پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی‌ام، شماره پیاپی۵۷، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۳
تاریخ وصول: ۱۳۹۳/۳/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۹/۱۸
صص ۱۰۳-۱۲۵

تاریخچه دیاژنز ماسه سنگ‌های کامبرین زیرین، در رخنمون گزوئیه، ایران مرکزی

مهدی‌رضا پورسلطانی، *استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، ایران* *

محمدرضا قطبی‌راوندی، *استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرند، ایران*

چکیده

توالی رسوبی سیلیسی آواری داهو (کامبرین زیرین)، در ایران مرکزی، با ضخامت حدود ۲۸۰ متر، در منطقه گزوئیه با یک سطح فرسایشی بر روی سنگ‌های رسوبی نئوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین (سری دزو) قرار گرفته است. این توالی توسط رسوبات کربناته دریایی کامبرین میانی-کامبرین بالایی (سازند کوه بنان) نیز به‌طور هم شیب پوشیده شده است. بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، سه مجموعه رخساره شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرا شناسایی گردیده است. به‌طور عمده، ماسه‌سنگ‌ها غنی از کوارتز، فلدسپات و به‌طور نادر شامل خرده سنگ (دگرگونی و رسوبی) هستند. ماسه‌سنگ‌ها تنوع ترکیبی زیادی داشته، و شامل کوارتزآرنایت تا آرکوز، فلدسپاتیک لیتآرنایت و به‌طور نادر لیت آرنایت (چرت آرنایت) می‌باشد. بنابر شمارش دانه‌های فلدسپات، مجموع دانه‌های کوارتز، مجموع خرده سنگ‌های ناپایدار، رسوبات دارای منشأ کراتون داخلی، قاره‌های ناپایدار و منشأ مجدد می‌باشند. ماسه سنگ‌های داهو نشانگر رخدادهای دیاژنتیکی بوده که شامل فشردگی و انحلال فشاری، سیمانی شدن (به‌طور عمده سیلیسی، کربناته، اکسید آهن رس و به طور نادر باریت)، شکستگی دانه‌ها و آلتراسیون دانه‌های ناپایدار، انحلال و جانشینی است. بر اساس مطالعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی، تاریخچه دیاژنتیکی ماسه سنگ‌های داهو را چنین تفسیر نموده‌ایم که شامل مراحل دیاژنز اولیه، دفنی عمیق و انتهایی است. نتایج حاصل بر مبنای مطالعات سطح الارضی بوده و امکان تغییر در عمق نیز وجود دارد.

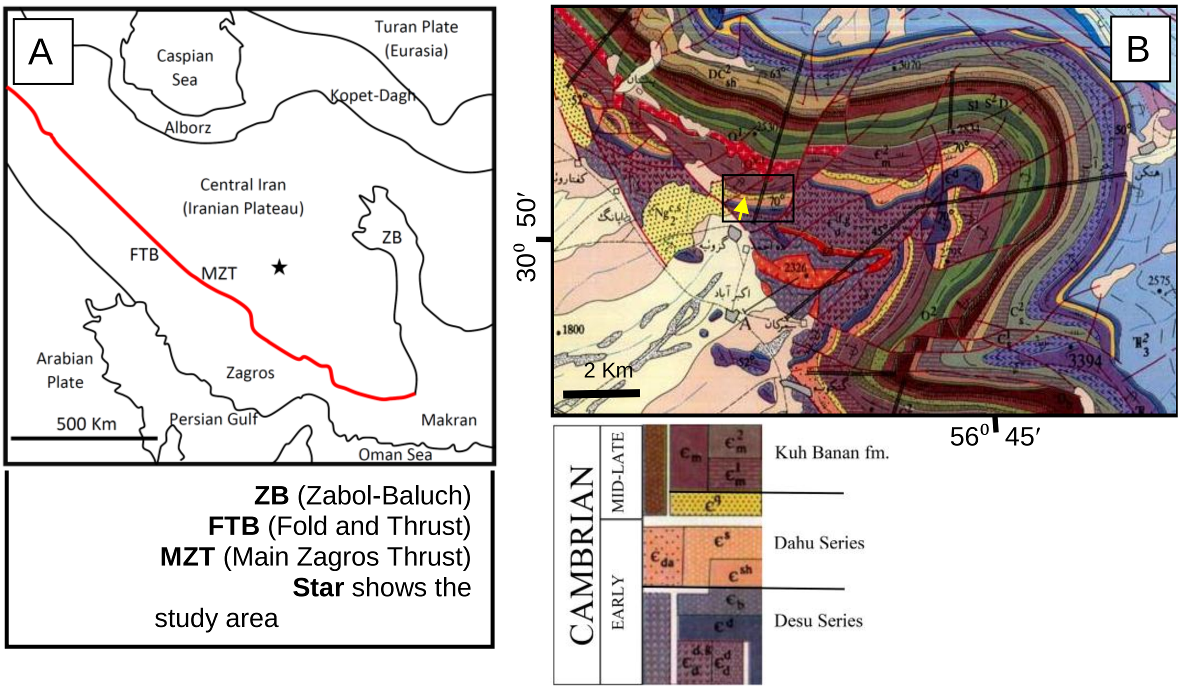
واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، کامبرین زیرین، داهو، دیاژنز

* نویسنده مسؤول: ۰۹۱۵۵۵۹۱۶۱۳

Email: poursoltani1852@mshdiau.ac.ir

مقدمه

ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای است که به شکل مثلثی در مرکز ایران قرار دارد و بزرگ‌ترین و پیچیده‌ترین واحد زمین‌شناسی به شمار می‌آید. در این واحد، سنگ‌های پرکامبرین پسین تا کواترنر را به‌طور گسترده می‌توان مشاهده نمود. محدوده ایران مرکزی، از دیدگاه پژوهشگران متفاوت بوده، به‌طوری‌که برخی از زمین‌شناسان از جمله اشتوکلین (Stocklin 1968)، ایران مرکزی را از شمال به کوه‌های البرز، از خاور به بلوک لوت و از جنوب باختری به زون سنندج، سیرجان محدود کرده، در حالی که نبوی (Nabavi 1976) بخشی از لوت (شمال لوت)، و افتخارنژاد (۱۳۵۹) همه لوت را جزء ایران مرکزی می‌داند. نوگل سادات و الماسیان (Nogol-Sadat and Almasian 1993) محدوده ایران مرکزی را خیلی گسترده‌تر دانسته و بخش‌هایی از آذربایجان و خاور ایران را جزء آن می‌دانند (شکل ۱).



شکل ۱- A) موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در ایران مرکزی؛ بلوک‌های زمین‌شناسی نیز بر روی نقشه نشان داده شده است (بر گرفته از سایت سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور با تغییرات). B) نقشه زمین‌شناسی منطقه گزوئیه و واحدهای رسوبی آن (بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰چهارگوش زرند، وحدتی دانشمند ۱۳۷٤) (علامت ستاره حدود موقعیت منطقه مورد مطالعه، و علامت پیکان مکان برداشت برش چینه‌شناسی را نشان می‌دهد.)

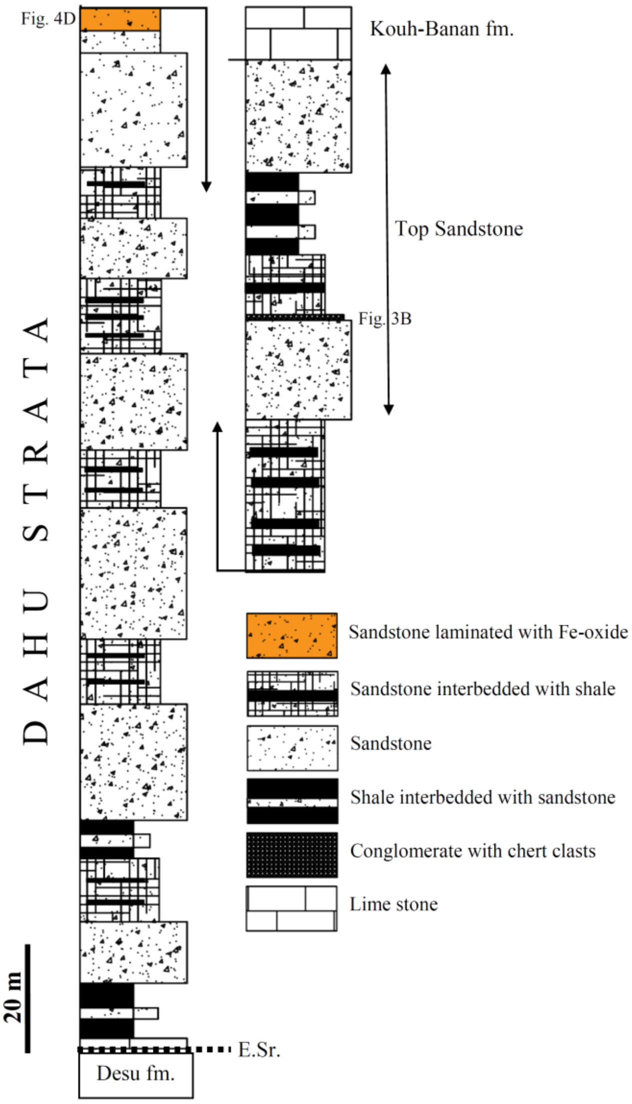
سازند داهو بر گرفته از روستای داهو در ۲ کیلومتری روستای گزوئیه و ٦۲ کیلومتری شمال باختر کرمان، با سن کامبرین زیرین، در ایران مرکزی با موقعیت جغرافیایی ″۱۳ ′۵۰ °۳۰ شمالی و ″۲۱ ′٤۱ °٥٦ شرقی، رخنمون دارد، دارای ضخامت ۲۸۰ متر است. این توالی رسوبی با ضخامت ۲۸۰ متر، از میزان ماسه سنگ نسبتاً بالایی برخوردار بوده، به‌طور هم‌شیب با یک مرز فرسایشی بر روی رسوبات سری دزو (نئوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین) قرار گرفته است. در این منطقه نیز رسوبات کربناته دریایی سازند کوه بنان (کامبرین میانی- بالایی) به‌طور هم‌شیب سازند داهو را می‌پوشاند (شکل‌های ۲- 3A). بخش زیرین- میانی سازند داهو به‌طور عمده از ماسه سنگ‌های سُرخ – ارغوانی با میان لایه‌های رس

سنگ ماسه‌ای تشکیل شده که گاهی به ماسه سنگ درشت دانه، و در برخی قسمت‌ها به کنگلومرا تغییر رخساره می‌دهد. بر اساس مطالعات موسوی حرمی و همکاران (۱۳۸۷)، این رسوبات در محیط رودخانه‌ای از نوع مآندری با بستر ماسه‌ای نهشته شده است. این توالی رسوبی از نظر جایگاه چینه‌نگاشتی و سنگ‌شناختی با سازند لالون در دیگر نواحی مشابهت دارد (Huckriede et al. 1962). بخش بالایی این توالی از ماسه سنگ سفید رنگ غنی از کوارتز، ارتوکنگلومرا الیگومیکت حاوی قلوه‌هایی از چرت سیاه (Poursoltani et al. 2014) پوشیده می‌شود که هم ارز ماسه سنگ رویی سازند لالون، از نوع کوارتزآرنایت است.

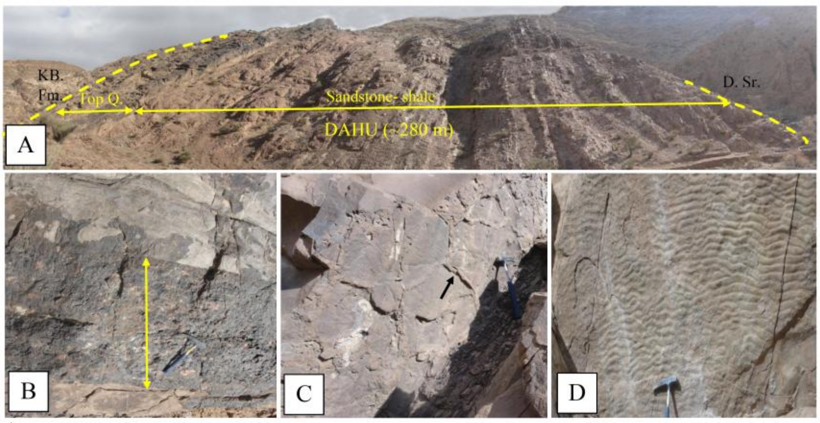
از آنجایی‌که در اکثر نقاط دنیا رسوبات ماسه سنگی کامبرین به عنوان یکی از سنگ مخزن‌های اصلی مواد هیدروکربوری محسوب می‌گردند (Abdel Wahab 1998; Eren and Kadir 2013)، بنابراین سازند داهو می‌تواند نقطه عطفی جهت مطالعات دقیق سنگ‌شناسی، با تأکید بر رخدادهای دیاژنتیکی باشد. بدین منظور رخدادهای دیاژنتیکی حاکم بر این توالی شناسایی شده، و متعاقب آن توالی پاراژنتیکی که شامل مراحل دیاژنز اولیه، دفنی عمیق و انتهایی بوده، مورد تفسیر و بررسی قرار گرفته است.

