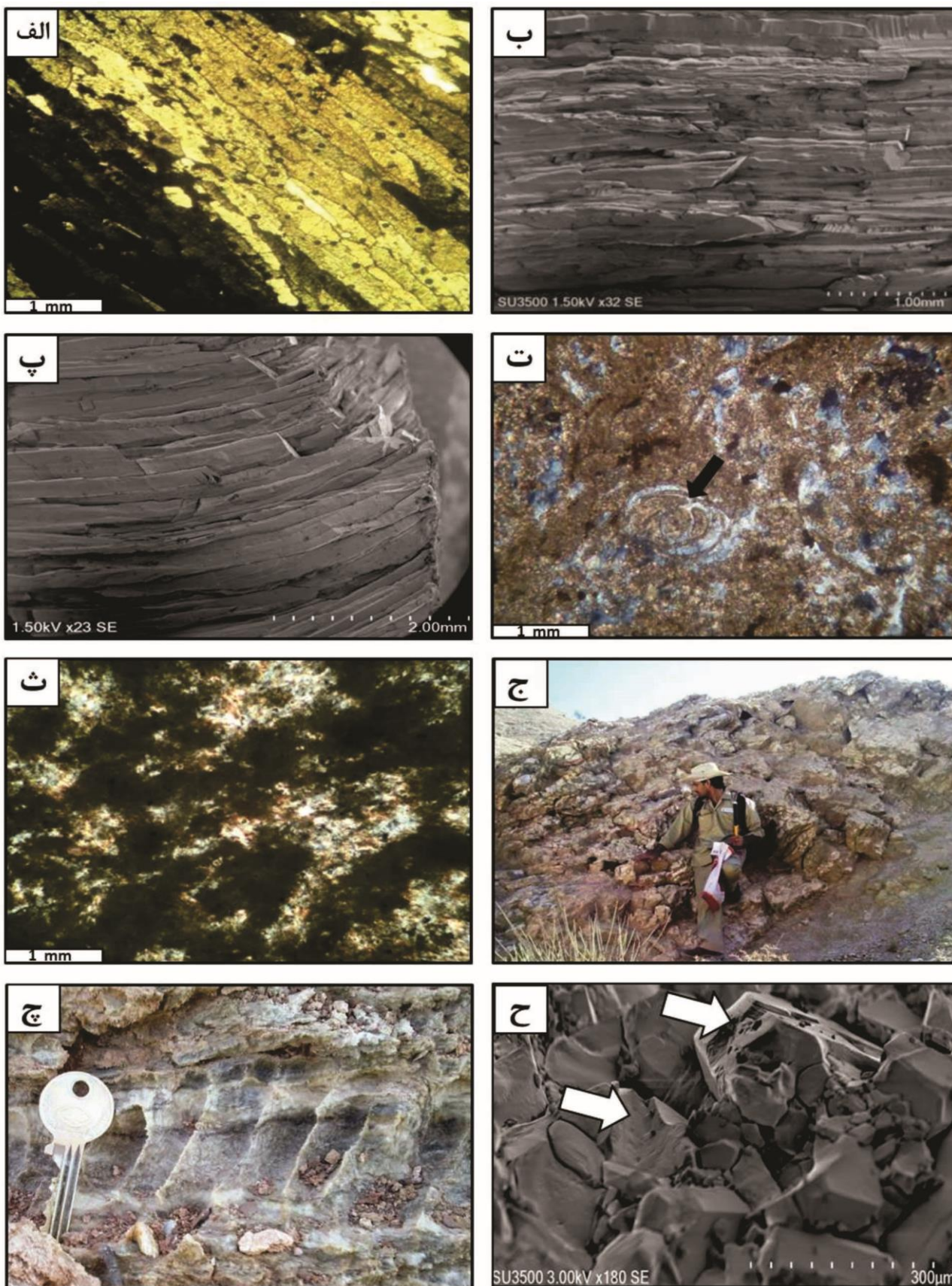
جانشینی کلسیت ریز بلور در زمینه ژپس / انیدریتی سازند ساچون گسترش نسبتاً زیادی دارد (شکل ۱۳). وجود حفرات انحلالی، ژپس ثانویه بلوری و گسترش کلسیتی شدن در امتداد سطح لایه‌ها و شکستگی‌ها می‌تواند نشان



شکل ۱۱: نتایج آنالیز XRD دو نمونه از تبخیری های سازند ساچون



شکل ۱۲: (الف) رگه های ژیبس در بین نهشته های مارنی؛ (ب) نمای نزدیک از رگه ژیبس متشکل از ژیبس فیبری (خط مرکزی رگه محل شکستگی اولیه می باشد)؛ (پ) گسترش رگه های ژیبس در مجاورت یک لامینه سولفات؛ (ت) نمایی از دو نودول ژیبس که توسط یک رگه ژیبس (پیکان سفید رنگ) به هم متصل شده اند (مقیاس ۱۵ سانتی متر). ث - ج) رگه های ژیبس درون لایه های تبخیری سولفات.



