

# محیط رسوبی، کانی‌های رسی و دیاژنز سازند گورپی در برش نمونه و میدان نفتی زیلایی (چاه‌های شماره ۵ و ۸)

نوشته: محبوبه حسینی برزی\*، مرتضی هوشیار\* و هرمز قلاوند\*\*

\* دانشگاه شهید بهشتی تهران، دانشکده علوم زمین، تهران ایران

\*\* شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب، اداره زمین‌شناسی بنیانی، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۷/۱۲

## چکیده

مطالعات صحرائی، کلسی متری و بررسی‌های میکروسکوپی بر روی برش نمونه سازند گورپی و سنگ‌نگاری خرده‌های حفاری این سازند در میدان نفتی زیلایی (چاه‌های شماره ۵ و ۸) سبب تفکیک دو بخش کربناته و دو بخش دورگه (اغلب مارن و در تعداد معدودی از نمونه‌ها مارن رسی) در این سازند شد. با توجه به رخساره‌های میکروسکوپی موجود در بخش‌های کربناته، محیط دریای باز از یک رمپ کربناته را می‌توان به این سازند نسبت داد. همچنین، به دلیل وجود گلوکونیت و فسفات در جازا و پیریت فرموبیدال اولیه برای محیط رسوبی این سازند، شرایط احیایی را می‌توان متصور بود. تجزیه XRD و SEM نمونه‌های مربوط به مارن‌های رسی، گویای حضور کوارتز تخریبی در بخش مارن پایینی و افزون بر آن، کانی‌های رسی ایلیت، کلریت از منشأ تخریبی و اسمکتیت از منشأ دیاژنزی و به احتمال تخریبی، در بخش مارن بالایی است. حضور همزمان این کانی‌ها و نبود کائولینیت بیانگر شرایط آب و هوایی معتدل، طی ته‌نشست مارن بالایی است. همچنین تجزیه و تحلیل نیمه کمی داده‌های XRD حاکی از افزایش اسمکتیت و کاهش ایلیت به سمت رأس سازند است که می‌تواند ناشی از گرم شدن نسبی آب و هوا و نیز ژرف‌تر شدن حوضه رسوبی باشد. با توجه به ژرف بودن حوضه رسوبی فرایندهای دیاژنزی محدودی نیز در این سازند روی داده است که عمده‌ترین آن سیمانی شدن، آهن دار شدن و شکستگی‌های موجود در سازند است. تصاویر SEM گویای حضور دیاژنزی کانی اسمکتیت در دو نمونه بالایی محدود زمانی کوتاه بالایی است که می‌تواند ناشی از تبادل بین سیال‌های با کانی‌های مافیک و دیگر کانی‌های رسی مانند اسمکتیت تخریبی، ایلیت و ... باشد. نبود اسمکتیت دیاژنزی در دو نمونه مربوط به پالوسن، می‌تواند ناشی از تغییر در شرایط حوضه رسوبگذاری در بالا و پایین مرز کرتاسه-ترشیری باشد. بررسی میزان Th و K و همچنین نسبت این دو در لاگ NGS مربوط به چاه شماره ۸ میدان نفتی زیلایی بیانگر حضور کانی‌های رسی مونت‌موریلونیت و ایلیت در این چاه است.

**کلیدواژه‌ها:** کانی‌های رسی، سازند گورپی، دیاژنز، تجزیه XRD، تجزیه SEM، لاگ NGS

## ۱- مقدمه

بررسی دیاژنز، شناسایی و نام‌گذاری اجزای تشکیل‌دهنده مقاطع مورد مطالعه در تعیین و بررسی ریزرخساره و تفسیر محیط رسوبی از اهمیت بسزایی برخوردار است (Flügel, 2004). از سوی دیگر کانی‌های رسی می‌توانند در تعیین محیط رسوبی و تاریخچه دیاژنزی رسوبات مؤثر باشند (Velde, 1992; Chamley, 1989; Weaver, 1989). کانی‌های رسی، سیلیکات‌های آلومینیم آب‌دار با ساختمان لایه‌ای هستند و به عنوان بخشی از خانواده فیلسیلیکات‌ها رده‌بندی می‌شوند (Tucker, 2001). از ویژگی‌های منحصر به فرد این کانی‌ها می‌توان به اندازه بسیار ریز و شکل‌گیری در شرایط سطحی (دگرسانی خاک‌ها و رسوبات) و شرایط زیرسطحی (دیاژنز و دگرسانی گرمایی) اشاره کرد (Meunier, 2005). با توجه به اندازه بسیار ریز کانی‌های رسی، مطالعه دقیق آنها تا دهه‌های اخیر امکان‌پذیر نبود. با پیشرفت فن‌آوری و به کارگیری ابزارهای دقیق، مطالعه و بررسی رس‌ها پیشرفت چشمگیری داشته است. در این تحقیق با توجه به اهداف مطالعه برای بررسی کانی‌های رسی از تجزیه پراش اشعه ایکس (XRD) و میکروسکوپ الکترونی SEM و لاگ NGS استفاده شده است. تجزیه پراش اشعه ایکس در تعیین دقیق نوع کانی‌های رسی و تجزیه نیمه کمی کانی‌های رسی از اهمیت بسزایی برخوردار است (Net et al., 2002; Moor & Reynoldes, 1989). میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) نیز در مطالعه ساختمان کانی‌های رسی کمک شایانی می‌نماید (Weaver, 1989). همچنین از لاگ NGS می‌توان در تعیین سنگ‌شناسی، تعیین کانی‌های رسی و تطابق چینه‌ای با چاه‌های دیگر (Schnyder et al., 2006; Serra, 1984) استفاده کرد. برش نمونه سازند گورپی که برای اولین بار توسط James and Wynd (1965) شناسایی و نام‌گذاری شد، در زیر

پهنه ایذه، در تنگ پابده و در یال جنوب باختری کوه گورپی در شمال شهرستان لالی و با مختصات "۵۰° ۲۶' ۳۲" N و "۲۲° ۱۶' ۴۹" E قرار دارد (شکل ۱) که با توجه به فسیل‌های موجود سن آن کرتاسه پسین-پالئوسن پیشین تعیین شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). همچنین برش‌های زیرسطحی در میدان نفتی زیلایی (چاه‌های شماره ۵ و ۸)، در زیر پهنه فروافتادگی دزفول و ۴۰ کیلومتری جنوب باختری برش نمونه قرار دارد. در کار حاضر، کانی‌های رسی، محیط رسوبی و دیاژنز سازند گورپی در مقطع تیپ و در میدان زیلایی، مورد بررسی قرار می‌گیرد که می‌تواند در کنار مطالعاتی از این نوع از مناطق دیگر زاگرس، در تعیین جغرافیای دیرینه حوضه زاگرس در زمان نهشت این سازند گام قابل توجهی محسوب شود.

## ۲- روش‌های مطالعاتی

برای انجام این تحقیق از روش‌های صحرائی و آزمایشگاهی کمک گرفته شد. در بخش صحرائی، نمونه‌برداری از سازند در فواصل دو متری و عمود بر امتداد لایه‌ها صورت گرفت. همچنین برای تعیین ستبرای سازند از ژاکوب استفاده شد که ستبرای سازند ۳۰۸ متر برآورد شد. بدین ترتیب ۱۵۴ نمونه از محل برش نمونه تهیه شد که پس از مطالعه آنها ستون سنگ‌شناسی برش نمونه رسم شد (شکل ۲). همچنین ۱۲۰ مقطع نازک از چاه‌های شماره ۵ و ۸ میدان زیلایی مورد مطالعه قرار گرفتند. بر حسب نیاز ۲۰ عدد از مقاطع نازک توسط محلول آلزاین سرخ (Red-S) و فروسیانید پتاسیم به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و همچنین تشخیص آهن در سیمان کربناته در طی مراحل تدفین به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شد. سپس

Schlumberger (1988)، تعیین شد.

### ۳- چینه‌شناسی سازند گورپی در برش سطحی مورد مطالعه

در مطالعات صحرایی ستبرای سازند گورپی در حدود ۳۰۸ متر تعیین شد. مرز زیرین آن به صورت پیوسته بر روی سازند ایلام قرار دارد و مرز بالایی نیز به صورت پیوسته با حضور شیل‌های ارغوانی (مارن) از سازند پابده متمایز می‌شود. ویژگی‌های واحدهای سنگ‌شناسی گورپی در برش نمونه به شرح زیر است (شکل ۲):

- بخش آهک رسی زیرین که ستبرای آن در حدود ۴۶ متر است. این آهک کرم رنگ بوده و در بخش‌های بالایی آن گرهک‌های اکسید آهن قابل مشاهده است.

- بخش مارن پایینی کرم رنگ که ستبرای آن در حدود ۸۴ متر است.

