

نقش دیاژنز در تشکیل کانیه‌های رسی: رسوبات ژوراسیک میانی، شمال شرق ایران

مهدی رضا پورسلطانی*

*دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، گروه زمین‌شناسی، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: poursoltani1852@mshdiau.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۲/۴/۱

تاریخ دریافت: ۹۱/۹/۱۸

چکیده

کانیه‌های رسی جهت تعبیر و تفسیر دیاژنز دفنی در گل‌سنگها و تاریخچه سیمانی شدن ماسه سنگها دارای اهمیت می‌باشند. در این پژوهش، کانیه‌های رسی متعلق به ۱۱ نمونه از طبقات سازند کشف‌رود در شرق حوضه رسوبی کپه داغ، با سن ژوراسیک میانی، به روش XRD مورد آنالیز قرار گرفته که به تشخیص کانیه‌های کائولن، ایلیت، ورمیکولیت، مونتموریونیت، لایه‌های ادغام شده رسی مونتموریونیت/ایلیت و میکا/ایلیت، در گل‌سنگها گردیده است. همچنین ۵ مقطع نازک ماسه سنگی به روش ماکروپروب جهت شناسایی سیمان رسی ماسه سنگها مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. کائولن، ایلیت و کلریت فراوانترین کانیه‌های رسی در ماسه سنگها می‌باشند. به‌علاوه میزان بالای کانیه‌های رسی پایدار همانند ایلیت و کلریت و حضور میزان کمی کائولن و لایه‌های ادغام شده رسی در رسوبات سازند کشف‌رود، به‌خصوص در گل‌سنگها، نشانگر دمای بالا در طی دیاژنز دفنی عمیق است.

واژه‌های کلیدی: دیاژنز، کانیه‌های رسی، ژوراسیک میانی، کپه داغ، شمال شرق ایران.

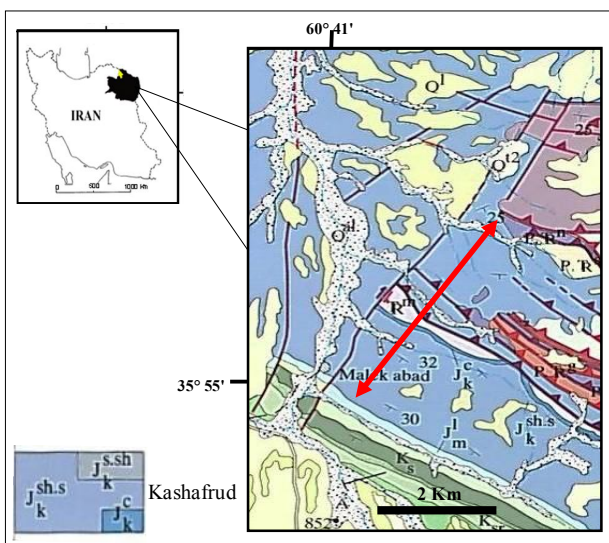
مقدمه

شده‌اند. جدا از میدانهای عظیم گازی، جای‌گیری پهنه کپه داغ در فصل مشترک دو ابر قاره اوراسیا و گندوانا سبب شده تا این منطقه مورد توجه خاص زمین‌شناسان باشد (Afshar Harb, 1979).

نظر به این که سازند کشف‌رود به‌عنوان یک سازند رودخانه‌ای - دلتایی تا توریدیتی با سن باتونین باژوسین، در حوضه رسوبی کپه داغ، با میزان ماسه سنگ نسبتاً بالا معرفی شده است (Madani, 1977; Poursoltani & Gibling, 2006; Poursoltani et al., 2007)، لذا مطالعه

پهنه کپه داغ به‌صورت حوضه کشیده‌ای با روند شمال غربی - جنوب شرقی از سواحل دریای خزر در کشور ترکمنستان آغاز و تا انتهای شمال خاوری ایران و کشور افغانستان ادامه می‌یابد. این پهنه ۷۰۰ کیلومتر طول و بیش از ۲۰۰ کیلومتر عرض داشته و دربردارنده بیش از ۷۰۰۰ متر رسوبات است (Afshar Harb, 1979)، اما اندازه حوضه رسوبی کپه داغ دقیقاً مشخص نیست. بنا به نوشته Lyberis & Manby (1999)، حوضه رسوبی کپه داغ یک حوضه درون قاره‌ای محسوب می‌گردد و لذا رسوبات آن در یک پلاتفرم نهشته

به طور کامل مشخص است. شکل ۱، راه‌های دسترسی و موقعیت زمین شناسی آن را نشان می‌دهد.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مطالعه شده؛ حدود برش برداشت شده با پیکان نشان داده شده است (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ آق‌در بند؛ قائمی، ۱۳۸۴)