روش مطالعه

به منظور مطالعات سنگ‌شناسی، از برش گزوئیه، به ضخامت واقعی ۲۸۰ متر به‌طور سیستماتیک تعداد ۲۰۰ نمونه ماسه سنگی برداشت شده است که از این میان تعداد ۱۰۰ مقطع نازک جهت مطالعات سنگ‌شناسی انتخاب شده‌اند. در این مطالعه تعداد ۳۳ مقطع نازک به روش نقطه‌ای (Gazzi 1966)، ۵۰۰ نقطه در هر مقطع، با میکروسکوپ پلاریزان Nikon E400 و نرم‌افزار Petrog شمارش شده، و نام‌گذاری ماسه سنگ‌ا نیز بر مبنای طبقه‌بندی فولک (Folk 1980) صورت گرفته است. همچنین، در نام‌گذاری رسوبات دانه درشت از طبقه‌بندی باگز (Boggs 1992)، و تعیین منشأ رسوبات نیز از دیاگرام دیکینسون و همکاران (Dickinson et al. 1983) کمک گرفته شده است. بدین منظور مطالعه تعدادی از نمونه‌های ماسه سنگی نیز جهت تعیین منشأ احتمالی نیز نمونه‌ها با میکروسکوپ کاتدولومینسانس مدل HC4-LM، در شرایط خلأ در مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. علاوه بر این، تعداد ۵ نمونه جهت آنالیزهای نقطه‌ای با میکروسکوپ الکترونی مدل LEO 450vp با ولتاژ 30kv، مجهز به دستگاه BSE متصل به SEM، در دانشگاه سنت مریس کانادا مطالعه گردیده است.



شکل ۲- برش چینه‌شناسی سازند داهو در منطقه گزوئیه؛ در این منطقه مرز بین سری دزو و داهو به‌طور فرسایشی (E.Sr) می‌باشد (رجوع به متن).



شکل ۳- A) نمای کلی از برش چینه‌شناسی سازند داهو، سازند کوه بنان (KB. fm.) و سری دزو (D. Sr.) در منطقه گزوئیه؛ B) لایه کنگلومرایی با قطعات چرتی؛ C) ساخت رسوب ترک گلی (پیکان)؛ D) ساخت رسوبی ریپل مارک

مطالعات پتروگرافی

طی مطالعات پتروگرافی بر روی ماسه سنگ‌های سازند داهو، به‌صورت میکروسکوپی اجزای مختلف شامل قطعات تشکیل‌دهنده (انواع کوارتز، فلدسپات، انواع خرده سنگ‌ها و کانی‌های فرعی)، سیمان (سیلیسی، کربناته، اکسید آهن، رس) و ماتریکس موجود شناسایی شده‌اند (جدول ۱ و شکل 6D). همچنین، رخساره‌ها از نظر فابریک نیز مورد توجه قرار گرفته‌اند.

دانه‌های کوارتز به‌طور عمده از نوع تک بلوری بوده، گرچه در برخی نمونه‌ها انواع چند بلوری دارای نسبت بالایی است (شکل 4A). عامل فشردگی باعث ادغام دانه‌ها از جمله دانه‌های کوارتز در یکدیگر گردیده، که در نهایت باعث تغییر شکل دانه‌های اولیه نیز شده است. همچنین، میزان فشردگی، باعث تنوع تماس دانه‌ها از نوع تماس نقطه‌ای، طولی، محدب – مقعر و مضرس شده، که کنتاکت محدب– مقعر و مضرس بیشترین نوع آن است (شکل 4A). از دیگر دانه‌های اصلی شناسایی شده که دارای نسبت زیادی است فلدسپات می‌باشد که از این میان بیشتر دانه‌ها از نوع فلدسپات پتاسیم‌دار است. خرده سنگ‌های شناسایی شده نسبت به کوارتز و فلدسپات دارای درصد کمتری است. عمده خرده سنگ‌های شناسایی شده از نوع دگرگونی (کوارتزیت) با میانگین ۷۱/۲ ٪ ، رسوبی (چرت– ماسه‌سنگ) با میانگین ۲۲/۹ ٪، و به ندرت آذرین (حد واسط – بازیکی) با میانگین ۵/۱ ٪ است (شکل 4B). اندازه دانه‌ها در ماسه سنگ‌ها متغیر بوده و از خیلی ریز تا خیلی دانه درشت تغییر می‌کند، اما عمده آنها دانه متوسط و دانه‌ریزند، گرچه برخی از ماسه سنگ‌ها دارای دانه‌بندی درشت و خیلی دانه درشت می‌باشند، که درصد بالایی را شامل نمی‌شوند. بیوتیت و مسکویت نیز از کانی‌های فرعی عمده در این رخساره است، که در برخی نمونه‌ها به شدت دگرسان شده‌اند. کانی‌های سنگین در نمونه‌های مورد مطالعه متفاوت بوده، به‌طوری‌که ترکیبات اکسید آهن از عمده‌ترین آنها به‌شمار رفته، در برخی لایه‌ها ساخت‌های رسوبی لامیناسیون را تشکیل داده‌اند. اما کانی‌های سنگین دیگری نظیر زیرکان، آپاتیت و اسفن وگاهی تورمالین نیز شناسایی شده‌اند، که از این میان زیرکان بیشترین نسبت را داراست (شکل 4C-D-E-F).

بیشتر دانه‌ها دارای گردشدگی خوب تا کمی زاویه‌دار است، که در بسیاری از رخساره‌ها، عامل فشردگی باعث کاهش گردشدگی دانه‌ها شده است. جورشدگی دانه‌ها نیز از ضعیف تا خوب تغییر می‌کند (شکل 5A-B). میزان ماتریکس نیز در ماسه سنگ‌های سازند داهو متغیر بوده، به‌طوری‌که بسیاری از نمونه‌ها فاقد آن بوده ولی رخساره‌های معدودی دارای میزان ناچیزی ماتریکس می‌باشند. در میان رخساره‌های شناسایی شده، عمدتاً ماسه سنگ‌های خیلی ریز تا ریز بیشترین درصد ماتریکس را داشته که مربوط به ماسه سنگ‌های نازک لایه است. در نهایت عمده ماسه سنگ‌های این سازند دارای بلوغ بافتی ساب مچور تا مچور می‌باشند.

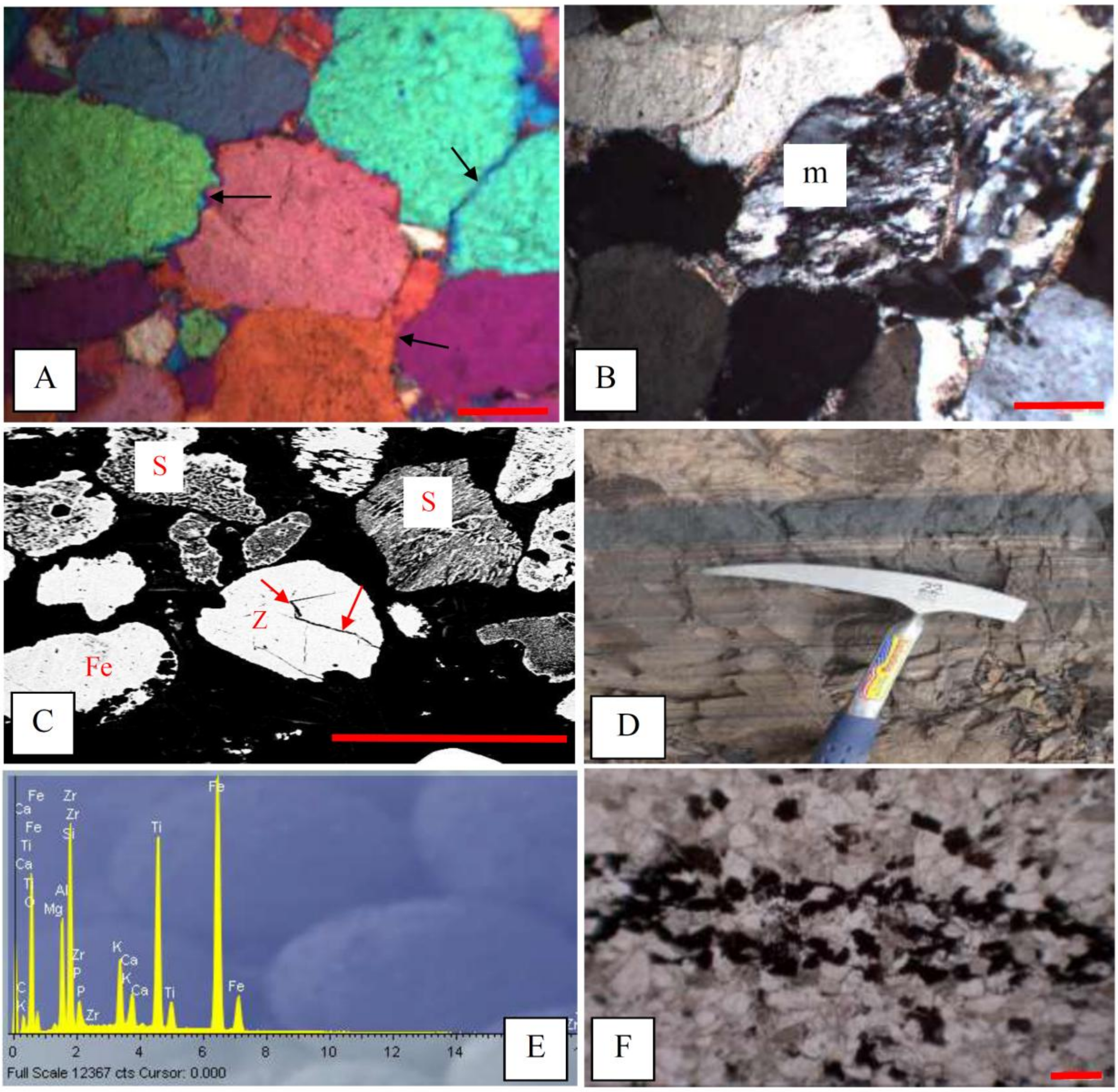
سیمان‌های شناسایی شده در ماسه سنگ‌های سازند داهو متنوع است. از عمده سیمان‌های موجود اکسید آهن، کربنات (کلسیت، دولومیت، سیدریت)، سیلیس و رس است، گرچه باریت از جمله سیمان‌های نادر در برخی نمونه‌های موجود محسوب می‌گردد. که توسط مطالعات ژئوشیمیایی شناسایی شده است (شکل 9C-D).

بنابر نوع دانه‌ها عمده ماسه سنگ‌های سازند داهو، بر مبنای طبقه‌بندی پنجگانه فولک (Folk 1980) از نوع کوارتزآرنایت، ساب آکورز، ساب لیتارنایت، فلدسپاتیک لیتارنایت و لیتآرنایت است، که نوع چرت آرنایت از عمده‌ترین نوع لیتارنایت‌های شناسایی شده می‌باشد (شکل‌های 5B-C و 6A). بنا به میزان دانه‌های فلدسپات، مجموع دانه‌های کوارتز، مجموع خرده سنگ‌های ناپایدار در ماسه سنگ‌های سازند داهو، بر اساس تقسیم‌بندی دیکنسون و همکاران (Dikinson et al. 1983) ، این رسوبات دارای منشأ کراتون داخلی، قاره‌های ناپایدار و منشأ مجدد می‌باشند (جدول ۱ و شکل 6B). البته بر مبنای مطالعات انجام شده توسط میکروسکوپ کاتادولومینسانس بسیاری از دانه‌های کوارتز منشأ پلوتونیک داشته، گرچه به ندرت دانه‌های کوارتز با منشأ دگرگونی با درجه بالا و هیدروترمالی هم شناسایی شده‌اند (e.g. Sawatzky and Pe-Piper 2013) (شکل 7A-A1).

جدول ۱- اجزای تشکیل‌دهنده ماسه سنگ‌های سازند داهو در منطقه گزوئیه (زرند)؛ در جدول زیر فقط اجزای متشکله نمونه‌هایی که به روش شمارش نقطه‌ای مطالعه شده‌اند آورده شده است.