- بخش آهک رسی میانی که ستبرای آن در حدود ۹۶ متر است که با تناوب مارن و آهک رسی شروع می‌شود. این واحد نسبت به بخش مارنی مقاوم‌تر است و توپوگرافی مرتفع‌تری را نسبت به مارن‌های پایین و بالایی خود تشکیل می‌دهد. این واحد را می‌توان معادل بخش آهکی امام حسن در نظر گرفت.

- بخش مارن بالایی که ستبرای آن در حدود ۸۲ متر است. ۶ متر ابتدایی این بخش به صورت پوشیده (Covered) است. در ابتدای این واحد ۳۱ متر مارن‌های کرم رنگ قرار دارد که سپس رنگ آن تغییر کرده و به مارن‌های سیاه تبدیل می‌شود. علت این امر می‌تواند با افزایش مواد آلی در ارتباط باشد.

### ۴- ریزرخساره و محیط رسوبی سازند گورپی با استفاده از مطالعات سنگ‌نگاری

اجزای تشکیل دهنده سازند گورپی در دو بخش اجزای کربناته (تنها اجزای کربناته اسکلتی) و اجزای غیرکربناته دسته‌بندی شده‌اند. در مقاطع مورد مطالعه مهم‌ترین اجزای کربناته مورد شناسایی، روزن‌داران پلانکتونیک بودند که قسمت عمده این اجزا را تشکیل می‌دهند (شکل ۳- a تا c). از نظر فراوانی استراکدها در مرحله بعدی قرار می‌گیرند (شکل ۳- d و e). در مطالعات میکروسکوپ الکترونی کوکولیت‌ها نیز مورد شناسایی قرار گرفتند (شکل ۳- f). علاوه بر اجزای کربناته، سازنده‌های غیرکربناته نیز بخش مهمی از سازند گورپی را تشکیل می‌دهند. این اجزا شامل گلوکونیت، فسفات و اکسید آهن است (شکل ۴- a تا c). ذرات فسفات و گلوکونیت تنها در بخش آهکی و مارنی پایینی و پیریت فروموبیدال به صورت فاز اولیه دیاژنزی در نمونه‌های مربوط به آهک امام حسن برش‌های مورد مطالعه مشاهده شدند که بیانگر وجود شرایط احیایی در محیط است.

در برش نمونه سازند گورپی، موقعیت مرز کرتاسه- ترشیری توسط گونه‌ای خاص از فسیل روزن‌دار *Globigerina sp.*، که بیانگر ورود به محدوده زمانی پالئوسن است (Postuma, 1971)، ۱۴ متر زیر شیل ارغوانی تعیین شد. لازم به ذکر است که فسیل یادشده در حد گونه قابل شناسایی نیست (شکل ۴- d). بر اساس نوع و میزان اجزای تشکیل دهنده و جنس زمینه، سه ریزرخساره (میکروفاسیس) پلانکتونیک فرامینیفر پکستون، پلانکتونیک فرامینیفر و کستون و پلانکتونیک فرامینیفر مادستون شناسایی شد (شکل ۵).

- **پلانکتونیک فرامینیفر پکستون (Pelanktonic foraminifera packstone):** در این ریزرخساره اجزای اسکلتی که به طور غالب از نوع روزن‌داران پلانکتونیک هستند، تجمع و فراوانی بالایی داشته و در یک زمینه میکرایتی قرار دارند. این ریزرخساره به طور عمده در بخش آهک پایینی سازند دیده می‌شود و در واحد آهکی بالایی به صورت محدود قابل مشاهده است. از جمله روزن‌داران موجود در این ریزرخساره می‌توان به گلوبیژنیلونیدس اشاره کرد. در مقاطع زیرسطحی این ریزرخساره به میزان خیلی کم دیده می‌شود. همچنین اکسید آهن به عنوان اجزای غیرکربناته حجره‌های

طی سنگ‌نگاری مقاطع نازک، بخش‌های کربناته سازند به روش Dunham (1962) نام‌گذاری شدند. در نهایت رخصاره میکروسکوپی بخش‌های کربناته، طبق رخصاره‌های استاندارد معرفی شده توسط Flugel (2004) مشخص و با توجه به رخصاره‌های موجود محیط رسوبی سازند گورپی تعیین شد. همچنین با استفاده از روزن‌داران پلانکتونیک موقعیت مرز کرتاسه- ترشیری برای انجام مطالعات بعدی مشخص شد.

برای انجام مطالعات کلسی متری ۴۸ نمونه از لایه‌ها و بخش‌هایی که در مطالعات صحرایی به عنوان شیل و مارن شناسایی شده بودند، انتخاب شدند. این مطالعات با هدف تعیین درجه هیبریداسیون ستون سنگ‌چینه‌ای سازند و با استفاده از دستگاه کلسی متر برنارد در آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران و به روش پیشنهادی (Allman & Lawrence, 1972) صورت پذیرفت. بر اساس تقسیم‌بندی Pettijohn et al. (1975) نمونه‌های مطالعه شده نام‌گذاری شدند (جدول ۲). در تجزیه کلسی متری با استفاده از کلسی متر برنارد، میزان دی اکسید کربن حاصله از نیم گرم نمونه که با ۵ سی سی اسید کلریدریک (HCl) ۲ نرمال واکنش می‌دهد، اندازه‌گیری می‌شود؛ سپس با استفاده از فرمول زیر میزان کربنات کلسیم نمونه محاسبه و تعیین می‌شود:

$$\text{میزان CO}_2 \text{ قرائت شده برای نمونه} \times 100 = \frac{\text{میزان کربنات نمونه}}{\text{میزان CO}_2 \text{ قرائت شده برای نمونه شاهد}}$$

برای تجزیه پراش اشعه ایکس، ۱۱ نمونه (۴ نمونه از بخش مارن پایینی و ۷ نمونه از بخش مارن بالایی) بر اساس نتایج تجزیه کلسی متری و با توجه به کمترین میزان کربنات موجود در آنها (مارن رسی) برای تجزیه XRD انتخاب شدند. نمونه‌ها در آزمایشگاه XRD سازمان زمین‌شناسی کشور مرکز تبریز، با دستگاه Simense-Diffractometr D ۵۰۰ صورت پذیرفت. روش‌های آماده سازی که برای نمونه‌ها پیش از تجزیه در نظر گرفته شد عبارت بودند از: حذف کربنات با استفاده از اسید استیک (Grassman and Milet, 1961)، جداسازی مواد آلی با استفاده از  $\text{H}_2\text{O}_2$  (Kunze, 1965) و حذف آهن (Mehra and Jackson, 1960). همچنین تیمار (sample preparation) اشباع پتاسیم و منیزیم (Walker, 1957)، تیمار حرارتی و تیمار اشباع اتیلن گلیکول (Whitting, 1965) برای شناسایی بهتر کانی‌های رسی بر روی نمونه‌ها انجام گرفت. همچنین برای تجزیه و تحلیل نیمه کمی داده‌های حاصل از تجزیه XRD از فرمول پیشنهادی (Weir et al., 1975)، که مطابق زیر است استفاده شد:

$$I_{\text{Kaolinite} / 2.5} + I_{\text{Illite}} + I_{\text{Smeectite}} + I_{\text{Chlorite} / 2} = 100 \%$$

در این فرمول I مطابق با بزرگ‌ترین پیک مربوط به هر کانی رسی نسبت به خط مبنا است. پیک‌های حاصل از اشباع اتیلن گلیکول (Net et al., 2002; Khormali et al., 2005) برای اندازه‌گیری و محاسبات بعدی انتخاب شدند. و در نهایت برای تجزیه SEM، چهار نمونه با توجه به میزان تنوع کانی رسی موجود در آن (با توجه به مرز تعیین شده توسط مطالعات دیرینه‌شناسی دو نمونه از بالای مرز و دو نمونه از پایین مرز)، بر اساس نتایج XRD، برای بررسی در آزمایشگاه SEM دانشگاه تربیت مدرس انتخاب شد. این نمونه‌ها ابتدا به وسیله دستگاه Sputter Coater-SCDOOS با عنصر طلا لایه نشانی شدند و سپس توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی مدل Philips-XL 30 مورد مطالعه قرار گرفتند. به منظور بررسی و تعیین سنگ‌شناسی چاه‌های شماره ۵ و ۸ میدان نفتی زیلابی از خرده‌های حفاری و لاگ‌های نوترون، چگالی صوتی و NGS (لاگ یاد شده تنها برای چاه شماره ۸ موجود بود) استفاده شد. به دلیل وجود لاگ NGS برای چاه شماره ۸، کانی‌های رسی موجود در این چاه بر اساس میزان K و Th و نسبت این دو به هم و با استفاده از کراس پلات استاندارد معرفی شده توسط شرکت