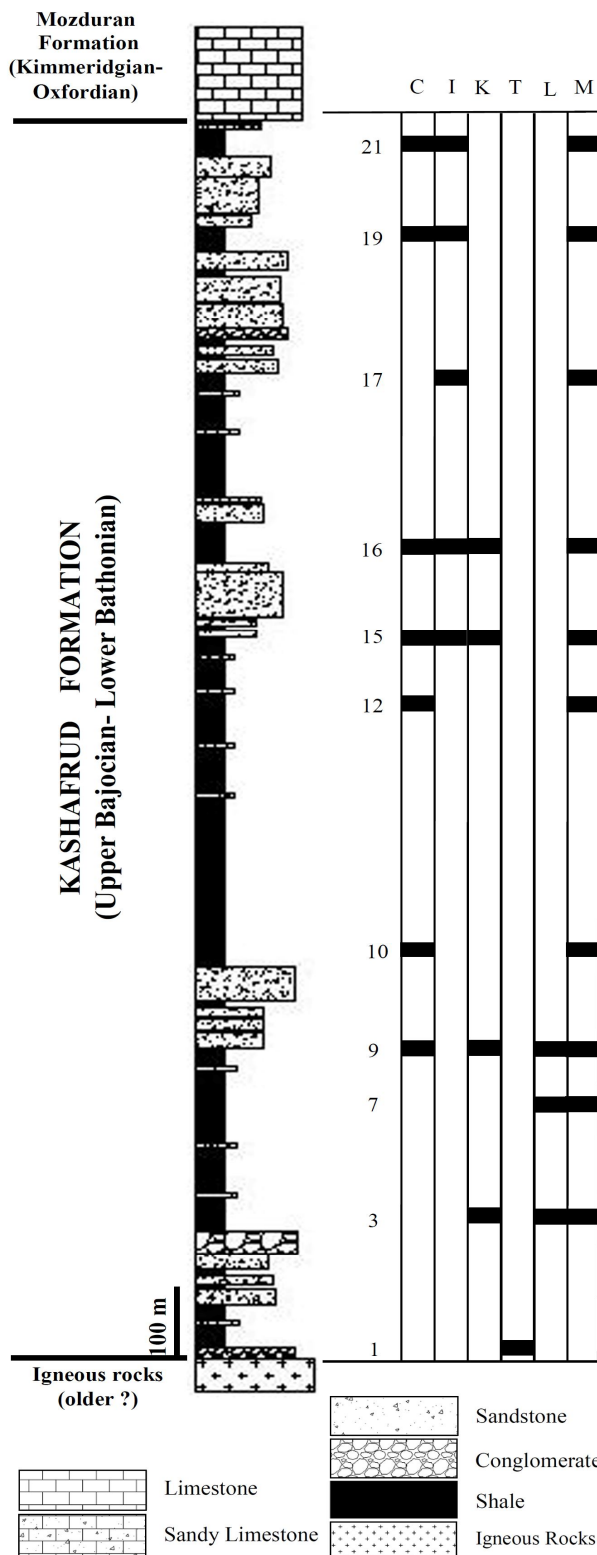
روش مطالعه

در این بخش یک برش چینه شناسی قریب به ۱۸۰۰ متر به طور سیستماتیک اندازه گیری شده و از بخشهای مختلف آنها تعداد ۵۸ نمونه شیلی و ۱۲۰ نمونه ماسه سنگ برداشت شده (شکل ۲)، که از این میان تعداد ۴۰ مقطع نازک از نمونه‌های ماسه سنگی تهیه و مطالعه گردیده است. روش آنالیزهای XRD بر روی تعداد ۱۱ نمونه شیلی مربوط به ضخامتهای مختلف برش، انجام شده است. نمونه‌ها پس از پودر شدن، کمتر از ۲ میلی میکرون ($< 2 \mu\text{m}$)، در محلول هگزامتافسفات سدیم به صورت تعلیق درآمده و سپس از رسوبات دانه درشت‌تر به روش سانتریفیوژ جدا شده‌اند. آنالیزهای XRD، جهت شناسایی کانیهای رسی، توسط دیفراکتومتر Siemens-Kristaloflex با استفاده از اشعه Co ka انجام شده، و شناسایی کانیها از روش Moore & Reynolds (1997) صورت گرفته است.

ماسه سنگهای ضخیم لایه با گسترش زیاد مربوط به مخروطهای زیردریایی در برخی مناطق این سازند، نقطه عطفی جهت متمرکز نمودن مطالعات پترولوژیکی بر روی رخساره‌های ماسه سنگی این سازند است. بنابراین، مطالعات دقیق سنگ شناسی خصوصاً تأکید بر فرآیندهای دیاژنتیکی همچون آلتراسیون که به تشکیل کانیهای رسی منجر شده و نیز تأثیر آنها در تغییر میزان تخلخل، حائز اهمیت است.

از طرفی وجود رسوبات ریز دانه با ضخامتهای زیاد و همچنین وجود مواد آلی فراوان در این رسوبات می‌تواند جهت مطالعه منشأ مواد هیدروکربوری این سازند و همچنین نقش کانیهای رسی در تاریخچه دیاژنز نیز از اهمیت خاصی برخوردار باشد (Brookfield & Hashmat, 2001; Lien *et al.*, 2003; Sixsmith *et al.*, 2005; Shultz & Hubbard, 2005). با توجه به این که شیل‌های سبز و سیاه نهشته شده در سازند کشف رود، به عنوان سنگ منشأ گاز در این سازند عنوان گردیده است (Afshar Harb, 1979)، لذا با تأکید بر تأثیر دما طی دیاژنز که در تشکیل کانیهای رسی نقش به سزایی را عهده دار است، می‌تواند فرآیند تشکیل مواد هیدروکربوری را تا حدی روشن نمود. لذا مطالعه بر روی رسوبات دانه ریز آن به عنوان سنگ منشأ و ماسه سنگهای آن که احتمال سنگ مخزن در آنها می‌باشد بسیار حائز اهمیت است.

این تحقیق بر روی طبقات سازند کشف رود و تأثیر عوامل دیاژنتیکی طی دیاژنز دفنی که باعث تشکیل کانیهای رسی آن گردیده، صورت گرفته است. پیش‌تر نیز مطالعات پترولوژیکی بر روی ماسه سنگهای این سازند انجام شده بود (Poursoltani & Gibling, 2011). منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 54' 55''$ شمالی و $60^{\circ} 41' 11''$ شرقی، در شمال شرق ایران و در حوضه رسوبی کپه داغ واقع است. در این منطقه برش چینه شناسی از سازند کشف‌رود برداشت شده که موقعیت مرز زیرین و بالایی آن



شکل ۲: برش چینه شناسی سازند کشف رود در منطقه ملک آباد، مکان برداشت نمونه‌ها و همچنین ظهور کانیهای رسی در ضخامت‌های مختلف برش مشخص شده است (فقط مکان نمونه‌هایی که مورد آزمایش XRD قرار گرفته اند مشخص شده است).

(C: chlorite; I: illite; K: kaolinite; T: talc; L: laumontite; M: mixed layers clay minerals)

علاوه بر آن، تعداد ۵ نمونه ماسه سنگی نیز جهت آنالیز ژئوشیمیایی و تشخیص نوع کانی رسی به روش آنالیز نقطه‌ای با میکروسکپ الکترونی مدل JEOL- 8200 Superprobe مجهز به WDX به کشور کانادا ارسال گردیده است.

بحث

مجموعه رخساره‌ها

سازند کشف رود دارای سه مجموعه رخساره سنگی کنگلومرای، ماسه سنگی و گل‌سنگی مربوط به محیط‌های رودخانه‌ای - دلتایی و توریدتی است (Madani, 1977; Poursoltani et al., 2007; Taheri et al., 2009). رخساره‌های کنگلومرای شامل کنگلومرای زیرین که مربوط به محیط رودخانه‌ای - دریایی است و دارای رخساره‌های گل افزون (Gms)، دانه افزون (Gcm) و دارای قطعات در حد بولدر (Gb) می‌باشد. کنگلومراهای نهشته شده در مناطق مختلف متغیر است که می‌توان به انواع پاراکنگلومرا و ارتوکنگلومرا اشاره نمود (پورسلطانی و کارگر، ۱۳۹۰). رخساره‌های ماسه سنگی که مربوط به محیط‌های دلتایی - دریایی است با رسوبات گل‌سنگی میان تناوب نشان می‌دهند (شکل ۳ الف).