(Qm: monocrystaline quartz; Qp: polycrystalline quartz; K-FELD: K-feldspar; PLAG: Plagioclase; VRF: volcanic rock fragment; MRF: metamorphic rock fragment; SRF: sedimentary rock fragment)

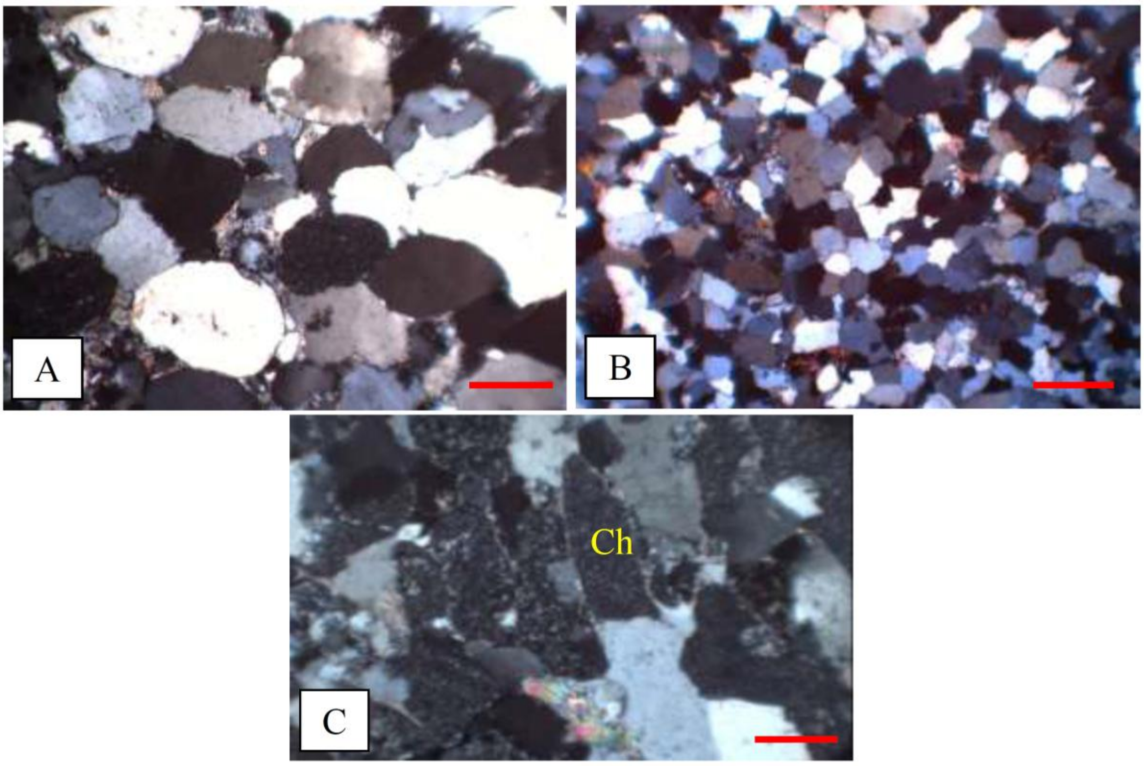
Sample code	Qm	Qp	K-FELD	PLAG	VRF	MRF	SRF	TOTAL
3-1	56.0	5.2	26.9	1.5	0.0	10.4	0.0	100.0
4-4	58.5	3.3	22.8	2.1	0.0	13.3	0.0	100.0
5-1	54.6	7.9	21.9	0.0	0.0	15.6	0.0	100.0
6-1	60.1	5.7	17.8	1.8	0.0	14.6	0.0	100.0
7-3	53.8	3.8	20.5	0.0	0.0	15.9	6.0	100.0
7-5	54.3	8.2	26.5	1.1	0.0	9.9	0.0	100.0
8-1	62.4	6.7	19.6	2.0	9.3	0.0	0.0	100.0
9-2	53.7	7.7	20.4	1.9	0.0	16.4	0.0	100.0
10-1	54.5	9.4	17.1	1.9	9.5	7.6	0.0	100.0
11-1b	84.1	8.4	4.4	0.0	0.0	3.1	0.0	100.0
11-5	53.1	8.1	21.0	0.3	0.0	17.5	0.0	100.0
12-4	54.6	2.3	29.2	2.7	0.0	11.2	0.0	100.0
13-4	49.9	6.5	24.1	2.0	0.0	17.6	0.0	100.0
14-1	53.4	4.8	29.3	1.5	0.0	11.0	0.0	100.0
15-2	52.6	3.9	27.5	2.2	0.0	6.4	7.4	100.0
16-3	47.0	6.8	34.0	2.3	0.0	9.9	0.0	100.0
16-9	53.1	5.7	23.2	1.7	0.0	16.4	0.0	100.0
16-12	48.3	7.5	29.4	3.0	0.0	5.4	6.3	100.0
17-4	86.3	7.7	2.4	0.0	0.0	3.6	0.0	100.0
17-8	88.8	6.7	3.0	0.0	0.0	1.5	0.0	100.0
17-10	86.3	4.4	5.1	0.0	0.0	2.6	1.6	100.0
18-1	57.2	6.2	22.4	1.3	0.0	13.0	0.0	100.0
19-2	37.6	4.3	5.0	0.0	0.0	6.9	46.2	100.0
19-3	75.7	3.8	4.2	0.0	5.3	6.9	4.1	100.0
21-1	73.4	8.3	3.7	0.0	0.0	8.7	5.9	100.0
21-2	50.2	3.0	3.6	0.0	0.0	0.0	43.2	100.0
21-3	55.8	8.2	3.8	0.0	0.0	0.0	32.2	100.0
22-1	77.8	13.1	4.2	0.0	0.0	4.9	0.0	100.0
22-2	77.3	9.4	3.8	0.0	0.0	9.5	0.0	100.0
22-4	84.6	10.2	3.2	0.0	0.0	0.8	1.2	100.0
23-1	92.0	3.3	3.4	0.0	0.0	0.5	0.8	100.0
23-2	84.7	8.8	3.0	0.0	0.0	1.3	2.2	100.0
24-3	88.0	8.5	1.2	0.0	0.0	1.2	1.2	100.0
Average	64.2	6.6	14.8	0.9	0.7	8.0	4.8	---



شکل ٤- A) دانه‌های کوارتز تک بلوری و تماس طولی، محدب- مقعر و مضرس دانه‌های کوارتز با یکدیگر (پیکان، تصویر با استفاده از تیغه λ شده است.)؛ B) خرده سنگ دگرگونی (m)؛ C) کانی‌های سنگین، اکسیدهای آهن (Fe)- زیرکان (Z) - اسفن (S)، شکستگی حاصل از فشردگی مکانیکی در کانی زیرکان (پیکان‌های قرمز))، D) تصویر صحرایی لامینه‌های اکسید آهن؛ E) دیاگرام آنالیز کانی‌های سنگین زیرکان و اسفن؛ F) تصویر میکروسکوپی دانه‌های اکسید آهن (تصویر C به روش BSE تهیه شده است. اندازه مقیاس ۲۰۰ میکرون است.)

رخدادهای دیاژنتیکی (Diagenetic Features)

رسوبات ماسه سنگی سازند داهو تحت تأثیر عوامل فیزیکی و شیمیایی قرار گرفته است. تأثیر عوامل فیزیکی، شامل فشارهای وارده اعم از تکتونیکی و وزن رسوبات، باعث ایجاد رخدادهای دیاژنتیکی فشردگی و شکستگی و تغییرات بافتی سنگ گردیده است، در صورتی‌که این رسوبات نیز تحت تأثیر واکنش‌های شیمیایی قرار گرفته، که رخدادهای دیاژنتیکی همانند دگرسانی کانی‌های ناپایدار، انحلال فشاری، سیمانی شدن و انحلال را به‌دنبال داشته است. اینک به توصیف نتایج حاصل و سپس بحث در مورد هر یک از رخدادهای دیاژنتیکی می‌پردازیم.



شکل ۵– A) گرد شدگی بالا در ماسه سنگ‌های داهو؛ B) جور شدگی خوب در ماسه سنگ کوارتز آرنایتی داهو؛ C) ماسه سنگ چرت آرنایتی، دانه‌های چرت (Ch) به رنگ تیره به وفور مشخص است؛ (طول خطوط مقیاس ۳۰۰ میکرون است.)

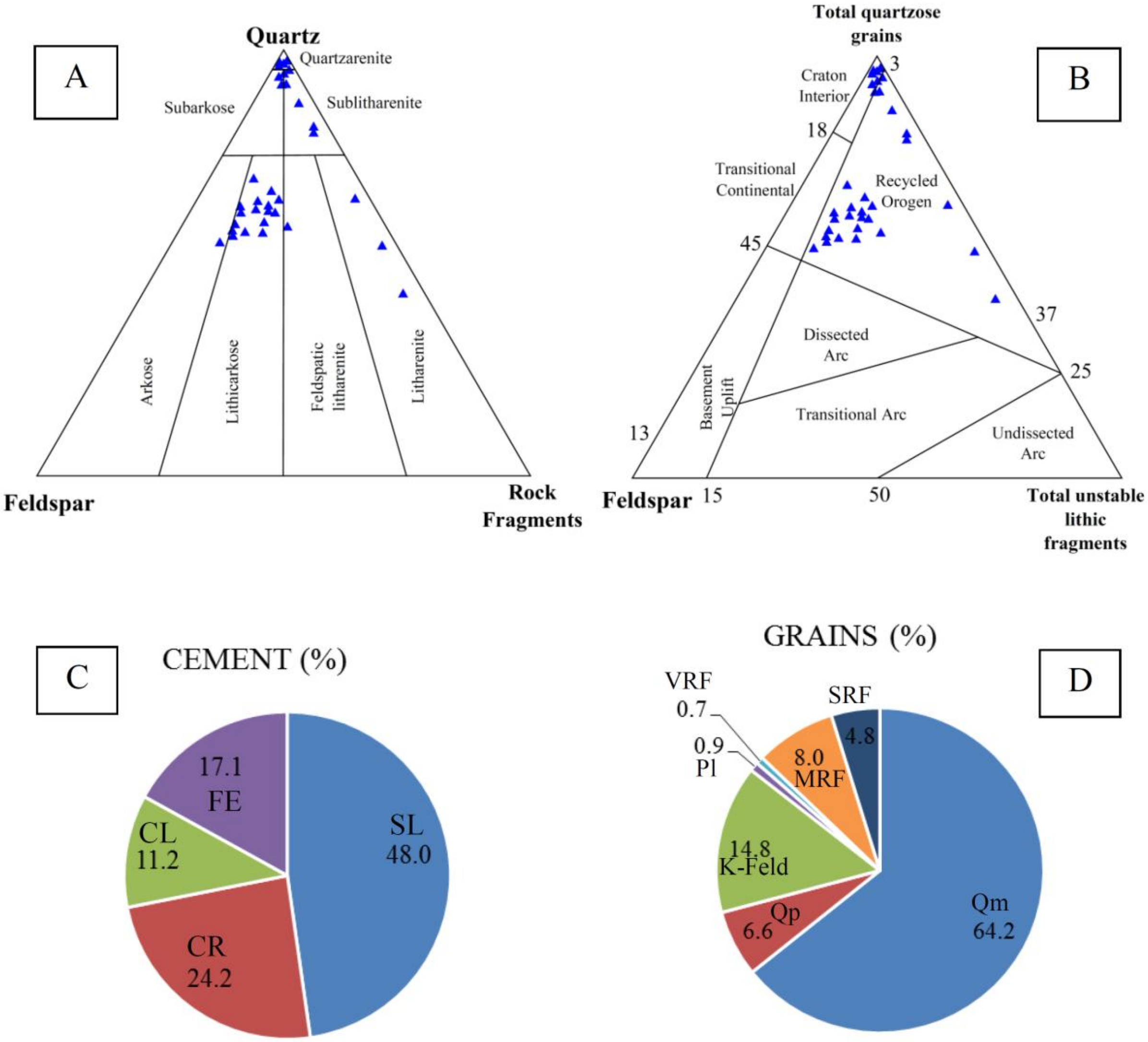
سیمانی شدن (Cementation)

سیمان‌های شناسایی شده در ماسه سنگ‌های داهو به ترتیب فراوانی آنها، شامل سیلیس، کربنات، اکسید آهن، کانی‌های رسی و به مقدار بسیار ناچیز باریت است. سیمان‌های شناسایی شده پرکننده حفرات، و شکستگی‌هاست (شکل ٦C).

الف) سیمان سیلیسی

سیلیس به عنوان فراوان‌ترین سیمان در ماسه سنگ‌های سازند داهو، دارای میانگین ٤٨ درصد بوده، اما در برخی نمونه‌ها تا ۹۱ درصد از کل سیمان موجود را شامل می‌گردد. این نوع سیمان به‌طور عمده به چهار صورت ظاهر شده است. الف) سیمان سیلیسی شکل‌دار که حفرات و شکستگی‌ها را پرنموده‌اند (شکل ۸A).

ب) به‌صورت رورشدی، که هاله رسی و یا اکسید آهن متمایز کننده سیلیس درجا را به عنوان سیمان رورشدی از دانه‌های کوارتز اولیه می‌باشد (شکل ۸B). پ) نوع دیگر، سیمان سیلیسی میکروکریستالین است، که بسیاری از درزه‌های موجود در دانه‌های سخت، بخصوص دانه‌های کوارتز و یا چرت را پر نموده است (شکل۱۰A-B). ت) سیمان سیلیسی پرکننده حفرات بین دانه‌ها، که می‌توان منشأ سیلیس را به پدیده انحلال فشاری، یا وجود سیالات غنی از سیلیس نسبت داد (شکل ۸C).

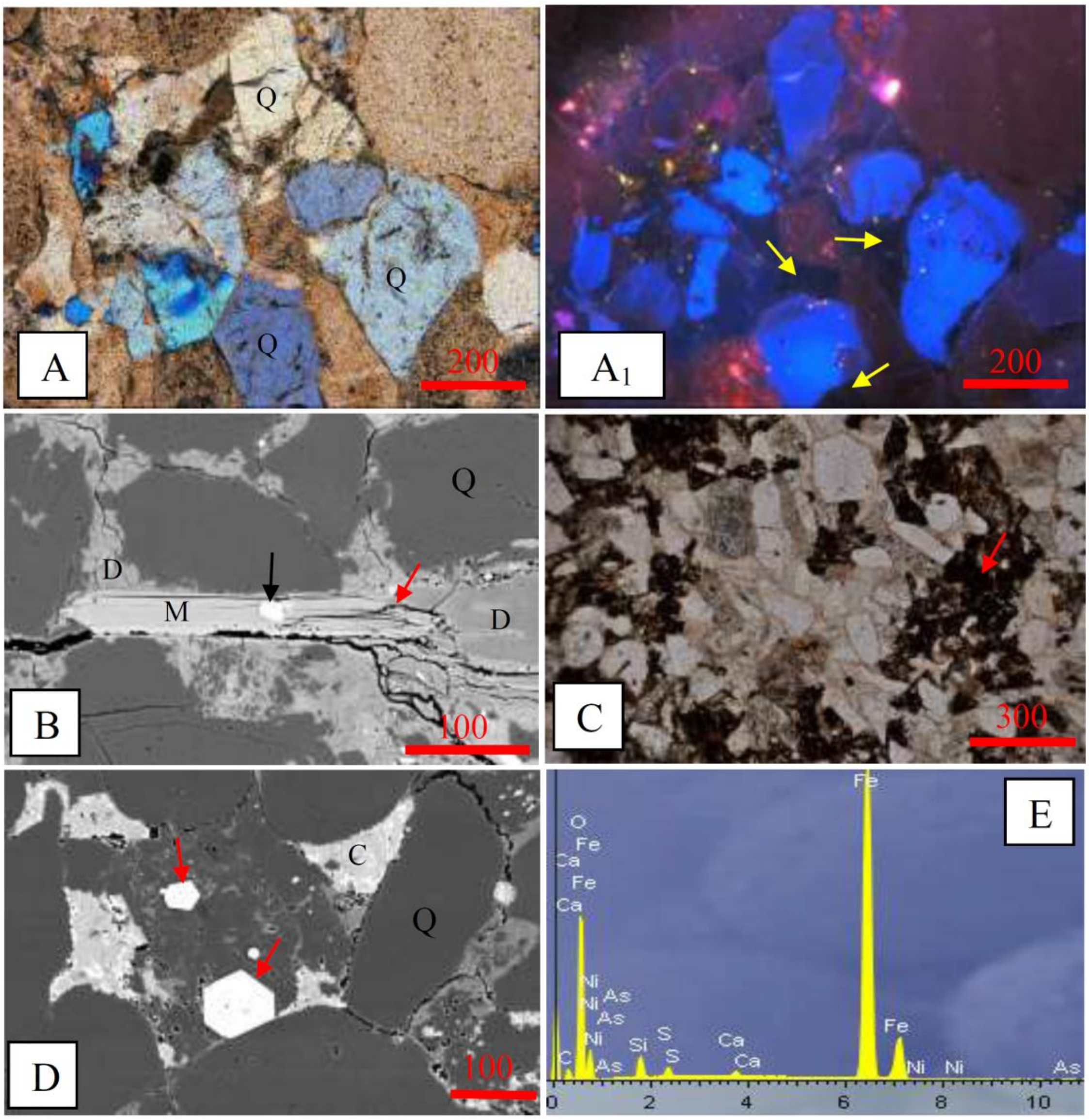


شکل ٦– A) انواع ماسه سنگ‌های شناسایی شده در توالی داهو بر مبنای تقسیم‌بندی فولک (۱۹۸۰)؛ B) تعیین منشأ احتمالی ماسه سنگ‌های داهو بر مبنای نمودار دیکینسون (۱۹۸۳)؛ C) میزان سیمان‌های اصلی موجود در ماسه سنگ‌های داهو (سیلیس (SL)، کربناته (CR)، اکسید آهن (FE)، رس (CL))؛ D) درصد دانه‌های تشکیل‌دهنده ماسه سنگ‌های داهو (کوارتز تک بلوری (Qm)، کوارتز چند بلوری (Qp)، پتاسیم فلدسپات (K-Feld)، پلاژیوکلاز (Pl)، خرده سنگ ولکانیکی (VRF)، خرده سنگ دگرگونی (MRF)، خرده سنگ رسوبی (SRF)).

ب) سیمان کربناته

سیمان کربناته یکی از اصلی‌ترین سیمان‌های موجود با میانگین ۲٤/۲ درصد در ماسه سنگ‌های سازند داهو محسوب می‌گردد. نتایج آنالیز برخی نمونه‌ها به روش BSE در جدول ۲ ارائه شده است. برخی از نمونه‌های مورد مطالعه فاقد سیمان کربناته بوده، ولی در بعضی میزان سیمان کربناته موجود تا ٦۰ درصد از کل سیمان‌های موجود را شامل می‌شود (شکل ۸E). از میان سیمان‌های کربناته، انواع کلسیت، دولومیت (شکل ۷B و ۸D)، سیدریت و آنکریت از جمله سیمان‌های شناسایی شده در ماسه سنگ‌های سازند داهو بوده، که به‌صورت پرکننده حفرات بین دانه‌ای و بسیاری از شکستگی را پر نموده‌اند. بر اساس آنالیزهای ژئوشیمیایی

نقطه‌ای انجام شده، دولومیت آهن‌دار بیشترین درصد سیمان کربناته را داراست (جدول ۲)، اما در مقابل سیدریت و آنکریت درصد بسیار کمی را به‌خود اختصاص می‌دهند (شکل ۸A). وجود کانی‌های دولومیت، سیدریت و آنکریت را می‌توان حاصل پدیده جانشینی دانست که طی مراحل دیاژنز جانشین کلسیت شده‌اند.



شکل ۷- A) دانه‌های کوارتز (Q) در نور پلاریزان؛ A1) دانه‌های کوارتز تصویر A با میکروسکوپ کاتدولومینسانس به رنگ آبی، که نمایش‌دهنده منشأ پلوتونیک می‌باشد. سیمان رورشدی در این تصویر به رنگ تیره مشخص شده است (پیکان‌های زرد رنگ) (رجوع به متن)؛ B) میکا (M) که در اثر فشار دانه‌های سخت کوارتز (Q) شکسته شده است (پیکان قرمز). در همین تصور تشکیل گرهک‌های ترکیبات آهن (پیکان سیاه)، به عنوان منشأ احتمالی یون آهن داخل میکا مشاهده می‌شود. کانی‌های دولومیت (D) نیز در برگیرنده این کانی می‌باشند. C) سیمان اکسید آهن به رنگ تیره در نور معمولی (پیکان)؛ D) کانی‌های شکل‌دار اکسید آهن از نوع مگنتیت (پیکان‌های قرمز)؛ دراین شکل نیز کلسیت غنی از آهن (C) به‌صورت سیمان فضای بین دانه‌ای کوارتز (Q) را پر نموده است؛ E) نمودار آنالیز نقطه‌ای از بلورهای شکل‌دار ترکیبات اکسید آهن (مگنتیت) شکل D؛ (اعداد مقیاس بر حسب میکرون است. تصاویر B و D به روش BSE تهیه شده‌اند.)

جدول ۲- نتایج آنالیز برخی از نمونه‌ها جهت تشخیص نوع سیمان کربناته در ماسه سنگ‌های سازند داهو (برش گزوئیه)

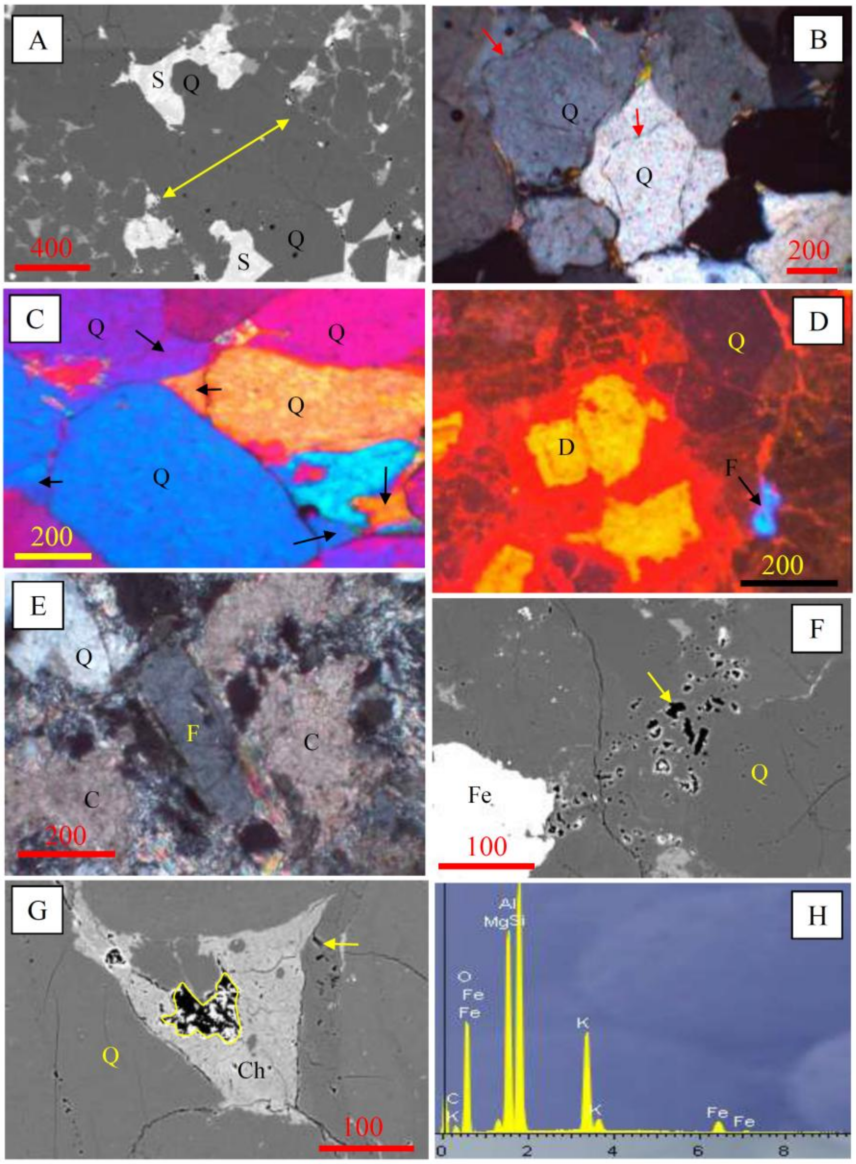
CODE	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Mineral	Total
G1			14.94	0.88	31.9	52.29		Fe-dolomite	100.01
G2			14.54	0.76	32.4	52.05	0.25	Fe-dolomite	100
G3	1.69	0.96	13.86	0.8	31.11	51.1	0.48	Fe-dolomite	100
G4	8.64	5.37	15.24	0.61	26.48	42.48	1.19	Fe-dolomite	100.01
G5	5.54	4.19	0.94	0.44	35.7	52.72	0.46	Dolomite	99.99
G6	11.96	3.36	10.61	0.62	26.23	44.79	2.45	Fe-dolomite	100.02
G7				0.99	42.68	56.32		Dolomite	99.99
G8				0.39	41.64	57.98		Dolomite	100.01
G9			15	0.76	31.92	52.32		Fe-dolomite	100
G10	0.79	0.57	14.64	0.61	31.34	52.04		Fe-dolomite	99.99
G11	5.16	2.21	29.82	0.81	8.9	53.1		Fe- calcite	100
CODE	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Mineral	Total
G1			14.94	0.88	31.9	52.29		Fe-dolomite	100.01
G2			14.54	0.76	32.4	52.05	0.25	Fe-dolomite	100
G3	1.69	0.96	13.86	0.8	31.11	51.1	0.48	Fe-dolomite	100
G4	8.64	5.37	15.24	0.61	26.48	42.48	1.19	Fe-dolomite	100.01
G5	5.54	4.19	0.94	0.44	35.7	52.72	0.46	Dolomite	99.99
G6	11.96	3.36	10.61	0.62	26.23	44.79	2.45	Fe-dolomite	100.02
G7				0.99	42.68	56.32		Dolomite	99.99
G8				0.39	41.64	57.98		Dolomite	100.01
G9			15	0.76	31.92	52.32		Fe-dolomite	100
G10	0.79	0.57	14.64	0.61	31.34	52.04		Fe-dolomite	99.99
G11	5.16	2.21	29.82	0.81	8.9	53.1		Fe- calcite	100
CODE	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Mineral	Total
G1			14.94	0.88	31.9	52.29		Fe-dolomite	100.01
G2			14.54	0.76	32.4	52.05	0.25	Fe-dolomite	100
G3	1.69	0.96	13.86	0.8	31.11	51.1	0.48	Fe-dolomite	100
G4	8.64	5.37	15.24	0.61	26.48	42.48	1.19	Fe-dolomite	100.01
G5	5.54	4.19	0.94	0.44	35.7	52.72	0.46	Dolomite	99.99
G6	11.96	3.36	10.61	0.62	26.23	44.79	2.45	Fe-dolomite	100.02
G7				0.99	42.68	56.32		Dolomite	99.99
G8				0.39	41.64	57.98		Dolomite	100.01
G9			15	0.76	31.92	52.32		Fe-dolomite	100
G10	0.79	0.57	14.64	0.61	31.34	52.04		Fe-dolomite	99.99
G11	5.16	2.21	29.82	0.81	8.9	53.1		Fe- calcite	100

پ) سیمان ترکیبات اکسیدآهن

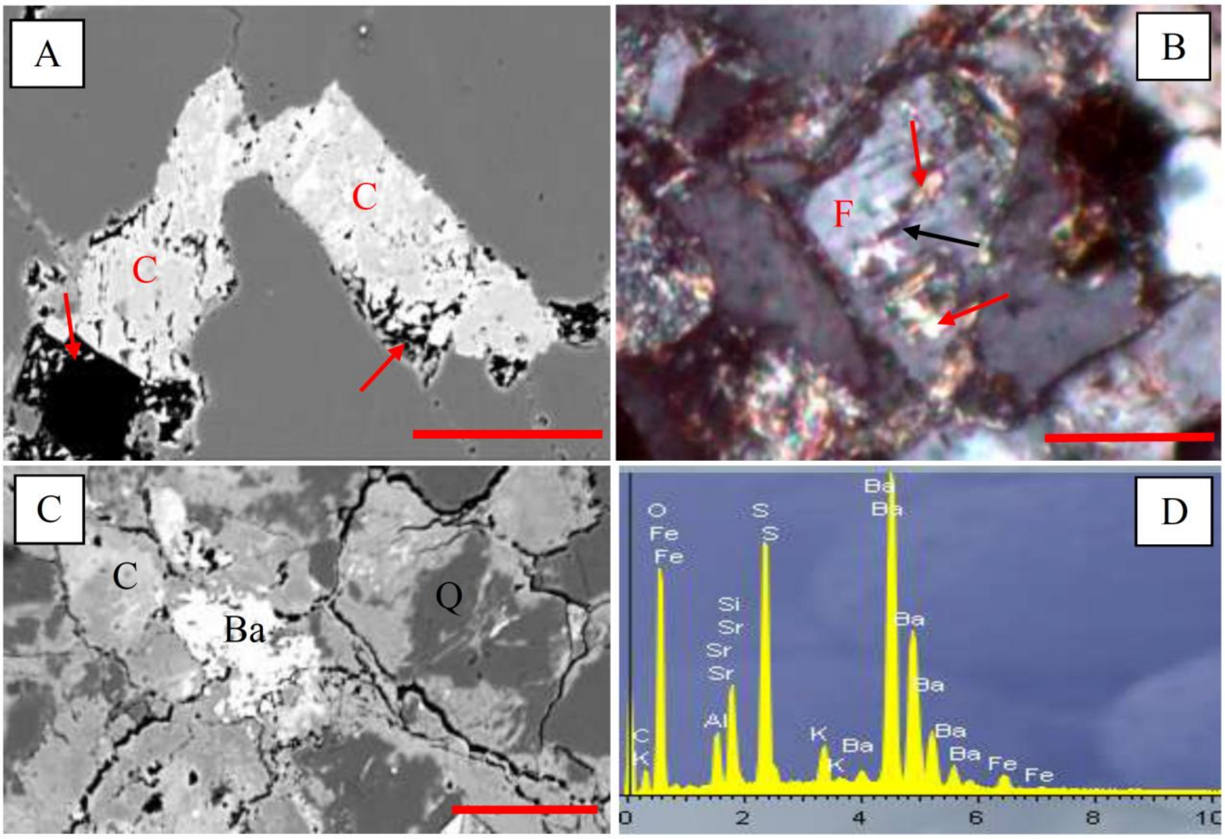
ترکیبات اکسیدآهن با میانگین ۱۷/۱ درصد یکی از سیمان‌های اصلی ماسه سنگ‌های سازند داهو به‌شمار می‌رود (شکل 6C).

در برخی نمونه‌ها حداکثر اکسیدآهن، که به‌صورت سیمان حضور داشته به ۳۲/۸ درصد می‌رسد. این سیمان پرکننده فضای خالی بین دانه‌ها (شکل 8F)، حفرات درون دانه‌ها و

درزه‌ها بوده (شکل B و۷C)، در این رابطه حضور ترکیبات اکسیدآهن باعث رنگ قرمز بسیاری از ماسه سنگ‌های سازند داهو گردیده است. در برخی رخساره‌ها اکسیدآهن جانشین بخش‌هایی از فلدسپات‌ها را نیز شده است. اکسیدهای آهن موجود به‌طور عمده شامل هماتیت و مگنتیت بوده، که کانی مگنتیت در بعضی رخساره‌ها به‌صورت بلورهای شکل‌دار ظاهر شده‌اند (شکل D و ۷E).



شکل ۸- A) سیمان سیدریت که به همراه کوارتز شکل‌دار درزه موجود را پر نموده‌اند. پیکان پهنای درزه را نشان می‌دهد؛ B) سیمان رورشدی بدور دانه‌های کوارتز، هاله کانی‌های اکسید آهن (مرز بین سیمان و دانه کوارتز) با پیکان قرمز نمایش داده شده است؛ C) سیمان سیلیسی (پیکان) که بین حفرات دانه‌های کوارتز را پر نموده است؛ D) سیمان دولومیت با میکروسکوپ کاتدولومینسانس به قرمز و زرد که نمایش دهنده زمان تشکیل آن می‌باشد. دانه کوارتز به رنگ بنفش با منشأ پلوتونیکی، و فلدسپات با رنگ آبی در تصویر مشخص شده است (رجوع به متن)؛ E) سیمان کربناته با درصد بالا در برخی رخساره ها؛ F) انحلال سیلیس با پیکان نمایش داده شده است. سیمان اکسیدآهن نیز در گوشه پایین تصویر مشخص است؛ G) کانی کلریت که فضای بین دانه‌های کوارتز را پر نموده است. در مرکز تصویر، انحلال احتمالی کامل یک دانه ناپایدار با خط بسته نشان داده شده است، پیکان انحلال کوارتز را نشان می‌دهد؛ H) نمودار آنالیز نقطه‌ای سیمان کلریتی تصویر G؛ (اعداد مقیاس بر حسب میکرون است. تصاویر C، F و G به روش BSE و تصویر E با نور پلاریزان با استفاده از تیغه λ تهیه شده‌اند. Q: کوارتز، F: فلدسپات، C: کربنات، D: دولومیت، S: سیدریت، Ch: کلریت، Fe: اکسیدآهن).



شکل ۹- A) انحلال در سیمان کربناته (C) با پیکان نشان داده شده است؛ B) آلتراسیون فلدسپات (F) که با علامت پیکان قرمزمشخص شده و با سیمان سریسیتی و کربناته پر شده است. در امتداد رخ‌ها نیز پدیده انحلال رخ داده است (پیکان سیاه)؛ C) کانی درجازای باریت (Ba) در داخل سیمان کربناته (C) به همراه دانه‌های کوارتز (Q)؛ D) نمودار آنالیز کانی باریت تصویر C؛ (طول خطوط مقیاس ۱۰۰ میکرون است. تصاویر A و C به روش BSE تهیه شده‌اند.)

ت) سیمان کانی‌های رسی

در رخساره‌های ماسه سنگی داهو، سیمان رسی نسبت به دیگر انواع سیمان‌ها از فراوانی کمتری برخوردار است، به‌طوری‌که برخی از رخساره‌ها فاقد آن بوده، اما به‌طور میانگین سیمان رسی موجود در نمونه‌های مورد مطالعه تقریباً ۱۱/۲ درصد می‌باشد (شکل ٦C). نتیجه آنالیز نقطه‌ای که بر روی ماسه سنگ‌های داهو انجام شده، وجود کانی‌های رسی کلریت و ایلیت را تأیید می‌کند (جدول ۳). کانی‌های رسی احتمالاً در اثر پدیده دگرسانی در کانی‌های میکا، فلدسپات و خرده سنگ‌های آذرین حاصل شده‌اند. کانی‌های رسی به‌طور عمده به‌صورت پرکننده فضای بین دانه‌ها (شکل ۸G-H)، جانشینی کانی‌های حمل شده مانند میکا و پر کننده میکرودرزه‌های موجود در فلدسپات‌ها ظاهر شده‌اند (شکل ۹B).

ث) باریت

باریت به عنوان یک کانی درجازا، در بخش‌های پایین برش به مقدار ناچیز در برخی از رخساره‌ها مورد شناسایی قرار گرفته است (شکل ۹C-D). کانی باریت به‌طور عمده در درزه‌های موجود در فلدسپات‌ها، به‌طور جانشینی ظاهر شده است.

جدول ۳- نتایج آنالیز برخی از نمونه‌ها جهت تشخیص نوع سیمان رسی از نوع ایلیت در ماسه سنگ‌های سازند داهو (برش گزوئیه)

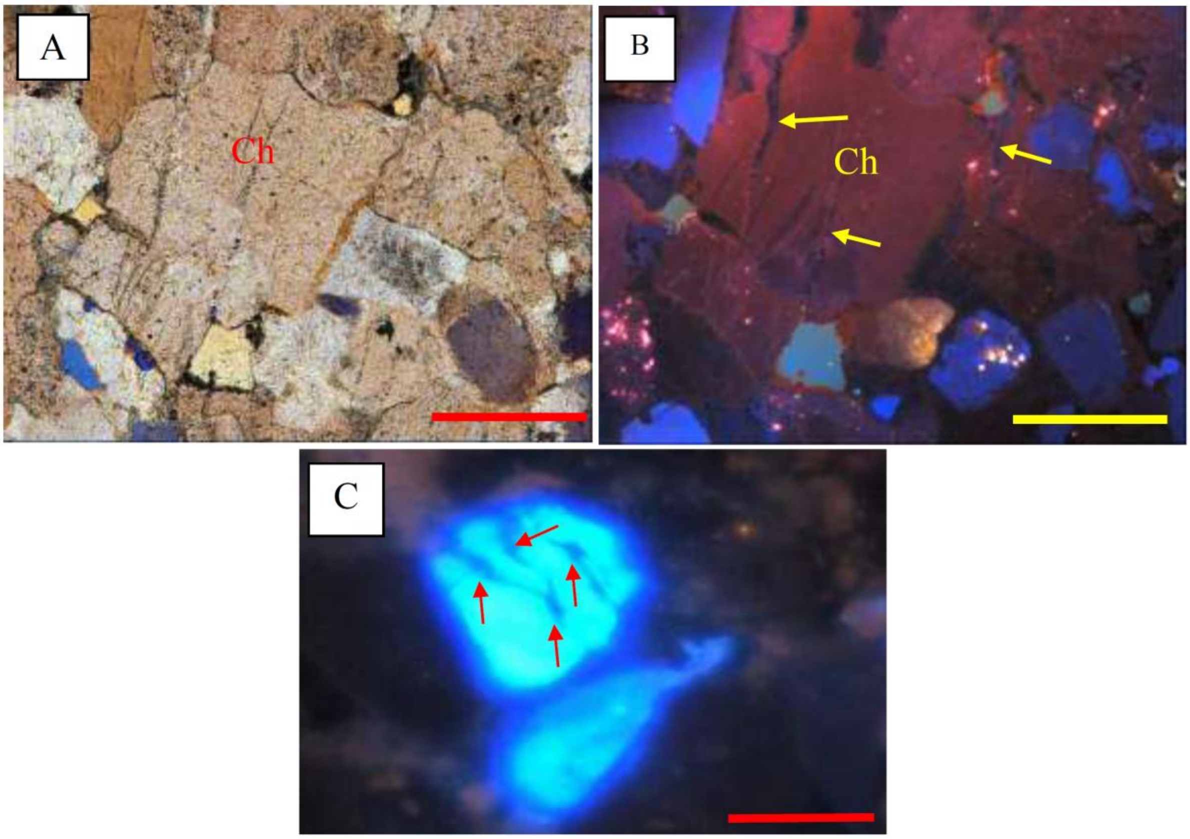
CODE	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	K2O	Mineral	Total
G1	57.52		26.49	3.02	2.21		10.74	Illite	99.98
G2	54.53		30.31	2.29	2.12		10.76	Illite	100.01
G3	58.98	6.51	21.88	1.93	1.26		9.46	Illite	100.02
G4	56.54		29.17	2.19	1.96		10.13	Illite	99.99
G5	54.49		30.71	2.25	1.86		10.71	Illite	100.02
G6	55.58	0.2	27.83	3.13	2.4		10.88	Illite	100.02
G7	55.53		29.38	1.83	2.02		11.21	Illite	99.97
G8	48.35	0.22	24.94	5.13	4.34	7.01	10	Illite	99.99

فشردگی و شکستگی (Compaction and fracturing)

نتایج حاصل از مطالعات نشان می‌دهد که فشردگی در ماسه سنگ‌های داهو به دو صورت مکانیکی و شیمیایی عمل نموده است. به علت تنوع بلوغ ترکیبی در ماسه سنگ‌های سازند داهو (جدول ۱)، بر اثر فشارهای مکانیکی دانه‌ها در یکدیگر فرو رفته‌اند. این فشردگی سبب ایجاد کنتاکت‌های مختلف نقطه به نقطه، طولی، محدب- مقعر و مضرس گردیده است. از این میان کنتاکت نوع محدب- مقعر و مضرس که نشانگر انحلال فشاری در مراحل پیشرفته‌ای از فشردگی می‌باشد، از دیگر کنتاکت‌ها بیشتر است (شکل ٤A). در برخی رخساره‌ها فرآیند انحلال فشاری در رخساره‌های دانه ریز نسبت به رخساره‌های دانه درشت بیشتر اتفاق افتاده است. از میان رسوبات مورد مطالعه، رسوبات دانه‌ریز، به علت تخلخل بالا، و زاویه‌داربودن دانه‌هایشان بیشتر تحت تأثیر فشارهای مکانیکی قرار گرفته، که در نتیجه دانه‌ها بیشتر در یکدیگر فرو رفته‌اند (e.g. McBride et al. 1987; Kim and Lee 2003). اما در مقابل، دانه‌های قابل انعطاف همانند میکا در بین دانه‌های سخت‌تر فقط تغییر شکل پیدا نموده‌اند (شکل ۷B). از طرفی، به علت فشارهای مکانیکی وارده، بسیاری از دانه‌های سخت و مقاوم همچون فلدسپات، کوارتز و خرده سنگ رسوبی از نوع چرت شکسته شده، که بسیاری از این شکستگی‌ها توسط سیمان سیلیسی، کربناته و یا اکسیدآهن پر شده‌اند. بسیاری از این شکستگی‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان قابل رؤیت نبوده، که توسط میکروسکوپ کاتدولومینسانس شناسایی گردیده‌اند (شکل ۱۰). از دیگر شکستگی‌های شناسایی شده شکستگی‌های موجود در سنگ بوده که علاوه بر شکستگی دانه‌ها در سیمان سنگ نیز قابل تعقیب، و به‌طور عمده حاصل تأثیرات تکتونیکی می‌باشد. این شکستگی‌ها توسط سیمان‌های مختلف مانند کربنات، اکسیدآهن و سیلیس پر شده‌اند (شکل ۸A). در برخی نمونه‌ها کانی‌های سنگین همچون زیرکان نیز در اثر فشارهای وارده شکسته شده‌اند (شکل ٤C). بنابراین آنچه مورد نظر در این مبحث می‌باشد فشردگی و شکستگی حاصل در طی مراحل دیاژنز است که به عنوان دو پدیده دیاژنتیکی قلمداد می‌گردند.

انحلال (Dissolution)

این رخداد در ماسه سنگ‌های داهو در قطعات ناپایدار همانند فلدسپات‌ها، خرده سنگ‌های ولکانیکی و همچنین سیمان کربناته اتفاق افتاده است (شکل ۹A). در فلدسپات‌ها انحلال بیشتر در امتداد رخ‌ها صورت گرفته، که برخی از آنها بوسیله سیمان کربناته، اکسیدآهن و یا رس پر شده‌اند، اما بسیاری به‌صورت تخلخل ثانویه باقی مانده‌اند (شکل ۹B). در برخی رخساره‌ها دانه‌های کوارتز نیز تحت تأثیر انحلال قرار گرفته‌اند، گرچه در تمام رخساره‌ها عمومیت ندارد، که می‌تواند دلیل بر تأثیر سیالات گرمابی با قدرت انحلال بالا باشد (شکل ۸F-G). وجود حفرات بزرگ در برخی رخساره‌ها نیز می‌تواند دلیل بر انحلال احتمالی برخی دانه‌های ناپایدار به طور کلی باشد (شکل ۸G).



شکل ۱۰- A) ماسه سنگ چرت آرنایت در نور معمولی، B) دانه‌های کوارتز تصویر A با میکروسکوپ کاتدولومینسانس به رنگ آبی، نمایش دهنده منشأ پلوتونیک می‌باشند. خرده سنگ‌های رسوبی از نوع چرت (Ch) به رنگ قرمز تیره که در اثر فشارهای وارده ترک خورده، با سیمان سیلیسی از نوع میکروکریستالین (تیره رنگ) پر شده‌اند (پیکان‌های زرد)؛ C) شکستگی در دانه فلدسپات که با میکروسکوپ کاتدولومینسانس به رنگ آبی فیروزه‌ای نشان داده شده است. شکستگی‌ها ایجاد شده در دانه فلدسپات با سیمان سیلیسی پر شده‌اند (پیکان‌های قرمز)؛ (طول خطوط مقیاس ۲۰۰ میکرون است.)

بحث

سیمانی شدن

سیمانی شدن از رخدادهای مهمی است که به علت تنوع و اختلاف آنها، و همین‌طور اختلاف در شرایط تشکیل از جمله ترکیب، زمان و دما می‌توان تا حد زیادی بر مبنای وجود آنها مراحل دیاژنز را تفسیر نمود.

سیمان سیلیسی

بنابر نتایج حاصله از مطالعات انجام شده بر روی رخساره‌های سازند داهو، سیمان سیلیسی به عنوان یکی از رخدادهای مهم دیاژنتیکی محسوب گردد، که به صورت‌های مختلف (پرکننده حفرات و رورشدی) شناسایی شده است. به‌طور معمول عوامل اصلی زمان طولانی، دمای بالا، وجود سیال اشباع از یون سیلیس و فضای مناسب، توام با یکدیگر، در تشکیل سیلیس مؤثرند (Fournier 1985; Bennett and Siegel 1987; Goldstein and Rossi 2002). بسیاری از محققین تشکیل سیمان سیلیسی را دمای بالاتر از ۹۰ درجه سانتی‌گراد عنوان نموده، به‌طوری‌که رورشدی کوارتز احتمالاً در دمای بین ۹۰ الی ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد، که احتمال وقوع آن در طی مرحله دیاژنز دفنی عمیق بیشتر است (Kim and Lee 2003; Lander et al. 2008). اما به‌طور معمول رشد بلوری کوارتز از مرحله دیاژنز اولیه شروع شده، که با افزایش میزان سیلیس و دما، در مرحله دیاژنز دفنی عمیق کامل‌تر می‌گردد (McBride 1989). بنابراین حضور این نوع سیمان در رخساره‌های ماسه سنگی سازند

داهو مؤید وجود شرایط تشکیل سیمان سیلیسی به گونه‌های مختلف بوده، که در طی مراحل دیاژنز به خصوص دفنی عمیق اتفاق افتاده است.

بنابر مطالعات انجام شده سیلیس موجود در ماسه سنگ‌های سازند داهو را نیز می‌توان به چند منشأ احتمالی نسبت داد:

A) **سیلیس حاصل از تبدیل کانی‌های رسی ناپایدار به کانی‌های رسی پایدارتر:** تبدیل کانی‌های رسی به یکدیگر همانند تبدیل اسمکتیت به ایلیت (illitization) را می‌توان یکی از منابع تأمین سیلیس دانست. تناوب لایه‌های شیلی و رسی با ماسه سنگ‌های داهو، در طی مراحل دیاژنز دفنی احتمال تبدیل اسمکتیت به ایلیت شده که منجر به آزاد سازی سیلیس گردیده است (e.g. Boles and Franks 1976; Hartmann et al. 2000; Mansourbeg et al. 2008). سیلیس حاصل می‌تواند طی زمان به لایه‌های ماسه‌سنگی نفوذ نموده و ته‌نشست گردد. همچنین، احتمال آن می‌باشد که حضور کانی رسی ایلیت در برخی از رخساره‌های ماسه سنگی این توالی طی مراحل دیاژنتیکی از کانی‌های رسی ناپایدار حاصل شده باشد، که در نتیجه آن، منجر به آزاد سازی سیلیس گردیده است (e.g. Weber and Ricken 2005).

B) **سیلیس حاصل از دگرسانی:** بخشی از سیلیس حاصل را می‌توان در نتیجه دگرسانی دانه‌های ناپایدار به خصوص فلدسپات‌ها دانست. بسیاری از این دانه‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه دگرسان شده‌اند، که طی مراحل مختلف دیاژنتیکی اتفاق افتاده است. دگرسانی فلدسپات را می‌توان توسط واکنش فلدسپات در حضور آب که منجر به تشکیل سیلیس و کانی رسی می‌گردد توجیه نمود (Siebert et al. 1984). سیلیس حاصل از دگرسانی می‌تواند به فرم آزاد در آب درون حفره‌ای وارد شده و پس از اشباع شدن، در بین دانه‌ها و یا به فرم رورشدی ته‌نشین شود.

C) **سیلیس حاصل از انحلال فشاری:** رخداد انحلال فشاری یکی از عوامل موثر در تشکیل سیمان سیلیسی است. بر اثر تأثیر فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی، به علت فشردگی دانه‌های کوارتز با یکدیگر و یا با دیگر دانه‌های آواری سخت، سیلیس آزاد شده، که در طی زمان به صورت سیمان ته‌نشست می‌گردد (Goldstein and Rossi 2002; Ketzer et al. 2005; Poursoltani and Gibling 2011).

D) **سیمان حاصل از انحلال خرده‌های آواری:** وجود خرده‌های آواری غنی از سیلیس می‌تواند در تأمین سیلیس نقش داشته باشد. وجود خرده سنگ‌های رسوبی از نوع چرت در ماسه سنگ‌های نوع چرت آرنایت و ارتوکنگلومرا–الیگومیکت با قطعات چرتی در بخش فوقانی سازند از تأمین کننده‌های احتمالی سیلیس در لایه‌های زیرین ماسه سنگی در سازند داهو محسوب می‌گردند. وجود سیمان سیلیسی به‌صورت رورشدی و یا پرکننده درزه‌ها و حفرات با فراوانی بالا در لایه‌های ماسه سنگی اطراف رخساره‌های مذکور، علتی بر تأثیر احتمالی این خرده سنگ‌ها بر اشباع نمودن سیالات از سیلیس بوده، که در طول زمان سیلیس محلول به‌صورت سیمان ته‌نشست شده است (شکل‌های ۳Bو۵D).

سیمان کربناته

سیمان‌های کربناته از رخدادهای مهم دیاژنتیکی بوده که در تمام مراحل دیاژنتیکی به شکل‌های مختلف ظاهر شده‌اند. حضور سازند کربناته کوه بنان، را می‌توان به عنوان منشأ احتمالی یون کربنات در ماسه سنگ‌های بخش بالایی سازند داهو معرفی نمود. البته باید توجه داشت که این تأثیر به‌طور عمده در مرحله دیاژنز انتهایی، هنگامی که در معرض تأثیر آب‌های جوی قرارگرفته، بیشتر مؤثر بوده است (مثال: پورسلطانی و موسوی حرمی ۱۳۸۹).

دولومیت آهن‌دار احتمالاً در طی دیاژنز دفنی عمیق جانشین کلسیت گردیده، که در دمای ۱۳۰–۶۵ درجه سانتی‌گراد شکل می‌گیرد (e.g. El-ghali et al. 2006)، در صورتی‌که دولومیت فاقد آهن در این رخساره‌ها در مرحله دیاژنز اولیه و دمای پایین‌تر به‌صورت جانشینی تشکیل شده

است (e.g. Souza and Assis Silva 1998; Dill et al. 2005). جهت تشکیل دولومیت، دگرسان شدن کانی‌های فرومنیزین، خصوصاً میکا از منابع تأمین یون منیزیم و آهن محسوب می‌گردد، گرچه منابع دیگری نیز برای تأمین یون منیزیم متصور است. بر اساس آنالیزهای انجام شده دولومیت‌های آهن‌دار از جمله دولومیت‌های موجود می‌باشند، که وجود لایه‌های دارای اکسیدآهن می‌تواند تأمین کننده یون آهن آنها باشد. گرچه وجود کانی‌های فرومنیزین در این رخساره‌ها نیز از منابع تأمین یون آهن نیز محسوب می‌گردند (e.g. Morad and Aldaham 1986). وجود گرهک‌های اکسیدآهن در کانی‌های دگرسان شده میکا، و همچنین حضور دولومیت و کلسیت غنی از یون آهن در برخی از این رخساره‌ها، می‌تواند علت وقوع این رخداد باشد (شکل ۷B). تأثیر یون‌های حاصل از آلتراسیون کانی‌های فرومنیزین بر تشکیل دولومیت نیز توسط پورسلطانی و گیبلینگ (Poursoltani and Gibling 2011) بر روی ماسه سنگ‌های سازند کشف رود (ژوراسیک میانی) به اثبات رسیده است.

کلسیت از انواع کربنات‌هایی محسوب می‌گردد که به‌طور عمده طی مراحل دیاژنز اولیه و انتهایی تشکیل شده، پرکننده حفرات است. یکی از عوامل مؤثر در ته‌نشست این نوع کربنات، دمای بالاتر از ۷۰–۲۰ درجه سانتی‌گراد بوده که در شرایط نزدیک به سطح اتفاق می‌افتد (Hartmann et al. 2000; Reed et al. 2005; Salem et al. 2005). لذا تشکیل این نوع کربنات در رخساره‌های سازند داهو را می‌توان به دیاژنز اولیه، ابتدای مرحله دیاژنز دفنی عمیق، همچنین مرحله دیاژنز انتهایی نسبت داد.

کربنات‌های غنی از آهن همانند سیدریت به‌طور عمده، به‌صورت جانشینی در انتهای مرحله دیاژنز دفنی عمیق در دمای حدود ۱۷۰–۱۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند (De Ros 1998)، گرچه که احتمال تشکی آن در دیاژنز انتهایی هم وجود دارد (Dill et al. 2005; Reed et al. 2005). وجود این نوع کربنات‌ها گویای گذر ماسه سنگ‌های سازند داهو از مراحل دیاژنز دفنی عمیق و انتهایی است. در تشکیل کانی سیدریت، حضور کاتیون آهن ضروری بوده، که احتمالاً دگرسانی کانی‌های فرومنیزین و وجود محیط اکسیدان می‌تواند از منشأ تأمین این یون محسوب گردد (e.g.Wanas 2008).

ترکیبات اکسیدآهن

ترکیبات اکسیدآهن بعنوان یکی از رخدادهای نسبتاً مشخص طی مراحل دیاژنز اولیه و انتهایی محسوب می‌گردد. در ماسه سنگ‌های داهو منابع مختلفی جهت تأمین یون آهن به شرح زیر تصور می‌گردد:

A) حضور فراوان کانی‌های اوپک که در برخی لایه‌ها تجمع بالایی داشته می‌تواند در تأمین اکسیدآهن نقش بالایی داشته باشد. به‌طوری‌که رخساره‌های مجاور آنها دارای سیمان اکسیدآهن بالایی می‌باشند (شکل ٤D).

B) دگرسانی کانی‌های فرومنیزیم همچون میکا و خرده سنگ‌های اولترابازیکی می‌تواند به عنوان یک منشأ تأمین اکسیدآهن معرفی گردد. برخی از رخساره‌های سازند داهو دارای میزان بالایی از کانی‌های فرومنیزین خصوصاً گروه میکاها بوده که خود عامل مهمی در تأمین میزان یون آهن است (e.g. Morad and Aldaham 1986). حضور گره‌هک‌هایی از اکسیدآهن در مجاورت کانی‌های فرومنیزین، از جمله میکا می‌تواند این احتمال را افزایش دهد (شکل ۷B).

C) رسوب‌گذاری در محیط اکسیدان می‌تواند عاملی جهت تأمین سیمان اکسیدآهن باشد (e.g. McBride et al. 1987; Ros et al. 1997). برخی از لایه‌های ماسه سنگ‌های قرمز رنگ موجود در این سازند حاکی از رسوب‌گذاری در محیط‌های اکسیدان بوده و باعث رسوب‌گذاری اکسیدآهن در آنها گردیده است. از جمله شواهدی که می‌تواند دلیلی بر رسوب‌گذاری در محیط قاره‌ای باشد، وجود ساخت‌های رسوبی همچون ریپل مارک و ترک‌های گلی است که در برخی از بخش‌های این سازند بجا مانده است (شکل ۳C-D).

کانی‌های رسی

کانی‌های رسی ایلیت و کلریت در مراحل مختلف دیاژنتیکی تشکیل شده‌اند، گرچه نوع کانی رسی تشکیل شده در هر مرحله فرق می‌کند (Lanson et al. 2002). موسوی حرمی و همکاران (۱۳۸۷) نیز بر وجود این دو کانی رسی در این سازند طی دیاژنز اشاره نموده‌اند. به‌طور معمول کلریت در فشار بالا و دمای بیشتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود، که تقریباً از انتهای دیاژنز اولیه شروع شده و تا انتهای دیاژنز دفنی عمیق ادامه می‌یابد (Hillier 1994; Reed et al. 2005). بنابراین وجود کانی کلریت در ماسه سنگ‌های سازند داهو می‌تواند علت گذر از مرحله دیاژنز دفنی عمیق باشد. زمان تشکیل کانی ایلیت مربوط به اواخر مرحله دیاژنز اولیه بوده، که تا انتهای دیاژنز دفنی عمیق ادامه دارد (Hartmann et al. 2000; Piper et al. 2009). از طرفی وجود کانی کربناته به صورت سیمان، همراه با کانی رسی ایلیت، به‌طور معمول وجود دمای بیش از ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد را هنگام تشکیل نشان می‌دهد (Hendry et al. 2000; Worden and Morad 2003; Karim et al. 2010). ارتباط نزدیک این دو نوع کانی در ماسه سنگ‌های داهو مؤید تأثیر دمای بالا مربوط به دیاژنز دفنی می‌باشد (مثال: پورسلطانی ۱۳۹۲). در نهایت، بر اساس مطالعات انجام شده بر روی رخساره‌های ماسه سنگی داهو، و حضور کانی‌های پایدار کلریت و ایلیت و نبود کانی‌های رسی ناپایدار همچون کائولن، حاکی از وجود دمای بالا در هنگام تشکیل بوده، که نشانگر تحمل مراحل دیاژنز دفنی عمیق، در نتیجه تشکیل کانی‌های پایدار مذکور می‌باشد.

کانی‌های ایلیت و کلریت به‌طور عمده از دگرسانی فلدسپات‌ها، میکاها و خرده سنگ‌های ولکانیکی حاصل گردیده‌اند (e.g. Reed et al. 2005; Gould et al. 2010). البته در برخی رخساره‌ها کلریت نسبت به ایلیت فراوانی بیشتری داشته، که مربوط به حضور خرده‌های فرومنیزین، غنی از یون‌های آهن و منیزیم می‌باشد، که احتمالاً در اثر دگرسانی این دانه‌ها تشکیل شده است.

باریت

باریت از کانی‌های درجازا بوده که تشکیل آن در مرحله دیاژنز انتهایی اتفاق افتاده است (e.g. Pe- Piper et al. 2005; Poursoltani and Gibling 2011). این کانی به‌صورت جزیی شناسایی شده است، به‌طور عمده در اثر دگرسانی فلدسپات‌های پتاسیم‌دار حاصل گردیده است که در برخی رخساره‌های داهو به‌طور جانشینی در فلدسپات‌ها ظاهر گردیده است.

فشردگی

فشردگی از جمله رخدادهای دیاژنتیکی بوده که به محض رسوب‌گذاری در رسوبات به میزان کم یا زیاد اتفاق می‌افتد و عموماً در طول مراحل دیاژنتیکی اعم از اولیه و دفنی عمیق ادامه دارد (Macbride et al. 1987; Liu 2003; Kim and Lee 2003). این رخداد از ابتدای مرحله دیاژنز اولیه شروع شده و تا انتهای دیاژنز دفنی عمیق ادامه داشته است. مطالعات انجام شده حاکی از این است که فشردگی مکانیکی در مرحله دیاژنز دفنی عمیق اتفاق افتاده است (e.g. Millikan 1989). فشردگی شیمیایی که از آن به انحلال فشاری نیز می‌توان یاد کرد، از جمله فرآیندهای دیاژنتیکی دفنی عمیق محسوب می‌گردد، که در ماسه سنگ‌های سازند داهو بوفور وجود دارد. بیشترین اثرات انحلال فشاری در ماسه سنگ‌ها، در هم رفتن دانه‌ها و ایجاد سیمان سیلیسی است که به عنوان یک منشأ سیلیس شناخته شده است (McBride 1989; Molenaar, et al. 2007). بنا بر مطالعات مک براید (McBride 1989)، و اشمید و همکاران (Schmid, et al. 2004) وجود رخداد انحلال فشاری حاکی از دمای بالاتر از ۹۰ درجه سانتیگراد و عمق بیش از ۲ کیلومتر بوده، که در مرحله دفنی عمیق ایجاد می‌گردد.

پدیده ایجاد درزه از دیگر فرآیندهای دیاژنتیکی محسوب می‌گردد، که در تمامی مراحل احتمال وقوع آن می‌باشد. در

رخساره‌های سازند داهو شکستگی درزه‌های شناسایی شده بر مبنای فرآیند تشکیل آنها دو نوع می‌باشند. آنهایی که حرکات تکتونیکی باعث تشکیل آنها شده است، علاوه بر دانه، سیمان سنگ نیز اثرات درزه‌ها و شکستگی را نشان می‌دهد. این نوع شکستگی به‌طور عمده پس از سیمانی شدن اتفاق افتاده که بیشتر مربوط به مرحله دیاژنز انتهایی است، گر چه احتمال وقوع آن در دیگر مراحل نیز می‌باشد. گروه دوم شکستگی‌های شناسایی شده آنهایی هستند که در اثر فشرده شدن دانه‌های سخت همانند کوارتز حاصل شده‌اند. این نوع شکستگی‌ها مربوط به مرحله دیاژنز دفنی عمیق می‌باشد (.e.g Milliken 1989; Baron and Parnell 2007; Zhang et al. 2012).

انحلال

انحلال از دیگر رخدادهای دیاژنتیکی محسوب می‌گردد، که در تمام مراحل دیاژنتیکی اتفاق می‌افتد، گرچه تأثیر آن بر روی دانه‌های مختلف فرق می‌کند (Tang et al. 1997). حضور سیالات عامل اصلی انحلال محسوب شده، گرچه شرایط شیمیایی و افزایش دما، و قدرت خورندگی نیز از عوامل تأثیرگذار محسوب می‌گردد (Wahab 1998; Liu 2003). مطالعات نشان داده است که معمولاً رخداد انحلال از دیاژنز اولیه شروع شده، اما بخش عمده آن در مرحله دیاژنز دفنی عمیق و انتهایی اتفاق می‌افتد، که عامل اصلی آن عبور سیالات حلال و افزایش دما است (Reed et al. 2005; Liu 2003).

توالی پاراژنتیکی (Paragenetic sequences)

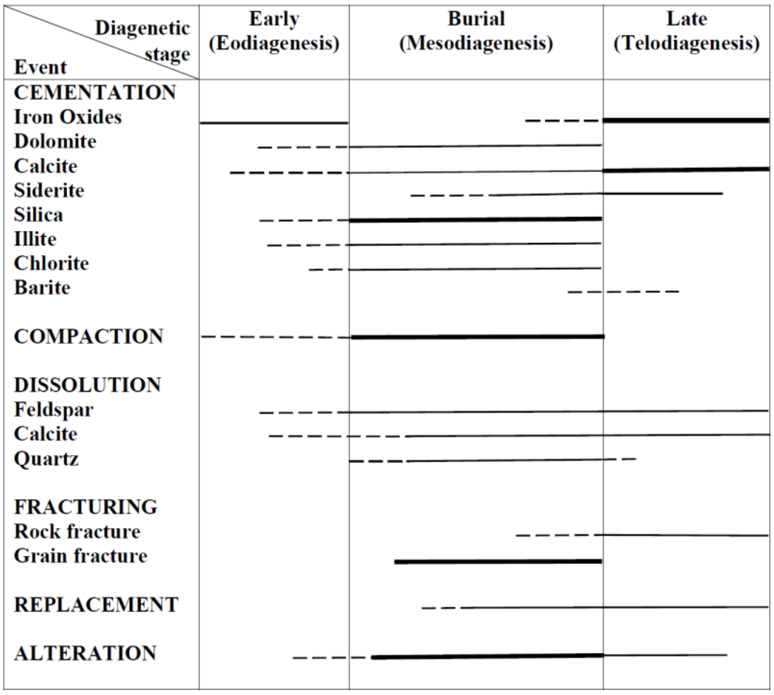
بر مبنای مطالعات انجام شده و نتایج حاصل، شناسایی رخدادهای مختلف دیاژنتیکی (مباحث قبل)، سه مرحله دیاژنز برای ماسه سنگ‌های سازند داهو معرفی می‌گردد (شکل ۱۱). رخدادها ممکن است در مراحل مختلف دیاژنتیکی تأثیرات متفاوتی را داشته باشند، در صورتی‌که برخی از آنها منحصراً در مرحله خاصی از دیاژنز اتفاق افتاده‌اند.

دیاژنز اولیه (Eodiagenesis)

دیاژنز اولیه از نهایی تری زمان رسوب‌گذاری شروع شده و تا شروع تدفین رسوبات ادامه دارد. در این زمان به طور شیمیایی تحت تأثیر آب‌های محبوس شده در رسوبات و یا دیگر سیالات احتمالی قرار می‌گیرد (Schmidt and McDonald 1979; Salem et al. 2005). بر اساس مطالعات سالم و همکاران (Salem et al. 2005) رخدادهای دیاژنتیکی که در دیاژنز اولیه اتفاق می‌افتد، توسط پارامترهایی مرتبط با ترکیب دانه‌های آواری، نرخ رسوب‌گذاری و احتمالاً ترکیب شیمیایی سیالات موجود، کنترل می‌گردند. در سازند داهو نیز احتمال تأثیر این پارامترها در رخدادهای دیاژنتیکی می‌باشد. از طرفی، به علت اینکه رخدادهای دیاژنز اولیه و انتهایی نزدیک به سطح و در شرایط مشابهی همچون دما و فشار اتفاق افتاده‌اند، بنابراین تمیز دادن رخدادهای این دو مرحله قدری مشکل است. رخدادهای دیاژنتیکی فشردگی، شکستگی، سیمانی شدن (سیلیس، کربنات شامل دولومیت فاقد آهن و کلسیت، اکسید آهن، کانی‌های رسی شامل کلریت و ایلیت)، آلتراسیون و انحلال از جمله آنهایی هستند که در این رسوبات اتفاق افتاده‌اند.

دیاژنز دفنی عمیق (Mesodiagenesis)

دیاژنز دفنی عمیق، مهم‌ترین و طولانی‌ترین مرحله دیاژنتیکی است، و بیشترین رخدادهای دیاژنتیکی در این مرحله اتفاق افتاده است. بر اساس مطالعات انجام شده بر روی رخساره‌های سازند داهو، رخدادهای اصلی دیاژنتیکی شامل فشردگی، انحلال فشاری، شکستگی، سیمان (سیلیس از نوع رورشدی، کربنات از نوع دولومیت آهن‌دار، کلسیت و سیدریت، رسی از نوع کلریت و ایلیت)، ایلیت‌زایی، آلتراسیون، جانشینی و انحلال است. دمای بالای تشکیل بسیاری از سیمان‌ها و دیگر رخدادهای دیاژنتیکی دلالت بر تأثیر دیاژنز دفنی عمیق بر این رسوبات می‌باشد.



شکل ۱۱- توالی دیاژنتیکی ماسه سنگ‌های سری داهو در برش گزینو؛ (خطوط پر رنگ رخدادهای اصلی، خطوط کم رنگ رخدادهای فرعی و خطوط نقطه چین رخدادهای احتمالی را نشان می‌دهد.)

دیاژنز انتهایی (Telodiagenesis)

سازند داهو نیز در طول زمان زمین شناسی تحت تأثیر حرکات تکتونیکی همچون خشکی زایی کامبرین میانی – انتهایی قرار گرفته است، که این حرکات می‌توانند در شکل‌گیری مرحله دیاژنز انتهایی نقش داشته باشند. ایجاد درزه‌ها و ترک‌ها و پر شدن آنها با سیمان‌های مختلف همانند اکسید آهن، کلسیت، سیدریت و باریت، دگرسانی و جانشینی و انحلال از رخدادهای دیاژنتیکی شناسایی شده در رسوبات ماسه سنگی سازند داهو است که مؤید وقوع پدیده دیاژنز انتهایی می‌باشند.

نتیجه‌گیری

۱- رخساره های ماسه سنگی سازند داهو، بر اساس مطالعات پتروگرافی انجام شده، به طور عمده شامل کواتزآرنایت، ساب آکورز، ساب لیتارنایت، فلدسپاتیک لیتارنایت و لیتارنایت می‌باشد.

۲- ماسه سنگ‌های سازند داهو منشأ کراتون داخلی، قاره‌های ناپایدار و منشأ مجدد دارند.

۳- نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی و مطالعات پتروگرافی ماسه سنگ‌های سازند داهو به تشخیص رخدادهای دیاژنتیکی فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، سیمانی شدن، شکستگی، دگرسانی، انحلال و جانشینی منجر گردیده است.

٤- بر مبنای رخدادهای دیاژنتیکی مؤثر بر رخساره‌های ماسه سنگی سازند داهو، مراحل دیاژنتیکی حاکم بر این سازند شامل دیاژنز اولیه، دفنی عمیق و انتهایی می‌باشد.

تشکر و قدردانی

در پایان از دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد جهت تأمین بودجه تحقیقاتی و دانشگاه‌های دالهاوزی و سنت مریس کانادا جهت انجام برخی آنالیزهای ژئوشیمیایی به روش ماکروپروب و کاتدو لومینسانس تشکر و قدردانی می‌گردد. نویسندگان نیز

از داوران محترم که با پیشنهادات علمی سبب ارتقاء کیفی مقاله گردیده‌اند، سپاسگزاری می‌نمایند.

منابع

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹، تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی: نشریه انجمن نفت، ش ۸۱، ص ۱۹-۲۸.

پورسلطانی، م.ر.، و ر.، موسوی حرمی، ۱۳۸۹، نقش سیمانی شدن و فشردگی در میزان تخلخل ماسه سنگ‌های ژوراسیک میانی، در کمربند رخنمونی شمال شرق ایران: مجله علوم دانشگاه تهران، ج ۳۶، ش ۱، ص ۳۱-۴۶.

پورسلطانی، م.ر.، ۱۳۹۲، نقش دیاژنز در تشکیل کانی‌های رسی: رسوبات ژوراسیک میانی، شمال شرق ایران: دو فصلنامه رخساره های رسوبی، دانشگاه فردوسی مشهد، ش۲، ص ۱۵۰-۱۶۱.

سایت زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور؛ www.gsi.ir

موسوی حرمی، ر.، ا. محبوبی، ع. خردمند، و ح. زند مقدم، ۱۳۸۷، تفسیر توالی پارازنتیکی نهشته‌های سیلیسی آواری سازند داهو (کامبرین پیشین) در خاور و جنوب خاور زرند کرمان: فصلنامه علوم زمین، ش ۷، ص ۱۲۶-۱۳۹.

وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷٤، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ زرند، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Abdel Wahab, A., 1998, Diagenetic history of Cambrian quartzarenites, Ras Dib–Zeit Bay area, Gulf of Suez, eastern desert, Egypt: Sedimentary Geology, **v.** 121, p. 121-140.

Baron, M., and J. Parnell, 2007, Relationships between stylolites and cementation in sandstone reservoirs: Examples from the North Sea, U.K. and East Greenland: Sedimentary Geology, **v.** 194, p.17-35.

Bennett, P., and D.I. Siegel, 1987, Increased solubility of quartz in waterdue to complexing by organic comounds: Nature, **v.** 326, p. 684-686.

Boles, J.,R., S.G. Franks, 1979, Clay diagenesis in Wilcox sandstone of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 49, p. 55-70.

Boggs, S.J., 1992, Petrology of Sedimentary Rocks: Macmillan Publishing Co., New York.

De Ros, L.F., 1998, Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Silurian-Devonian Fumas Formation of the Paran Basin, southern Brazil: Sedimentary Geology, **v.** 116, p. 99-128.

Dickinson, W.R. L., S. Beard, G.R. Brakenridge, J.,L. Evjavec, R.C. Ferguson, K.F. Inman, R.A. Knepp, F.A. Lindberg, and P.T. Ryberg, 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geological Society of America Bulletin: **v.** 94, p. 222–235.

Dill, H.G., S. Khishigsuren, S. Melcher, J. Bulgamaa, K. Bolorma, R. Bot, and Schwarz- U. Schampera, 2005, Facies-related diagenetic alteration in lacustrine–deltaic red beds of the Paleogene Ergeliin Zoo Formation (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia): Sedimentary Geology: **v.** 181, p. 1-24.

El-ghali, M.A.K., H. Mansurbeg, S. Morad, I. Al-Aasm, and G. Ajdanlisky, 2006, Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: Evidence from the Petrohan Terrigenous Group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria: Sedimentary Geology, **v.** 190, p. 299–321

Eren M., and S. Kadir, 2013, Colour origin of red sandstone beds within the Hüdai Formation (Early Cambrian), Aydıncık (Mersin), southern Turkey: Turkish Journal of Earth Sciences, **v.** 22, p. 563-573.

Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rock, Hemphill Publishing Co., Texas, 182 p.

Fournier, R.O., 1985, The behavior of silica in hydrothermal solution, in Berger, B. R., and Bethke, P.M., (Eds.), Geology and Geochemistry of Epithermal Systems: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology: **v.** 2, p. 45-61.

Gazzi, P., 1966, Learenariedelfly schsopracretaceodell' Appenninomodenese; correlazioni con ilflysch di Monghidoro: Mineralogy Petrography Acta: **v.** 12, p. 69–97.

Goldstein, R.H., and C. Rossi, 2002, Recrystallization in quartz overgrowths: Journal of Sedimentary Research, **v.** 72, p. 432-440.

Mansurbega, H., S. Morada, A. Salemc, R. Marfild, M.A.K. El-ghalie, J.P. Nystuenf, M.A. Cajad, A. Amorosig, D. Garciah, and A. La Iglesia, 2008, Diagenesis and reservoir quality evolution of palaeocene deep-water,marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf: Marine and Petroleum Geology, **v.** 25, p. 514–543

Mcbride, E.F., 1989, Quartz cement in sandstones: A review: Earth–Science Reviews: **v.** 26, p. 69 – 112.

Mcbride, E.F., L.,S. Land, and L.,E. Mack, 1987, Diagenesis, Norphler Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama: AAPG, Bulletin. 71, p. 1019-1034.

Milliken, K.L., 1989, Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Tesax: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 59, p. 361–374.

Molenaar, N., J. Cyziene, and S. Sliaupa, 2007, Quartz cementation mechanisms and porosity variation in Baltic Cambrian sandstones: Sedimentary Geology, **v.** 195, p. 135-159.

Morad, S., and A.A. Aldaham, 1986, Diagenetic alteration of detrital biotite in Protrozoic sedimentary rocks from Sweden: Sedimentary Geology, **v.** 47, p. 95-107.

Nabavi, M.H., 1976, “An Introduction to the Geology of Iran”: Geological Survey of Iran, 109 p.

Pe-Piper, G., L. Dolansky, and D.J.W. Piper, 2005, Sedimentary environment and diagenesis of the Lower Cretaceous Chaswood Formation, southeastern Canada the origin of kaolin-rich mudstones: Sedimentary Geology, **v.** 178, p. 75-97.

Piper, D.J.W., T. Hudert, G. Pe-piper, and A.C. Okwese, 2009, The role of pedogenesis and diagenesis in clay mineral assemblages: Lower Cretaceous fluvial mudrocks, Nova Scotia, Canada: Sedimentary Geology, **v.** 213, p. 51-63.

Poursoltani, M.,R., and M.R. Gibling, 2011,Compasition, porosity and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran: Marine and Petrolume Geology, **v.** 28, p. 1094-1110.

Poursoltani, M.,R., M.R. Gibling, and G. Pe-Piper, 2014, Petrography analyses of Lower Camberian sandstones from central Iran: The Atlantic Geoscience Society (AGS), 40th Colloquium and Annual Meeting, Canada, p. 38-39.

Reed, J.,S., K. A. Eriksson, and M. Kowalewski, 2005, Climatic, depositional and burial controls on

Gould, K., G. Pe -Piper, and D.J.W. Piper, 2010, Relationship of diagenetic chlorite rims to depositional facies in Lower Cretaceous reservoir sandstones of the Scotian Basin: Sedimentology, **v.** 57, p. 587–610.

Huckriede, R. M., Kursten, and H. Venzlaff, 1962, Zur Geologie des Gebiets Zwischen Kerman und Saghand (Iran): Beihefte zum Geologischen Jahrbuch: 197 p.

Hendry, J.P., M. Wilkinson, A.E. Fallick, and N.H. Trewin, 2000, Dissiminated ‘jigsaw-piece’ dolomite in Upper Jurassic shelf sandstones, Central North Sea: an example of cement growth during bioturbation?: Sedimentology, **v.** 47, p. 631-644.

Hartmann, B.H., K. Ramseyer, and A. Matter, 2000, Diagenesis and pore-water evolution in Permian sandstones, Gharif Formation, Sultana of Oman: Journal of Sedimentary Researh, **v.** 70, p. 533-544.

Hillier, S., 1994, Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe, SEM and XRD data, and implications for their origin: Clay Minerals, **v.** 29, p. 665-679.

Karim, A., G. Pe-Piper, and D.J.W. Piper, 2010, Controls on diagenesis of Lower Cretaceous reservoir sandstones in the western Sable Subbasin, offshore Nova Scotia: Sedimentary Geology, **v.** 224, p. 65-83.

Ketzer, J.M., L.F. De Ross, and D. Norberto, 2005, Kaolinitic meniscus bridges as an indicator of early diagenesis in Nubian sandstone, Sinai, Egypt – discussion: Sedimentology, **v.** 52, p. 3213-217.

Kim, Y., and Y.I. Lee, 2003, Diagenesis of shallow marine sandstones, the Lower Ordovician Dongjeom Formation, Korea: response to relative sea-level changes: Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 23, p. 235-245.

Lander, R.H., R.E. Larese, and L.M. Bonell, 2008, Toward more accurate quartz cement models: the importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: AAPG Bulletin, **v.** 92, p. 1537–1563.

Lanson, B., D. Beaufort, G. Berger, A. Bauer, A. Cassagnabère, and A. Meunier, 2002, Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: A review: Clay Mineral, **v.** 37, p. 1–22.

Liu, K.W., 2003, Deep-burial diagenesis of the siliciclastic Ordovician Natal Group, South Africa: Sedimentary Geology, **v.** 154, p. 177-189.

Nogol-Sadat, M.A.A., and M. Almasian, 1993, “Tectonic Map of Iran”, Geological Survey of Iran.

Field, Brazil: implications for oil recovery: Sedimentology, **v.** 26, p. 309 – 325.

Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review: AAPG, **v.** 52, p. 1229–1258.

Tang, Z., J. Parnell, and F.J. Longstaffe, 1997, Diagenesis and reservoir potential of Premian – Triassic fluvial/lacustrine sandstone in the Southern Junggar Basin, Northwestern China: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, **v.** 81, p. 1843 – 1865.

Wahab, A.A., 1998, Diagenetic history of Cambrian quartzarenites, Ras Dib–Zeit Bay area, Gulf of Suez, eastern desert, Egypt: Sedimentary Geology, **v.** 121, p. 121–140.

Wanas, H.A., 2008, Calcite-cemented concretions in shallow marine and fluvial sandstones of the Birket Qarun Formation (Late Eocene), El-Faiyum depression, Egypt: Field, petrographic and geochemical studies: Implications for formation conditions: Sedimentary Geology, **v.** 212, p. 40-48.

Weber, J., and W. Ricken, 2005, Quartz cementation and related sedimentary architecture of the Triassic Solling Formation, Reinhardswald Basin, Germany: Sedimentary Geology, **v.** 175, p. 459 – 477.

Worden, R.H., and S. Morad, 2003, Clay minerals in sandstones: 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, **v.** 34, p. 3-41.

Zhang, B., J. Zhang, S. Yan, Z. Gu, and X. Wang, 2012, Detrital quartz and quartz cement in Upper Triassic reservoir sandstones of the Sichuan basin: Characteristics and mechanisms of formation based on cathodoluminescence and electron backscatter diffraction analysis: Sedimentary Geology, **v.** 267-268, p. 104–114.

diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods: Sedimentary Geology, **v.** 176, p. 225-246.

Ros, L.F.De., S. Morad and I.S. Al-Aasm, 1997, Diagenesis of siliciclastic and volcaniclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397): Sedimentary Geology, **v.** 112, p. 137-156.

Salem, A.,M., J.M. Ketzer, S. Morad, R.R. Rizk, and I.S. Al-Aasm, 2005, Diagenesis and Reservoir-Quality evolution of incied-valley sandstones: Evidence from the Abu Madi Gas Reservoirs (Upper Miocene), The Nile Delta Basin, Egypt: Journal of Sedimentary Research, **v.** 75, p. 572-584.

Sawatzky, C.,C., and G. Pe-Piper, 2013, Detrital quartz sources in the Scotian Basin, eastern Canada, using hot-cathode cathodoluminescence: Availability of coarse-grained sand for reservoirs: AAPG, Bulletin, 9807, p. 1503-1520.

Siebert, R.,M., G.K. Moncure, and R.W. Lanhann, 1984, A theory of framework grain dissolution in sandstones, In: (Eds.), D. A. Mcdonald and R. C. Surdan, Clastic Diagenesis Tulsa. Oklahama. U.S.A.: AAPG, Memoir, **v.** 37, p. 163-176.

Schmid, S., R.H. Worden, and Q.J. Fisher, 2004, Diagenesis and reservoir quality of theSherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland: Marine and Petroleum Geology, **v.** 21, 299-315.

Schmidt, V., and D.A. McDonald, 1979, The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle, P.A., Schluger, P.R. (Eds.), Aspects of Diagenesis: SEPM, Special Publication, **v.** 26, p. 175-207.

Souza, R.,S., and C.M. Assis Silva, 1998, Origin and timing of carbonate cementation of the Namorado Sandstone (Cretaceous), Albacora