و تنها پیک سیلیس به عنوان جزء آواری در آنها قابل مشاهده است (شکل ۷-ا). در نمونه‌های مربوط به مارن بالایی پیک‌های اسمکتیت، ایلیت، کلریت و سیلیس قابل مشاهده است (شکل ۷-ب). تجزیه نیمه کمی داده‌های مربوط به تجزیه XRD بیانگر افزایش نسبی اسمکتیت و کاهش نسبی ایلیت به سمت رأس سازند گورپی است (جدول ۳ و شکل ۸). همچنین تغییرات کلریت روند مشخصی را نشان نمی‌دهد. به منظور مطالعات SEM چهار نمونه از قسمت مارن بالایی سازند طوری انتخاب شد که دو نمونه مربوط به بخش‌های پایین‌تر از مرز کرتاسه-ترشیری (نمونه G-۲۹۰ و G-۲۹۴) و دو نمونه مربوط به بخش‌های بالاتر از مرز یادشده (نمونه G-۳۰۰ و G-۳۰۴) باشد. در نمونه‌های زیر مرز در کنار رس‌های تخریبی فاقد ساختمان مشخص، کانی رسی اسمکتیت با ساختار کامل و واضح، با منشأ دیاژنری مشاهده شد (شکل ۹-ا) و در نمونه‌های بالای مرز یادشده تنها کانی‌های رسی به صورت جهت یافته و غیر قابل تفکیک و از منشأ تخریبی دیده شد (شکل ۹-ب). اسمکتیت درجا در پایین مرز کرتاسه-ترشیری و عدم حضور آن در نمونه‌های بالای مرز بیان شده می‌تواند به دنبال تغییر در شرایط حوضه رسوبی صورت گرفته باشد که تاریخچه دیاژنری را در پایین و بالای این مرز متفاوت نموده است. حضور اسمکتیت دیاژنری در زیر مرز، تغییر شیب منحنی اسمکتیت در شکل ۸ را توجیه می‌نماید. بدین معنی که اسمکتیت تخریبی در زیر مرز کمتر از آنچه که در منحنی دیده می‌شود، است و در واقع با حذف اسمکتیت دیاژنری در زیر مرز روند افزایش اسمکتیت در مارن بالایی کم و بیش یکنواخت می‌تواند فرض شود.

با استفاده از داده‌های چاه‌نگاری (لاگ گاما، لاگ NGS، لاگ صوتی، نمودار نوترون و چگالی) ستون سنگ‌شناسی چاه‌های شماره ۵ و ۸ میدان زیلابی رسم شد (شکل ۱۰). در لاگ گامای مربوط به هر دو چاه در بخش پایین سازند گورپی و مرز آن با سازند ایلام یک پیک شدید دیده می‌شود. همچنین در لاگ NGS مربوط به چاه شماره ۸ (لاگ مربوط به پیک اورانیم) نیز وضعیت مشابهی دیده می‌شود که به احتمال می‌تواند بیانگر وجود ناپیوستگی در این مرز باشد. در مرز بالایی نیز با توجه به افزایش در میزان لاگ گاما که در نمودار مربوط به SGR قابل مشاهده است، می‌توان سازند گورپی را از سازند پایده تفکیک کرد.

با توجه به وجود لاگ NGS در چاه شماره ۸، برای تعیین کانی رسی این چاه، ابتدا از روی لاگ NGS مقادیر مربوط به Th و K و همچنین نسبت Th/K قرائت شد. سپس با استفاده از کراس پلات استاندارد (Schlumberger, 1988) و نسبت عناصر اشاره شده به هم نوع کانی رسی تعیین شد. بر اساس این کراس پلات رس غالب موجود در ژرفای مختلف سازند گورپی در چاه شماره ۸ به ترتیب از نوع ایلیت و مونت‌موریلونیت است (شکل ۱۱). با توجه به ترکیب کانی‌های رسی موجود در برش نمونه سازند گورپی و همچنین چاه‌های مورد مطالعه، برای حفاری این سازند بهتر است از گل حفاری آب شیرین با افزودنی‌هایی نظیر مواد آسفالتی، لیگنوسولفات فرو کروم با pH کمتر از ۹/۵ (Mondshine & Kercheville, 1966) استفاده کرد. آب و هوا ژرفای نهشت حضور اسمکتیت در محیط‌های رسوبی به طور مستقیم در ارتباط با پیشروی آب دریا و سطح بالای آب و همچنین شرایط آب و هوایی گرم و معتدل با تناوب فصول خشک و مرطوب است (Adatte et al., 2002; Pardo et al., 1999). همچنین کلریت و ایلیت با منشأ تخریبی در شرایط آب‌شویی کم و هوازدگی در آب و هوای سرد و معتدل و یا خشک تشکیل می‌شوند (Stuben et al., 2002; Li et al., 2000). Tucker (2001) بر این باور است که حضور اسمکتیت و ایلیت به صورت همزمان در محیط رسوبی می‌تواند بیانگر تشکیل رسوبات در شرایط آب و هوایی معتدل باشد. بر این اساس، با توجه به حضور همزمان کانی‌های اسمکتیت و ایلیت در مارن‌های بالایی سازند گورپی می‌توان چنین استنباط کرد که در زمان کرتاسه بالایی-ترشیری در منطقه

صدف بعضی از روزن‌داران را اشغال کرده است. از اجزای اسکلتی دیگری که به میزان کمی در این ریزرخساره وجود دارد، می‌توان به استراکدها اشاره کرد. این ریزرخساره معادل رخساره شماره ۳ (RMF 3) فلوگل است که کم‌ژرفاترین بخش سازند گورپی را در بر می‌گیرد.

**پلانکتونیک‌فرامینیفرها و گستون (Pelanktonic foraminifera wackestone):** این ریزرخساره دارای بیش از ۱۰ درصد اجزای اسکلتی (به طور غالب روزن‌داران پلانکتونیک و کمی استراکد) در یک زمینه میکرایتی است. از جمله روزن‌داران پلانکتونیک موجود در این ریزرخساره می‌توان به گلوبیژنیلوئیدس، هتروهلکس و گلوبوترونکانا اشاره کرد. از جمله اجزای غیر کربناته موجود در این رخساره می‌توان به گلوکونیت و قطعه‌های فسفات (در آهک پایینی) و اکسید آهن به صورت پیریت فروموبیدال مربوط به فاز اولیه دیاژنری در یابی (در آهک امام حسن) که در حجره‌های صدف برخی از روزن‌داران قابل مشاهده است، اشاره کرد؛ که همه موارد ذکر شده حاکی از شرایط احیا در حین نهشت آنها است. این ریزرخساره در مقاطع سطحی به طور عمده در بخش آهکی بالایی (معادل بخش امام‌حسن) و همچنین به میزان کمتر در بخش آهکی پایینی دیده می‌شود. در مقاطع زیرسطحی نیز این رخساره عمده‌ترین ریزرخساره موجود را به خود اختصاص داده است. روزن‌داران موجود در این ریزرخساره از دونوع کارن‌دار و بدون کارن هستند. با توجه به کارن‌دار بودن یا نبودن روزن‌داران پلانکتونیک می‌توان تغییرات ژرفا را برای رسوباتی که دارای روزن‌داران پلانکتونیک هستند، تعیین کرد (Keller et al., 1996; Hart, 1980). به این صورت که روزن‌داران دارای کارن مربوط به ژرفاهای بیشتر از ۱۰۰ متر و گونه‌های بدون کارن مربوط به ژرفاهای کمتر از ۱۰۰ متر هستند. روزن‌داران بخش آهک پایینی از نوع بدون کارن بوده و روزن‌داران مربوط به بخش آهک امام حسن به طور عمده از نوع کارن‌دار هستند. این ریزرخساره نیز معادل رخساره شماره ۳ (RMF 3) فلوگل است.

**پلانکتونیک‌فرامینیفرها مادستون (Pelanktonic foraminifera mudstone):** در این ریزرخساره اجزای اسکلتی کمتر از ۱۰ درصد حجم نمونه را تشکیل داده و در یک زمینه میکرایتی شناور هستند. به طور کلی این ریزرخساره ژرف‌ترین بخش کربناته سازند را تشکیل می‌دهد. اجزای اسکلتی در این رخساره نیز روزن‌داران پلانکتونیک هستند. این ریزرخساره معادل رخساره شماره ۲ (RMF 2) فلوگل است. شواهد سنگ‌نگاری و رخساره‌ای بخش‌های کربناته سازند گورپی در برش‌های مورد مطالعه بیانگر تشکیل این سازند در یک سکوی کربناته است. با توجه به این نکته که سازند گورپی در ناحیه مورد مطالعه در بین دو سازند ایلام و پایده قرار می‌گیرد و همچنین این نکته که هر دو سازند یاد شده در ناحیه خوزستان یک رمپ کربناته معرفی شده‌اند (محسنی، ۱۳۸۳؛ اسدی مه‌ماندوستی، ۱۳۸۴؛ قلاوند و همکاران، ۱۳۸۵؛ غیشاوی و همکاران، ۱۳۸۵؛ علی‌نژاد کردی، ۱۳۸۶)، می‌توان نهشت سازند گورپی را نیز در ارتباط با یک رمپ کربناته دانست که مدل شماتیک آن در شکل ۶ آورده شده است. بر اساس کمر بند رخساره‌ای (Flügel, 2004)، رخساره‌های شماره ۲ بیانگر نهشت این سازند در بخش‌های رمپ میانی، رمپ خارجی و حوضه دریای باز و رخساره ۳ مربوط به رمپ میانی و رمپ خارجی از یک رمپ کربناته است.