مجموعه رخساره‌ای ماسه سنگی و شیلی حدود ۹۰٪ درصد از کل سازند را تشکیل می‌دهد. ماسه سنگها نیز به طور عمده از نوع لیتیک آركوز و فلدسپاتیک لیت آرنایت می‌باشند (Poursoltani & Gibling, 2001). رخساره‌های ماسه سنگی نیز دارای رخساره‌های ماسه سنگهای ضخیم لایه (Sth)، نازک لایه (Stb)، پلی (Spb) و دارای قطعات گلی (Smc) است. همچنین گل‌سنگها دارای دو رخساره ضخیم لایه (Mm) و غنی از سیلت (Ms) می‌باشد (Poursoltani et al., 2007).

طور دقیق نمی‌توان این عامل را دخیل دانست، ولی در برخی از نمونه‌ها آثاری از تأثیر این عامل را می‌توان مشاهده کرد (شکل ۳-ث).

کانی دیگر ایلیت است که احتمال می‌رود در اثر دگرسانی فلدسپات‌ها حاصل شده باشد و بیشتر در طول رخها مشهود است، اما بیان این که ایلیت در ماسه سنگهای مورد مطالعه در جازا بوده و در اثر دگرسانی حاصل شده قدری مشکل است. البته در بسیاری نمونه‌ها احتمال این که ایلیت حمل شده باشد و ترکیب ماتریکس بسیاری از ماسه سنگها و همچنین گلسنگهای سیلتی را تشکیل دهند نیز وجود دارد.

در نهایت حضور کلریت و ایلیت در خلل و فرج ماسه سنگها حاصل آلتراسیون فلدسپاتهای پتاسیم‌دار است و لذا منشأ پتاسیم جهت تشکیل ایلیت، وجود این نوع فلدسپات خواهد بود (Karim *et al.*, 2010). بنا بر مطالعات Liu (2003) بر روی رسوبات سیلیسی آواری اردوویسین مربوط به گروه ناتال (Natal) در جنوب آفریقا و بنا بر مطالعات Mansurbeg *et al.* (2006) بر روی رسوبات سیلیسی آواری و توریدایتی، ارتباط بین ایلیت و فلدسپات نشان می‌دهد وجود پتاسیم زیاد و سیلیس کم عاملی جهت افزایش میزان تشکیل ایلیت است. در ماسه سنگهای سازند کشف رود در رخساره‌هایی که دارای پتاسیم فلدسپات بیشتر است، کانی ایلیت نیز فراوانتر شناسایی شده است (شکل ۳-ج).

رنگ تیره شیلها احتمالاً به دلیل وجود مواد آلی در آنها می‌باشد (Afshar Harb, 1979; Poursoltani *et al.*, 2011). در این تحقیق ضمن شناسایی کانیهای رسی در ماسه سنگها و همچنین در گلسنگها مورد بررسی و تعبیر و تفسیر قرار گرفته است.

کانیهای رسی شناسایی شده

الف) کانیهای رسی موجود در ماسه سنگها

کانیهای رسی شناسایی شده در ماسه سنگها به فرم سیمان در نمونه‌های سازند کشف رود عمدتاً از دگرسانی فلدسپاتها، میکاها و خرده سنگهای ولکانیکی حاصل گردیده است (Morad, 1990; Morad *et al.*, 1990; Ketzer *et al.*, 2005; Poursoltani & Gibling, 2011). در نمونه‌های مورد مطالعه کانیهای رسی همانند کلریت، ایلیت و کائولن شناسایی شده است که از این میان کلریت فراوانترین آن است (شکل ۳-ب) (جدول ۱). بر اساس آنالیزهای انجام شده، ترکیب کلریت‌های شناسایی شده عمدتاً غنی از Fe^{2+} و Mg^{2+} است. این کانی بیشتر در رخساره‌هایی که دارای دانه‌های غنی از Fe^{2+} و Mg^{2+} همانند میکا و خرده سنگهای ولکانیکی بوده، شناسایی شده و احتمالاً در اثر دگرسانی کانیهای همچون فلدسپاتها و خرده سنگهای آذرین تشکیل شده است (شکل ۳-پ) (به عنوان مثال: Reed *et al.*, 2005). همچنین Iijima & Matsumoto (1982) بر این باورند که منشأ عنصر Fe^{2+} در تشکیل کلریت انحلال سیدریت است، گرچه بنا بر اطلاعات حاصل از این تحقیق به

جدول ۱: نتیجه آزمایش سیمان برخی از ماسه سنگهای نمونه‌ها به روش WDX که به طور عمده کلریت می‌باشند.

No	FeO	SiO ₂	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	MnO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
1	24.0042	36.0134	16.0134	0.3144	0.1164	0.2534	24.5587	0.0641	0.0552	0.0317
2	27.0356	35.8155	14.0509	0.4462	0.1678	0.5381	23.3803	0.1216	0.062	0.0096
3	26.5909	34.5541	13.2212	0.2208	0.1508	0.5446	26.0158	0.1112	0.0998	0
4	17.4989	38.2673	21.7756	0.3694	0.1367	0.1117	24.9002	0.0428	0.0872	0
5	16.0395	37.2629	25.075	0.2418	0.1142	0.0458	22.0966	0.0341	0.0487	0.0072
6	15.3422	38.1178	23.253	0.6961	0.1059	0.064	22.0293	0.0337	0.0184	0
7	19.5227	35.7922	18.723	0.5933	0.1298	0.186	25.3486	0.049	0.1721	0.0494
8	28.6641	34.9562	14.9627	0.2746	0.1197	0.2061	23.8187	0.0946	0.0843	0.039
9	19.7143	40.2073	9.106	0.4371	0.1368	0.2596	27.5155	0.7004	2.7711	0.0816
10	20.426	36.1739	18.0617	0.4634	0.0899	0.1907	25.2355	0.0833	0.1651	0.03

ب) کانیهای رسی موجود در گلسنگها

در این تحقیق جهت بررسی تأثیر دیاژنز دفنی عمیق بر مبنای حضور کانیهای رسی (Tucker, 2001; Piper *et al.*, 2009)، رسوبات ریز دانه مورد آنالیز و بررسی قرار گرفته‌اند. نتایج به دست آمده تا حدود زیادی مؤید تأثیر این نوع دیاژنز بر روی رسوبات سازند کشف رود است. کانیهای رسی شناسایی شده در این سازند در برش ملک آباد به شرح زیرند:

- کلریت (۱۴ آنگستروم) به طور عمده در قسمت‌های بالایی برش فراوانی دارد (شکل ۴، نمونه ۲۱). کلریت (۷ آنگستروم) شامل کلریت منیزیم دار (Mg^{2+}) بوده و با کلریت آهن دار (Fe^{2+}) قابل مطابقت نمی‌باشد. این نوع کلریت عمدتاً در بیشتر قسمت‌های برش شناسایی شده (شکل ۴، نمونه های ۲۱، ۱۹، ۱۶، ۱۵، ۱۲، ۱۰، ۹)، اما در بخشهای زیرین برش تشکیل نشده است. در برخی نمونه‌ها کانی کلریت به طور عمده نزدیک پیکهای کانی کائولینیت تشکیل شده و حدود $3/6 - 3/5$ آنگستروم قابل تشخیص است (شکل ۴، نمونه‌های ۱۶، ۱۵، ۹).