شکل ۱۳: الف) سیمان ژئیس ساتین اسپار؛ ب - پ) به ترتیب تصاویر میکروسکوپ الکترونی از ژئیس ساتین اسپار و ژئیس فیبری زیگمیدال است. ت) سیمان ژئیس پویکلوتوپیک؛ پیکان سیاه نشان دهنده تخلخل درون فسیل می‌باشد که با سیمان سولفات‌ها پر شده است (نور پلاریزه). ث) کلسیتی شدن ژئیس (نور پلاریزه)؛ ج) تشکیل برش انحلالی در لایه‌های تبخیری؛ ح) انحلال شیاری؛ ح) تصویر میکروسکوپ الکترونی پدیده انحلال در بلورهای ژئیس.

دهنده کلسیتی شدن تبخیری‌ها در سطح زمین یا کلسیتی شدن متئوریک می‌باشد.

**انحلال**

عبور آب و گسترش انحلال در تبخیری‌های سازند ساچون، ریزش‌ها و لغزش‌ها و تشکیل برش‌های انحلالی را ایجاد کرده است (شکل ۱۳ج). برش‌های تبخیری سازند ساچون متشکل از قطعات ژپیس با جورشدگی ضعیف می‌باشند. خود قطعات نیز از نودول‌های ژپیس تشکیل شده‌اند. علاوه بر این، آثار انحلال به صورت گسترش شیارهای انحلالی نیز دیده شده است (شکل ۱۳چ). در بررسی‌های میکروسکپ الکترونی آثار انحلال در سطوح بلور به خوبی مشاهده می‌شود (شکل ۱۳ح).

### توالی پاراژنتیکی

تبخیری‌ها همیشه اولیه نیستند و گاه در مرحله‌های دوم و سوم<sup>۵</sup> نیز به عنوان تبخیری‌های دیاژنزی تشکیل می‌شوند. تبخیری‌های مرحله دوم مربوط به محیط دیاژنزی و طی مراحل ائوزنز و مزوزنز می‌باشند (جدول ۱). تشکیل انواع مربوط به مرحله ائوزنز در عمق کم نسبت به سطح زمین رخ می‌دهد و مهم‌ترین محصول این مرحله جای‌گیری نودول‌های سبخایی است (Einsele, 2000; Warren, 2006). تبخیری‌های ثانویه مرحله مزوزنز در طی تدفین در اعماق و به علت تأثیرات سیالات دیاژنزی، دما و فشار بر روی تبخیری‌های اولیه و تبخیری‌های مرحله ائوزنز تشکیل می‌شوند (Warren, 2006). از مهم‌ترین محصولات این مرحله در تبخیری‌های سازند ساچون انیدریت‌زایی است (شکل ۹الف). ژپیس اولیه طی تدفین به انیدریت تبدیل می‌شود که این فرآیند دیاژنزی باعث کاهش حجم آن تا ۳۸٪ می‌گردد (Murray, 1964; Holliday, 1970; Kasprzyk, Testa & Lugli, 2000; Shearman, 1972).

تبخیری‌های سازند ساچون به صورت شکستگی و برشی شدن نیز دیده شده است (شکل ۹پ، ت).

تبخیری‌های مرحله سوم که بر اثر رخنمون یافتن توالی در سطح زمین ناشی از بالاآمدگی تشکیل می‌شوند (Warren, 2006)، در سازند ساچون به شکل‌های مختلفی دیده شده‌اند. تبدیل انیدریت به ژپیس و تشکیل ژپیس‌های ثانویه که در بیرون زدگی‌ها پدیده‌ای معمول است (Ruiz et al., 2007; Garcia 2007)، در منطقه فعال فریاتیکی متئوریک رخ می‌دهد (Warren, 2006). سه فرآیند انحلال انیدریت و ته‌نشست متعاقب ژپیس، آب‌گیری مستقیم انیدریت و نیز آب‌گیری مرحله‌ای کانی‌همی‌هیدراته نیمه پایدار بازانیت  $(CaSO_4 \cdot \frac{1}{2} H_2O)$  باعث تشکیل ژپیس ثانویه می‌شود (Holliday, 1970). ژپیس‌های ثانویه سازند ساچون دارای بافت‌های آلاباسترین، پورفیروبلاست و گرانوبلاست می‌باشند (شکل ۱۰).



