

# خاستگاه ماسه‌سنگ‌های سازند دورود بر اساس سنگ‌نگاری و داده‌های ژئوشیمیایی در برش خور، البرز مرکزی

لیلی بسطامی<sup>۱</sup>، میررضا موسوی<sup>۲</sup>، محبوبه حسینی برزی<sup>۲</sup> و بهاء‌الدین حمیدی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۳</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۴</sup>استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۱/۰۷

## چکیده

ماسه‌سنگ‌های سازند دورود (پرمین پیشین) به منظور بررسی خاستگاه، جایگاه زمین‌ساختی، سنگ منشأ و شرایط آب‌وهوای دیرینه در برش خور، واقع در البرز مرکزی مورد مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی قرار گرفته‌اند. سازند دورود با ضخامت ۳۶۰ متر، عمدتاً شامل ماسه‌سنگ‌های ریز و متوسط‌دانه به همراه مقادیر کمتری رسوبات کربناته و گل‌سنگ است. به منظور دست‌یابی به اهداف عنوان شده، ۱۲۵ مقطع نازک مورد مطالعات سنگ‌نگاری قرار گرفتند. آنالیز مدال بر روی ۲۰ عدد از مقاطع نازک انجام شد و ۱۳ نمونه ماسه‌سنگی نیز جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی مورد آنالیز قرار گرفتند. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، ماسه‌سنگ‌های سازند دورود عمدتاً کوارتز آرنایتی هستند و از بلوغ بافتی و کانی‌شناسی بالایی برخوردارند. ترسیم نتایج نقطه‌شماری بر روی دیاگرام‌های  $Q_{99.6}, F_{0.2}, L_{0.2}$  و  $Q_{95.9}, F_{0.2}, L_{3.9}$  نشان‌دهنده اشتقاق ماسه‌سنگ‌های سازند دورود از بخش‌های داخل کراتون است. همچنین نمودارهای ژئوشیمیایی مبتنی بر عناصر اصلی و فرعی نشان می‌دهند که این ماسه‌سنگ‌ها در جایگاه زمین‌ساختی حاشیه غیرفعال قاره‌ای نهشته شده‌اند. بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، ماسه‌سنگ‌های سازند دورود حاصل فرسایش سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا بالا، آذرین اسیدی و ماسه‌سنگ‌های قدیمی هستند. بلوغ کانی‌شناسی بالا، مقدار بالای اندیس شیمیایی هوازدگی (CIW) و اندیس شیمیایی آلتراسیون (CIA) و نیز دیاگرام  $(\% SiO_2)$  در برابر  $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$  بیانگر هوازدگی متوسط تا شدید در شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب هستند. جایگاه زمین‌ساختی حاشیه غیرفعال قاره‌ای و آب‌وهوای گرم و مرطوب با موقعیت جغرافیایی دیرینه ایران در پرمین پیشین مطابقت دارد.

**کلیدواژه‌ها:** سازند دورود، سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، جایگاه زمین‌ساختی، سنگ منشأ، برش خور.

\*نویسنده مسئول: لیلی بسطامی

E-mail: l\_bastami@sbu.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

عبور از کریونیر به پرمین با یک دوره گسترش شدید یخچال‌ها همراه بوده و ذوب یخچالی در آسیلین پسین - ساکمارین پیشین (Wopfner, 2001) موجب پیشروی دریای پرمین شده است. بر اثر این پیشروی در حوضه البرز رسوبات مختلط سیلیسی آواری-کربناته سازند دورود نهشته شده‌اند. (Asserto (1963) سازند دورود را در بالای دره جاجرود، در محل دوراهی دورود- شمشک معرفی کرد. بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی گروه‌های فسیلی مختلف سازند دورود از قبیل براکیوپورها، فوزولینیداها (Fantini- Sestini, 1965; Asserto, 1963; Kahler, 1976) و پالینومورف‌ها (هاشمی حسین آبادی، ۱۳۶۹) سن این سازند در برش الگو، پرمین پیشین در نظر گرفته شده است. بررسی خاستگاه ماسه‌سنگ‌ها بر اساس سنگ‌نگاری (Dickinson and Suczek, 1979; Critelli et al., 1995) و ژئوشیمی (Cullers, 1994)، (Perri et al., 2015; Lee et al., 2015; 2000 and 2002) مرسوم است. البته تفکیک محیط زمین‌ساختی بر اساس عناصر اصلی در سال‌های اخیر با انتقاداتی همراه بوده است (Armstrong-Altrin and Verma, 2005; Verma and Armstrong-Altrin, 2013) (Armstrong-Altrin, 2015). بر خلاف عناصر اصلی، برخی از عناصر فرعی و تمام عناصر نادر خاکی (REE) طی فرایندهای رسوب‌گذاری، دیاژنز و متامورفیک غیرمتحرک هستند و ارتباط نزدیکی با مطالعات خاستگاه و تعیین محیط زمین‌ساختی دارند. بنابراین مطالعات خاستگاه بر اساس عناصر فرعی نسبت به عناصر اصلی نتایج قابل اعتمادتری را در بردارد (e.g. McLennan et al., 1993; Cullers, 2000; Augustsson and Bahlburg, 2008). در این تحقیق ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش خور در البرز مرکزی مورد مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمی قرار گرفته‌اند. نتایج این مطالعه می‌تواند در بازسازی جغرافیایی دیرینه پرمین پیشین حوضه البرز مفید و قابل استفاده باشد.

## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

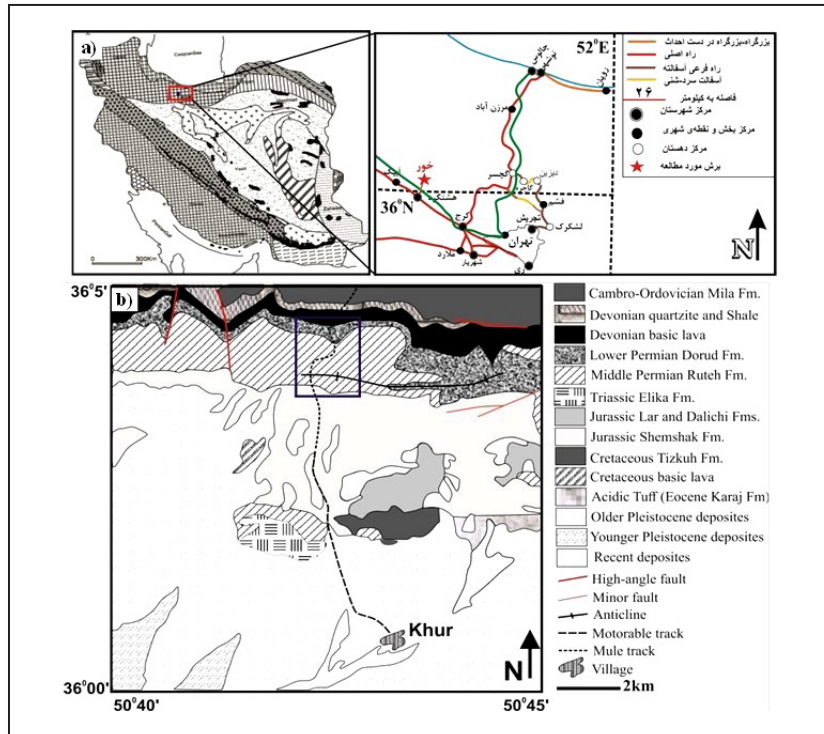
رشته‌کوه البرز در یک راستای عمومی خاوری- باختری، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (آقنابتی، ۱۳۸۹). برخورد صفحه ایران در جنوب و اوراسیا در شمال طی تریاس پسین، باعث بسته شدن پالتوتیس و تشکیل رشته کوه البرز شده است (Stocklin, 1968, 1974 and 1977; Berberian and King, 1981; Allen et al., 2003). برش خور در دامنه جنوبی البرز مرکزی در مختصات جغرافیایی  $36^{\circ} 04' 08''$  عرض شمالی و  $54^{\circ} 54' 08''$  طول خاوری، در ۷۲ کیلومتری باختر تهران و ۴ کیلومتری شمال شهرک خور واقع شده است. موقعیت این برش در جنوب باختر نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران قابل مشاهده است (شکل ۱). مرز پایین سازند دورود در این برش با ولکانیک‌های تیره دونین و مرز بالایی آن با رسوبات سازند روته است. سازند دورود در این برش حدود ۳۶۰ متر ضخامت دارد که ۷۶/۴ درصد از ضخامت سازند را ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایتی و در برخی بخش‌ها ماسه‌سنگ‌های سیلتی، ۲۱/۸ درصد از ضخامت سازند را سنگ‌های کربناته و ۱/۸ درصد از ضخامت سازند را گل‌سنگ‌ها تشکیل می‌دهند (شکل ۲).

## ۳- روش مطالعه

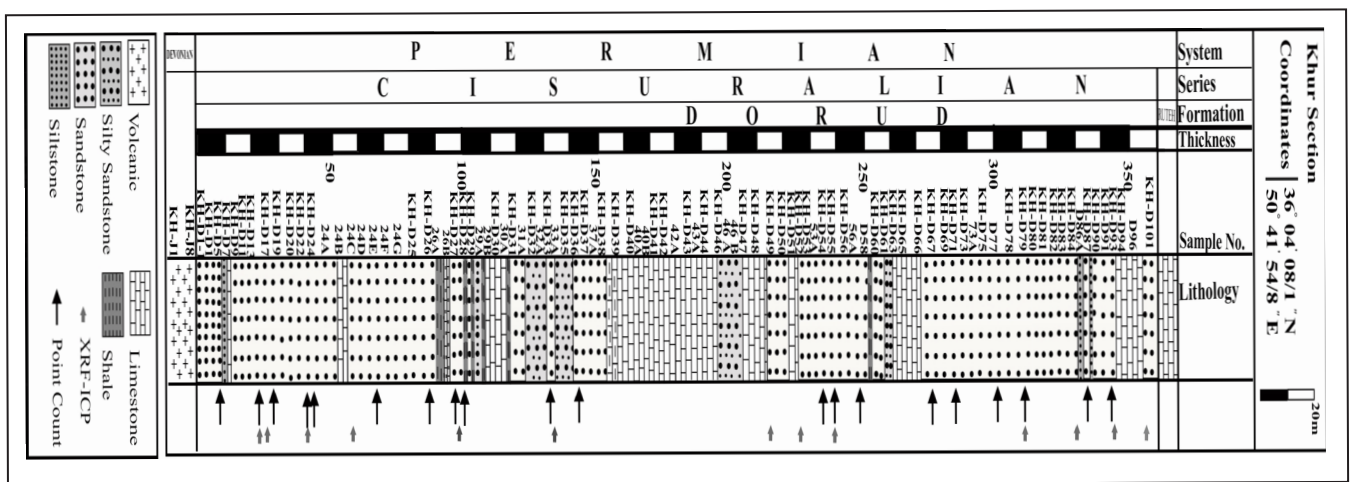
در این تحقیق ۱۲۵ مقطع نازک میکروسکوپی از سازند دورود با ضخامت ۳۶۰ متر مورد مطالعات سنگ‌نگاری قرار گرفته است. ۲۰ نمونه ماسه‌سنگی عمدتاً متوسط‌دانه و خوب جور شده به روش (Gazzi (1966) و (Dickinson (1970) نقطه‌شماری شده‌اند. به طور متوسط ۴۲۱ دانه در هر مقطع شمارش شده‌اند. در مرحله نقطه‌شماری طبق نظر (McBride (1985) تأثیرات دیاژنز از قبیل انحلال، جان‌شینی و آلتراسیون فلدسپارها بر ترکیب سنگ‌ها در نظر گرفته شده است. از نمودار سنگ‌شناختی Folk (1980) جهت تعیین دقیق ترکیب سنگ‌شناختی استفاده شده است. گردش‌دگی

توسط دستگاه پلاسما ی القایی جفتی طیف سنج جرمی (ICP-MS) با حد شناسایی کمتر از ۰/۰۱ پی‌پی‌بی و نیز دقت اندازه‌گیری تا ۵ درصد در عناصر فرعی و تا ۱۰ درصد در عناصر نادر خاکی و نیز دستگاه فلورسانس پرتو ایکس (XRF) با دقت اندازه‌گیری بهتر از ۰/۵ تا ۲ درصد و حد شناسایی از ۰/۱ تا ۳ پی‌پی‌ام مورد آنالیز قرار گرفتند. LOI با حرارت دادن نمونه‌ها تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است.