- کانی ایلیت بطور معمول در پیکهای ۱۰ آنگستروم مشخص شده است (شکل ۴، نمونه‌های ۱۹، ۱۷، ۱۵، ۱۲). این کانی در بسیاری از نمونه‌ها، اعم از بخش پایین یا بالا شناسایی شده است، اما در برخی نمونه‌ها در پیکهای مختلف همچون $4/46$ و $2/56$ آنگستروم نیز شناسایی گردیده است (شکل ۴، نمونه‌های ۱۹، ۱۶، ۱۵). کانیهای مسکویت - ایلیت (۱۰ آنگستروم) و ($4/5$ آنگستروم) به طور عمده در بیشتر قسمت‌های برش حضور دارد (شکل ۴، نمونه‌های ۲۱، ۱۹، ۱۷، ۱۶، ۱۵، ۱۲، ۱۰، ۹). لذا در صورتی که مورد تبدیل و تجزیه قرار نگرفته باشد، احتمال این که با کلریت مطابقت داشته باشد نیز خواهد بود. کانی ایلیت (۹-۱۱ آنگستروم) به طور احتمالی حاصل تجزیه رسهای لایه‌های ادغام شده

همچون ایلیت - اسمکتیت (I-S)، ایلیت - ورمیکولیت (I-V) یا ایلیت - کلریت (I-C) است، گرچه هیچ کدام از رسهای ادغام شده فوق شناسایی نشده که نبود آنها می‌تواند دلیل تجزیه آنها به کانی ایلیت طی دیاژنز باشد (Karim *et al.*, 2010).

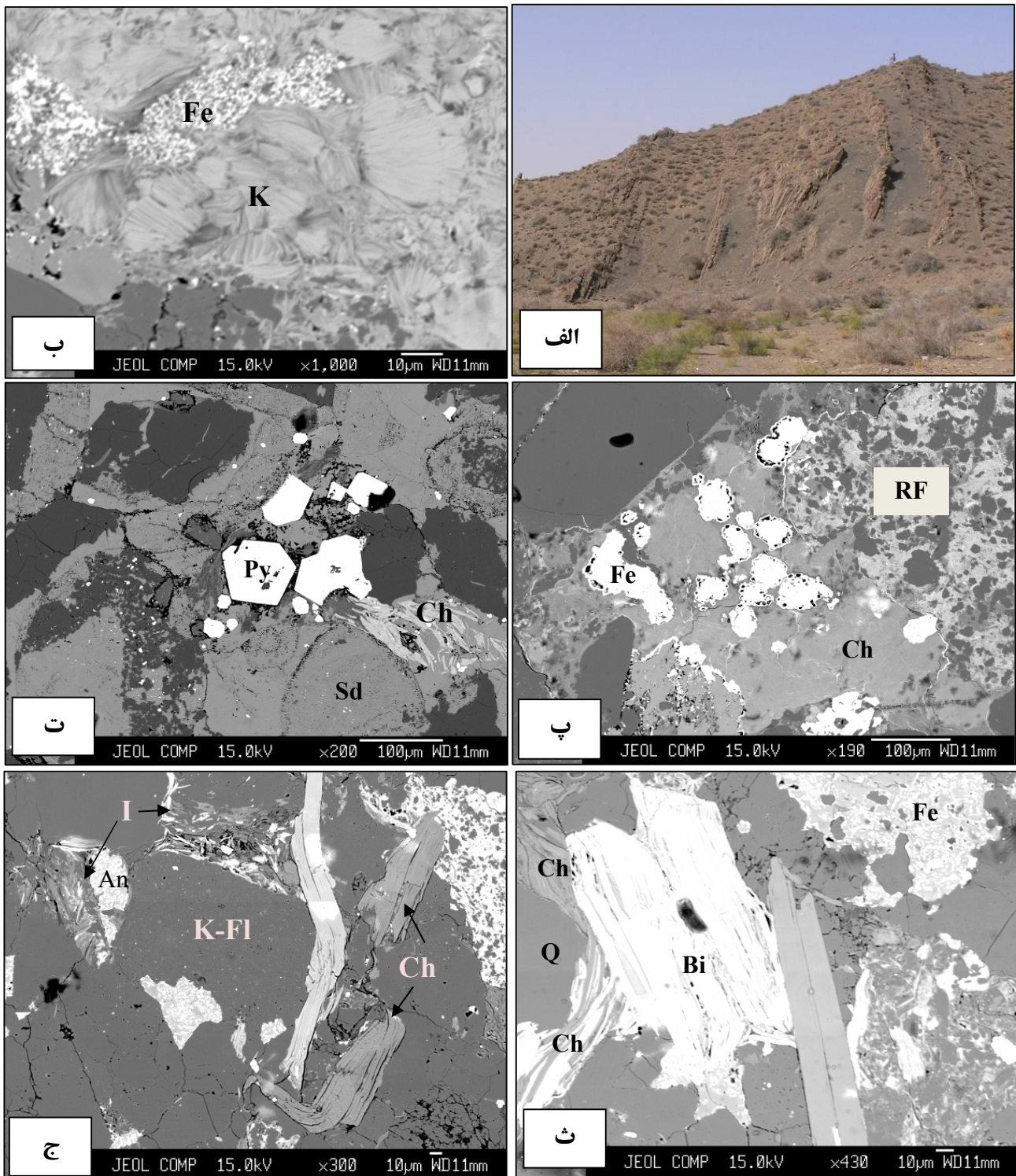
- کانی کائولینیت فقط در پیکهای ۸/۹ قابل تشخیص است که منحصر به بخش میانی برش است (شکل ۴، نمونه‌های ۱۶، ۱۵، ۹).

- بر مبنای آنالیزهای انجام شده (شکل ۴)، کانیهای رسی لایه‌های ادغام شده (mixed-layers clay minerals) به طور نسبی زیاد شناسایی شده‌اند که دارای پیکهای حدود ۱۰ تا ۷ آنگستروم می‌باشند. البته لایه‌های ادغام شده در بخشهای نزدیک به بخش پایین برش نسبت به بخش بالای آن کمتر وجود دارد. کانیهای رسی ادغام شده از نوع مسکویت - ایلیت (M-I)، مونت مورونیت - ایلیت (Mon - I) است که می‌تواند منشأ تشکیل کانی ایلیت (۹-۱۱ آنگستروم) باشد. به همین دلیل در بخشهای پایین برش کاهش می‌یابد.