جدول ۱: توالی پاراژنتیکی تبخیری‌های سازند ساچون در برش تاقدیس سیاه.

Evaporite type Sedimentary/ Diagenetic Process	Secondary		Tertiary (Telogenetic)
	Eogenetic	Mesogenetic	
Anhydrite/Gypsum nodule	_____		
Anhydritization		_____	
Compaction		_____	
Sulphate cement		_____	
Hydration of Anhydrite			_____
Formation of Bassanite			_____
Gypsum Vein			_____
Calcitization			_____
Dissolution			_____

شده‌اند (شکل ۱۲). مادستون‌ها و مارن‌ها نفوذپذیری بسیار کمی دارند و سدهای مهمی را در مقابل حرکت سیالات در حوضه‌های رسوبی ایجاد می‌کنند (Cartwright, 1997). بنابراین جابه‌جایی سیالات در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها رخ می‌دهد (Philipp, 2008). رگه‌های بین نودول‌ها که شکستگی‌های هیدرولیکی می‌باشند، زمانی تشکیل می‌گردند که فشار سیالات درون نودول‌ها ناشی از تبدیل انیدریت به ژپس، از مقاومت کششی سنگ میزبان مادستونی بیشتر باشد (Philipp, 2008). در لایه‌های تبخیری سازند ساچون، طی بالا آمدگی رسوبات شکستگی‌های ناشی از فشارهای تکتونیک گسترش یافته‌اند. این شکستگی‌ها مسیری با نفوذپذیری بالا را برای عبور آب‌های متوریک یا زیرزمینی فراهم آورده‌اند و سیمان ژپسی در آن‌ها نهشته شده است. مهم‌ترین سیمان‌های پرکننده این رگه‌ها، سیمان ژپس فیبری ساتین اسپار و زیگمیدال می‌باشند (شکل ۱۳ الف - پ) عمدتاً فرض بر این گردیده است که آب‌گیری انیدریت و خروج سیالات غنی از سولفات کلسیم، منشأ سیالات مادر این سیمان است (Machel, Shearman et al., 1972).

ژپس پورفیروبلاست اولین ژپس ثانویه بوده و در شرایط تعادل ژپس - انیدریت (Holliday, 1970) و در بخش عمیق زون متوریک فعال تشکیل می‌گردد (Warren, 2006). شرایط مطلوب تشکیل این نوع ژپس، نرخ رشد بلوری آهسته، درجه اشباع کمتر و نیز گردش آهسته سیال است (Gindre-Chanu et al., 2014). به نظر می‌رسد که نرخ رشد آهسته بلور گاهی باعث تشکیل بلورهای شکل‌دار ژپس گردیده است (شکل ۱۰ ث). ژپس آلاباسترین در منطقه فعال‌تر (بالا‌تر) پهنه فریاتیکی متوریک تشکیل می‌شوند (Warren, 2006). تشکیل ژپس گرانوبلاست در مراحل پیشرفته آب‌گیری انیدریت رخ می‌دهد (Holliday, 1970؛ Warren, 1999). فوق اشباع بودن، وجود چندین هسته تبلور، نرخ رشد بلوری آهسته شرایط مطلوب جهت تشکیل این نوع ژپس است (Gindre et al., 2014). با توجه به حضور کانی بازائیت (شکل ۱۱) می‌توان گفت ژپس ثانویه سازند ساچون بر اثر آب‌گیری انیدریت و تشکیل مرحله حد واسط بازائیت و آب‌گیری متعاقب بازائیت به وجود آمده است. رگه‌های ژپس سازند ساچون در توالی‌های تبخیری، مارن و کربناته تشکیل

شدن می‌تواند تنها ناشی از انحلال تبخیری‌ها و رسوب‌گذاری کلسیت جانشینی باشد. این نوع کلسیتی شدن در توالی‌های تبخیری قدیمه مانند سازند کاستیل (Ulmer-Scholle, 2008) و پارک سیتی (Stafford et al., 2008) نیز گزارش شده است. انحلال ژئوپس (Scholle, 1994) در بررسی‌های صحرایی و نیز تصاویر میکروسکپ الکترونی به خوبی مشهود است (شکل ۱۳ح، چ). این فرآیند دیاژنزی در امتداد سطح لایه‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها اتفاق می‌افتد و آثار آن به صورت کارست، چاله‌های انحلالی و ساخت‌های ریزشی مشخص می‌شود (Johnson, 2008). برش‌های ژئوپس (شکل ۱۳ج) محصول انحلال ژئوپس قبل از انحلال کامل می‌باشند (Stanton, 1966; Beales & Oldershaw, 1969).

### نتیجه‌گیری

نتایج بررسی‌های انجام گرفته بر روی واحد تبخیری سازند ساچون (پالئوسن - ائوسن پیشین) در برش تاقدیس سیاه واقع در جنوب شرق سروستان نشان می‌دهد که این رسوبات در سه مرحله تشکیل گردیده‌اند. تبخیری‌های اولیه به صورت لایه‌ها و لامینه‌های ژئوپس بوده‌اند که در محیط زیرآبی کم‌عمق (سالینا) نهشته شده‌اند. به همراه این تبخیری‌های اولیه، میان لایه‌های کربناته محیط لاگون و سبخای ساحلی نیز حضور دارند. تبخیری‌های ثانویه در مراحل دیاژنزی ائورنز و مزورنز به وجود آمده‌اند. در مرحله ائورنز، نودول‌های سولفات (ژئوپس/انیدریت) با ساخت‌های اینترولیتیکی و توری قفس مرغی به صورت جای‌گیری در رسوبات کربناته - مارنی محیط سبخای ساحلی تشکیل شده‌اند. با تدفین رسوبات تبخیری و ورود آن‌ها به مرحله مزورنز، بر اثر افزایش دما و فشار، این رسوبات دست‌خوش دگرشکلی شده و بلورهای ژئوپس به انیدریت تبدیل گردیدند. بر اثر بالا آمدگی و ورود رسوبات

El-Tabakh et al., 1985; Gustavson et al., 1994). رگه‌های متشکل از ژئوپس ساتین اسپار با رشد عمود بر دیواره رگه، در اصل شکستگی‌های کششی هستند که عمود بر جهت تنش فشارشی کمینه ( $\sigma_3$ ) گسترش می‌یابند (Gudmundsson et al., 2002). در این نوع رگه‌ها بخش مرکزی (محور) نشان دهنده محل شکستگی اولیه می‌باشد (Philipp, 2008). تبلور کانی‌ها از جمله ژئوپس در رگه‌ها به دیواره فشار وارد می‌کند که در نتیجه آن فضای لازم جهت گسترش عرضی رگه‌ها به وجود می‌آید (Wilstchko & Morse, 2001). سیمان‌های ژئوپس فیبری زئگموئیدال (شکل ۱۳پ) به علت حرکات هم‌زمان با تبلور ژئوپس است که این حرکات باعث خمیدگی در بلورهای ژئوپس می‌گردد (El-Tabakh et al., 1998). سیمان ژئوپس و انیدریت می‌تواند محصول فرعی دولومیتی شدن کربنات‌ها باشد (Melim & Scholle, 2001; Qing et al., 2001). وجود ژئوپس و انیدریت در فضای متخلخل دولومیت‌ها (شکل ۱۳ت) می‌تواند نشان دهنده خروج یون کلسیم اضافی طی دولومیتی شدن باشد که در صورت وجود یون سولفات در محیط، یون کلسیم با آن ترکیب شده و به صورت کانی‌های سولفات نهشته می‌شود (Warren, 2000). با رخنمون یافتن رسوبات در سطح، سیمان انیدریت به ژئوپس تبدیل می‌شود. با این وجود سیمان تبخیری می‌تواند به علت انحلال توالی تبخیری رخنمون یافته و ته‌نشست آن‌ها در تخلخل‌های موجود در رخساره‌های کربناته باشد (El-Tabakh et al., 2004). کلسیتی شدن ژئوپس / انیدریت به وسیله سه فرآیند احیای باکتریایی سولفات، احیای ترموشیمیایی سولفات و کلسیتی شدن متئوریکی ایجاد می‌شود (Stafford et al., 2008). کلسیتی شدن ناشی از احیای باکتریایی سولفات و احیای ترموشیمیایی نیازمند وجود یک سنگ سولفات و کربن آلی برای مثال هیدروکربن‌ها است (Machel, 1992). کلسیتی

تشکیل و با سیمان ژپسی ساتین اسپار و زیگمایدال پر شده‌اند. سیمان ژپسی در تخلخل رخساره‌های کربناته نیز تشکیل شده است. از دیگر فرآیندهای دیاژنزی این مرحله می‌توان کلسیتی شدن، انحلال و تشکیل برش‌های انحلالی و کلسیتی شدن اشاره نمود.

تبخیری به محیط دیاژنزی متوریک، تبخیری‌های مرحله سوم یا مرحله تلوزنز به وجود آمده‌اند. مهم‌ترین فرآیند دیاژنزی این مرحله شامل آب‌گیری انیدریت و تشکیل کانی نیمه‌هیدراته بازانیت و ژپس ثانویه با بافت‌های آلاباسترین، پورفیروبلاستیک و گرانوبلاستیک بوده است. رگه‌های ژپس در رسوبات تبخیری و کربناته - مارنی

## منابع

- مطیعی، ه. ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kope-Dagh Basin, NE Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24: 1-19.
- Alavi, M., 1994. Tectonic of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229: 211-238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and proforland evolution. *American Journal of Sciences*, 304:1-20.
- Alavi, M., 2007. Structure of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Al-Juboury, A.I., & McCann, T., 2008. The Middle Miocene Fatha (Lower Fars) Formation Iraq. *GeoArabia*, 13:141-174.
- Alsharhan, A.S., & Kendall, G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Reviews*, 61:191-243
- Aqrabi, A.A.M., & Sadooni, F.N., 1987. Recent tidal flat sediments of Khor Al-Zubair, NW Arabian Gulf. *Iraq Journal of Water Resources*, 6:18-37.
- Arzaghi, S., Khosrow-Tehrani, K., & Afghah, M., 2012. Sedimentology and petrography of Paleocene-Eocene evaporites: the Sachun Formation, Zagros Basin, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 27: 43-53.
- Babel, M., 2005a. Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 55: 9-29.
- Babel, M., 2005b. Selenite-gypsum microbialite facies and sedimentary evolution of the Badenian evaporate basin of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 55:187-210.
- Barchi, M.R., De Feyter, A., Magnani, M., Minelli, G., Piali, G., & Sotera, B., 1998. The structural cycle of the Umbria-Marche fold and thrust belt. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 52:557-578.
- Beales, F.W., & Oldershaw, A.E., 1969. Evaporite solution brecciation and Devonian carbonate reservoir porosity in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53: 503-512.
- Benison, K.C., & Goldstein, R.H., 1999. "Permian paleoclimate data from fluid inclusions in halite". *Chemical Geology*, 154:113-132.
- Boggs, S.J., 1995. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. New Jersey, *Prentice Hall*, 774 p.
- Cartwright, J.A., 1997. Polygonal extensional fault systems: a new class of structure formed during the early compaction of shales. In Fluid Flow and Transport in Rocks (eds B.Jamtveit & B.W.D.Yardley). *London: Chapman & Hall.*, p.35-56.
- Dean, W.E., Davies, G.R., & Anderson, R.Y., 1975. Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. *Geology*, 33: 67-372.
- De la Cueva, C., 1992. Analisis del contenido en agua en formaciones salinas. Su aplicaci\_ón al almacenamiento de residuos radioactivos. In: Unpublished, *PhD thesis, Universitat de Barcelona*, 175p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, in W.E. Ham, ed., Classification of Carbonate Rocks: Tulsa, OK. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*.1:108-121.

- Einsele, G., 2000. Sedimentary Basin, Evolution, Facies, and Sediment Budget. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 792 p.
- El Tabakh, M., Schreiber, B.C., & Warren, J.K., 1998. Origin of fibrous gypsum in the Newark Rift Basin, Eastern North America. *Journal of Sedimentary Research*, 68:88-9.
- El-Tabakh, M., Mory, A., Schreiber, B.C., & Yasin, R., 2004. Anhydrite cement after dolomitization of shallow marine Silurian carbonate of the Gascoyne Platform, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology*, 164:75-87.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer Verlag, New York*, 996 p.
- García-Ruiz, J.M., Villasuso, R., Ayora, C., Canals, A., & Otalora, F., 2007. Formation of natural gypsum megacrystals in Naica, Mexico. *Geology*, 35:327-330.
- Ghazban, F., 2007. Petroleum Geology of the Persian Gulf. *Tehran University Press, Iran*, 707 p.
- Gindre-Chanu, L., Warren, J.K., Puigdefabregas, C., Sharp, I.R., Peacock, D.C.P., Swarts, R., Poulsen, R., Ferreira, H., & Henrique, L., 2014. Diagenetic evolution of Aptian evaporites in the Namibe Basin, (south-west Angola). *Sedimentology*, 62: 204-233.
- Gudmundsson, A., Fjeldskaar, I., & Brnner, S.L., 2002. Propagation pathways and fluid transport of hydrofractures in jointed and layered rocks in geothermal fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116: 257-278.
- Gustavson, T.C., Hovorka, S.D., & Dutton, A.R., 1994. Origin of satin spar veins in evaporite basins. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 88-94.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451:56-70.
- Holliday, D.W., 1970. The petrology of secondary gypsum rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40:734-744.
- Jakucs, L., 1977. Morphogenetics of Karst Regions, Wiley (Halstead Press), New York, 284p.
- James, N.P., & Kendall, A.C., 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: Facies Models: Response to Sea Level Change (Eds. R.G. Walker and N.P. James). *Geological association of Canada, Geotext 1*: 265-275.
- Johnson, K.S., 2008. Evaporite-karst problems and studies in the USA. *Environmental Geology*, 53:937-994.
- Jowett, E.C., Cathiles, L.M., & Davis, B.W., 1993. Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 402-13.
- Kasprzyk, A., 2003. Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporate basin of Carpatian Foredeep, Southern Poland. *Sedimentary Geology*, 154: 167-194.
- Kirkland, D.W., 2003. An explanation for the varves of the Castile evaporates (upper Permian), Texas and New Mexico, USA. *Sedimentology*, 50: 898-920.
- Koop, W., & Stoneley, R., 1982. Subsidence history of the middle East Zagros basin, Permian to Recent, Philosophical Transactions of Royal Society of London Series A. *Mathematical and Physical Sciences*, 305:149-168.
- Kuznetsov, V.G., 2006. Cyclicity of shallow-water carbonate sediments in different climatic zones. *Lithology and Mineral Resources*, 41: 505-517.
- Lugli, S., 2001. Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum-anhydrite transitions and carbonate metasomatism. *Sedimentary Geology*, 140: 107-22.
- Machel, H.G., 1992. Low-temperature and high-temperature origins of elemental sulfur in diagenetic environments. In: Wessel, G.R. & Wimberly, B.H., (eds.), Native Sulfur. *Developments in Geology and Exploration*, 3-22.
- Machel, H.G., 1985. Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins. *Sedimentology*, 32: 443-54.
- Maiklem, W.R., Bebout, D.G., & Glaister, R.P., 1969. Classification of anhydrite-a practical approach. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17: 194-233
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- Melvin, J.L., 1991. Evaporates, Petroleum and Mineral Resources. *Elsevier Science Publishing Company*, 556 p.

- Melim, L.A., & Scholle, P.A., 2002. Dolomitization of the Capitan Formation fore reef facies (Permian, West Texas and New Mexico): seepage reflux revisited. *Sedimentology*, 49: 1207-1227.
- Morgas, M., Martinez, C., Baques, V., Playa, E., Trav, A., Alias, G., & Cantarero, I., 2013. Diagenetic evolution of a fractured evaporite deposit (Vilobi Gypsum Unit, Miocene, NE Spain). *Geofluids*, VII: 1-14
- Murris, R.J., 1980. Middle East: Stratigraphic evolution and oil habitat. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 597-618.
- NIOC (National Iranian Oil Company), 1979. Geological Quadrangle map of Iran No.G-11 (Shiraz), scale 1: 250,000. *Exploration and Production Division*, Tehran.
- Orti, F., Rosell, L., Ingles, M., & Playa, E., 2007. Depositional models of lacustrine evaporites in the SE margin of the Ebro Basin (Paleogene, NE Spain). *Geological Acta*, 5: 19-34.
- Orti, F., 2010. Selenite facies in marine evaporites: a review. In: Kendall, Ch.G.St.C. & Alsharhan A.S., (eds.), Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues: A tribute to Douglas James Shearman. *International Association of Sedimentologists. Special Publication* 43: 431-464.
- Peryt, T.M., 2001. Gypsum facies transitions in basin-marginal evaporites: Middle Miocene (Badenian) of West Ukraine. *Sedimentology*, 48: 1103-1119.
- Peryt, T.M., 2013. Palaeogeographical zonation of gypsum facies: Middle Miocene Badenian of Central Paratethys (Carpathian Foredeep in Europe). *Journal of Palaeogeography*, 2: 225-237.
- Philipp, S.L., 2008. Geometry and formation of gypsum veins in mudstones at Watchet, Somerset, SW England, Geological Magazine. *Cambridge University Press*, 145: 831-844.
- Piryaei, A., Reijmer, J.G., Frans, S.P., Van buchem, F.S.P., Yazdi-Moghadam, M., Sadouni, J., & Danelian, T., 2010. The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran). In: Leturmy, P., & Robin, C., (eds.) Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic. *Geological Society, London, Special Publications*, 330: 211-251.
- Playa, E., Orti, F., & Rosell, L., 2000. Marine to nonmarine sedimentation in the upper Miocene evaporates of the Eastern Betics, SE Spain: sedimentological and geochemical evidences. *Sedimentary Geology*, 133: 135-166.
- Qing, H., Bosence, D.W.J., & Rose, P.F., 2001. Dolomitization by penesaline seawater in early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. *Sedimentology*, 48:153-163.
- Rouchy, J.M., Bernet-Rollands, M.C., & Maurin, 1994. Descriptive Petrography of Evaporites; Application in the field, Subsurface and the Laboratory, Evaporite sequences in Petroleum Exploration. *Geological Methods, Editions Techniq*, 71-123.
- Schreiber, B.C., Fridman, G.M., Decima, A., & Schreiber, E., 1976. The depositional environments of the Upper Miocene (Messinian) evaporate deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, 23: 729-760.
- Schreiber, B.C., 1988. Subaqueous evaporite deposition. In: Schreiber, B.C., (ed.), Evaporites and Hydrocarbons. *Columbia University Press, New York*, 182-255.
- Schroder, S., Schreiber, B.C., Amthor, J.E., & Matter, A., 2003. A depositional model for terminal Neoproterozoic - Early Cambrian Ara Group evaporates in south Oman. *Sedimentology*, 50: 879-898.
- Shabafroz, R., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., & Amiri Bakhtiar, H., 2013. Facies analysis and sequence stratigraphy of the evaporite bearing Sachun Formation at the type locality, South East Zagros Basin, Iran. *Carbonate and Evaporites*, 28: 457-574
- Shearman, D.J., Mossop, G., Dunsmore, H., & Martin, H., 1972. Origin of Gypsum veins by hydraulic fracture. *Transactions of the institute of Mining and Metallurgy. Section B. Applied Earth Sciences*, 81:149-55.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, M., and Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*, 27: 1680-1696
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Sonnenfeld, P., 1984. Brines and evaporate. *Academic press, INC*, 613 p.

- Stafford K.W., Ulmer-Scholle, D., & Rosales-Lagarde, L., 2008. Hypogene Calcitization: Evaporite Diagenesis in the Western Delaware Basin. *Carbonates and Evaporites*, 23: 89-103.
- Stanton, R.J.J., 1966. The solution brecciation process. *Geological Society of America Bulletin*, 77: 843-848.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, 52: 1229-1258.
- Stow, D.A., 2005. Sedimentary Rock in the Field, A Color Guide. *Academic Press*, 320p.
- Strohmenger, C.J., Shebl, H., Al-Mansoori, A., Al-Mehsin, K., Al-Jeelani, O., Al-Hosani, I., Al-Shamry, A., & Al-Baker, S., 2011. Facies stacking patterns in a modern arid environment: a case study of the Abu Dhabi sabkha in the vicinity of Al-Qanatir Island, United Arab Emirates. In: Kendall, G.St.C., & Alsharhan, A.S., (eds.), Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 43*: 149-183
- Testa, G., & Lugli, S., 2000. Gypsum anhydrite transformation in Messinian evaporates of central Tuscany (Italy). *Sedimentology Geology*, 130: 249–268.
- Torres, G., Playa, E., Alias G., Correa, A., Chong, G., & Pueyo, J.J, 2012. Transformaciones texturales y minerales de evaporitas en las facies de los esquistos verdres. Distrito minero Teresa del Colmo (N de Chile). In: VIII Congreso Geologico de Espana. Sociedad Geologica de Espana, Oviedo, Spain, Geo-Temas XIII.
- Ulmer-Scholle, D.S., & Scholle, P.A., 1994. Replacement of evaporites within the Permian Park City Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sedimentology*, 41: 1203–1222.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., & Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo- Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52:41-51.
- Warren, J., & Kendall. C., 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) setting, modern and ancient. *American Association of Petroleum Geologists.*, 69: 1013-1023.
- Warren, J.K., 1996. Evaporates brines and base metals: What is an evaporate? Defining the rock matrix. *Australian Journal of Earth Science*, 43: 115-132.
- Warren, J., 1999. Evaporites, Their evolution and economics, Blackwell Science, 438p.
- Warren, J., 2000. Evaporites, brines and base metals: low-temperature ore emplacement controlled by evaporite diagenesis. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 179-208
- 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*, 1035 p.
- Warren, J.K., 2010. Evaporites through time: tectonic, climatic and esutatic controls in marine and non-marine deposits. *Earth Science Review*, 98: 217-268.
- Wilstchko, D.V., & Morse, J.W., 2001. Crystallization pressure versus ‘crack seal’ as the mechanism for banded veins. *Geology*, 29: 79–82.
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *Geo Arabia*, 6: 445-503.

## Depositional history and diagenetic evolution of evaporite deposits of the Sachun Formation in Siyah anticline section—south east of Sarvestan

Bavi-Owaydi, A.<sup>1\*</sup>, Adabi, M.H.<sup>2</sup>, Sadeghi, A.<sup>2</sup>, Amiri-Bakhtiar, H.<sup>3</sup>

1- Ph.D Student in Sedimentology and Sedimentary Petrology, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

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

3- Ph.D in Stratigraphy & Paleontology, National Iranian South Oil Company, Ahwaz, Iran

\*E-mail: bavi1359@yahoo.com

### Introduction

The Paleocene- Early Eocene Sachun Formation in southeast Zagros basin of Iran (Fars sub-basin) is composed of marl, carbonates and evaporates facies (Amiri Bakhtiar, 2007). The first Cenozoic evaporate succession of Zagros basin in Iran is present in the Sachun Formation. This formation in type section is composed of marl, carbonate and evaporite (Motiie, 2003; Amiri Bakhtiar, 2007). According to Heydari (2008), during this period Arabian plate and Zagros basin were at the 30° N latitude, so temperature condition was suitable for the formation of evaporate and these deposits have formed along with shallow marine carbonates of Umm er Radhuma (Paleocene), Rus (Early Eocene) and Dihban (Paleocene-Eocene) Formations (Zigler, 2001; Alavi, 2004; Ghazban, 2007). The Sachun Formation has not been studied in detail and can only be refer to works of Arzaghi et al. (2012) and Shabafrooz et al (2013). The aim of this study is to investigate depositional history and diagenetic evolution of evaporite deposits of the Sachun Formation in Siyah anticline section located about 12 kilometers south east of Sarvestan city.

### Materials and Methods

After identification of the lower and upper boundaries of this formation, 300 samples were collected for petrographic studies with sampling interval of 1-2 meters. In order to identify evaporate minerals and intensity of evaporation, ten samples were selected to analyze by XRD (Sw 1800). Additional studies of diagenetic processes have been performed by Su 3500 scanning electron microscope (SEM) on ten samples at central laboratory of Shahid Beheshti University. Ten Polished section were prepared in central laboratory of National Iranian South Oil Company (NISOC) to study carbonate-evaporite alternation. In this study, structure and structural classification of evaporate have been performed according to Maiklam *et al.* (1969) and Warren (2006) works.

### Discussion and conclusion

Evaporates deposits of the Sachun Formation in Siyah anticline have formed as three types: primary, secondary and tertiary. Primary evaporates are beds and laminates that have formed in sabaqueous environment (salina) due to evaporation. Along with primary evaporates, carbonate also deposited in lagoonal and sabkha environments. Secondary evaporates formed during eogenetic and mesogenetic stages. Nodules sulphates (anhydrite & gypsum) have displaced in marl-carbonate matrix as enterolithic and chicken wire structures. Transformation of gypsum to anhydrite have taken place in mesogenetic stage due to increase of pressure and temperature. Tertiary evaporates or telogenetic evaporites formed in meteoric environment. The most important diagenetic processes in this stage include hydration of anhydrite and formation of bassanite along with secondary gypsum with granoblastic, porphyroblastic and alabastrian textures. Gypsum veins in evaporate and carbonate sediments have been filled by satinspare and sigmoidal gypsum cements. Besides, gypsum cements have formed in carbonate facies. Another diagenetic processes are calcification, dissolution and dissolution breccia.

**Keywords:** Siyah Anticline; Sachun Formation; Gypsum; Anhydrite; Bssanite.

## Reference

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and proforland evolution. *American Journal of Sciences*, 304:1-20.
- Amiri-Bakhtiar, H., 2007. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Tarbur Formation in Fars region. *PhD Dissertation, Shahid Beheshti University, Tehran*, 439 p.
- Arzaghi, S., Khosrow-Tehrani, K., & Afghah, M., 2012. Sedimentology and petrography of Paleocene–Eocene evaporites: the Sachun Formation, Zagros Basin, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 27:43–53.
- Ghazban, F., 2007. Petroleum Geology of the Persian Gulf. *Tehran University Press, Iran*, 707 p.
- Maiklem, W.R., Bebout, D.G., & Glaister, R.P., 1969. Classification of anhydrite—a practical approach. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17:194-233.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451:56–70
- Motiei, H., 2003. Stratigraphy of Zagros, Treatise on the Geology of Iran. Ministry of Mines and Metals, *Geological Survey of Iran, Tehran*, 539 p
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., & Amiri Bakhtiar, H., 2013. Facies analysis and sequence stratigraphy of the evaporite bearing Sachun Formation at the type locality, South East Zagros Basin, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 28: 457-574.
- Warren, J.k., 2006. Evaporates: Sediments, Resources and Hydrocarbons. *Springer-Verlag Berlin*, 1035p.
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *Geo Arabia*, 6: 445-503.