دانه‌ها از طریق مقایسه با تصاویر ارائه شده توسط Pettijohn et al. (1987) تعیین شد و در بررسی بلوغ بافتی ماسه‌سنگ‌ها مراحل سه‌گانه ارائه شده توسط Folk (1980) در نظر گرفته شده است. برای تعیین مقدار عناصر اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی ۱۳ نمونه ماسه‌سنگ ریزدانه در آزمایشگاه دانشگاه شهید بهشتی پودر شدند و در مرکز علوم زمین دانشگاه جورج- آگوست گوتینگن در کشور آلمان،



شکل ۱- (a) موقعیت برش مورد مطالعه بر روی نقشه ایران و راه‌های دسترسی به برش خور؛ (b) موقعیت برش خور بر روی نقشه یک صدهزارم شکران (اقتباس با تغییراتی از: Annells et al., 1977).



شکل ۲- ستون سنگ‌شناسی سازند دورود در برش خور.

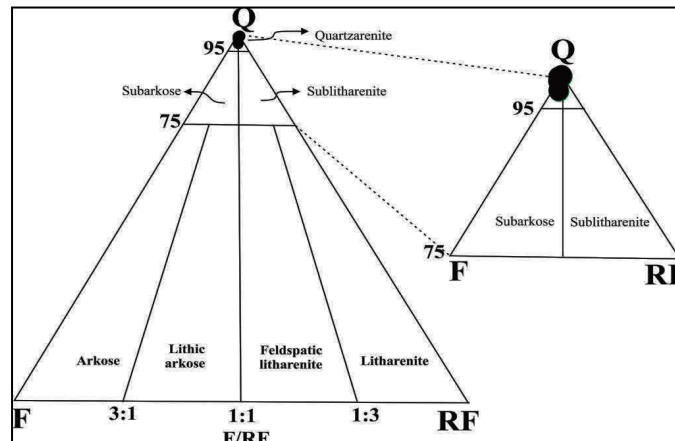
#### ۴- سنگ‌نگاری ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش مورد مطالعه

می‌دهند. کانی‌های متفرقه نظیر زیرکن، تورمالین و به مقدار بسیار کمتر گلوکونیت، مسکوویت و بیوتیت ۰/۵۵ درصد از کل دانه‌های ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در این برش را به خود اختصاص داده‌اند. نتایج نقطه‌شماری و ترسیم داده‌ها بر روی نمودار Folk (1980) نشان‌دهنده این است که ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش خور از نوع کوارتزآرنایت هستند (شکل ۳). انواع دانه‌های شمارش شده و نتایج نقطه‌شماری در جداول ۱ و ۲ مشاهده می‌شود. ماسه‌سنگ‌های قاعده این برش عمدتاً بسیار ریز تا ریزدانه هستند که به سمت بالای برش به ماسه‌سنگ‌های ریز تا متوسط دانه

در برش خور ۹۸/۸ درصد از ماسه‌سنگ‌ها را دانه‌های کوارتز تشکیل می‌دهند. کوارتزهای مونو کریستالین با خاموشی مستقیم ۷۶/۰۵ درصد، کوارتزهای مونو کریستالین با خاموشی موجی ۱۸/۴۲ درصد و کوارتزهای پلی کریستالین ۴/۳ درصد از کل دانه‌ها را تشکیل می‌دهند. کوارتزهای پلی کریستالین دارای مرزهای صاف تا کمی منحنی و مضرسی هستند. فلدسپارها که از نوع فلدسپار پتاسیم هستند، حدود ۰/۲ درصد از کل دانه‌ها و خرده‌های سنگی که عمدتاً شامل چرت‌های گرد شده و خرده‌سنگ‌های کربناته هستند نیز ۰/۴۸ درصد از کل دانه‌ها را تشکیل

ماسه سنگ ها انواع سطوح تماس نقطه ای، طولی، محدب- مقعر و مضرسی در مرز دانه ها مشاهده می شود و این اظهار نظر در مورد گردشگی دانه ها را مشکل می کند. با توجه به ویژگی های بافتی ذکر شده، ماسه سنگ های سازند دورود در این برش از نظر بافتی بالغ (Mature) تا بسیار بالغ (Supermature) هستند. نسبت بالای  $(Q+Cht)/(F+RF)$  (۲۲۵/۰۲) نشان دهنده بلوغ کانی شناسی بالای ماسه سنگ های سازند دورود در این برش است (Tucker, 2001).

تبدیل می شوند. این ماسه سنگ ها اغلب فاقد ماتریکس هستند و جورشده گی خوب تا بسیار خوب دارند. از بین نمونه های مطالعه شده تنها در یک نمونه بافت گری وکی مشاهده شد که در آن دانه های کوارتز گرد شده در زمینه ای از ماتریکس کربناته و سیلیسی- آواری و نیز کلریت های اتوژنیک پراکنده شده اند. علاوه بر آن در موارد معدودی سودومتریکس های حاصل از تغییر شکل خرده های سنگی شکل پذیر به صورت پراکنده در نمونه ها مشاهده می شوند. با توجه به تأثیر تراکم در این



شکل ۳- داده های سازند دورود در نمودار مثلثی Folk (1980) در محدوده کوارتز آرنایتی قرار می گیرند.

جدول ۱- انواع متغیرهای شمارش شده و علائم اختصاری مربوط به آنها.

Qm non	کوارتز مونو کریستالین با خاموشی مستقیم		
Qm un	کوارتز مونو کریستالین با خاموشی موجی		
Qm	کوارتز مونو کریستالین (Qm non + Qm un)		
Qpq	کوارتز پلی کریستالین		
Qpq2-3	کوارتز پلی کریستالین با ۲ تا ۳ واحد در هر دانه		
Qpq>3	کوارتز پلی کریستالین با > ۳ واحد در هر دانه		
Cht	چرت		
Qp	کوارتز پلی کریستالین (Qpq + Ch)		
Qt	کل دانه های کوارتز (Qm + Qp)		
Q	کل دانه های کوارتز (Qm + Qpq) که در طبقه بندی Folk (1980) استفاده شده است.		
Kf	فلدسپار پتاسیم		
F	کل دانه های فلدسپار (P + K)		
P	فلدسپار پلاژیو کلاز		
Lv	خرده سنگ های ولکانیکی		
Ls	خرده سنگ های رسوبی		
Lsm	خرده سنگ های متارسوبی		
L	کل خرده های سنگی ناپایدار (Lv + Ls + Lsm)		
Lt	کل خرده های سنگی (L + Qp)		
RF	کل خرده های سنگی ناپایدار (Lv + Ls + Lsm) و چرت (Cht) که در طبقه بندی Folk (1980) استفاده شده است.		
C.Cem	Acc	کانی های متفرقه	سیمان کربناته
S.Cem	Mat	ماتریکس	سیمان سیلیسی
Fe.Cem			سیمان اکسید آهن
TC			کل سیمان

Sample No	Qm non	Qm un	Qpq 2-3	Qpq>3	Kf	P	Chf	Ls	Lsm	Lv	C.Cem	Fe.Cem	Si.Cem	Mat	Acc	Sum	%Matrix	Qm	Qpq	Q	Qp	Qt	F	L	Lt	RF	TC
KHD6	280	26	6	3	3	0	0	0	0	0	55	0	5	3	0	381	0.79	306	9	315	9	315	3	0	9	0	60
KHD14	337	18	17	1	0	0	5	3	0	0	0	0	0	5	1	387	1.29	355	18	373	23	378	0	3	26	8	0
KHD18A	354	45	4	0	0	0	1	0	0	0	9	42	10	1	0	466	0.21	399	4	403	5	404	0	0	5	1	61
KHD23	282	22	10	1	0	0	1	2	0	0	0	0	36	8	0	362	2.21	304	11	315	12	316	0	2	14	3	36
KHD24	221	61	1	5	0	0	0	0	0	0	0	18	46	2	1	355	0.56	282	6	288	6	288	0	0	6	0	64
KHD24E	210	72	18	8	0	0	0	1	0	0	84	8	29	0	0	430	0	282	26	308	26	308	0	1	27	1	121
KHD26	279	63	3	8	0	0	0	2	0	0	0	48	12	37	2	454	8.15	342	11	353	11	353	0	2	13	2	60
KHD27	251	74	15	8	0	0	0	1	0	0	0	1	10	15	0	375	4	325	23	348	23	348	0	1	24	1	11
KHD28	234	60	5	6	0	0	0	1	0	0	0	0	74	13	23	416	3.13	294	11	305	11	305	0	1	12	1	74
KHD33	220	62	10	3	6	0	1	0	0	0	197	8	7	0	3	517	0	282	13	295	14	296	6	0	14	1	212
KHD36	249	42	3	4	0	0	1	0	0	0	46	0	33	101	2	481	21	291	7	298	8	299	0	0	8	1	79
KHD54	331	72	44	8	0	0	2	2	0	0	0	0	4	0	0	463	0	403	52	455	54	457	0	2	56	4	4
KHD55	204	110	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	198	0	2	518	0	314	4	318	4	318	0	0	4	0	198
KHD57	336	54	2	1	1	0	0	0	0	0	6	113	12	0	2	658	0	390	3	393	3	393	1	0	3	0	131
KHD67	209	94	6	0	0	0	0	0	0	0	115	1	0	0	2	427	0	303	6	309	6	309	0	0	6	0	116
KHD71	222	61	24	3	1	0	0	0	2	0	0	0	51	4	0	368	1.09	283	27	310	27	310	1	2	29	2	51
KHD77	205	112	13	5	0	0	0	0	0	0	0	0	150	0	0	485	0	317	18	335	18	335	0	0	18	0	150
KHD79	279	87	6	2	0	0	2	2	0	0	0	0	51	0	1	430	0	366	8	374	10	376	0	2	12	4	51
KHD87	337	101	18	4	2	0	3	0	0	0	0	0	14	2	0	481	0.42	438	22	460	23	463	2	0	23	3	14
KHD92	338	67	12	13	1	0	1	1	0	0	0	0	23	0	0	456	0	405	25	430	26	431	1	1	27	2	23