- کانیهای تالک در نمونه ۱ و لامنتیت در نمونه‌های ۹، ۷، ۳ (شکل ۴) از دیگر کانیهای شناسایی شده در رسوبات دانه ریز است که در بخش پایین برش نمایان شده‌اند.

دیاژنز

با توجه به حضور کانیهای پایدار کلریت و ایلیت و نبود و یا کاهش میزان فراوانی کانیهای ناپایدار همچون کائولن و کانیهای رسی لایه‌های ادغام شده، حاکی از دمای بالای حاکم بر رسوبات می‌باشد که طی دیاژنز تبدیل به کانیهای پایدار مذکور گردیده است (Piper *et al.*, 2009; Karim *et al.*, 2010).



شکل ۳: (الف) تناوب رخساره‌های ماسه سنگی و شیلی سازند کشف رود در برش ملک آباد؛ (ب) وجود کانی کائولن (K) که در طی دیاژنز حاصل شده است. (پ) حضور کانی کلریت (Ch) در اثر آلتراسیون خرده سنگهای (RF) غنی از Fe^{2+} , Mg^{2+} . کانی کلریت غنی از Fe^{2+} در مجاورت کانیه‌های آهن دار؛ (ت) تشکیل کانی کلریت (Ch) در مجاورت کانی سیدریت (Sd) و کانی درج‌زای پیریت (Py)؛ (ث) طرز قرار گیری کانی کلریت (Ch) به صورت پوشش روی دانه‌های کوارتز (Q)، فراوانی کانیه‌های غنی از عنصر آهن نظیر بیوتیت (Bi) و همچنین تشکیل اکسید آهن (Fe) به وضوح مشاهده می‌شود. (ج) کانی ایلیت (I) در حضور کانی پتاسیم فلدسپات (K-FI) و آنکریت (An)، کلریت نیز در این کانی زایی ظاهر شده است (تصاویر میکروسکوپی به روش Back scattered electron تهیه شده است).

این فرض توسط Pe-Piper *et al.* (2005) بر روی رسوبات جنوب شرق کانادا اثبات شده است. همچنین نبود کائولن (۱۷/۷ آنگستروم) احتمالاً نشان دهنده تبدیل آن طی دیاژنز دفنی است.

تبدیل کائولن به کلریت در اعماق ۲/۵ تا ۴/۵ کیلومتر با دمای ۱۶۵-۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (Boles & Franks, 1979) تا ۲/۵ کیلومتر با دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد (Curtis *et al.*, 1985) تعیین شده است. گرچه در این تحقیق کلریتی شدن کائولنها مشاهده گردیده، اما در مرحله مزوژنز (mesogenetic) حضور کلریت به همراه ایلیت (Chlorite+Illite) با کائولن تشخیص داده نشده است. لذا کاهش کانیهای رسی ادغام شده نشانه افزایش دیاژنز دفنی عمیق است (Pe-Piper *et al.*, 2005; Karim *et al.*, 2010).

از دیگر شواهد که حاکی از تأثیر دیاژنز دفنی است، وجود ماسه سنگهای میان لایه با گل‌سنگهاست که رخدادهای دیاژنز را با فرو رفتن سیمان کائولن در ایلیت و همچنین حضور کانی باریت به عنوان کانی در جازا مشخص می‌نماید (Pe-Piper *et al.*, 2005; Poursoltani & Gibling, 2011). حضور ایلیت نیز گرچه نشانگر تأثیر دیاژنز دفنی است، اما به همراه کوارتز احتمالاً می‌تواند نشانگر ذرات آواری موجود در رسوبات نیز باشد. برخی از نمونه‌ها این ویژگی را نشان می‌دهند.

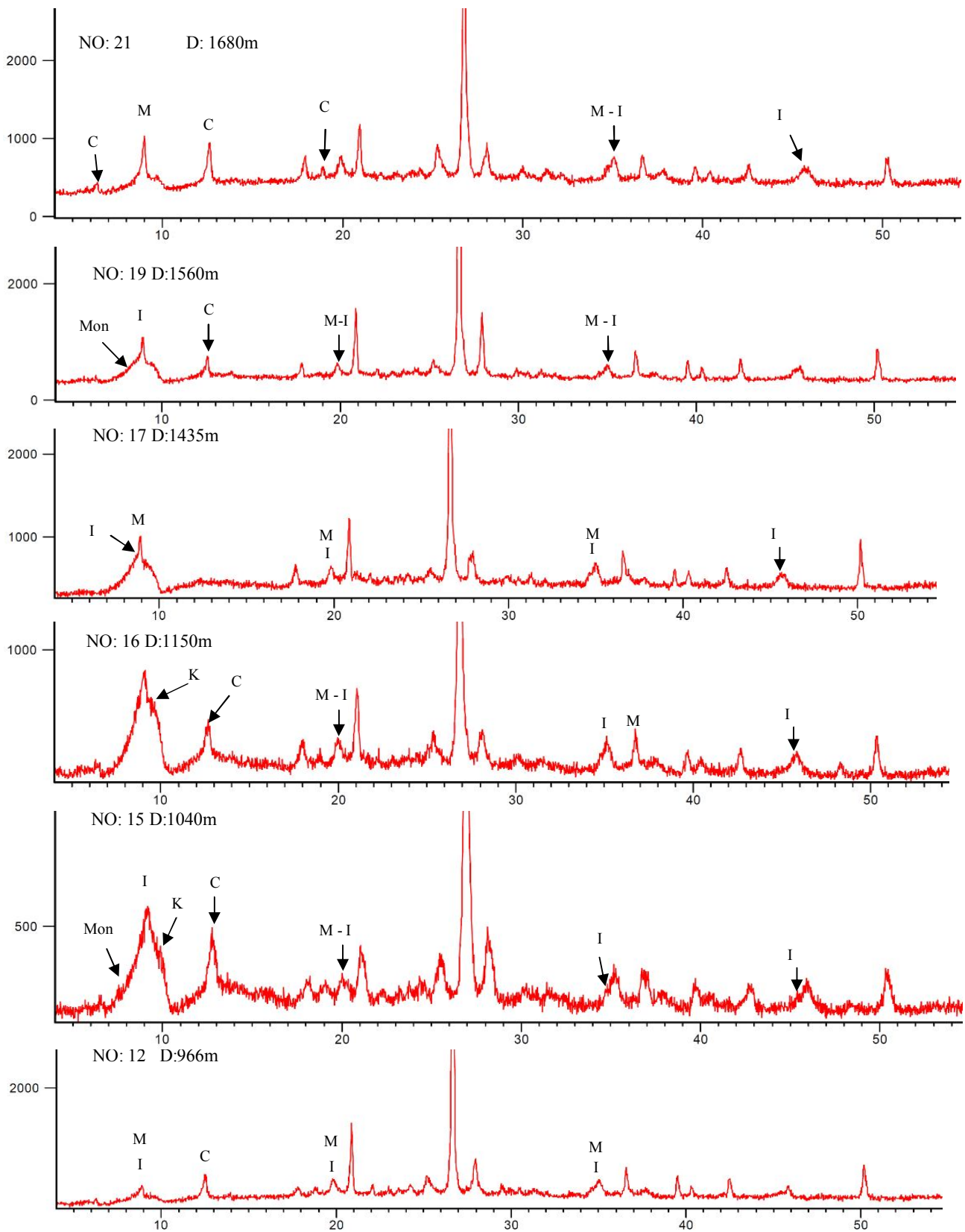
با افزایش دما و عمق برخی کانیهای فیلسیلیکاته و پیروفیلیت (مرتبط به تالک) و لامنتیت (نوعی ژئولیت) ممکن است ظاهر گردد (Tucker, 2001). برخی از نمونه‌های مورد آزمایش وجود این کانیها را نشان می‌دهد (شکل ۴، نمونه‌های ۹، ۷، ۳).

تغییرات کانیهای رسی تا حدی با اندازه‌گیری درجه انعکاس درخندگی (VR) مواد آلی مرتبط و قابل مطابقت است.

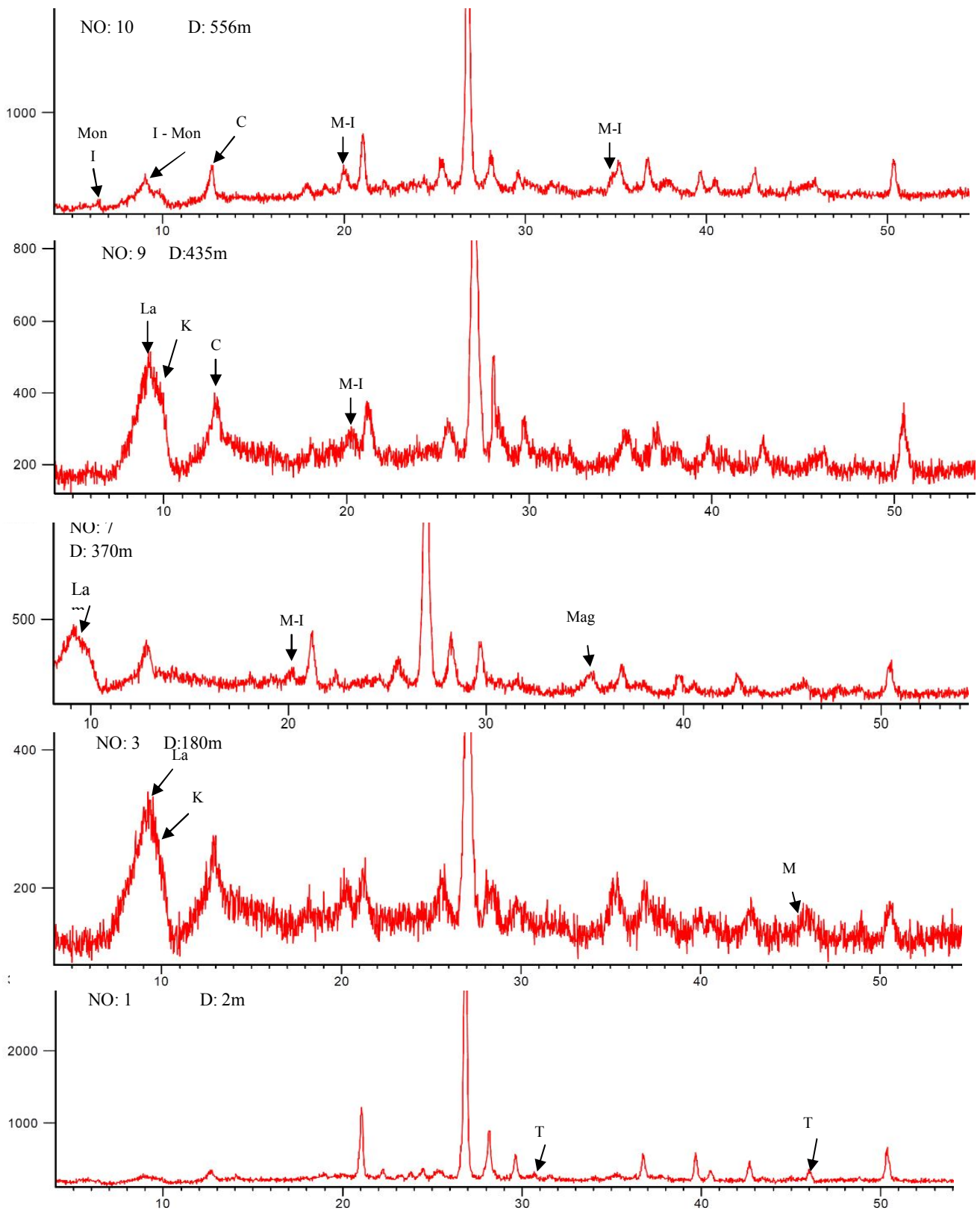
از طرفی احتمال این که کلریت و ایلیت حاصل آلتراسیون سنگهای کف سازند باشند که به طور ناهمشیب بر روی سنگهای آذرین قدیمی تر قرار گرفته است، وجود دارد. طرز قرارگیری کانی کلریت و ایلیت طوری است که بیشتر به صورت پوشش روی دانه‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۳). کانیهای رسی دارای Fe^{2+} بالا مربوط به مرحله مزوژنتیک (mesogenetic) بوده که شامل کلریت و ایلیت است. در برخی موارد کلریت و ایلیت با قطعات بلوری شده برخی ذرات مرتبط می‌باشند که در این رابطه De Ros *et al.* (1994) ارتباط با دانه‌های فرومیزین را پیشنهاد می‌کنند، گرچه گستردگی چندان را از خود نشان نمی‌دهد.

وجود کانی کربناته به صورت سیمان از نوع آنکریت و کانی رسی ایلیت، به طور معمول دمای بیش از ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (Morad, 1990; Hendry *et al.*, 2000; Worden & Morad, 2003; Karim *et al.*, 2010). ارتباط نزدیک این دو نوع کانی در شکل ۳ ج مربوط به ماسه سنگهای سازند کشف رود نشان داده شده است که مبین تأثیر دمای بالا مربوط به دیاژنز دفنی می‌باشد. از طرفی احتمال این که ایلیت در اثر تبدیل اسمکتیت تشکیل شده باشد نیز وجود دارد، گرچه کانی اسمکتیت شناسایی نشده است. بر اساس گزارشهای Hartmann *et al.* (2000) و Mansurbeg *et al.* (2006) واکنشهای تشکیل ایلیت عمدتاً در عمق زیاد و در مرحله دیاژنز دفنی عمیق ایجاد می‌گردد. این پدیده نیز مؤید مراحل عمق دفنی عمیق و دیاژنز انتهایی در ماسه سنگهای سازند کشف رود است.

کائولن از جمله کانیهای پرکننده حفرات در ماسه سنگهاست که احتمالاً نتیجه تأثیر آبهای جوی طی دیاژنز اولیه است (Worden & Morad, 2003; Poursoltani & Gibling, 2011). کائولن نیز می‌تواند حاصل آلتراسیون میکا و فلدسپاتهای پتاسیم دار در طی دیاژنز اولیه و انتهایی باشد (Karim *et al.*, 2010).



شکل ۴: نمودارهای XRD حاصل از آنالیز رسوبات دانه ریز سازند کشف رود با توجه به عمق برداشت آنها (شکل ۲) (محور عمودی intensity و محور افقی اندازه 2θ رانشان می دهد). (M: muscovite; Mon: montmorillonite; I: illite; C: chlorite; K: kaolinite; T: talc; V: vermiculite; Mag: magnetite; La: laumontite; D: depth)



ادامه شکل ۴: نمودارهای XRD حاصل از آنالیز رسوبات دانه ریز سازند کشف رود با توجه به عمق برداشت آنها (شکل ۲) (محور عمودی intensity و محور افقی اندازه 2θ رانشان می دهد). (M: muscovite; Mon: montmorillonite; I: illite; C: chlorite; K: kaolinite; T: talc; V: vermiculite;) (Mag: magnetite; La: laumontite; D: depth

آذرین تشکیل شده است. این کانیه‌ها مربوط به مرحله مزوژنتیک بوده که شامل کلریت و ایلیت است. کلریت، ایلیت، کائولینیت و کانیه‌های رسی لایه‌های ادغام شده از جمله کانیه‌های رسی شناسایی شده در رسوبات دانه ریز سازند کشف رود می‌باشند. حضور کانیه‌های پایدار کلریت و ایلیت و نبود و یا کاهش میزان فراوانی کانیه‌های ناپایدار همچون کائولن و کانیه‌های رسی لایه‌های ادغام شده، حاکی از دمای بالای حاکم بر رسوبات می‌باشد که طی دیاژنز تبدیل به کانیه‌های پایدار مذکور گردیده است. وجود کانی رسی ایلیت که به طور معمول دمای بیش از ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند، نشانگر تأثیر دیاژنز دفنی عمیق بر رسوبات است. انعکاس درخشندگی VR به میزان حدود ۰/۴۵٪ و وجود سیمان ایلیت مؤید دیاژنز دفنی بیش از ۸۰۰ متر است.

سپاس‌گزاری

از دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد جهت تأمین بودجه پژوهشی این طرح تشکر می‌گردد. از خانم پروفسور جنورجیا پی‌پایر به جهت نظرات علمی ایشان، از خانم دکتر پاترشیا استافین به جهت انجام آنالیزهای ماکروپروب در کانادا قدردانی می‌گردد. همچنین از آقای مهندس جواد قدسی از گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی مشهد جهت همراهی در عملیات صحرایی سپاس‌گزاری می‌شود.

میزان انعکاس درخشندگی یا VR (Vitrinite Reflectance) حدود ۰/۴۵٪ و وجود سیمان ایلیت و باریت خود مؤید دیاژنز دفنی بیش از ۸۰۰ متر است (Piper *et al.*, 2009; Poursoltani & Gibling, 2011). بر اساس آنالیزهای انجام شده بر روی ۸ نمونه حاوی مواد آلی از رسوبات سازند کشف رود میزان انعکاس درخشندگی از ۰/۶۴ تا ۰/۸۳ در تغییر است که در حد رسیده تا کمی رسیده می‌باشد (Heroux *et al.*, 1979; Mukhopadhyay, 1992). ادعا توسط Poursoltani & Gibling (2011) بر روی رسوبات سازند کشف رود اثبات شده است. لذا می‌توان نتیجه گرفت که رسوبات سازند کشف رود نیز تحت تأثیر دیاژنز دفنی عمیق قرار گرفته است.

نتیجه‌گیری

کانیه‌های رسی شناسایی شده در ماسه سنگها به فرم سیمان در نمونه‌های سازند کشف رود عمدتاً از دگرسانی فلدسپاتها، میکاها و خرده سنگهای ولکانیکی حاصل گردیده است. بر اساس آنالیزهای انجام شده بر روی ماسه سنگهای سازند کشف رود، ترکیب کلریت‌های شناسایی شده عمدتاً غنی از Fe^{2+} و Mg^{2+} است. این کانی بیشتر در رخساره‌هایی که دارای دانه‌های غنی از Fe^{2+} و Mg^{2+} همانند میکا و خرده سنگهای ولکانیکی بوده، شناسایی شده و احتمالاً در اثر دگرسانی کانیهایی همچون فلدسپاتها و خرده سنگهای

منابع

- پورسلطانی، م.ر.، کارگر، م.، ۱۳۹۰. آنالیز رسوبات درشت دانه در بخش شرقی حوضه رسوبی کپه داغ، ایران. رخساره‌های رسوبی، ۴(۲): ۱۳۵-۱۵۰.
- قائمی، ف.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش آق دربند در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Afshar Harb, A., 1979. The Stratigraphy, Tectonics and Petroleum Geology of the Kopet Dagh Region, Northern Iran. *PhD thesis, University of London, England*, 316 p.

- Boles, J.R., & Franks, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstone of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 55-70.
- Brookfield, M.E., & Hashmat, A., 2001. The geology and petroleum potential of the Noret Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan). *Earth-Science Reviews*, 55: 41-71.
- Curtis, C.D., Hughes, C.R., Whiteman, J.A., & Whittle, C.K., 1985. Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. *Mineralogical Magazine*, 49: 375-386.
- De Ros, L.F., Anjos, S.M.C., & Morad, S., 1994. Authigenesis of amphibole and its relationship to the diagenetic evolution of Lower Cretaceous sandstones of the Potiguar rift basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 88: 253-266.
- Hartmann, B.H., Ramseyer, K., & Matter, A., 2000. Diagenesis and pore-water evolution in Permian sandstones, Gharif Formation, Sultana of Oman. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 533-544.
- Hendry, J.P., Wilkinson, M., Fallick, A.E., & Trewin, N.H., 2000. Dissiminated 'jigsaw-piece' dolomite in Upper Jurassic shelf sandstones, Central North Sea: an example of cement growth during bioturbation? *Sedimentology*, 47: 631-644.
- Heroux, Y., Chagnon, A., & Bertrand, R., 1979. Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *AAPG Bulletin*, 63: 2128-2144.
- Iijima, A., & Matsumoto, S.R., 1982. Berthierine and chamosite in coal measures of Japan. *Clays and clay Minerals*, 30: 264-274.
- Karim, A., Pe-piper, G., & Piper, D.J.W., 2010. Controls on diagenesis of Lower Cretaceous reservoir sandstones in the western Sable Subbasin, offshore Nova Scotia. *Sedimentary Geology*, 224: 65-83.
- Ketzer, J.M., De Ross, L.F., & Norberto, D., 2005. Kaolinitic meniscus bridges as an indicator of early diagenesis in Nubian sandstone, Sinai, Egypt – Discussion. *Sedimentology*, 52: 213-217.
- Lien, T., Walker, R. G. & Martinsen, O.J., 2003. Turbidites in the Upper Carboniferous Ross Formation, western Ireland: reconstruction of a channel and spillover system. *Sedimentology*, 52: 113-148.
- Liu, K.W., 2003. Deep-burial diagenesis of the siliciclastic Ordovician Natal Group, South Africa. *Sedimentary Geology*, 154: 177-189.
- Lyberis, N., Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan Block in the post-Miocene. *AAPG Bulletin*, 83: 1135-1160.
- Madani, M., 1977. A study of the sedimentology, stratigraphy and regional geology of the Jurassic rocks of eastern Kopet Dagh (NE Iran). *PhD thesis, Royal School of Mines, Imperial College, London*, 246 p.
- Mansurbeg, H., El-ghali, M.A.K., Morad, S., & Plink-Björklund, P., 2006. The impact of meteoric water on the diagenetic alterations in deep-water, marine siliciclastic turbidites. *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 254-258.
- Moore, D.M., & Reynolds Jr., R.C., 1997. X-ray diffraction and Identification and Analysis of Clay Minerals. *Oxford University Press*, New York, 378 p.
- Morad, S., 1990, Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. *Clays and Clay Minerals*, 38: 584-590.
- Morad, S., Bergan, M., Knarud, R., & Nystuev, J.P., 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstone from the Snorre Field, Norwegian North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 411-425.
- Mukhopadhyay, P.K., 1992. Maturation of organic matter as revealed by microscopic methods: applications and limitations of vitrinite reflectance, and continuous spectral and pulsed laser fluorescence spectroscopy. In: Wolf, K.H., & Chilingarian, G.V., (eds.), Diagenesis, III. Developments in Sedimentology. *Elsevier*, New York, 47: 435-510.
- Pe-Piper, G., Dolansky, L., & Piper, D.J.W., 2005. Sedimentary environment and diagenesis of the Lower Cretaceous Chaswood Formation, southeastern Canada: The origin of kaolin-rich mudstones. *Sedimentary Geology*, 178: 75-97.
- Piper D.J.W., Hudert, T., Pe-piper, G., & Okwese, A.C., 2009. The role of pedogenesis and diagenesis in clay mineral assemblages: Lower Cretaceous fluvial mudrocks, Nova Scotia, Canada. *Sedimentary Geology*, 213: 51-63.

- Poursoltani, M.R., & Gibling, R.M., 2006. The Kashafrud Formation of Iran: the Jurassic turbidities in the Neotethys Ocean, and their reservoir evolution. *The Atlantic Geoscience Society, 32nd Colloquium and Annual Meeting*, Canada, 61.
- Poursoltani, M.R., Moussavi Harami, R., & Gibling, M.R., 2007. Jurassic deep-water fans in the Neo-Tethys Ocean: The Kashafrud Formation of the Kopet-Dagh Basin, Iran. *Sedimentary Geology*, 198: 53-74.
- Poursoltani, M.R., & Gibling, M.R., 2011. Composition, porosity and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation northeast Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 1094-1110.
- Reed, J.S., Eriksson, K.A., & Kowalewski, M., 2005. Climatic, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods. *Sedimentary Geology*, 176: 225-246.
- Shultz, M.R., & Hubbard, S.M., 2005. Sedimentology, stratigraphic architecture, and ichnology of gravity-flow deposits partially ponded in a growth-fault-controlled slope minibasin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), Southern Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 440-453.
- Sixsmith, P.J., Flint, S.S., Wickens, H.D. & Johson, S.D., 2004. Anatomy and stratigraphic development of a basin floor turbidite system in the Laingsburg Formation, Main Karoo Basin, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 74: 239-254.
- Taheri, J., Fursich, F.T., & Wilmsen, M., 2009. Stratigraphy, depositional environments and geodynamic significance of the Upper Bajocian-Bathonian Kashafrud Formation, NE Iran, *In: Brunet, M.F., Wilson, M., & Granath, J.W., (eds.), South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society Special Publication*, London, UK, 312: 205-218.
- Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology. 3rd edition, *Blackwell Science Ltd*, 262 p.
- Worden, R.H., & Morad, S., 2003. A review of the detrital and diagenetic sources and evolution during burial. *In: Worden, R.H., & Morad, S., (eds.), Clay Cement in Sandstones. International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 34: 3-41.

The role of diagenesis in clay mineral forming: Middle Jurassic deposits, northeast Iran

Poursoltani, M.R.*

* Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

*E-mail: poursoltani1852@mshdiau.ac.ir

Abstract

Clay minerals are important for interpretation and understanding of burial diagenesis in mudrocks and cementation history of sandstones during diagenesis. The clay mineral from 11 samples from the Middle Jurassic, Kashafrud Formation in east Kopet Dag Basin, analyzed by X-ray diffraction. The identified clay minerals in these samples include kaolinite, illite, vermiculite, montmorillonite, mixed layer montmorillonite/illite and mica/illite. Also 5 thin sections of sandstones were analyzed by microprobe to identify clay minerals in cements. Kaolinite, illite and chlorite are the most abundant clay minerals in sandstones. Additionally, high abundance of stable clay minerals, such as illite and chlorite, and small amounts of kaolinite and mixed layer clay minerals in Kashafrud deposits, particularly in mudrocks, interpreted that had formed as result of high temperature during deep burial diagenesis.

Keywords: diagenesis; clay minerals; Middle Jurassic; Kopet-Dag; northeast Iran.