#### ۵- مطالعه کانی‌های رسی موجود در بخش‌های مارنی سازند گورپی

با توجه به مطالعات کلسی‌متری که بر روی نمونه‌های دورگه (کربناته-تخریبی) سازند گورپی در برش نمونه صورت گرفت، آنها بیشتر از نوع مارن و در برخی قسمت‌ها مارن رسی تعیین شد (جدول ۲). با توجه به نتایج XRD به دست آمده، نمونه‌های مربوط به مارن پایینی به طور تقریب عاری از هرگونه کانی رسی هستند

معمول توسط سیمان پر شده است. تخلخل حاصل از شکستگی در مراحل تأخیری (Late diagenesis) رخ داده که فرایند انحلال می‌تواند سبب گسترش آن و ایجاد تخلخل کانالی شود، که این فرایند در سازند مورد مطالعه به وضوح قابل شناسایی است (شکل ۱۳-b).

در نهایت باید به پدیده آهن دار شدن در شرایط تأخیری به عنوان فرایند دیگر دیاژنزی در سازند گورپی اشاره کرد (شکل ۱۳-c). احیای سولفات‌ها که به شکل‌گیری پیریت تأخیری منتهی می‌شود، همراه با اکسید شدن این پیریت طی مراحل نهایی دیاژنز به آهن دار شدن این نهشته‌ها منجر شده است (El-ghali et al., 2006). این فرایند با توجه به این نکته که درون شکستگی‌ها را پر کرده است، جزء آخرین فرایندهای دیاژنزی است که در محیط دیاژنزی سازند گورپی روی داده است. اسمکتیت در جازا در رسوبات ژرف دریایی به طور معمول در طی دیاژنز اولیه رسوبات تشکیل می‌شود (Garcia-Romero et al., 2005; Lee and Klein, 1986). با توجه به شکل‌های ۹-a، رشد اسمکتیت در جازا به شکلی است که سیمانی شدن و فرایندهای تأخیری بر روی آن مشاهده نمی‌شود. بنابراین اولیه بودن اسمکتیت‌های در جازا تا حدی دور از ذهن به نظر می‌رسد. همچنین، اسمکتیت در جازا می‌تواند در رسوبات ژرف دریایی و بر اثر هوازدگی گرمابی سنگ‌های آتشفشانی ایجاد شود (Stuben et al., 2002; Belzunce-Segarra et al., 2002) که با توجه به عدم فعالیت‌های آتشفشانی در این محدوده زمانی در حوضه زاگرس، این مورد دور از ذهن به نظر می‌رسد.

(Setti et al., 2004) نیز حضور اسمکتیت در جازا را به تبادلات بین سیال‌ها و کانی‌های مافیک و دیگر کانی‌های رسی مانند کلریت، ایلیت و اسمکتیت تخریبی نسبت می‌دهند. به این ترتیب با توجه به حضور ایلیت، کلریت و اسمکتیت با منشأ احتمالی تخریبی در نمونه‌ها، می‌توان تشکیل اسمکتیت در جازا را در ارتباط با تغییر و تبدیل کانی‌های رسی دیگر دانست.

#### ۷- تطابق ستون‌های سنگ‌چینه‌ای

ستون سنگ‌چینه‌ای سازند گورپی در برش نمونه با برش‌های زیرسطحی مورد تطابق قرار گرفت. این تطابق بر اساس واحدهای مارنی و تناوب آنها با واحدهای آهکی صورت پذیرفت. در هر سه برش دو چرخه قابل تشخیص و تطابق است. این دو چرخه با نهشت آهک‌های ژرف شروع و به نهشت مارن ختم می‌شود. همان‌طور که در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود، نسبت ستبرای مارن به ستبرای آهک در برش نمونه بیشتر از برش‌های زیرسطحی است که می‌تواند بیانگر ورود بیشتر مواد تخریبی در بخش‌های شمالی تر حوضه نسبت به بخش‌های جنوبی آن است. همچنین، کرنات‌ها نیز دارای ستبرای بیشتری در برش نمونه نسبت به برش‌های زیرسطحی هستند، که این خود بیانگر فرونشست بیشتر حوضه در بخش‌های شمالی آن بوده است. بر این اساس، ورود بیشتر مواد آواری و فرونشست بیشتر در بخش شمالی حوضه سبب شده است که ستبرای سازند گورپی در برش نمونه بیشتر برش‌های زیرسطحی باشد که می‌تواند با توجه به زیر زون متفاوت برش نمونه (زون ایده) با برش‌های زیرسطحی (زون فروفادگی دزفول شمالی) زمین‌ساخت را مؤثرترین عامل کنترل کننده این تغییر ستبراهای دانست. البته تأثیر تراکم متفاوت رسوبات طی دیاژنز نیز می‌تواند تا حدی بر تغییرات ستبرای این سازند مؤثر بوده باشد.

#### ۸- نتیجه‌گیری

طی بررسی انجام شده بر روی مقاطع نازک تهیه شده از برش نمونه و دو برش زیر سطحی در میدان زیلابی (چاه‌های شماره ۵ و ۸) از سازند مارنی-کرناته گورپی،

مورد مطالعه میزان آب‌شویی (Leaching) در محیط رسوبی کم و آب و هوا معتدل بوده است. این تفسیر با نتایج مطالعاتی که بر روی کانی‌های رسی مزوزوییک و سنوزوییک توالی‌های جنوب‌ایران که توسط Khormali et al. (2005) صورت گرفته است، همخوانی دارد. اسمکتیت در مقایسه با ایلیت و کلریت در بخش‌های ژرف‌تری از حوضه ته نشست می‌یابد (Deconinck et al., 2005; Adatte et al., 2002). با توجه به افزایش اسمکتیت و کاهش نسبی ایلیت به سمت بخش‌های بالایی حوضه رسوبی در برش مورد مطالعه، می‌توان چنین استنباط کرد که ژرفای حوضه رسوبی به سمت بخش‌های بالایی سازند در حال افزایش است. میزان بالای اسمکتیت در بخش‌های بالایی سازند گورپی در برش مورد مطالعه (کرتاسه بالایی-پالئوسن زیرین) را می‌توان به سطح بالای آب دریا و عبور شرایط گلخانه‌ای (Greenhouse) در این زمان (Deconinck et al., 2005) مرتبط دانست. بررسی تغییرات جهانی سطح آب دریا (Vail et al., 1977) نیز درستی ادعای فوق را تأیید می‌نماید. سنگ منشأ اسمکتیت در شرایط pH بالا و فعالیت زیاد  $H_2SO_4$  و  $Mg^{2+}$  تشکیل می‌شود که این شرایط در خاک‌هایی که از سنگ منشأ آندزیتی و مافیک نتیجه شده‌اند، دیده می‌شود (Watanabe et al., 2006). همچنین اسمکتیت از هوازدگی شیمیایی سنگ‌هایی نظیر بازالت نیز نتیجه می‌شود (Robert et al., 2005). از طرفی کلریت نیز یک کانی رسی معمول در طی هوازدگی سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و آندزیت‌های بازالتی و سنگ‌های دگرگونی است (Jeong et al., 2004). بنابراین حضور اسمکتیت و کلریت تخریبی در سازند گورپی می‌تواند شواهدی برای بازیک بودن سنگ منشأ این محدوده زمانی در زاگرس باشد.

#### ۶- دیاژنز

با توجه به ژرف بودن حوضه نهشت سازند گورپی، فرایندهای دیاژنزی محدودی در آن روی داده، که به ترتیب رخداد عبارتند از: زیست‌آفتگی، تشکیل پیریت فرموبیدال در داخل حجره‌های روزن‌داران، سیمانی شدن شامل کلسیت هم‌بعد و سیمان کلسیت رگه‌ای، انحلال و پیدایش تخلخل‌هایی از نوع درون دانه‌ای، شکستگی و کانالی. در نهایت نیز فرایند آهن‌دار شدن در درون شکستگی‌ها روی داده است (شکل ۱۲). پدیده زیست‌آفتگی در بررسی‌های مورد مطالعه به عنوان فرایندی که به طور معمول کمی پس از فرایند رسوبگذاری در محیط رخ می‌دهد (شکل ۱۳-a)، در نظر گرفته شد. همچنین رشد پیریت فرموبیدال در حجره‌های خالی فسیل‌ها (گسترش شرایط نبود اکسیژن، در اثر احیای سولفات در محیط دریایی) (Tucker, 2001; Allen, 2002) که با سیمانی شدن دنبال شده است (شکل ۴-c) نیز در همین زمان انجام شده است.

فرایند سیمانی شدن از جمله فرایندهایی است که به طور غالب در تمامی مراحل دیاژنزی در محیط رسوبگذاری احتمال رویداد آن می‌رود و سبب کاهش تخلخل و تراوایی می‌شود. در مطالعه صورت گرفته این فرایند حجره‌های روزن‌داران و همچنین درون شکستگی‌ها را پر کرده است. با توجه به این نکته که در اصل شکستگی‌ها بعد از سخت شدن رخ می‌دهند و این نکته که شکستگی‌ها سیمان داخل حجره‌های روزن‌داران موجود در مقاطع مورد مطالعه را نیز قطع کرده‌اند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که سیمانی شدن شکستگی‌ها به طور عمده در مراحل پس از سیمانی شدن حجره‌های درون روزن‌داران صورت پذیرفته است (شکل ۱۳-b). به عبارت دیگر، سیمان رگه‌ای پرکننده شکستگی‌ها نسبت به سیمان کلسیتی هم‌بعد درون حجره‌های روزن‌داران تأخیری تر است.

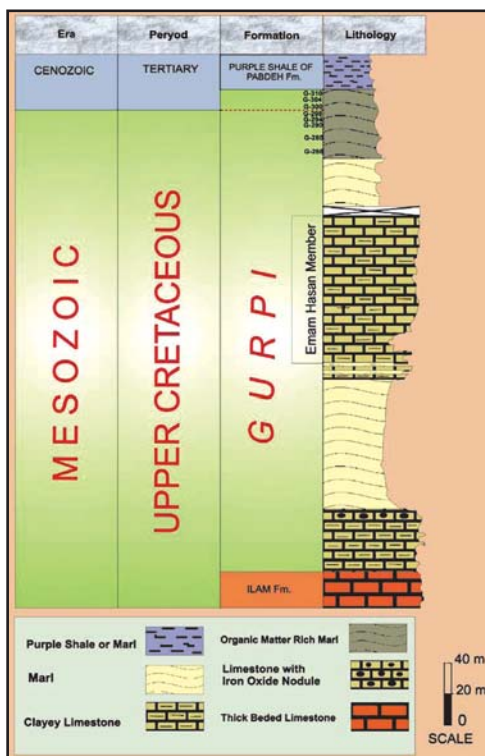
از دیگر فرایندهای دیاژنزی موجود انواع تخلخل‌های اولیه و ثانویه هستند. تخلخل درون دانه‌ای از انواع تخلخل‌های اولیه است (Tucker, 2001) که به طور

شدن در درون شکستگی‌ها رخ داده است. بررسی دیرینه‌شناسی و کانی‌های رسی دیاژنزی در مارن بالایی سازند گورپی منجر به تعیین مرز کرتاسه-ترشیری در برش نمونه شد که ۱۴ متر زیر شیل ارغوانی مربوط به سازند پابده قرار می‌گیرد. همچنین، تطابق ستون‌های مورد مطالعه زمین‌ساخت فعال‌تر حوضه را در سمت زیر زون ایذه نسبت به زیر زون فروافتادگی دزفول شمالی نشان می‌دهد.

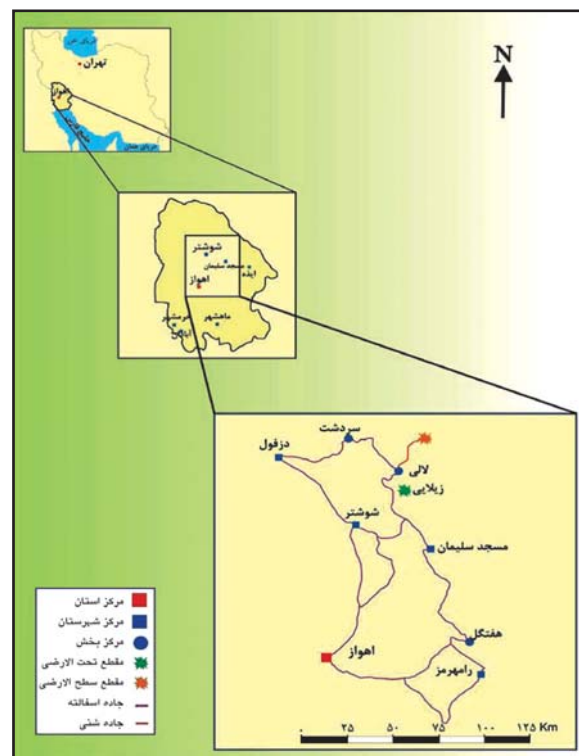
### سپاسگزاری

از راهنمایی‌های ارزنده آقای دکتر مهرداد اسفندیاری در بررسی کانی‌های رسی صمیمانه قدردانی می‌نمایم. از پشتیبانی مالی شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب و کمک‌های آقایان مهندس غیبشای و مهندس رحمانی، طی عملیات صحرائی، تشکر می‌نمایم. همچنین، از دانشگاه شهید بهشتی و آزمایشگاه‌های دانشکده علوم زمین سپاسگزار هستیم. در آخر، از نظرات داوران محترم این مقاله که در ارتقای سطح علمی آن ما را یاری داد کمال تشکر را داریم.

سه ریزخساره پلانکتونیک فرامینی فرا پکستون، پلانکتونیک فرامینی فرا و کستون و پلانکتونیک فرامینی فرا مادستون شناسایی شد که حاکی از نهشت این سازند در بخش میانی، خارجی و همچنین دریای باز از یک رمپ کرناته در حوضه رسوبی زاگرس است. بررسی کانی‌های رسی در این سازند، وجود اسمکتیت دیاژنزی و ایلیت کلریت و به احتمال اسمکتیت تخریبی را در این سازند نشان می‌دهد. تغییرهای نسبی این کانی‌ها به سمت بالای سازند، حاکی از افزایش ژرفا و گرم‌تر شدن آب و هوا به سمت بالای سازند است. این تغییرها با تغییرهای جهانی سطح آب دریا نیز همخوانی دارد و بیانگر پیروی حوضه رسوبی زاگرس از تغییرهای جهانی سطح آب دریا است. فرایندهای دیاژنزی محدودی در سازند گورپی مشاهده شد که می‌تواند حاصل ژرف بودن حوضه نهشت آن باشد و به ترتیب رویداد عبارتند از: زیست‌آشفستگی، تشکیل پیریت فروموبیدال در داخل حجره‌های روزن‌داران، سیمانی شدن شامل سیمان کلسیت هم بعد و سیمان کلسیت رگه‌ای، انحلال و پیدایش تخلخل‌هایی از نوع درون دانه‌ای، شکستگی و کانالی. در نهایت نیز فرایند آهن‌دار

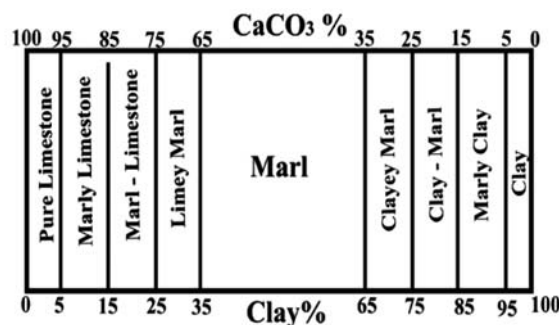


شکل ۲- ستون سنگ‌شناسی سازند گورپی در برش نمونه.



شکل ۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

جدول ۱- تقسیم‌بندی رس‌ها و مارن‌ها (Pettijohn et al., 1975).

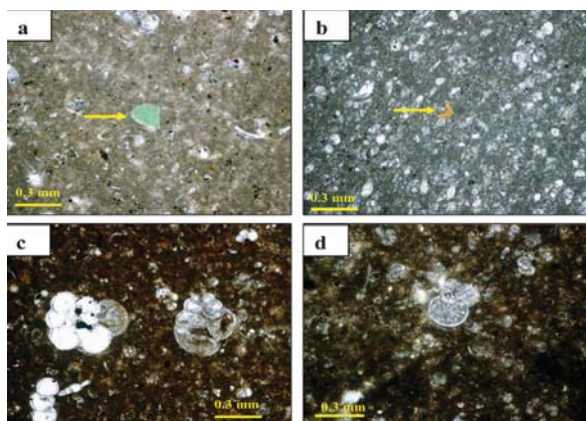
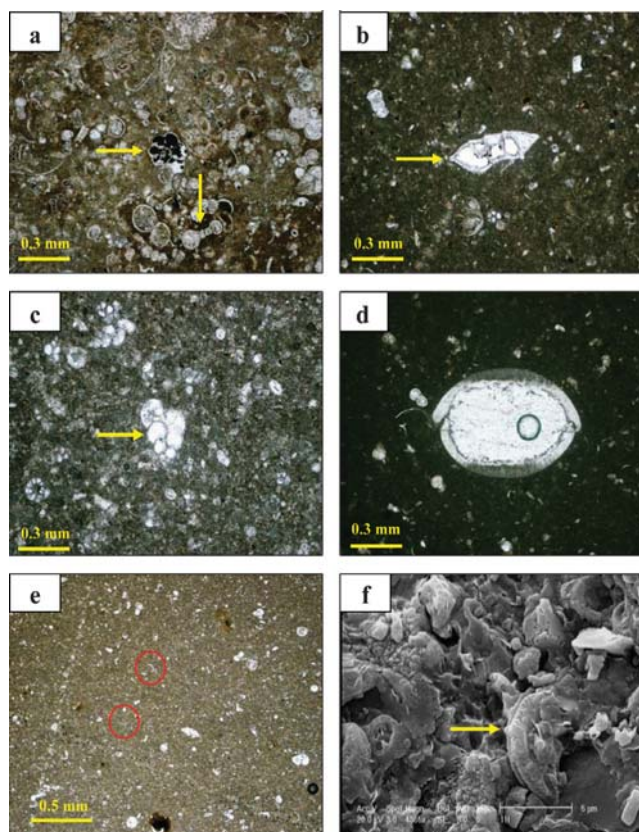


جدول ۲- نتایج تجزیه کلسی متری مربوط به نمونه‌های دورگه سازند گورپی.

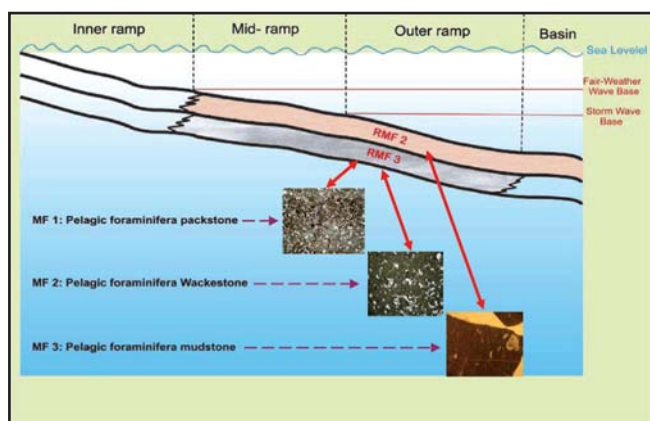
ردیف	شماره نمونه	درصد $\text{CaCO}_3$	لیتولوژی	ردیف	شماره نمونه	درصد $\text{CaCO}_3$	لیتولوژی
۱	G-48	35.4	مارن	25	G-252	29	مارن رسی
۲	G-50	35.7	مارن	26	G-258	43.1	مارن
۳	G-52	37.7	مارن	27	G-266	36	مارن
۴	G-54	37.7	مارن	28	G-270	41.7	مارن
۵	G-60	37.4	مارن	29	G-272	40.1	مارن
۶	G-66	42.1	مارن	30	G-274	35.7	مارن
۷	G-82	36	مارن	31	G-276	40.4	مارن
۸	G-88	37.7	مارن	32	G-278	35.7	مارن
۹	G-94	37	مارن	33	G-280	34.4	مارن رسی
۱۰	G-100	39.4	مارن	34	G-282	40.4	مارن
۱۱	G-107	45.8	مارن	35	G-284	38.7	مارن
۱۲	G-112	39	مارن	36	G-286	46.8	مارن
۱۳	G-118	37.7	مارن	37	G-288	39	مارن
۱۴	G-124	36.4	مارن	38	G-290	36.4	مارن
۱۵	G-130	35.4	مارن	39	G-292	39.4	مارن
۱۶	G-134	33	مارن رسی	40	G-294	33.3	مارن رسی
۱۷	G-136	36.4	مارن	41	G-296	37	مارن
۱۸	G-138	39.4	مارن	42	G-298	36.7	مارن
۱۹	G-140	39	مارن	43	G-300	33.3	مارن رسی
۲۰	G-142	40.7	مارن	44	G-302	40.4	مارن
۲۱	G-228	40.7	مارن	45	G-304	35.7	مارن
۲۲	G-230	37.4	مارن	46	G-308	38.4	مارن
۲۳	G-240	41.1	مارن	47	G-310	31.3	مارن رسی
۲۴	G-246	40.7	مارن	48	G-312	36.7	مارن

جدول ۳- نتایج تجزیه نیمه کمی کانی‌های رسی موجود در سازند گورپی.

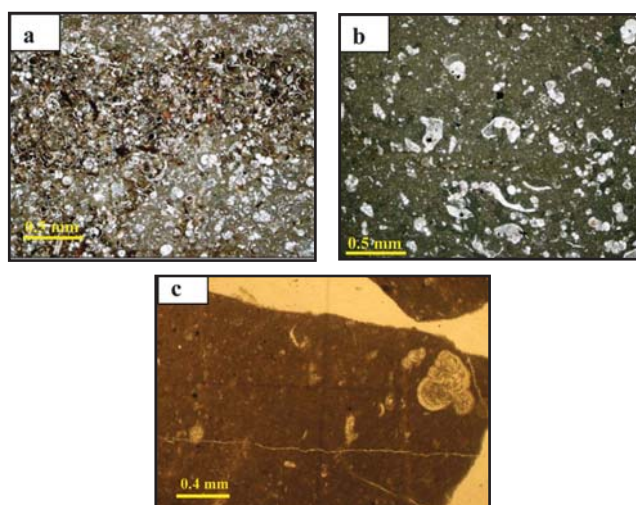
شماره نمونه	ایلیت	کلریت	اسمکتیت
G-310	31.17	16.88	51.94
G-304	32.34	18.25	49.43
G-300	34.5	18.93	44.65
G-294	36.05	19.37	44.62
G-290	37.63	18.14	44.23
G-280	37.31	17.68	45.02
G-266	38.74	17.04	44.22


 شکل ۴- اجزای غیر کربناته موجود در سازند گورپی. (a) گلوکونیت، (b) فسفات، (c) اکسید آهن در درون حجره‌های روزن‌دار (پیریت فروبیتدال)، (d) روزن‌دار پلانکتونیک گلوبی ژرین (*Globigerine* sp.)، برای تفکیک مرز کرتاسه-ترشیری.


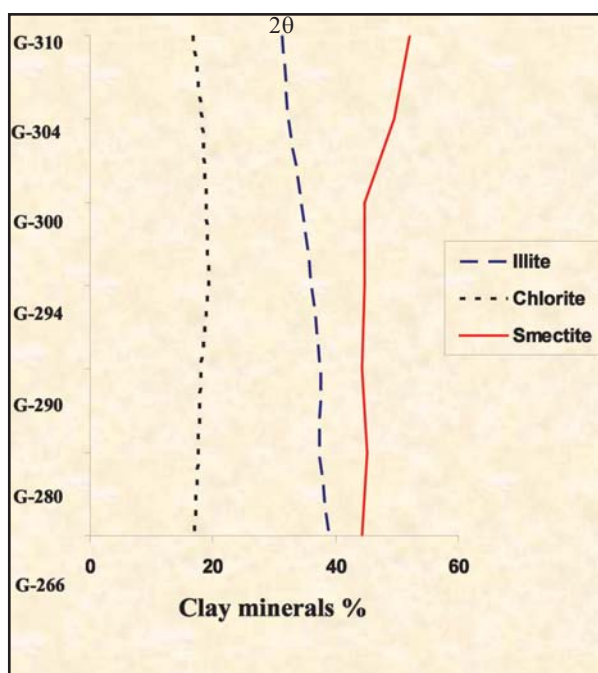
شکل ۵- (a) روزن‌داران پلانکتونیک هدبرگلا و گلوبیژرینولوبیدس. (b) روزن‌دار پلانکتونیک گلوبوترونکانا. (c) روزن‌دار پلانکتونیک هتروهلکس. (d) و (e) استراکوهای با دیواره ستر و نازک. (f) تصویر SEM از یک کوکولیت.



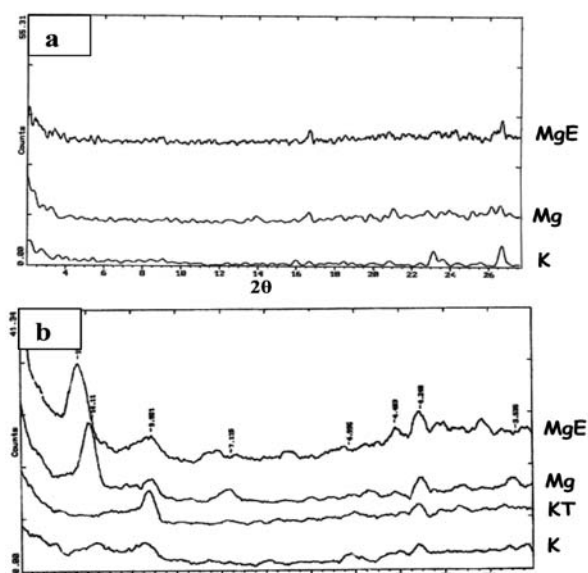
شکل ۶- مدل رسوبی سازند گورپی در برش نمونه. رخساره شماره ۱ و ۲ مربوط به کمر بند شماره ۳ (ریمپ میانی و ریمپ خارجی)، رخساره شماره ۳ مربوط به کمر بند شماره ۲ (ریمپ میانی، ریمپ خارجی و حوضه ژرف) در مدل ترسیم شده مقیاس رعایت نشده است.



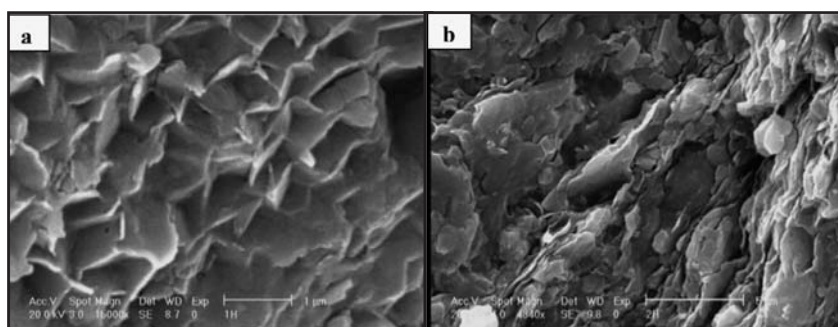
شکل ۵- ریزرخساره های موجود در سازند گورپی. (a) پلانکتونیک فرامینفرا (بکستون، (b) پلانکتونیک فرامینفرا و کستون، (c) پلانکتونیک فرامینفرا مادستون



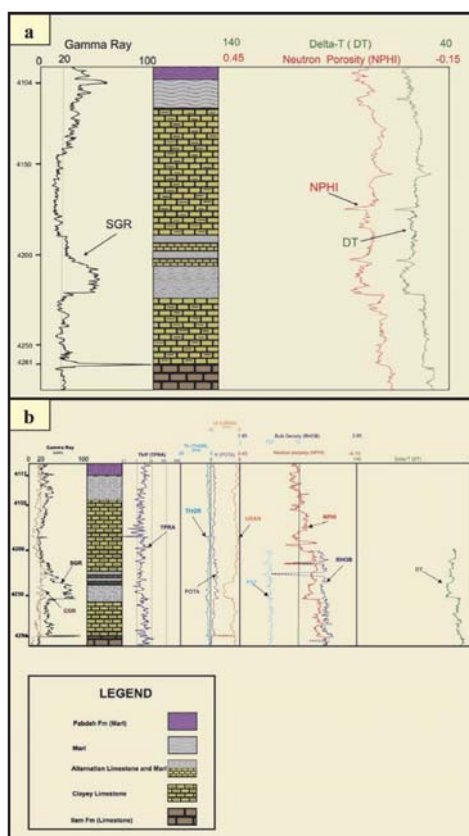
شکل ۸- نمودار مربوط به درصد کانی های رسی موجود در بخش مارن بالایی.



شکل ۷- دو نمونه از نتایج XRD مربوط به مارن های سازند گورپی. (a) نمونه مربوط به مارن پایینی (b) نمونه مربوط به مارن بالایی



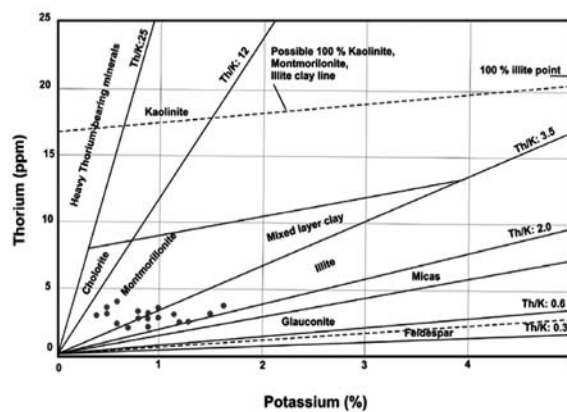
شکل ۹- تصاویر میکروسکوپ الکترونی مربوط به نمونه های مطالعه شده. (a) کانی رسی اسمکتیت، (b) کانی رسی جهت یافته غیر قابل تفکیک با منشأ تخریبی.



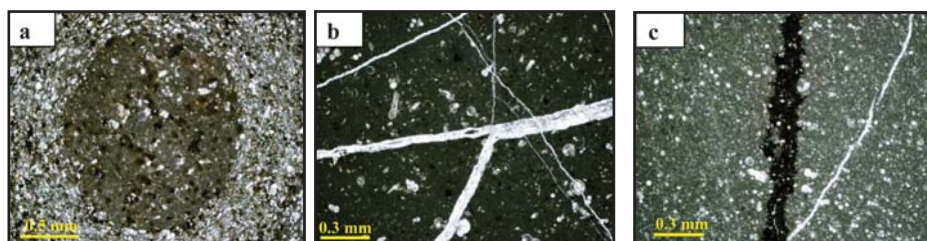
شکل ۱۰- ترسیم ستون‌شناسی چاه‌های شماره ۵ (a) و ۸ (b) با استفاده از مقاطع نازک و داده‌های چاه‌نگاری.

تاخیری	افزایش زمان	اولیه	فرایندهای دیاژنزی
			آشفته‌گی زیستی
			آهن‌دار شدن (رشد پیریت فروموئیدال)
			سیمانی شدن
			• سیمان کلسیت هم‌بند
			• سیمان کلسیت رگدای
			تخلخل
			• تخلخل درون دانه‌ای
			• تخلخل شکستگی
			• تخلخل کانالی
			آهن‌دار شدن (پوشدن شکستگی‌ها)

شکل ۱۲- توالی دیاژنزی سازند گورپی در برش‌های مورد مطالعه.

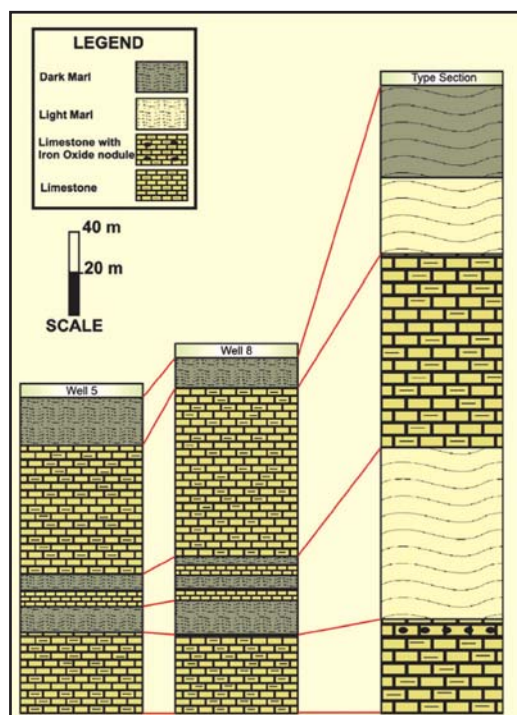


شکل ۱۱- تعیین نوع کانی رسی موجود در چاه شماره ۸ با استفاده از کراس پلات استاندارد.



شکل ۱۳- برخی از فرایندهای دیاژنزی سازند گورپی. (a) زیست آشفته‌گی. (b) شکستگی، انحلال و سیمانی شدن درون شکستگی‌ها. (c) آهن‌دار شدن درون شکستگی‌ها.





شکل ۱۴- تطابق ستون سنگ شناسی برش نمونه با ستون سنگ شناسی چاه های مورد مطالعه.

## کتابنگاری

- اسدی مهماندوستی، ا.، ۱۳۸۴- ژئوشیمی و دیاژنز سازند ایلام در میداین نفتی آب تیمور و منصوری و رخنمون تنگ رشید کوه پیون، منطقه ایذه، رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی، گرایش رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۹۰ صفحه.
- علی نژاد کردی، ر.، ۱۳۸۶- سنگ شناسی رسوبی شیل و مارن های سازند پابده در مقطع تیب و در میدان نفتی کویال (چاه های شماره ۱۲ و ۳۸)، رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی، گرایش رسوب شناسی و سنگ های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۴۱ صفحه.
- غیبشای، ع.، رحمانی، ع.، چهارده چریک، غ.ر. و ناصری، ن.، ۱۳۸۵- چینه نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازندهای ایلام و سروک در میدان نفتی آب تیمور، مجموعه مقالات بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحه ۳۱۰.
- قلاوند، ه.، شمیرانی، ا.، صادقی، ع.، آدابی، ح. و امینی، ع.، ۱۳۸۵- مطالعه میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند ایلام، مجموعه مقالات بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحه ۳۰۳.
- محسنی، ح.، ۱۳۸۲- محیط رسوبی و دیاژنز سازند پابده در فروافتادگی دزفول شمالی، رساله دکترای زمین شناسی، گرایش رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۸۵ صفحه.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ صفحه.

## References

- Adatte, T., Keller, G., Stinnesbeck, W., 2002- Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations: the Tunisian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, pp.165-196.
- Allen, R.E., 2002- Role of diffusion- precipitation reactions in authigenic pyritization. *Chemical Geology*. 182, pp. 461-472.
- Allman, M., Lawrence, D.F., 1972- *Geological Laboratory Techniques*. Blandford, London, 335 p.
- Belzunce-Segarra, M.J., Wilson, M.J., Fraser, A.R., Lachowski, E., Duthie, D.M.L., 2002- Clay mineralogy of Galician coastal and oceanic surface sediments: contributions from terrigenous and authigenic source. *Clay Minerals*, 37, pp. 23-37.
- Chamley, H., 1989- *Clay sedimentology*: Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 623 p.
- Deconink, J.F., Amedro, F., Baudin, F., Godet, A., Pellenard, P., Robaszynski, F., Zimmerlin, I., 2005- Late Cretaceous palaeoenvironments expressed by the clay mineralogy of Cenomanian-Campanian chalks from the east of the Paris Basin. *Journal of Cretaceous Research*, 26, pp. 171-179.
- Dickson, J.A.D., 1965- A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, pp. 587.
- Dunham, R.J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 1, pp. 108-121.
- El-ghali, M.A.K., Mansurbeg, H., Sadoon, M.I. Al-Asm and Ramseyer, K., 2006- Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: evidence from Upper Ordovician of Mursuq basin, SW Libya. *Sedimentary Geology*. 190. 323-351.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 976 p.
- Garcia-Romero, E., Vegas, J., Baldonado, J.L., Marfil, R., 2005- Clay minerals as alteration product in basaltic volcanoclastic deposit of La Palma (Canary

- Islands, Spain). *Sedimentary Geology*, 174, pp. 237-253.
- Grassman, R.B. and Milet, J.C., 1961- Carbonate removal from soils by a modification of the acetate buffer method: *Journal of Soil*, 25, pp. 325-326.
- Hart, M.B., 1980- A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida. *Nature*, 286, pp. 252-254.
- James, G.A., Wynd, G.G., 1965- Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *American Association of Petroleum Geologists*, 49, pp. 2182-2245.
- Jeong, G.Y., Yoon, H.I., Lee, S.Y., 2004- Chemistry and microstructures of clay particles in smectite-rich shelf sediments, South Shetlands, Antarctica. *Marine Geology*, 209, pp. 19-30.
- Keller, G., Li, L., MacLeod, N., 1996- The Cretaceous/ Tertiary boundary stratotype section at Elkef, Tunisia: How catastrophic was the mass extinction? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 19, pp. 221-254.
- Khormali, F., Abtahi, A., Owliaie, H.R., 2005- Late Mesozoic- Cenozoic clay of southern Iran and their palaeoclimatic implications. *Clay Minerals*, 40, pp. 191-203.
- Kunze, C.W., 1965- Pretreatment for mineralogical analysis, in: *Methods of soil analysis*, Black C.A et al. Amer. Soc. of Agronomy mc. pp. 568-577.
- Lee, Y.I., Klein, G.D., 1986- Diagenesis of sandstone in the back- arc basins of the western Pacific Ocean. *Sedimentology*, 33, pp. 651-675.
- Li, L., Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., 2000- Late Cretaceous sea Level change in Tunisia: A multi-disciplinary approach. *Journal of Geological Society of London*, 157, pp. 447-458.
- Mehra, O.P., Jackson, M.L., 1960- Iron oxid removal from soils and clay by a dithionitic – citrate system buffered with bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, pp. 313-325.
- Meunier, A., 2005- *Clays*: Springer Berlin Heidelberg New York, 472 p.
- Mondshine, T.C., Kercheville, J.D., 1966- Successful Gumbo-shale Drilling, *Journal of The Oil and Gas*, 64, pp. 194.
- Moore, D., Reynolds, R.C., 1989- X-Ray diffraction and the identification and analysis of Clay minerals. New York, 332p.
- Net, I.L., Alonso, M.S., Limarino, C.O., 2002- Source rock and environmental control on clay mineral associations, Lower Section of Paganzo Group (Carboniferous), Northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 152, pp. 183-199.
- Ortega-Huertas, M., Martinez-Ruiz, F., Palomo, I., Chamley, H., 2002- Review of the mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary clay: Evidence supporting a major extraterrestrial catastrophic event. *Clay Minerals*, 37, pp. 395-411.
- Pardo, A., Adatte, T., Keller, G., Oberhansli, H., 1999- Paleoenvironmental change across the Cretaceous-Tertiary boundary at Koshak, Kazakhstan, based on planktic foraminifera and clay mineralogy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154, pp. 247-273.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1975- *Sedimentary Rocks* Harper and Row, New York. 628 p.
- Postuma, J.A., 1971- *Manual of Planktonic Foraminifera*: Amsterdam (Elsevier), 420pp.
- Robert, C., Diester-Haass, L., Paturel, J., 2005- Clay mineral assemblages, siliciclastic input and paleoproductivity at ODP Site 1085 off Southwest: A late Miocene-early Pliocene history of Orange river discharges and Benguela current activity, and their relation to global sea level change. *Marine Geology*, 216, pp. 221-238.
- Schlumberger, 1988- *Log interpretation charts*, Houston, Texas.
- Schnyder, J., Ruffeii, A., Deconinck, J.F., Baudin, F., 2006- Conjunctive use of spectral gamma-ray Logs and clay mineralogy in defining late Jurassic-early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, U.K.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229, pp. 303-320.
- Serra, O., 1984- *Fundamentals of well-log interpretation*, 1. The acquisition of logging data, Elsevier Science publisher B.V.
- Setti, M., Marinoni, L., Lopez-galindo, A., 2004- Mineralogical and geochemical characteristic (major, minor, trace elements and REE) of detrial and authigenic clay minerals in a Cenozoic sequence from Ross Sea, Antarctica. *Clay Minerals*, 39, pp. 405-421.
- Skelton, P., 2003- *The cretaceous world*. Cambridge University Press, 360 p.
- Stuben, D., Kramar, U., Berner, Z., Stinnesbeck, W., Keller, G., Adatte, T., 2002- Trace elements, stable isotopes, and mineralogy the Elles II K-T boundary section in Tunisia: indications sea level fluctuations and primary productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, pp. 321-345.
- Tucker, M.E., 2001- *Sedimentary Petrology: an introduction to the origion of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- Vail, P.R., Mitchem, R.M., Thmpson, S., 1977- Seismic stratigraphy and global change of sea-level. In: C. E. Payton (Ed.), *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 26, pp. 83-97.
- Velde, B., 1992- *Introduction to clay mineral*. Chapman & Hall, New York, 198 p.
- Walker, G.F., 1957- On the differentiation of vermiculites and smectites. *Clays and Clay minerals*, 3, pp. 154-163.
- Watanaba, T., Shinya, F., Kosaki, T., 2006- Clay mineralogy and relationship to soil solution composition soils from different weathering environments of humid4 Asia: Japan, Thailand and Indonesia. *Geoderma*, 136, pp. 51-63.
- Weaver, C.E., 1989- *Clays, Muds, and Shales: Development in Sedimentology* 44; Elsevier, Scientific Publication, 819 p.
- Weir, D.L., Ormerod, E.C., Ei-Mansey, M.L., 1975- Clay mineralogy of sediment of western Nile Delta: *Journal of clay mineralogy* 10, pp. 369-386.
- Whitting, L.D., 1965- X-Ray diffraction techniques for mineral identification and mineralogical composition. In: *Methods of Soil Analysis*, Black C.A. et al, Amer. Soc. of Agronomy mc. Pub Madison, Wiscansin. USA, pp. 671-698.