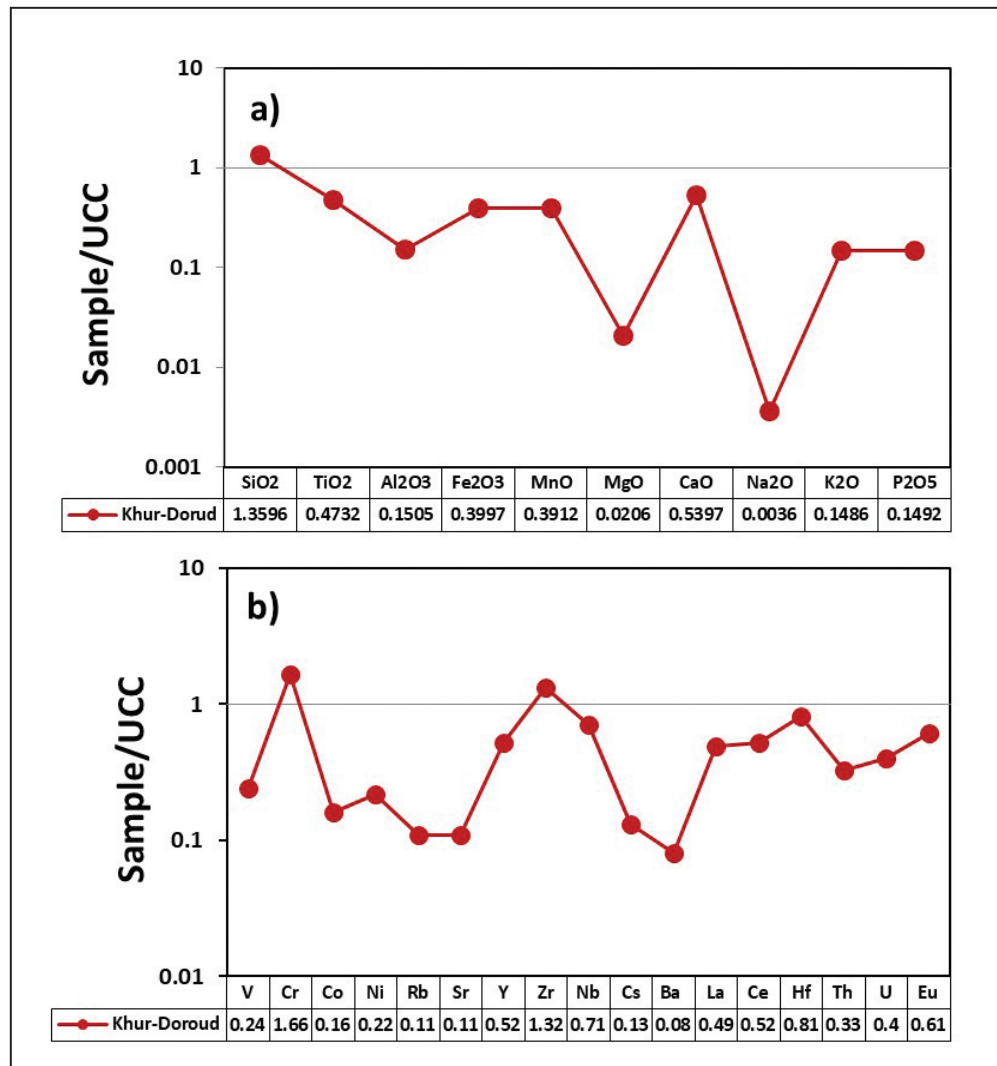
جدول ۲- نتایج تقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش خور.

## ۵- توزیع عناصر اصلی و فرعی

این عناصر در پوسته قاره‌ای بالایی است. مقادیر بالای عناصر Zr و Hf می‌تواند به دلیل جابه‌جایی مجدد در رسوبات باشد. وجود سنگ منشأ آذرین فلسیک نیز می‌تواند در افزایش Zr و Hf مؤثر باشد. چرا که عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE: High Field Strength Elements) از قبیل Nb، Hf، Zr و Y طی تبلور در سیال متمرکز می‌شوند. بنابراین فراوانی آنها در سنگ‌های فلسیک بیشتر از سنگ‌های مافیک است (Bauluz et al., 2000). میانگین HFSE در سازند دورود ۲۷۵ پی‌پی‌ام و از میانگین مقدار آن در بخش بالایی پوسته قاره‌ای (۲۳۷/۵ پی‌پی‌ام) نیز بیشتر است که این نسبت بالا می‌تواند به دلیل منشأ آذرین فلسیک باشد.

همچنین در ماسه‌سنگ‌های سازند دورود عناصر لیتوفیل درشت‌یون (LILE: Large Ion lithophile Elements) از قبیل U، Cs، Ba، Sr، Rb و Th نسبت به بخش‌های بالایی پوسته قاره‌ای کاهش نشان می‌دهند. عناصری از قبیل Sr و Ba اغلب به‌صورت کاتیون در ساختار فیلسیلیکات‌ها حضور دارند (Caracciolo et al., 2009). بنابراین کاهش این عناصر در ماسه‌سنگ‌های سازند دورود می‌تواند مربوط به فراوانی بسیار کم ماتریکس و کانی‌های فیلسیلیکاته باشد. همچنین در سازند دورود عناصر نادر خاکی سبک (LREE: Light Rare Earth Elements) شامل Sm، Nd، Ce، La و Eu نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE: Heavy Rare Earth Elements) شامل Tb، Lu و Yb از فراوانی بیشتری برخوردارند.

پیش از بررسی نتایج ژئوشیمی روی نمودارها و تفسیر آنها به بررسی کلی توزیع عناصر اصلی و برخی از عناصر فرعی در سازند دورود پرداخته می‌شود. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در جدول ۳ ارائه شده است. در شکل ۴ میانگین مقدار اکسیدهای اصلی و برخی از عناصر فرعی با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC; Upper Continental Crust) مقایسه شده‌اند. در بین اکسیدهای عناصر اصلی تنها  $\text{SiO}_2$  در نمونه‌های سازند دورود از میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای بالاتر است. طبق شواهد سنگ‌نگاری مقدار بالای  $\text{SiO}_2$  مربوط به مقدار بالای کوارتز است.  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  بالاتر از ۵ تا ۶ نشان‌دهنده بلوغ بالای رسوب است (Roser et al., 1996). نسبت  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  در برش خور بین ۸/۳۶ تا ۸۵/۱۷ (میانگین ۵۵/۰۸) و حاکی از رسیدگی کانی‌شناسی بسیار بالاست. تهی‌شدگی شدید نسبت به  $\text{Na}_2\text{O}$  در سازند دورود مشخص است. نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  در ماسه‌سنگ‌های سازند دورود ۳۵ است. این نسبت در بخش‌های بالایی پوسته قاره‌ای ۰/۸۷ است. پایداری کم پلاژیوکلزهای سدیم‌دار طی هوازدگی فیزیکی و شیمیایی (Folk, 1980)، عدم وجود پلاژیوکلز در منشأ (Rashid, 2002) و حضور دیگر کانی‌های پتاسیم‌دار مانند میکا (مسکوویت، بیوتیت) و ایلیت که سبب افزایش نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  می‌شوند (Osae et al., 2006)، از دلایل کاهش شدید  $\text{Na}_2\text{O}$  و افزایش  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  در سازند دورود هستند. افزایش مقدار  $\text{CaO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  می‌تواند به حضور سیمان‌های دیاژنزی کلسیتی و هماتیتی مربوط باشد. مقدار زیرکیم (Zr) و هافنیوم (Hf) در برش خور به ترتیب ۱/۳۲ و ۰/۸۱ برابر مقدار



شکل ۴- (a) نتایج بهنجارسازی میانگین عناصر اصلی نمونه‌های سازند دورود نسبت به میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی؛ (b) نتایج بهنجارسازی میانگین عناصر فرعی نمونه‌ها نسبت به میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC; Taylor and McLennan, 1985).

جدول ۳- نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند دورود در برش خور- جدول بالا داده‌های مربوط به آنالیز XRF و جدول پایین داده‌های مربوط به آنالیز ICP-MS هستند. مقدار اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد (%) و مقدار عناصر فرعی بر حسب (ppm) است.

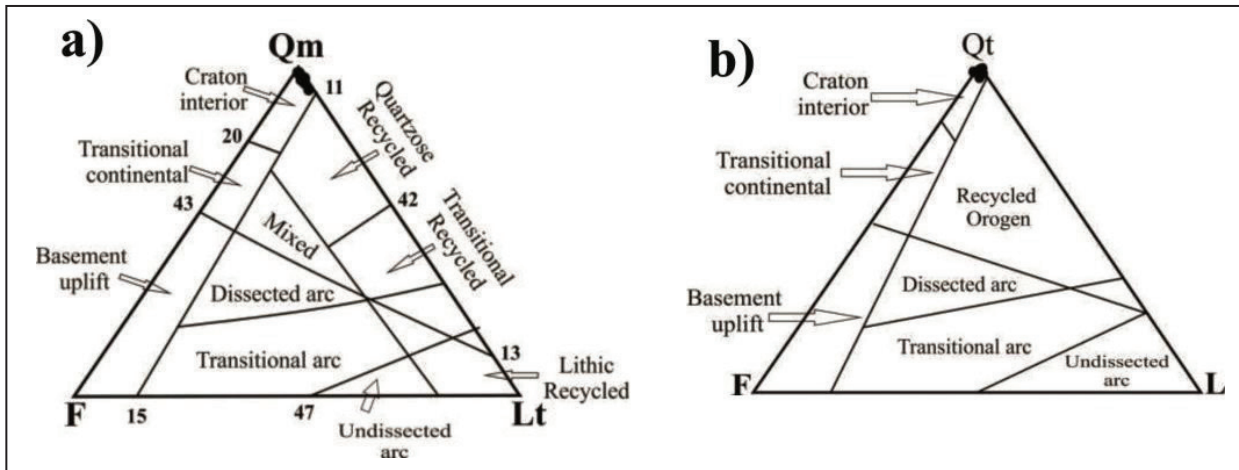
sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI	SLIM	Ba	Co	Cr	Ga	Hf	Nb	Ni	Rb	S	Sm	Sr	V	Y	Zr
KHD14	95.7	0.13	2.05	0.01	0.01	0.13	0.01	0.47	0.05	0.49	0.71	99.79	21	2	11	3	2.5	4	4	12	29	3.4	9	16	7	120
KHD17	94.8	0.19	2.29	0.01	0.01	0.14	0.01	0.55	0.05	0.75	0.77	99.58	30	1	151	4	4.6	6	7	15	47	3.9	13	21	9	224
KHD23	86.8	0.16	1.55	0.08	0.01	4.16	0.01	0.31	0.03	2.52	4.18	99.77	37	4	100	2	3.8	6	7	9	63	3	20	18	13	204
KHD24C	53.9	0.03	1.08	0.11	0.27	20.6	0.01	0.19	0.03	5.41	18.11	99.73	69	6	148	1	1.5	4	13	5	169	2.5	54	52	8	68
KHD27A	96.3	0.16	1.46	0.01	0.01	0.08	0.01	0.28	0.06	0.7	0.51	99.56	22	2	235	2	3.1	6	5	9	41	5.8	19	15	15	218
KHD33A	77.6	0.76	9.29	0.01	0.18	0.16	0.06	2.35	0.02	6.01	3.27	99.74	129	5	47	14	9.4	26	14	60	61	4.3	39	63	22	442
KHD49	96.5	0.07	1.23	0.01	0.01	0.42	0.01	0.24	0.02	0.55	0.66	99.74	15	2	9	2	1	3	3	6	35	3.1	13	12	6	68
KHD52	96.5	0.12	1.16	0.02	0.01	0.36	0.01	0.21	0.03	0.41	0.66	99.52	24	1	73	2	4	6	5	5	112	4.2	15	12	16	214
KHD55	96.2	0.07	1.13	0.04	0.01	0.29	0.01	0.19	0.02	1.08	0.59	99.68	53	1	11	2	1.5	3	5	5	103	2.8	13	16	6	79
KHD79	95.9	0.13	1.74	0.01	0.01	0.31	0.01	0.37	0.02	0.33	0.84	99.66	24	1	111	2	4	6	5	8	241	3	15	13	11	223
KHD86	90.3	0.23	1.81	0.04	0.04	2.38	0.01	0.39	0.02	1.64	2.77	99.58	45	3	294	2	5.9	10	11	9	171	4.1	31	21	15	285
KHD93	91	0.64	3.57	0.01	0.01	0.05	0.01	0.73	0.03	2.07	1.13	99.26	28	5	264	6	19	28	35	16	52	9.8	30	34	46	1056
KHD98	93	0.38	1.32	0.01	0.01	0.36	0.01	0.27	0.02	1.37	1.42	98.12	13700	2	377	0	1	2	14	6	3488	1	246	40	5	53

Sample	Sc	Cu	Zn	Y	Mo	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U
KHD14	1.57	5.54	4.16	5.36	0.21	0.97	0.39	0.38	13.85	30.08	3.58	13.17	1.94	0.38	1.72	0.23	1.23	0.22	0.53	0.08	0.52	0.07	1.53	2.58	0.52
KHD17	1.41	5.97	4.96	6.55	2.16	0.83	0.57	0.47	14.26	30.64	3.47	12.75	2.24	0.43	1.84	0.24	1.38	0.26	0.67	0.10	0.68	0.10	1.97	3.58	0.67
KHD23	1.45	7.73	8.73	10.50	1.68	0.63	0.38	0.32	14.07	31.25	3.33	12.52	2.71	0.69	2.52	0.39	2.15	0.40	1.07	0.14	0.95	0.13	2.17	2.82	0.79
KHD24C	2.24	26.29	16.00	9.16	6.79	0.54	1.42	0.28	8.95	19.78	2.37	9.33	2.12	0.47	1.73	0.31	1.74	0.32	0.80	0.10	0.62	0.08	4.27	1.73	1.49
KHD27A	1.53	7.28	4.74	10.86	0.36	0.77	0.49	0.37	17.81	44.62	5.15	22.04	5.09	1.10	3.59	0.41	2.13	0.45	1.12	0.16	1.04	0.14	1.23	3.15	0.49
KHD33A	9.39	16.25	17.45	18.82	1.28	5.22	2.89	4.00	14.17	28.25	3.35	11.91	2.61	0.61	2.92	0.52	3.45	0.71	2.09	0.32	2.23	0.32	6.29	10.24	2.46
KHD49	1.07	3.93	4.45	4.88	0.29	0.62	0.24	0.18	11.87	29.93	3.40	13.92	2.46	0.42	1.44	0.17	0.99	0.19	0.47	0.07	0.47	0.07	0.93	1.91	0.34
KHD52	0.76	3.17	4.60	11.08	0.88	0.62	0.23	0.15	15.12	36.67	4.10	16.21	3.09	0.57	2.92	0.47	2.66	0.47	1.07	0.14	0.85	0.11	2.53	2.53	0.61
KHD55	3.94	5.15	4.10	5.64	0.81	5.84	0.48	0.09	10.38	25.65	2.79	10.83	2.11	0.46	1.70	0.21	1.18	0.22	0.54	0.08	0.51	0.07	1.54	1.99	0.62
KHD79	2.62	3.94	5.60	9.21	1.19	0.59	0.30	0.24	11.13	26.12	2.78	10.39	1.83	0.39	1.70	0.26	1.64	0.33	0.87	0.12	0.77	0.11	3.57	2.25	0.56
KHD86	1.81	5.88	14.65	13.60	5.09	1.30	0.94	0.37	16.16	35.75	4.18	16.34	2.84	0.58	2.58	0.47	2.74	0.52	1.36	0.18	1.17	0.16	1.83	2.75	2.10
KHD93	6.70	44.54	8.69	39.40	4.11	5.24	1.16	0.97	34.01	71.04	7.68	32.31	6.28	1.10	7.22	1.22	7.36	1.40	3.74	0.52	3.47	0.51	2.29	8.38	2.59
KHD98	4.11	33.58	8.54	5.09	4.65	1.15	0.66	0.16	9.59	22.93	2.46	10.10	2.12	-0.22	1.59	0.19	1.08	0.20	0.49	0.07	0.48	0.07	0.70	1.92	0.33

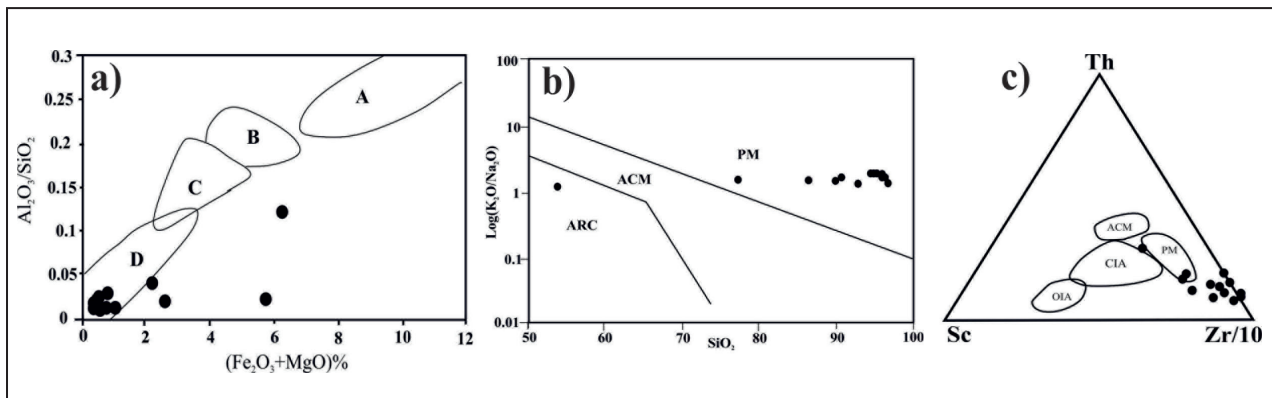
### ۶- خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی

کردن مقدار اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های سازند دورود در دیاگرام Bhatia and Crook (1986) و Bhatia (1983) و Roser and Korsch (1986) زمین‌ساختی حاشیه غیرفعال قاره‌ای (Passive Continental Margin) را برای ماسه‌سنگ‌های سازند دورود نشان می‌دهد (شکل ۶).

در بررسی خاستگاه ماسه‌سنگ‌های سازند دورود با استفاده از داده‌های نقطه‌شماری از دیاگرام‌های Dickinson et al. (1983) استفاده شده است. نتایج نقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌های سازند دورود بر روی نمودارهای QmFLt و QtFL نشان‌دهنده خاستگاه زمین‌ساختی درون کراتونی (Craton Interior) است (شکل ۵). وارد



شکل ۵- ترسیم داده‌های سازند دورود بر روی دیاگرام‌های (a) QmFLt و (b) QtFL (Dickinson et al., 1983).



شکل ۶- تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند دورود با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی. (a) از Bhatia (1983)؛ (b) از Roser and Korsch (1986)؛ (c) از Bhatia and Crook (1986).

A: OIA: Oceanic island arc, B: CIA: Continental island arc, C: ACM: Active continental margin, D: PM: Passive continental margin

نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی ریف درون قاره‌ای است. همچنین Verma and Armstrong-Altrin (2016) توابع تمایزی جدیدی را بر اساس تبدیل لگاریتمی ایزومتریکی عناصر اصلی و ترکیب عناصر اصلی و فرعی، جهت تفکیک حواشی فعال و غیرفعال ارائه داده‌اند. تابع تمایزی حواشی فعال و غیرفعال Verma and Armstrong-Altrin (2016) مبتنی بر اکسیدهای عناصر اصلی و اصلی فرعی در روابط ۱ و ۲ ارائه شده است.

$$1) DF_{(A-P)M} = (3.0005 * ilr1_{TM}) + (-2.8243 * ilr2_{AM}) + (-1.0596 * ilr3_{FM}) + (-0.7056 * ilr4_{MmM}) + (-0.3044 * ilr5_{MgM}) + (0.6277 * ilr6_{CaM}) + (-1.1838 * ilr7_{NaM}) + (1.5915 * ilr8_{KM}) + (0.1526 * ilr9_{PM}) - 5.9948$$

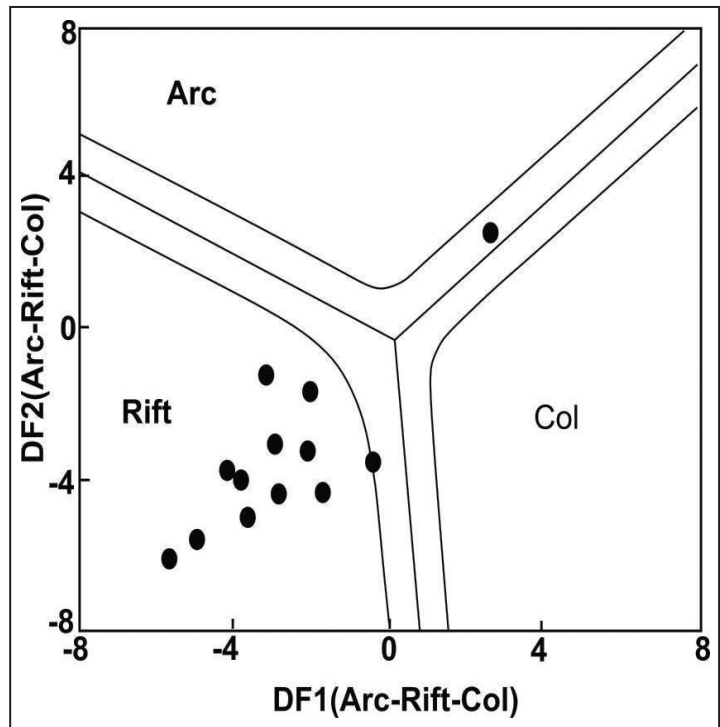
$$2) DF_{(A-P)MT} = (3.2683 * ilr1_{TMT}) + (5.3873 * ilr2_{AMT}) + (1.5546 * ilr3_{FeMT}) + (3.2166 * ilr4_{MmMT}) + (4.7542 * ilr5_{MgMT}) + (2.0390 * ilr6_{CaMT}) + (4.0490 * ilr7_{NaMT}) + (3.1505 * ilr8_{KMT}) + (2.3688 * ilr9_{PMT}) + (2.8354 * ilr10_{CMT}) + (0.9011 * ilr11_{NMT}) + (1.9128 * ilr12_{NMT}) + (2.9094 * ilr13_{VMT}) + (4.1507 * ilr14_{YMT}) + (3.4871 * ilr15_{ZMT}) - 3.2088$$

نمودارهای ارائه شده توسط Roser and Korsch (1986) و Bhatia (1983) و Bhatia and Crook (1986) به فراوانی توسط محققین مختلف در تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی استفاده شده‌اند. اما به اعتقاد برخی از محققین این دیاگرام‌ها به‌طور رضایت‌بخش عمل نمی‌کنند و در تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی مختلف به اندازه کافی کارآمد نیستند (Armstrong-Altrin and Verma, 2005; Von Eynatten and Dunkl, 2012; Verma and Armstrong-Altrin, 2013 and 2016). Verma and Armstrong-Altrin (2013) توابع تمایزی جدیدی را در تفکیک ۳ جایگاه زمین‌ساختی شامل جزایر و کمان‌های قاره‌ای (Island and Continental Arc)، ریف‌های درون قاره‌ای (Continental Rift) و حوضه‌های تصادمی (Collision) برای دو گروه رسوبات با مقدار سیلیس پایین ( $SiO_2 = 35-63\%$ ) و رسوبات با مقدار سیلیس بالا ( $SiO_2 = 63-95\%$ ) ارائه داده‌اند و معتقدند تغییرات شیمیایی حاصل از هوازدگی، حمل و نقل، چرخه مجدد رسوبی و دیاژنز بر روی نتایج نهایی حاصل از این دیاگرام‌ها تأثیر ندارد. قبل از انجام محاسبات ابتدا مقدار عناصر پس از حذف مقدار مواد فرار مجدداً از ۱۰۰ محاسبه و سپس در رابطه مربوط قرار داده شده است. همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، ترسیم داده‌های سازند دورود بر روی دیاگرام

شکل ۷- دیاگرام تابع تمایزی (Verma and Armstrong-Altrin (2013). نمونه‌های سازند دورود عمدتاً در محدوده ریف‌های درون قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

$$DF1_{(Arc-Rift-Col)} = (-263 \cdot \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0.604 \cdot \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.725 \cdot \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.660 \cdot \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (2.191 \cdot \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.144 \cdot \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (0.054 \cdot \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.304 \cdot \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.330 \cdot \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 1.588.$$

$$DF2_{(Arc-Rift-Col)_{m1}} = (-1.196 \cdot \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.064 \cdot \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.303 \cdot \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.436 \cdot \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.838 \cdot \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0.407 \cdot \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.021 \cdot \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.706 \cdot \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.126 \cdot \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 1.068.$$



$$Ppm = \frac{ied2_{sm}}{(ied1_{sm} + ied2_{sm})} \quad (۸)$$

در روابط ۵ و ۶،  $ied1_{sm}$  و  $ied2_{sm}$  برای هر نمونه به ترتیب تابع نمای معکوس فاصله نمونه از مراکز حواشی فعال و غیرفعال در روابط ۷ و ۸، PAM و PPM به ترتیب احتمال تعلق نمونه به حواشی فعال و غیرفعال هستند.

مقدار مراکز محدوده حواشی فعال و غیرفعال در نمودار تابع تمایزی چندبعدی مبتنی بر عناصر اصلی به ترتیب  $CAM = -1.00378$  و  $CPM = 0.84703$  و در نمودار تابع تمایزی مبتنی بر عناصر اصلی - فرعی به ترتیب  $CAMT = -1.37443$  و  $CPMT = 1.10752$  است. محاسبات توابع تمایزی مبتنی بر عناصر اصلی و فرعی - Verma and Armstrong-Altrin (2016) برای ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش خور با استفاده از نرم افزار APDisc انجام شده است که نتیجه محاسبات در جدول ۴ مشاهده می‌شود. ترسیم نمونه‌های سازند دورود بر روی نمودارهای تابع تمایزی نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی حاشیه غیرفعال است (شکل ۸). بنابراین دیاگرام‌های تمایزی (Verma and Armstrong-Altrin (2013 and 2016) نیز جایگاه زمین‌ساختی حواشی غیرفعال را برای ماسه‌سنگ‌های سازند دورود تأیید می‌کنند.

علاوه بر ترسیم داده‌ها بر روی دیاگرام، می‌توان احتمال تعلق هر نمونه به حواشی فعال یا غیرفعال را حساب کرد. برای محاسبه احتمال تعلق نمونه به حواشی فعال و یا غیرفعال، پس از محاسبه مقادیر نهایی تابع تمایزی چندبعدی Verma and Armstrong-Altrin (2016) مقدار مراکز محدوده حواشی فعال و غیرفعال از مقدار نهایی تابع کم می‌شود و با استفاده از محاسباتی که در روابط ۳ تا ۷ آمده است، احتمال تعلق نمونه به حواشی فعال و غیرفعال محاسبه می‌شود.

$$d1_{sm} = DF_{sm} - C_{AM} \quad (۳)$$

$$d2_{sm} = DF_{sm} - C_{PM} \quad (۴)$$

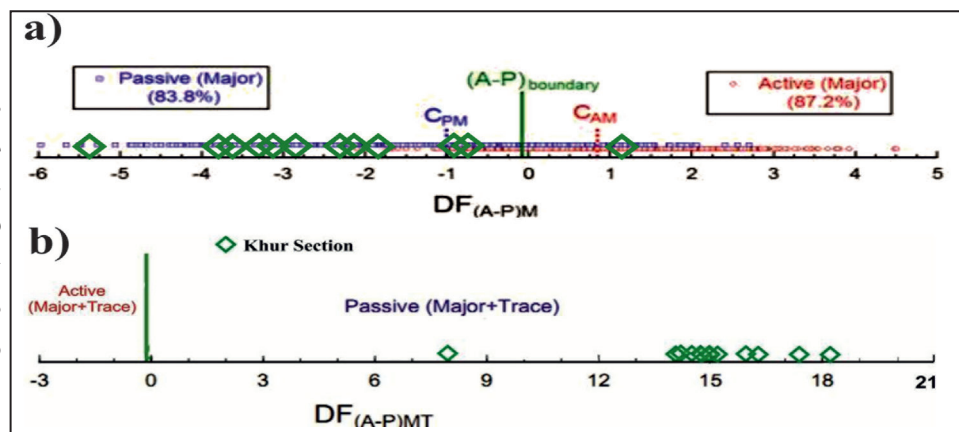
در روابط ۳ و ۴،  $d1_{sm}$  و  $d2_{sm}$  به ترتیب فاصله نمونه از مراکز حواشی فعال و غیرفعال،  $DF_{sm}$  مقدار نهایی تابع تمایزی چندبعدی برای هر نمونه و CPM و CAM به ترتیب مراکز محدوده حواشی فعال و غیرفعال در دیاگرام (Verma and Armstrong-Altrin (2016) هستند.

$$ied1_{sm} = e^{- (d1_{sm} / 2)} \quad (۵)$$

$$ied2_{sm} = e^{- (d2_{sm} / 2)} \quad (۶)$$

$$P_{AM} = \frac{ied1_{sm}}{(ied1_{sm} + ied2_{sm})} \quad (۷)$$

شکل ۸- (a) دیاگرام تابع تمایزی چندبعدی مبتنی بر عناصر اصلی؛ (b) دیاگرام تابع تمایزی چندبعدی مبتنی بر عناصر اصلی - فرعی برای تفکیک حواشی فعال و غیرفعال. نمونه‌های سازند دورود در هر دو نمودار در محدوده حاشیه غیرفعال واقع شده‌اند.





جدول ۴- مقادیر نهایی تابع تمایزی چندبعدی مبتنی بر عناصر اصلی و عناصر اصلی- فرعی (Verma and Armstrong-Altrin, 2016) و احتمال تعلق نمونه به حواشی فعال و غیرفعال در نمونه‌های سازند دورود. P\_ActM, DF\_AP\_Major و P\_PasM به ترتیب مقادیر نهایی تابع تمایزی مبتنی بر عناصر اصلی، احتمال تعلق نمونه به حواشی فعال و احتمال تعلق نمونه به حواشی غیر فعال و DF\_AP\_MT, P\_ActMT و P\_PasMT به ترتیب مقادیر نهایی تابع تمایزی مبتنی بر عناصر اصلی- فرعی، احتمال تعلق نمونه به حواشی فعال و احتمال تعلق نمونه به حواشی غیرفعال هستند.

SAMPL_NO	DF_AP_Major	P_ActM	P_PasM	DF_AP_MT	P_ActMT	P_PasMT
KHD14	-5.675728518	3.16852E-05	0.999968315	14.47709271	1.78382E-16	1
KHD17	-6.299444521	9.98908E-06	0.999990011	14.99768343	4.90014E-17	1
KHD23	-5.861350401	2.24729E-05	0.999977527	18.22712972	1.61883E-20	1
KHD24C	-1.959549192	0.029837658	0.970162342	14.23693628	3.23754E-16	1
KHD27A	-5.7638976	2.69146E-05	0.999973085	14.73906166	9.31057E-17	1
KHD33A	-4.085027407	0.000601462	0.999398538	7.904453886	2.16756E-09	1
KHD49	-5.010863941	0.000108452	0.999891548	15.92716699	4.8789E-18	1
KHD52	-5.842622156	2.32655E-05	0.999976735	14.90634166	6.14703E-17	1
KHD55	-3.097210097	0.003731209	0.996268791	16.29623236	1.95213E-18	1
KHD79	-6.304778286	9.89095E-06	0.999990109	14.07824556	4.80029E-16	1
KHD86	-6.587447233	5.86181E-06	0.999994138	15.16675065	3.22086E-17	1
KHD93	-6.945670559	3.02061E-06	0.999996979	14.75062238	9.04721E-17	1
KHD98	-8.024644451	4.10035E-07	0.99999959	17.40215258	1.25442E-19	1

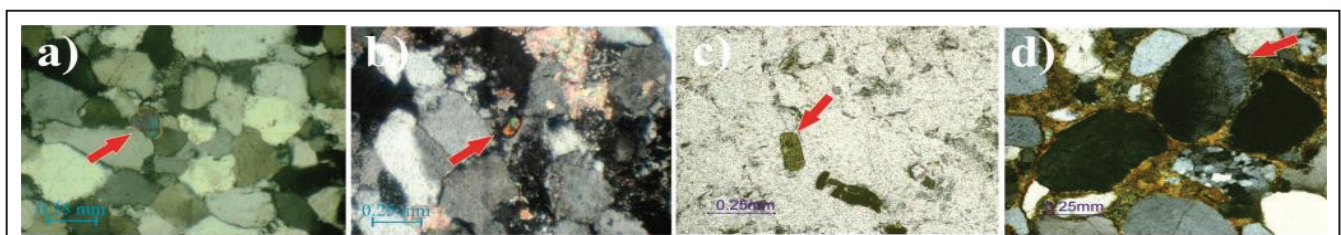
تک بلوری با خاموشی موجی شدید نشانه‌ای از یک سنگ منشأ دگرگونی برای ماسه سنگ‌های سازند دورود است. دانه‌های کوارتز چندبلوری با تعداد بلورهای مختلف و مرزهای بین بلوری منحنی، دندانه‌دار و مضرسی نشان‌دهنده وجود منشأ ترکیبی/مختلط است (Tawfik et al., 2017). دانه‌های کوارتز پلی کریستالین با دو تا پنج بلور و مرزهای بلوری صاف تا کمی منحنی وجود یک منشأ پلوتونیک را پیشنهاد می‌کنند (Blatt et al., 1980).

در حالی که دانه‌های کوارتز با پنج یا تعداد بیشتری دانه‌های کوارتز طولی شده با مرزهای بین بلوری مضرسی نشان‌دهنده یک منشأ متامورفیک هستند (Asiedu et al., 2000). وجود خرده سنگ‌های رسوبی، دانه‌های گرد شده زیرکن و تورمالین نیز دلیلی بر منشأ رسوبی قدیمی برای بخشی از رسوبات سازند دورود هستند. با توجه به مقاومت شیمیایی بالای کانی‌های تورمالین و زیرکن و خود شکل بودن آنها در توده‌های نفوذی، حضور انواع گرد شده آنها در نمونه‌ها حاکی از منشأ رسوبی است (Osae et al., 2006). خرده سنگ‌های رسوبی چرت نیز به دلیل پایداری بالا در چرخه‌های رسوبی باقی می‌مانند (Folk, 1980) (شکل‌های ۹- a تا i). در سازند دورود، دانه‌های کوارتز شکل‌دار دارای فرورفتگی‌های خلیج مانند (شکل ۹- j) با فراوانی بسیار کم مشاهده شده‌اند. وجود کوارتزهای یوهدرال همراه با دیگر کوارتزهای گرد شده و نیمه گرد شده نشان‌دهنده یک منشأ درون حوضه‌ای و از ولکانیک‌های لایه‌های زیرین هستند (Blatt et al., 1980; Folk, 1980; Zhang et al., 2014).

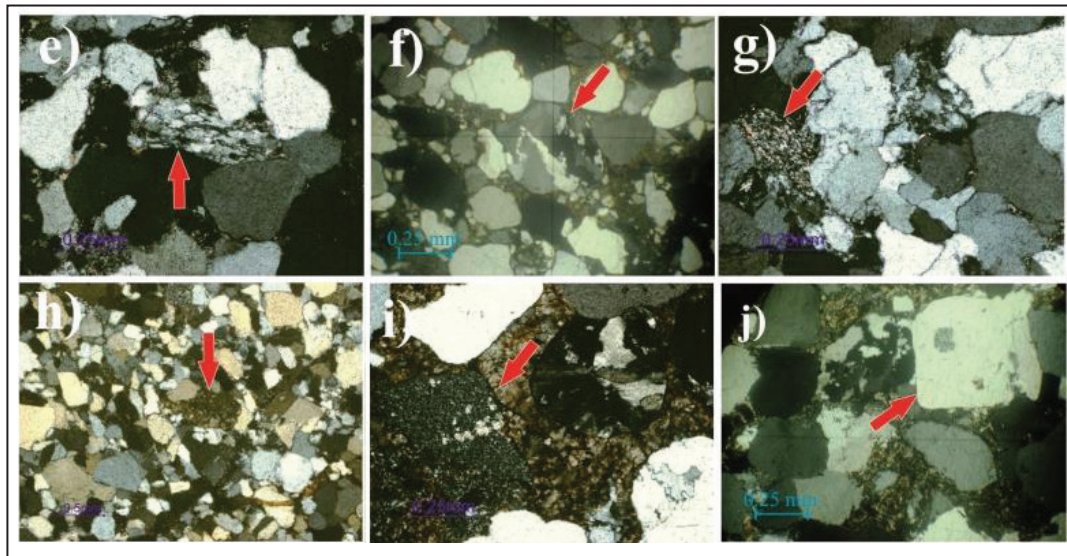
مطالعات توالی‌های پالئوزویک ایران نشان‌دهنده رسوب گذاری در دریاها کم عمق واقع در حواشی غیرفعال، بدون هیچ گونه ماگماتیسم و تغییر شکل قابل توجه هستند (لاسمی، ۱۳۷۹؛ Stocklin, 1968; Berberian and King, 1981; Wendt et al., 2005). با تکامل بستر اقیانوس پالئوتتیس در اواخر دونین میانی، حاشیه ریفتی شمال ایران به یک حاشیه غیرفعال تبدیل می‌شود که این وضعیت تا تریاس پسین ادامه داشته است (رحیمی، ۱۳۸۱). در واقع توالی‌های رسوبی دونین- تریاس پسین شمال ایران مربوط به حواشی غیرفعال پالئوتتیس و مرحله بعد از تشکیل ریفت (Post-rift) هستند (لاسمی، ۱۳۷۹؛ Stampfli et al., 1991). بنابراین تعیین جایگاه زمین‌ساختی حاشیه غیرفعال قاره‌ای برای ماسه سنگ‌های سازند دورود در برش خور با موقعیت جغرافیایی دیرینه ایران در زمان پرمین پیشین مطابقت دارد.

#### ۷- ماهیت سنگ منشأ

با مطالعه ویژگی‌های سنگ‌نگاری ماسه سنگ‌ها از قبیل فراوانی و نوع خاموشی دانه‌های کوارتز (Folk, 1980)، فراوانی و نوع کوارتزهای چندبلوری، انواع میانبراهای دانه‌های کوارتز (Folk, 1980)، اقسام خرده سنگ‌ها (Pettijohn et al., 1987)، انواع فلدسپارها (Pettijohn, 1975) و کانی‌های سنگین (Morton, 1985) می‌توان در مورد سنگ منشأ ماسه سنگ‌های سازند دورود اظهار نظر کرد. غالب بودن فلدسپار پتاسیم نسبت به پلاژیوکلاز همراه با مسکویت و بیوتیت در ماسه سنگ‌های سازند دورود نشان‌دهنده یک منشأ پلوتونیک است (Osae et al., 2006). حضور کوارتز



شکل ۹- (a) دانه تورمالین گرد شده، مقطع شماره A ۲۷، xpl (b) زیرکن گرد شده، مقطع شماره ۸۷، xpl (c) بیوتیت سبز رنگ با پلی کروسیسم شدید، مقطع شماره ۸۱، xpl (d) کوارتز مونو کریستالین با خاموشی موجی، مقطع شماره ۳۱، xpl.

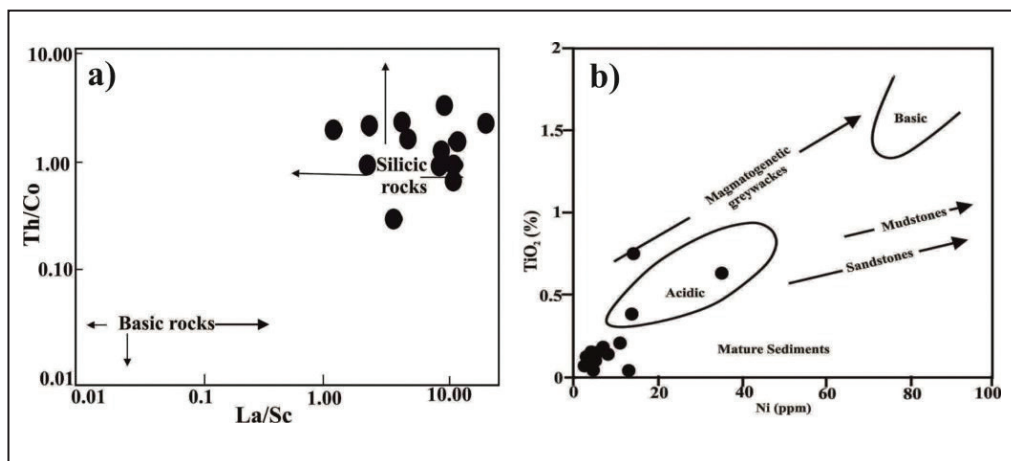


ادامه شکل ۹-۵) کوآرتز دگرگونی کشیده، مقطع شماره ۲۷B، xpl، f) کوآرتز دگرگونی با مرزهای مضرسی، مقطع شماره ۲۴F، xpl، g) خرده سنگ دگرگونی، مقطع شماره ۲۷B، xpl، h) خرده سنگ رسوبی کربناته، مقطع شماره ۲۴، xpl، i) خرده سنگ رسوبی چرت، مقطع شماره ۳۱، xpl، k) کوآرتز ولکانیکی شکل دار، مقطع شماره ۲۴ F.

میانگین مقدار آن در بخش‌های بالایی پوسته قاره‌ای و سنگ‌های فلسیک است (جدول ۵).

مقدار بالای عناصر HFSE و نسبت بالای  $\sum LREE/\sum HREE$  در ماسه سنگ‌های سازند دورود (۳۶/۵۷) نشان‌دهنده سنگ منشأ آذرین فلسیک برای ماسه سنگ‌های سازند دورود است.

دیاگرام‌های مبتنی بر عناصر فرعی از قبیل دیاگرام‌های دوتایی  $TiO_2-Ni$  (Floyd et al., 1989) و  $Th/Co-La/Sc$  (Cullers, 2002) نشان‌دهنده منشأ آذرین فلسیک برای ماسه سنگ‌های سازند دورود هستند (شکل ۱۰). نسبت عناصر  $Th/Co$ ،  $La/Sc$ ،  $Th/Sc$ ،  $La/Co$  و میانگین  $Eu/Eu^*$  در ماسه سنگ‌های سازند دورود نیز مشابه



شکل ۱۰-۱۰) ترسیم مقادیر  $Th/Co$  در برابر  $La/Sc$  (Cullers, 2002) (b) ترسیم مقادیر  $TiO_2-Ni$  (Floyd et al., 1989) که نشان‌دهنده منشأ سیلیسی برای ماسه سنگ‌های سازند دورود است.

جدول ۵- نسبت عناصر فرعی در نمونه‌های متعلق به سنگ‌های مختلف و نمونه‌های سازند دورود (ستون آخر) که به مقادیر رسوبات حاصل از سنگ‌های آذرین فلسیک بیشترین شباهت را دارد.

نسبت عنصری	پوسته قاره‌ای بالایی*	محدوده نسبت عنصری در رسوبات حاصل از سنگ‌های مافیک**	محدوده نسبت عنصری در رسوبات حاصل از سنگ‌های فلسیک**	محدوده نسبت عنصری در ماسه سنگ‌های سازند دورود
La/Sc	2.21	0.43-0.86	2.50-16.30	1.8-20
Th/Sc	0.79	0.05-0.22	0.84-20.50	0.47-3.34
La/Co	1.76	0.14-0.38	1.80-13.80	1.49-15.12
Th/Co	0.64	0.04-1.40	0.67-19.40	0.29-3.58
Eu/Eu*	0.63	0.71-0.95	0.4-0.94	0.6

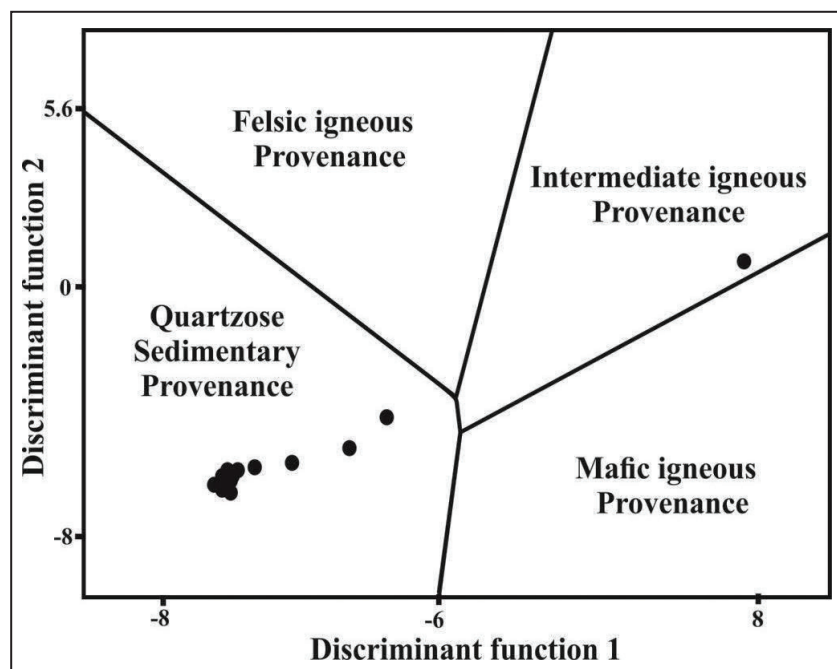
\* Mc Lennan et al., (2006)

\*\*Cullers (1994 and 2000); Cullers and Podkovyrov (2000)

نمودار تابع تمایزی (Roser and Korsch, 1988) با استفاده از عناصر اصلی روشی دیگر برای تفکیک سنگ منشأ ماسه‌سنگ‌هاست. در این نمودار تمامی نمونه‌های سازند دورود به جز یک نمونه، در محدوده منشأ رسوبی کوارتزی (Quartzose sedimentary Provenance) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱) و این نشان دهنده مشتق شدن رسوبات سازند دورود از بخش‌های داخل کراتون و یا منشأ چرخه مجدد است (Tawfik et al., 2017). تأثیر چرخه مجدد رسوبی بر رسوبات، با ترسیم نسبت  $Zr/Sc$  در برابر  $Th/Sc$  مشخص می‌شود (MacLennan et al., 1993). رسوبات چرخه اول دارای ارتباط مثبت بین این دو نسبت هستند در حالی که در رسوبات چرخه مجدد افزایش قابل توجهی در نسبت  $Zr/Sc$  و افزایش بسیار کمتری در نسبت  $Th/Sc$  مشاهده می‌شود. مقادیر

در برابر  $Th/Sc$  در برابر  $Zr/Sc$  در ماسه‌سنگ‌های سازند دورود از مسیر ترکیب سنگ منشأ در اثر جورشدگی کانی‌شناسی و چرخه مجدد رسوبی هستند (شکل ۱۲-ا). دیاگرام سه‌تایی بر اساس مقادیر  $TiO_2-Al_2O_3-Zr$  نیز اثرات هوازدگی را حذف می‌کند و حضور تفکیک‌های مرتبط با جورشدگی را مشخص می‌سازد (García et al., 1991).

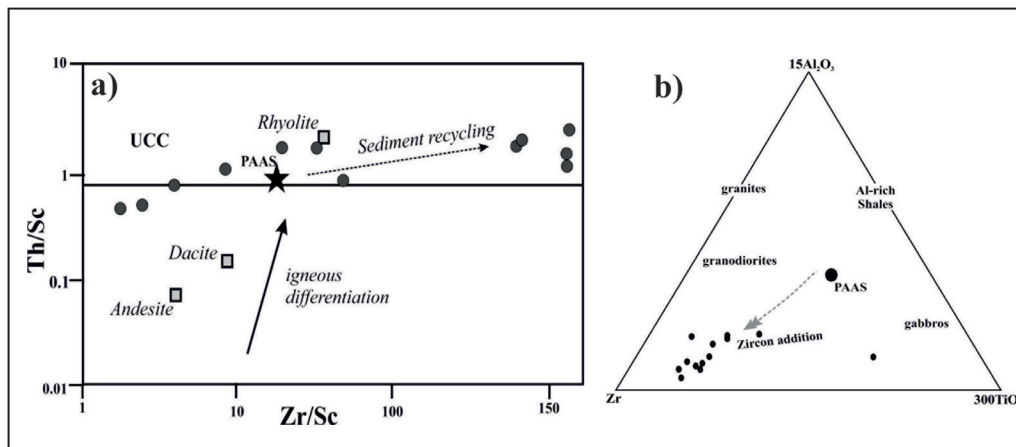
وارد کردن داده‌های مربوط به نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند دورود در این دیاگرام نیز نشان‌دهنده تأثیر چرخه مجدد است (شکل ۱۲-ب). بنابراین از مجموع مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی چنین بر می‌آید که ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش خور دارای سنگ منشأ مخلوط آذرین اسیدی، دگرگونی و سنگ‌های رسوبی قدیمی هستند.



شکل ۱۱- دیاگرام تابع تمایزی بر اساس اکسیدهای اصلی (Roser and Korsch, 1988). نمونه‌های سازند دورود عمدتاً سنگ منشأ رسوبی کوارتزی و یک نمونه سنگ منشأ آذرین حدواسط را نشان می‌دهند.

Discrimination Function 1:  $-1.733TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76 Fe_2O_{30} - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$

Discrimination Function 2:  $0.445 TiO_2 + 0.07 Al_2O_3 - 0.25 Fe_2O_{30} - 1.14 2 MgO + 0.438 CaO + 1.475 Na_2O + 1.426 K_2O - 6.81$



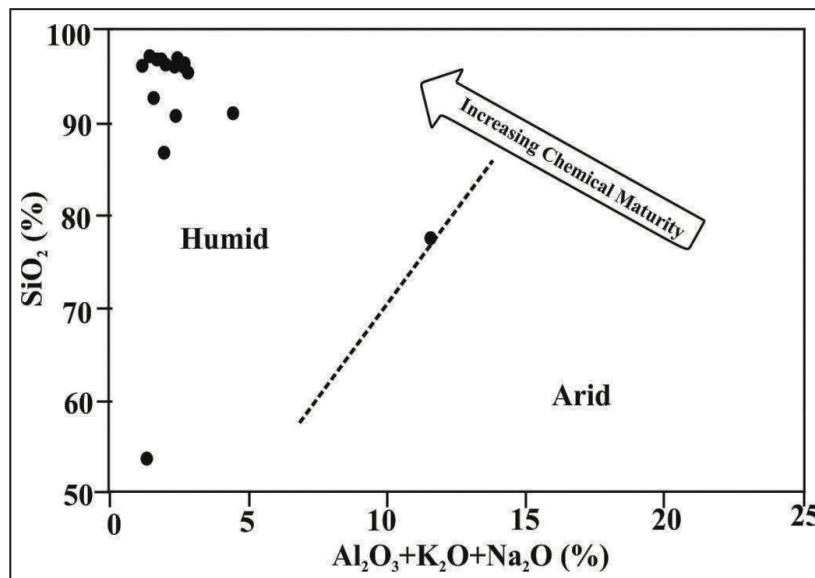
شکل ۱۲- (a) نمودار  $Th/Sc$  در برابر  $Zr/Sc$  (اقتباس از Mac Lennan et al., 1993) که نشان‌دهنده افزایش زیرکن و تأثیر چرخه مجدد در سنگ‌های سازند دورود است. میانگین ترکیب سنگ‌های آندزیت، داسیت و ریولیت از Laccasie et al., (2006) اقتباس شده است. (b) دیاگرام سه‌تایی  $15Al_2O_3-Zr-300TiO_2$  (UCC = Upper Continental Crust, PAAS = Post-Archean Australian Shale) (García et al., 1994). جابه‌جایی داده‌ها به سمت رأس  $Zr$  نشان‌دهنده تأثیر چرخه مجدد رسوبی است.

## ۸- آب‌وهوای دیرینه و هوازدگی منطقه منشأ

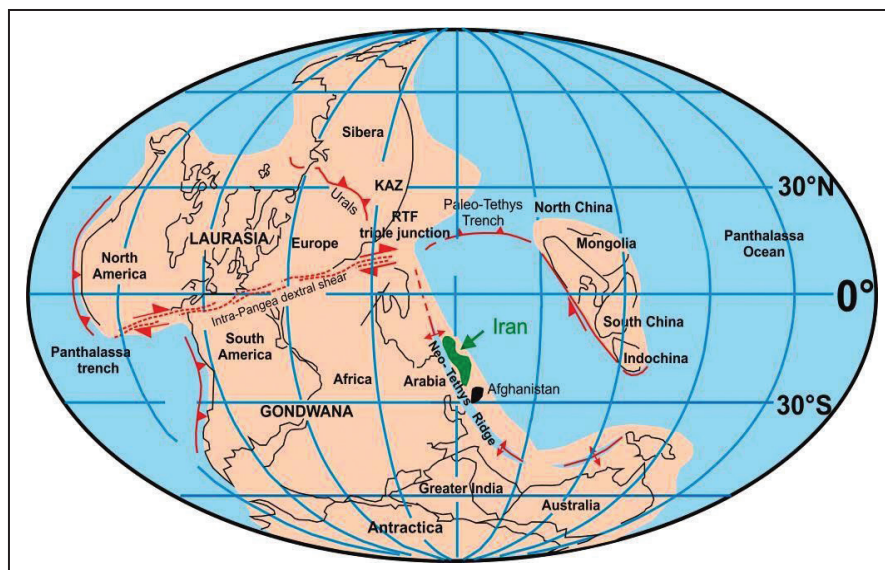
است. مقدار CIA در ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش خور بین ۷۹ تا ۸۴ درصد (میانگین ۸۲ درصد) و مقدار CIW در این ماسه‌سنگ‌ها بین ۹۸/۱۸ تا ۹۹/۴۴ درصد (میانگین ۹۸/۷۰ درصد) است.

از نمودارهای دوتایی (Suttner and Dutta (1986) که بر اساس نسبت اکسیدهای اصلی سنگ هستند نیز می‌توان به منظور بررسی بلوغ شیمیایی ماسه‌سنگ‌ها به عنوان تابعی از آب‌وهوا استفاده کرد. در این نمودار داده‌های سازند دورود در ناحیه شرایط آب‌وهوایی مرطوب قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). مقدار بالای اندیس شیمیایی آلتراسیون و هوازدگی در ماسه‌سنگ‌های سازند دورود با مشاهدات سنگ‌نگاری از قبیل عدم مشاهده پلاژیوکلازها، فراوانی بسیار کم فلدسپارهای پتاسیم، مقدار بالای  $SiO_2/Al_2O_3$  و نمودارهای آب‌وهوایی (Suttner and Dutta (1986) مطابقت دارند که نشان‌دهنده شرایط آب‌وهوایی مرطوب در منطقه منشأ است. همچنین بر اساس مطالعات انجام شده توسط (Muttoni et al., 2009) ایران در پرمین پیشین در عرض جغرافیایی گرمسیری قرار داشته است (شکل ۱۴).

اندیس شیمیایی آلتراسیون (CIA: Chemical Index of Alteration) به فرمول  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$  و اندیس شیمیایی هوازدگی (CIW: Chemical Index of Weathering) به فرمول  $CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)] \times 100$  ارائه شده توسط Harnois (1988) از ضرایب مورد استفاده در بررسی تأثیر هوازدگی بر روی سنگ‌ها هستند. از آنجایی که در محاسبه CIA و CIW مقدار  $CaO^*$  در نظر گرفته شده،  $CaO$  موجود در شبکه سیلیکات‌هاست، اما  $CaO$  در سیمان و خرده‌سنگ‌های کربناته هم وجود دارد، بنابراین مقدار  $CaO$  با استفاده از مقدار  $P_2O_5$  و با استفاده از رابطه  $CaO^* = (Mole\ CaO - Mole\ P_2O_5 \times 10/3)$  مجدداً محاسبه می‌شود. اگر این مقدار کمتر از مقدار  $Na_2O$  بود؛ در واقع مقدار  $CaO$  موجود در شبکه سیلیکات‌ها محاسبه شده است. اما اگر بیشتر از مقدار  $Na_2O$  بود، مقدار  $CaO^*$  معادل  $Na_2O$  در نظر گرفته می‌شود (McLennan et al., 1993). با توجه به محاسبات انجام شده مقدار  $CaO$  برای ماسه‌سنگ‌های سازند دورود برابر با مقدار  $Na_2O$  در نظر گرفته شده



شکل ۱۳ - نمودار آب‌وهوایی (Suttner and Dutta (1986). نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند دورود در محدوده آب‌وهوایی مرطوب قرار می‌گیرند.



شکل ۱۴- بازسازی جغرافیایی دیرینه ابرقاره پانگه‌آ در پرمین پیشین (اقتباس با اندکی تغییرات از Muttoni et al., 2009).

کوارتزی رسوبی، دگرگونی متوسط تا بالا و اندکی پلوتونیک و جایگاه زمین ساختی حاشیه غیرفعال قاره‌ای است. (Javidan et al., 2015). ضمن مطالعات سنگ‌نگاری و آنالیز مودال سازند دورود در برش‌های کیاسر و تلمادره در البرز خاوری معتقدند که ماسه‌سنگ‌های سازند دورود دارای خاستگاه داخل کراتونی و رسوبات حاصل از کوهزایی چرخه مجدد هستند. بنابراین دیگر مطالعات صورت گرفته بر روی سازند دورود تأیید کننده نتایج مطالعه حاضر هستند.

## ۹- نتیجه‌گیری

سازند دورود در برش خور عمدتاً شامل ماسه‌سنگ‌های ریز و متوسط‌دانه و به مقدار کمتر سنگ‌آهک و گل‌سنگ است. ماسه‌سنگ‌های سازند دورود ترکیب کوارتزآرنایتی دارند و عمدتاً شامل کوارتز می‌شوند. سایر اجزای تشکیل دهنده به ترتیب فراوانی شامل کانی‌های متفرقه (شامل مسکوویت، بیوتیت، زیرکن، تورمالین، و گلوکونیت)، خرده‌های سنگی و فلدسپارها هستند که در مجموع حدود ۱/۲ درصد از اجزای ماسه‌سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. این ماسه‌سنگ‌ها فاقد ماتریکس، با جورشدگی خوب تا بسیار خوب و نیمه‌زاویه‌دار تا گردشده هستند. بنابراین بلوغ بافتی و ترکیبی این ماسه‌سنگ‌ها بالاست. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی مهم‌ترین سنگ منشأ این ماسه‌سنگ‌ها، سنگ‌های دگرگونی، آذرین اسیدی و سنگ‌های رسوبی قدیمه هستند که در اثر بالاآمدگی در بخش‌های داخل کراتونی رخنمون یافته و پس از فرسایش و جابه‌جایی در جایگاه زمین ساختی حاشیه‌ی غیرفعال قاره‌ای نهشته شده‌اند. مقدار بالای میانگین اندیس شیمیایی آلتراسیون (میانگین ۸۲) و اندیس شیمیایی هوازگی (۹۸/۷) نشان‌دهنده تأثیر زیاد هوازگی در منطقه منشأ این ماسه‌سنگ‌هاست. دیاگرام‌های آب‌وهوایی ساتنر و دوتا نیز نشان‌دهنده شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب و مناسب برای هوازگی شدید هستند. اما چرخه مجدد رسوبی نیز طبق شواهد ژئوشیمیایی و سنگ‌نگاری نقش قابل توجهی در افزایش بلوغ بافتی و کانی‌شناسی ماسه‌سنگ‌های سازند دورود داشته است. علاوه بر این فرایندهای رسوبی محیط ساحلی نیز در حذف دانه‌های ناپایدار و افزایش بلوغ ترکیبی و بافتی ماسه‌سنگ‌های سازند دورود نقش داشته‌اند.

علاوه بر آب‌وهوای مرطوب دیرینه، دیگر عوامل از قبیل سنگ منشأ، چرخه مجدد رسوبی و برجستگی نیز می‌توانند در افزایش بلوغ کانی‌شناسی و بافتی ماسه‌سنگ‌های سازند دورود مؤثر باشند. در شرایط با فعالیت‌های شدید زمین ساختی/ ماگمایی نوع سنگ منشأ نسبت به آب‌وهوا و برجستگی نقش بیشتری در تعیین ترکیب رسوب دارد (Dickinson, 1970). در شرایطی که فعالیت زمین ساختی/ ماگمایی وجود ندارد، همانند شرایط رسوب‌گذاری سازند دورود، آب‌وهوا و برجستگی نقش بیشتری در تعیین ترکیب کانی‌شناسی رسوب دارند (Basu, 1976). اما اگر چه تشکیل کوارتزآرنایت‌ها در شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب و طی دوره‌های طولانی هوازگی امکان‌پذیر است (Potter and Franzinelli, 1985; Jones, 1972; Ferree et al., 1988; Johnsson et al., 1988)، اغلب محققین معتقدند که کوارتزآرنایت‌ها محصول چرخه‌های مجدد رسوبی هستند (Jackson and West-Thomas, 1994). تأثیر چرخه مجدد رسوبی بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند دورود با شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمی (شکل‌های ۹، ۱۱ و ۱۲) تأیید شده است. با توجه به وجود توالی ضخیم از کوارتزآرنایت‌های بالغ و بسیار بالغ، بلوغ ترکیبی و بافتی بالا تا بسیار بالا در پتروفاسیس‌های مچور- سوپر مچور کوارتزآرنایت و چرت آرنایت، وجود لامیناسیون‌های مورب کم‌زاویه، مورب مسطح و تراف و دارای طرح جریان‌ات قدیمه بایمدال تا پلی‌مدال (Soegaard and Eriksson, 1985; Jackson et al., 1990; Simpson and Erickson, 1990; Khalifa et al., 2006)، گسترش جانبی قابل ملاحظه در این ماسه‌سنگ‌ها (Reading, 1996)، وجود دانه‌های گلوکونیت سبز رنگ و کروی در اندازه ماسه (Chafetz and Reid, 2000; Chafetz, 2007) و توالی رسوبات تخریبی و کربنات‌های دریایی، محیط رسوب‌گذاری ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش خور، ساحلی تا دریای کم‌عمق است. بنابراین نقش انرژی بالای محیط رسوبی و جابه‌جایی فراوان رسوبات در افزایش بلوغ بافتی و ترکیبی را نباید فراموش کرد. مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی (اکسیدهای عناصر اصلی) انجام شده توسط نیک پی (۱۳۹۴) بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند دورود در برش ولی‌آباد در البرز مرکزی، نشان‌دهنده خاستگاه زمین ساختی داخل کراتون، سنگ منشأ

## کتابنگاری

- آفانباتی، س. ع.، ۱۳۸۹- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، چاپ سوم، ۷۰۸ ص.
- رحیمی، ب.، ۱۳۸۱- مطالعات ساختاری رشته‌کوه البرز در شمال دامغان، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸ ص.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- رخصاره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزویک ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، ۱۸۰ ص.
- نیک پی، آ.، ۱۳۹۴- محیط رسوبی، دیاژنز و خاستگاه سازند دورود در برش ولی‌آباد (البرز مرکزی)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- هاشمی حسین‌آبادی، ح.، ۱۳۶۹- مطالعه پالینولوژیکی رسوبات مقطع تیپ سازند دورود در البرز مرکزی و ارتباط پالئوژئوگرافی این ناحیه با خشکی گندوانا در دوره پرمین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

## References

- Allen, B., