

گسترش سیمانهای رسی سازند فراقان در کوه گهکم

سید محمد زمانزاده^(۱*)، عبدالحسین امینی^۲ و هادی سردار^۳

۱. استادیار پژوهش، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

۲. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۳. کارشناس ارشد مهندسی اکتشاف، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

تاریخ دریافت: ۸۷/۱۰/۲۵

تاریخ پذیرش: ۸۷/۱۲/۲۷

چکیده

مطالعه ماسه سنگهای سازند فراقان در کوه گهکم نشان می‌دهد که گسترش سیمانهای رسی در این ماسه سنگها فراوان است. از نظر فراوانی، کائولینیت بیش از دیگر رسها و در رتبه های بعدی اسمکتیت، ایلیت و کلریت دیده می‌شود. دیکایت به عنوان محصول دیاژنزی اعماق بالای حاصل از کائولینیت نیز اغلب مشاهده می‌شود. تشکیل کائولینیت غالباً در اعماق کمتر و عمدتاً در اثر تجزیه فلدسپارها صورت گرفته که در اثر تدفین به دیکایت تبدیل شده است. تشکیل کلریت و ایلیت در اعماق بالا و به ترتیب در اثر تبدیل برترین و کائولینیت به آنها صورت گرفته است. تشکیل اسمکتیت در این ماسه سنگها را می‌توان به هر دو مرحله ائورژنتیک و تلورژنتیک (بالا زدگی) این ماسه سنگها منتسب کرد. تشکیل کانیهایی رسی مراحل مزورژنتیک (کلریت، ایلیت و دیکایت) همزمان با تشکیل هیدروکربنهای گازی در نظر گرفته شده است.

واژه‌های کلیدی: سازند فراقان، دیاژنز، سیمانهای رسی، کائولینیت، اسمکتیت، کلریت، دیکایت، ایلیت

مقدمه

در کل جهان گشته بود (Curtis, 1983; Surdam et al, 1989). ایجاد مدل‌های پیشگویی کننده شبیه سازی جریان سیال در مخزن نیاز به تعیین دقیق ویژگیهای مخزنی بر مبنای درکی از کانی شناسی آواری و برج‌زاد آن داشت (Hurst, 1987). علاوه بر این، با افزایش تقاضای نفت، روشهای ازدیاد برداشتی که نیاز به تزریق مواد شیمیایی فعال درون فضاهاى خالی ماسه سنگها را داشته و به طور بالقوه باعث ایجاد خسارت به سازند های مخزنی می شدند (Pittman and King, 1986; Kantorowicz et al, 1992). به طور گسترده مورد توجه قرار گرفته است. از اینرو، ضروریست که واکنشهای شیمیایی با ماسه سنگهای میزبان در خلال وارد کردن بخار، سورفاکتانت ها، پلیمرها یا اسیدها به داخل مخزن

مطالعه دیاژنز ماسه سنگها با هدف کاربرد در صنعت نفت از مباحث نسبتاً جدید است (Worden and Burley, 2003). این مباحث از توصیف شکل ذرات و بافت آنها طی سالهای گذشته تا تحلیل تکامل ترکیب کلی رسوبات با افزایش عمق و دمای تدفین گسترش یافته است. بیشترین رشد مطالعات در زمینه دیاژنز ماسه سنگها در خلال دهه های ۸۰ و ۹۰ میلادی صورت گرفته است. این مطالعات غالباً توسط صنعت نفت هدایت شده اند زیرا مقدار و توزیع تخلخل در ماسه سنگها، مسیرهای مهاجرت هیدروکربن در زیر زمین و نهایتاً تولید نفت و گاز از مخازن را کنترل می‌کند. پیشگویی تخلخل در "مناطق نوید بخش" هدف اصلی متخصصین اکتشاف در طی دهه های ۸۰ و ۹۰ میلادی

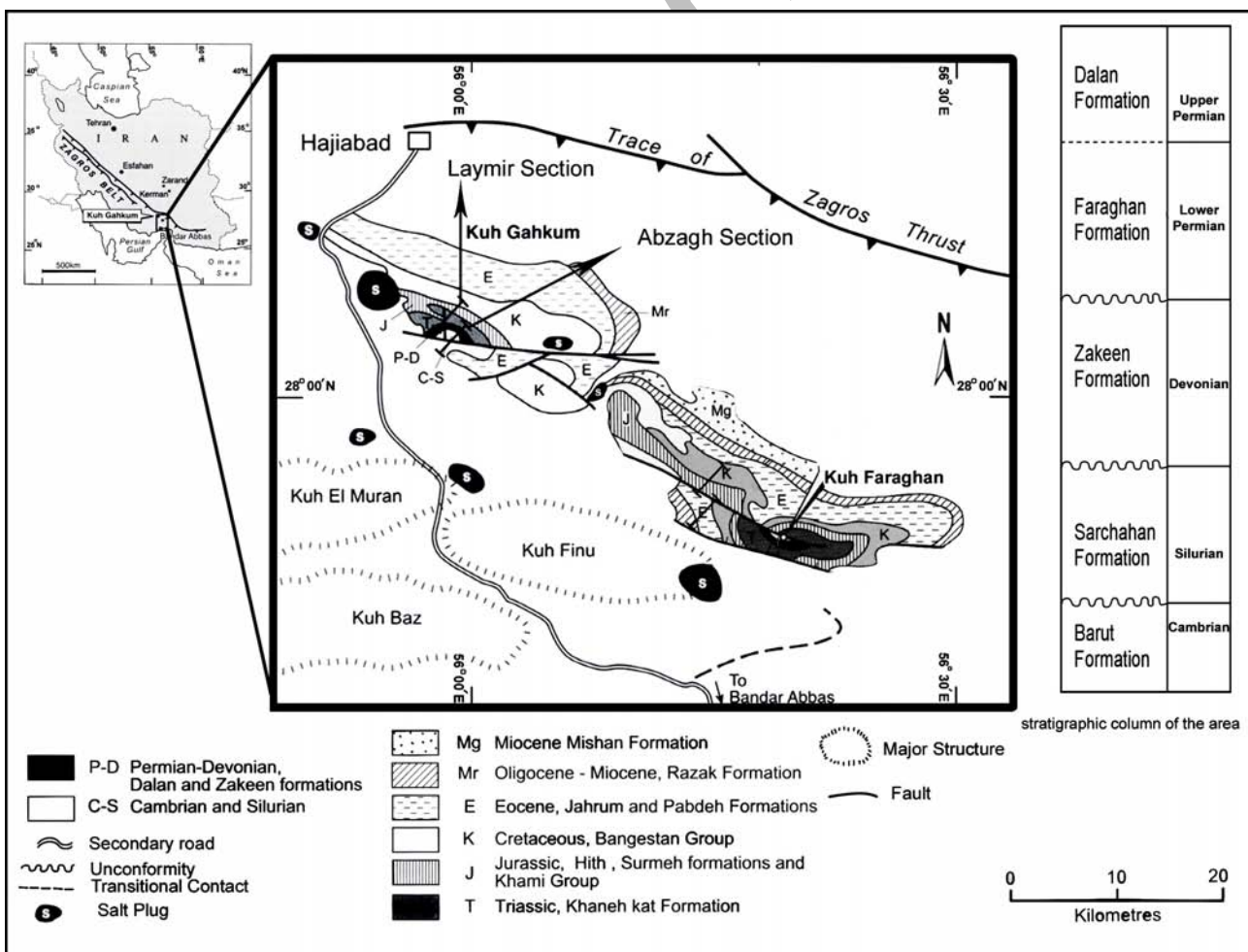
* نویسنده مرتبط

مطالعه حاضر بر روی رخنمون سازند فراقان در کوه گهکم صورت گرفته است. برش مورد بررسی در کوه گهکم در تنگ آبزاغ تقریباً در ۱۲۵ کیلومتری شمال بندرعباس در مسیر جاده بندرعباس به سیرجان و در نزدیکی روستای سرچاهان در طول جغرافیایی "۵۰، ۵۶، ۵۵" و عرض جغرافیایی "۱۲، ۰۵، ۲۸" واقع شده است (شکل ۱). از نظر زمین شناختی این منطقه بخشی از زون زاگرس مرتفع (Berberian and King, 1981) است. در این برش، رخداد روراندها باعث قرارگرفتن مجموعه سنگهای پالئوزوئیک در برابر سنگهای سنوزوئیک شده است. این رخداد، رخنمونهای بسیار جالبی از سازند های پالئوزوئیک زیرین تا تریاس را در این برش فراهم کرده است. قدیمی ترین سنگهای رخنمون یافته در کوه گهکم (برش آبزاغ) در برگیرنده سازند باروت (برش، کنگلومرا و ماسه سنگهایی به رنگ ارغوانی) به سن کامبرین است که روی رسوبات سنوزوئیک رانده شده است. این سازند در بالا با یک ناپیوستگی از سازند سرچاهان (توالی ماسه سنگ - شیل و تبدیل سنگهای کربناته فسیل دار به سمت

در نظر گرفته شوند (Worden and Burley, 2003). این امر بدون انجام مطالعات دیاژنزی که در طی آن فازهای مختلف سیمان و عوارض اولیه و ثانویه دیاژنزی شناسایی می گردد، امکان پذیر نیست. از بین محصولات دیاژنزی به نظر مطالعه کانیهای رسی همواره در صنعت نفت از اهمیت بالایی برخوردار بوده است. این امر از اینروست که گسترش انواع مختلف سیمانهای رسی در ماسه سنگهایی که به عنوان مخزن هیدروکربور مطرح هستند بر روی کیفیت مخزنی این ماسه سنگها می تواند اثر مخرب داشته باشد (مانند ایلیت) و یا باعث حفظ تخلخل در این ماسه سنگها گردد (مانند کلریت).

مطالعه حاضر بر روی رسهای ماسه سنگهای سازند فراقان صورت گرفته است. این سازند به عنوان یکی از سازندهای مخزنی هیدروکربور در برخی از میداین خلیج فارس مانند گلشن، سلمان و پارس جنوبی مطرح است. از آنجائیکه بروی ماسه سنگهای این سازند تاکنون مطالعات دیاژنزی صورت نگرفته است، این مطالعه سعی دارد که بخشی از دیاژنزی این سازند (دیاژنزی رسها) را در بهترین رخنمون این سازند مورد بررسی قرار دهد.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و ستون چینه شناسی توالی مورد مطالعه در کوه گهکم (بر گرفته از Ghavidel-Syooki and Winchester- Seeto, 2004 با اندکی تغییر).

برای انجام مطالعات دیاژنتیک اولیه از نمونه ها، مقاطع نازک تهیه و برای رسیدن به پارازنز کانیها با میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت. برای بررسی دقیقتر ریختهای بلوری و روابط بافتی بین کانیهای دیاژنزی تعداد ۶۰ نمونه از رخساره های مختلف انتخاب و توسط میکروسکوپ های الکترونی روبشی^۱ زایس مدل دی اس ام ۹۶۰ ای^۲ در پردیس علوم دانشگاه تهران، لئو^۳ در مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت و فیلیپس^۴ در دانشگاه تربیت مدرس مطالعه شد. رسهای جدا شده از ۱۰ نمونه برای تعیین دقیقتر نوع رسهای موجود با استفاده از دستگاه پراش اشعه ایکس مورد بررسی قرار گرفت.

سیمانهای رسی سازند فراقان

سیمان اسمکتیتی

اسمکتیت در سازندهای مورد مطالعه خیلی فراوان نیست طوری که مطالعه رسها توسط پراش اشعه ایکس نیز وجود آنرا در نمونه ها مشخص نکرد. شاید دلیل آن ناپایدار بودن این کانی در شرایط تدفین عمیق باشد، طوری که در مراحل ابتدایی تدفین کانی اسمکتیت، ابتدا به انواع ایلیت-اسمکتیت و سپس به ایلیت تبدیل می گردد (Worden and Burley, 2003) این کانی غالباً در سنگهایی که سیمان کربناته آنها حل شده یافت می گردد.

این سیمان به صورت پرکننده مناطق حل شده درون سیمانهای کربناته مشاهده می گردد (شکل ۲). به نظر انواع ائورنتیک این سیمان با ادامه تدفین به کانیهای دیگری از قبیل کلریت و ایلیت تبدیل شده باشند (Worden and Morad,

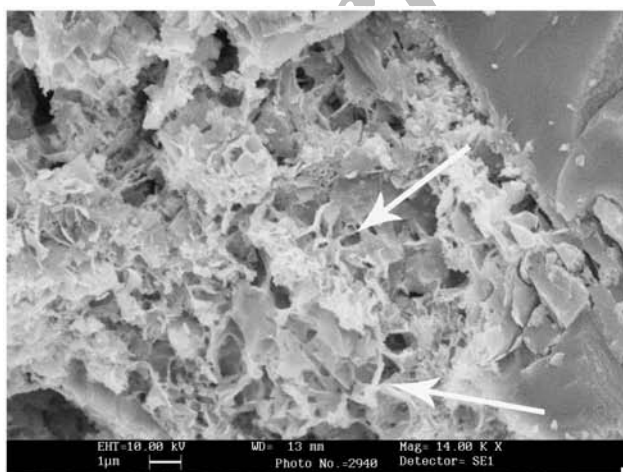
شمال غرب به طور جانبی به شیلهای سیاه رنگ سرچاهان در تنگ لایمر) به سن سیلورین جدا می گردد. سازند سرچاهان در بالا از طریق یک ناپیوستگی در زیر سازند زاکین به سن دونین قرار می گیرد.

سازند زاکین (کنگلوهای قهوه ای، ماسه سنگهای با رنگهای متغیر سفید، سبز تا قهوه ای و گاهی ماسه سنگهای سفید دارای باند های قهوه ای، سیلتستون و ماسه شیلی سبز رنگ و ندرتا لایه های نازک کربناته غالباً دولومیتی به رنگ اکسید آهن) به یک ناپیوستگی فرسایشی منتهی می گردد که بر روی آن، سازند فراقان به سن پرمین زیرین قرار می گیرد.

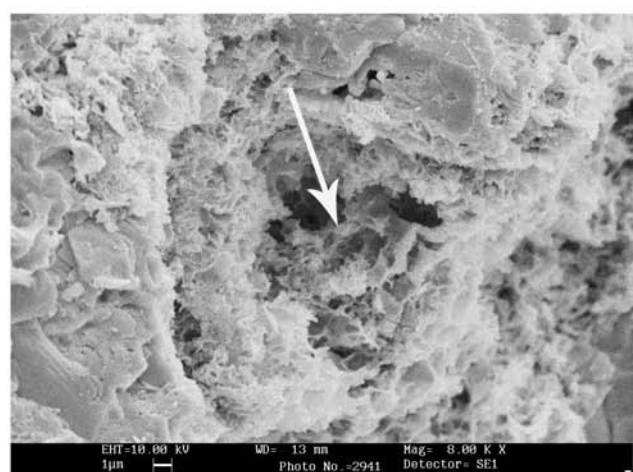
سازند فراقان در این برش غالباً از سنگهای سیلیسی آواری مانند کنگلومراها (به رنگ قهوه ای و خاکستری)، ماسه سنگهای سفید و قهوه ای و سیلتستونهای قهوه ای به همراه حدود ۱۵ متر دولومیت استروماتولیتی (به رنگ اکسید آهن) در قاعده و میان لایه های میکرایت دولومیتی تشکیل شده است. محتوای کربناته این سازند به تدریج به سمت بالا افزایش می یابد و سنگها بیشتر ماهیت کربناته (پکستون و گرین استون دولومیتی شده) پیدا می کنند. مرز بین این سازند و سازند دالان به صورت تدریجی بوده و هیچگونه ناپیوستگی بین این دو سازند قابل مشاهده نیست.

روش کار

در مطالعات صحرایی مجموعاً ۱۴۲ نمونه عمدتاً بر مبنای تغییرات لیتولوژی برای مطالعات آزمایشگاهی با استفاده از میکروسکوپ معمولی، میکروسکوپ الکترونی (مطالعات دیاژنتیک) و مطالعه اشعه ایکس از سازند فراقان برداشته شد.



A



B

شکل ۲- تصویر SEM از سیمان اسمکتیتی (فلش) پرکننده منافذ بین ذرات (A) و پرکننده حفرات حاصل از انحلال سیمان کربناته (B) در ماسه سنگها (فلش).

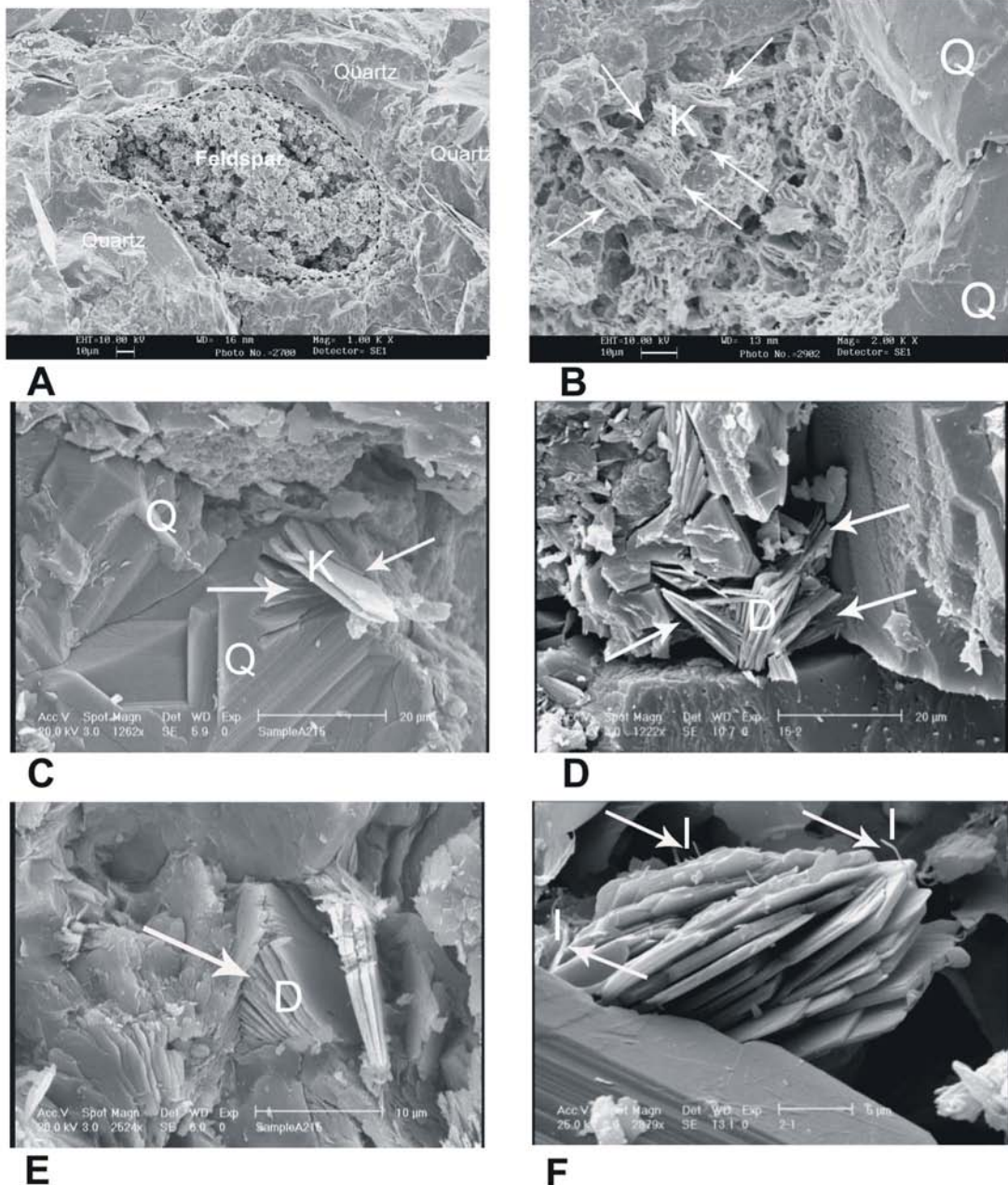
1. SEM
2. Zeiss DSM 960A

3. Leo
4. Philips

سیمان کائولینیتی

کائولینیت با بافت مشخص کرمی شکل^۳ به هر دو صورت پرکننده منافذ و محصول جانشینی فلدسپارها (شکل ۳) یافت می‌گردد. برخی از بلورهای کائولینیت، شکل بلوکی نشان می‌دهند که از ویژگیهای بارز دیکايت (Ehrenberg et al., 1993) است. با توجه به وجود مجموعه وسیعی از اشکال ورقی^۱ و بلوکی کائولینیت با هم در یک نمونه ماسه سنگ، اشکال ورقی به عنوان

انواع دیگری که درون بخشهای حل شده سیمان کربناته یافت می‌شوند بدلیل اینکه شکل گیری سیمانهای دولومیتی در مراحل ابتدایی دیاژنز در این سازند ها رخ داده است (زمانزاده، ۱۳۸۷)، به نظر در مراحل آخر دیاژنز (تلوزنز) تشکیل شده و با بالا زدن^۱ این سازند ها به دلیل مساعد بودن شرایط فیزیکی و شیمیایی برای حفظ آن تغییر نیافته اند.



شکل ۳- تصاویر SEM از: تجزیه فلدسپار (A)، و شکلهای مختلف کائولینیت (k): کائولینیت کرمی شکل (فلش) (B)، مراحل تبدیل به نوع بلوکی (دیکايت) (D) (E-C) و مرحله آغازین تبدیل به ایلیت (I) (فلش) (F).

1. uplift
2. vermicular

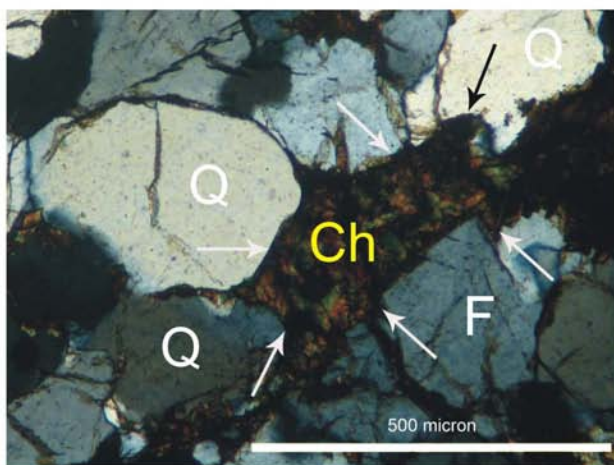
3. platelet
4. precursor

گیری دیکایت در ماسه سنگها تقریباً در عمق ۳۰۰۰ متر و شکل گیری کامل در عمق ۶۰۰۰ متر پیشنهاد شده است که این اعماق با آغاز پنجره نفت زایی و تشکیل هیدروکربن گازی منطبق است (Beaufort et al., 1998; Worden and Burley, 2003).

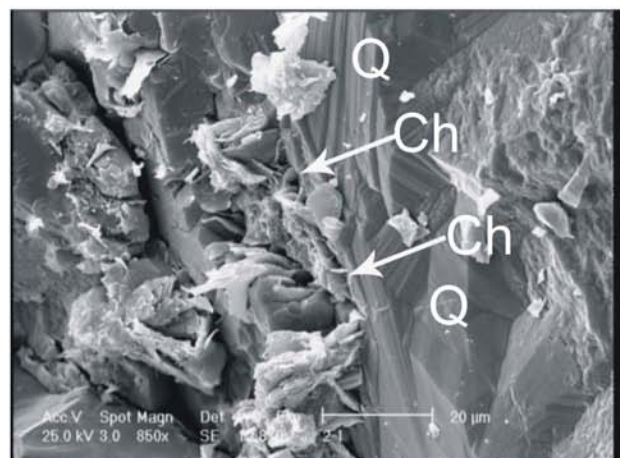
سیمان کلریتی

سیمان کلریتی ندرتاً در برخی ماسه سنگها مشاهده می شود. این سیمان به شکل صفحات ریز پوشش دهنده ذرات (که به شکل های عمود بر رشد اضافی کوارتز قرار می گیرند) و لکه های پرکننده منافذ دیده می شود (شکل ۴). سیمان کلریتی معمولاً رشدهای اضافی کوارتز را در بر می گیرد، لذا از نظر زمانی پس از آنها تشکیل شده است و سیمانی ثانویه و مزوزنتیک به حساب می آید. بر اساس یافته های قبلی (Pettijohn et al., 1987; Ketzer et al., 2002; Morad et al., 2000)، کلریت دیاژنزی معمولاً در طی دیاژنز تدفینی از کانیهای

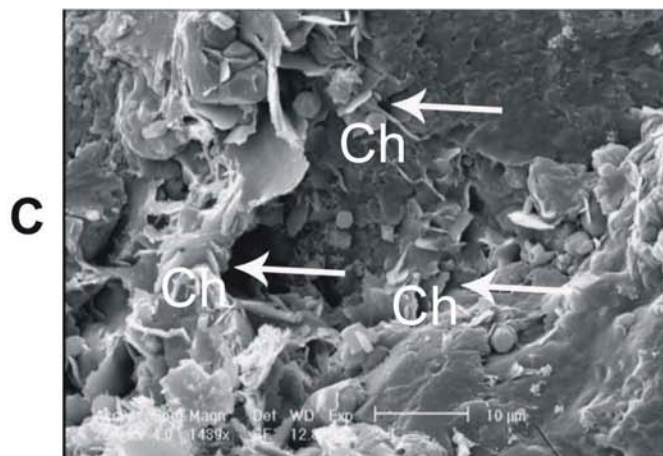
پیش ماده^۲ بلورهای دیکایت تفسیر شده اند (Lanson et al., 2002). با توجه به اینکه کائولینیت در سنگهای مورد مطالعه اولین محصول پرکننده منافذ و جانشینی فلدسپارهاست، به عنوان یک محصول دیاژنتیک اولیه تفسیر می گردد (Burley and MacQuaker, 1992; De Ros, 1998). در سنگهایی که مقدار فلدسپار بالاست (یعنی ساب آرکوز و آرکوز)، کائولینیت کرمی شکل فراوانتر دیده می شود. وجود کائولینیت در سنگهای مورد مطالعه به شکل گیری آن اساساً در دیاژنز اولیه نسبت داده می شود. این نوع کائولینیت با بافت کرمی شکل خود مشخص می گردد (Lanson et al., 2002). شکل گیری این نوع کائولینیت از مدل ورود آبهای جوی در حاشیه های حوضه در ماسه سنگهای با عمق تدفین کم (کمتر از ۲۰۰۰ متر) حمایت می کند (De Ros 1998; Lanson et al., 2002). نوع دوم کائولینیت موجود در این ماسه سنگها با شکل گیری دیکایت (نوع پایدار تر کائولینیت در عمقهای زیاد) مشخص می گردد (شکل ۳). شکل گیری دیکایت از کائولینیت در شرایط تدفین عمیق و به شکل تدریجی پیشنهاد شده است



A

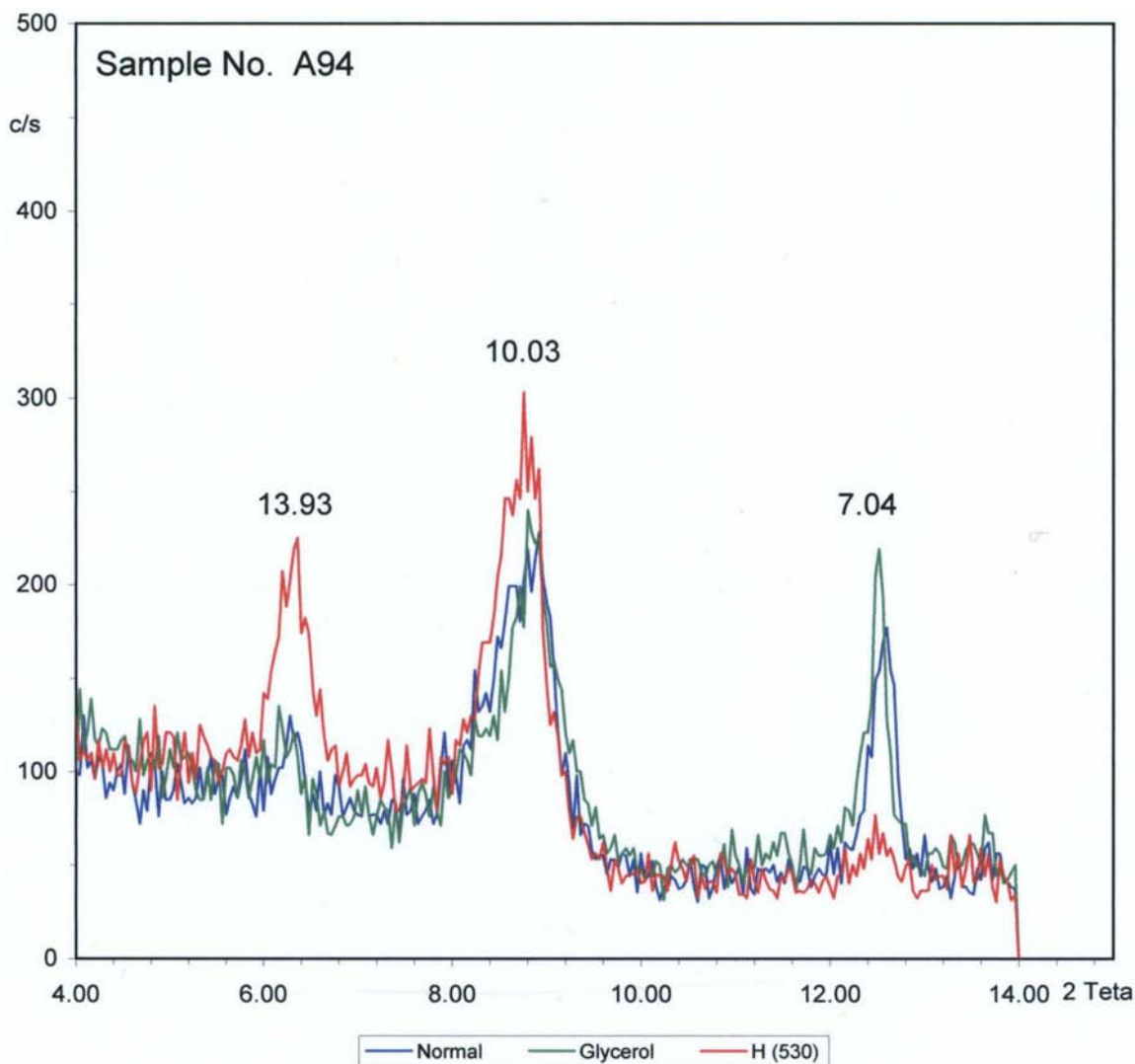


B



C

شکل ۴- تصویر میکروسکوپی از سیمان کلریتی (فلش) پرکننده منافذ (A) نور پلاریزه، تصاویر SEM از سیمان کلریتی (فلش) روی رشد اضافی کوارتز (B) و درون فضاهای تخلخلی (C).



Clay Minerals	Normal	Glycerol	H (530°)
Mica - illite			
Kaolinite			
Chlorite			

شکل ۵ - نمودار پراش اشعه ایکس مربوط به یکی از نمونه‌های مورد مطالعه که نشانگر حضور کائولینیت، کلریت و ایلیت است

است که در مطالعات پراش اشعه ایکس^۲ و میکروسکوپ الکترونی روبشی مورد شناسایی قرار گرفته است (شکل‌های ۳ و ۵). با توجه به ترکیب فلدسپارهای از نوع پلاژیوکلاز (غنی از کلسیم)، به نظر می‌رسد که اسمکتیت نیز دیگر محصول این تجزیه بوده است. کم بودن یا نبودن این رس در نمونه‌های مطالعه شده به ناپایداری آن در

اسمکتیت، برترین یا اودینیت (به عنوان ماده اولیه) تشکیل می‌گردد.

در مطالعات پتروگرافی سازند فراقان مشخص شد که تجزیه فلدسپارها به سیلیس، کلسیت و کانیهای رسی فرایندی متداول است. در اثر این تجزیه کائولینیت به عنوان محصول متداول حاصل شده

از انحلال سیمانهای دولومیت آهنگار تشکیل آنها را به زمانی پس از تشکیل و انحلال این سیمانها نسبت می دهد. عمل انحلال در مرحله ائوژنز در اثر نفوذ آبهای جوی و یا در مرحله تلوزنز به دلیل انتقال سنگها به مناطق نزدیک سطح و قرار گرفتن در معرض آبهای جوی و انحلال سیمانهای کربناته ممکن است رخ داده باشد. لذا تشکیل اسمکتیت پس از انحلال سیمانهای کربناته (شکل ۲) در مراحل ائوژنز و یا تلوزنز رخ داده است. دیگر سیمان رسی مورد مشاهده کلریت است. این سیمان همواره روی سیمان سیلیسی و درون فضای خالی بین ذرات را پر می کند، لذا تشکیل آن پس از سیمان سیلیسی (شکل های ۴ و ۶) و در مراحل مزوژنتیک رخ داده است. چگونگی زمانبندی گسترش سیمانهای رسی و دیگر محصولات دیاژنزی مرتبط در سازند فراقان به صورت خلاصه در شکل ۶ ارائه شده است.

نتیجه گیری

تشکیل سیمانهای رسی در ماسه سنگهای سازند فراقان را غالباً میتوان به ۳ محیط دیاژنتیک ائوژنتیک، مزوژنتیک و تلوزنتیک نسبت داد. از بین رسهای موجود در سازند فراقان تشکیل کائولینیت (در اثر دگرسانی فلدسپارها) را میتوان به مرحله ائوژنز نسبت داد. تشکیل کلریت، ایلیت و دیکایت در اعماق بالا و در مرحله مزوژنتیک صورت گرفته است. تشکیل اسمکتیت احتمالاً در مرحله بالا زدن سازند فراقان در مرحله تلوزنتیک درون فضاهای حاصل از انحلال سیمانهای کربناته رخ داده است.

منابع

زمانزاده، سید محمد، ۱۳۸۷. مشخصات سنگ شناسی، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانشی سازند های زاگرس و فراقان در مقطع تیپ، شمال بندرعباس، رساله دکتری، دانشگاه تهران ۲۸۰ صفحه

محیطهای دیاژنزی ارتباط داده می شود. طی دیاژنز دفنی، این کانی به مخلوط ایلیت و یا کلریت و در نهایت به دو فاز مستقل ایلیت و کلریت تبدیل می شود (Moore and Reynolds, 1989). فراوانی ذرات کلریت در برخی نمونه ها که از نظر زمانی پس از تمام کانیهای دیاژنزی شکل گرفته اند، از چنین فرضیه ای حمایت می کند. به نظر می رسد که وجود سیمان در رخساره ها تحت تاثیر توزیع مواد اولیه آن (یعنی ذرات فلدسپار، اسمکتیت و یا برتیرین) در رسوبات باشد. تبدیل برتیرین به کلریت در رسوبات در تدفین عمیق بیش از ۳-۲ کیلومتر و دماهای بیش از ۱۰۰-۶۰ درجه سانتی گراد رخ می دهد که متناسب با دمای تشکیل هیدروکربن های گازی است (Jahren and Aagaard, 1989; Burley and MacQuaker, 1992; Ehrenberg, 1993; Grigsby, 1999; Aagaard et al., 2000).

بحث

از بین سیمانهای رسی مورد مطالعه، معمولاً تشکیل کائولینیت به مرحله ائوژنز نسبت داده می شود. این کانی در سازند مورد مطالعه در اثر دگرسانی فلدسپار در مراحل اولیه دیاژنز ایجاد شده است که شواهدی مانند حالت کرمی شکل آن تایید کننده این مطلب است (Lanson et al., 2002). این کانی در طی تدفین معمولاً به پلی مورف متراکم تر و پایدار تر خود یعنی دیکایت تبدیل می گردد. مراحل ابتدایی این تبدیل در عمقهای ۲۵۰۰ متر شروع شده و نهایتاً در عمقهای ۶۰۰۰ متر این تبدیل کامل می گردد که این مرحله اخیر بخصوص همزمان با تشکیل هیدروکربن های گازی در نظر گرفته می شود (Beaufort et al., 1998). با توجه به حضور دیکایت در سازند فراقان، می توان عنوان کرد که رسهای کائولینیت در مراحل ابتدایی و انواع دیکایت در مراحل تدفینی (مزوژنتیک) تشکیل شده اند. از دیگر انواع سیمانهای رسی حاضر در این سازند، اسمکتیت است. حضور اسمکتیت درون فضاهای حاصل

Diagenetic Products	Early Diagenesis (Eodiagenesis)	Late Diagenesis (Mesodiagenesis)	Uplift Diagenesis (Telogenesis)
Feldspar alteration	—————	---	-----
Feldspar overgrowth		—————	
Quartz overgrowth		—————	
Clay minerals:			
Kaolinite	—————	—————	
Dickite		—————	
Chlorite		—————	
Illite		—————	
smectite			-----

شکل ۶- فرایند های اصلی دیاژنتیک در سازند فراقان و ترتیب وقوع آنها بر اساس شواهد پتروگرافی (میکروسکوپ پلاریزان و الکترونی) (زمانزاده، ۱۳۸۷، با اندکی تغییر).

References

- Aagaard, P., Jahren, J., Harstad, A.D., Nilsen, D. and Ramm, M., 2000. Formation of Grain-Coating Chlorite in Sandstones; Laboratory Synthesized vs. Natural Occurrences: *Clay Mineralogy*, v. 35, 261-264.
- Beaufort, D., Cassagnabere A., Petit S., Lanson B., Berger G., Lacharpagne J.C. and Johansen H., 1998, Kaolinite-to-dickite conversion series in sandstone reservoirs. *Clay Minerals*, v. 33, 297-316.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, 210-265.
- Burley, S.D. and Macquaker, J.H.S., 1992. Authigenic Clays, Diagenetic Sequences and Conceptual Diagenetic Models in Contrasting Basin-Margin and Basin Center North Sea Jurassic Sandstones and Mudstones. in Houseknecht, D.W. and Pittman, E.D., eds., Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones., *SEPM Special Publication*, 47, Tulsa, OK, 81-110.
- Curtis, C.D., 1983. Geochemistry of porosity enhancement and reduction on clastic sediments. In: Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe (Ed. J.Brooks). *Special Publication of Geological Society of London*, No. 12, 113-125.
- De Ros, L.F., 1998. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in Silurian-Devonian Furnas Formation of the Parana' Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology* v. 116, 99-128.
- Ehrenberg S.N., Aagaard P., Wilson M.J., Fraser A.R. and Duthie D.M.L., 1993, Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, v. 28, 325-352.
- Ehrenberg, S.N., 1993. Preservation of Anomalously High Porosity in Deeply Buried Sandstones by Grain-Coating Chlorite: Examples from the Norwegian Continental Shelf: *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 77, 1260-1286.
- Ghavidel-Syooki, M. and Winchester-Seeto, T., 2004. Chitinozoan Biostratigraphy and Paleogeography of Lower Silurian Strata (Sarchahan Formation) in the Zagros Basin of Southern Iran: *Memoirs of the Association of Australasian Paleontologists*, v. 29, 161-182.
- Grigsby, J.D., 1999. Origin of Chlorite Grain coats in Sandstones of the Lower Vicksburg Formation, South Texas, in: *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Extended Abstract*, Tulsa, OK, A 51.
- Hurst, A.R., 1987. Problems of reservoir characterization in some North Sea sandstone reservoirs solved by the application of microscale geological data. In: North Sea Oil and Gas Reservoirs (Eds J. Kleppe, E.W. Berg, A.T. Buller, O. Hjelmeland and O. Torsaeter), 153-167. Norwegian Petroleum Directorate, Graham and Trotman, London.
- Jahren, J.S. and Aagaard, P., 1989. Compositional Variations in Diagenetic Chlorites and Illites, and Relationships with Formation Water Chemistry: *Clay Minerals*, v. 24, 157-170.
- Kantorowicz, J.D., Eigner, M.R.P., Livera, S., Van Schijndel-Goester, F.S. and Hamilton, P.J., 1992. Integration of petroleum engineering studies of producing Brent Group fields to predict reservoir properties in the Pelican Field, UK North Sea. In: Geology of the Brent Group (Eds A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown). *Special Publication of Geological Society, London*, No. 61, 453-469
- Ketzer, J.M., Morad, S., Evans, R. and Al-Aasm, I.S., 2002, Distribution of Diagenetic Alterations in Fluvial, and Shallow Marine Sandstones within a Sequence Stratigraphic Framework: Evidence from Mullagmore Formation (Carboniferous), NW Ireland: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, 760-774.
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger G., Bauer A., Cassagnabère A. and Muunier A., 2002. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. *Clay Minerals*, v.31, p. 1-22
- Lanson B., Beaufort D., Berger G., Petit S. and Lacharpagne J.C., 1995, Evolution de la structure cristallographique des minéraux argileux dans le réservoir gréseux Rotliegendes des Pays-Bas. *Bulletin de Centre Recherche Exploration-Production*, v. 19, 243-265.
- Moore, D. M. and R. C. Reynolds, Jr., 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, New York, 332
- Morad, S., Ketzer, J.M. and DE Ros, L.F., 2000. Spatial and Temporal Distribution of Diagenetic Alterations in Siliciclastic Rocks: Implications for Mass Transfer in Sedimentary Basins: *Sedimentology*, v. 47 (Suppl. 1), 95-120.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. Sand

and Sandstone. Springer-Verlag, New York, 553 p.

-Pittman, E.D. and King, G.E., 1986, Petrology and formation damage control, Upper Cretaceous sandstone, offshore Gabon . *Clay Minerals*, v. 21, 781-790.

-Surdam, R. C., Crossey, L. J., Hagen, E. S. and Heasler, H. P., 1989. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, 1-23.

-Worden, R.H. and Burley, S.D., 2003. Sandstone diagenesis the evolution of sand to stone, in: (Burley, S.D

and Worden, R.H, eds, Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient: reprint series volume 4, *Internationa Association of Sedimentologists*, p. 3-46.

-Worden, R.H. and Morad, S., 2003, Clay Minerals in Sandstones: Control on Formation, Distribution and Evolution, in: (Worden, R. and Morad, S, eds., Clay Mineral Cements in Sandstones. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 34, p. 3-41.

Archive of SID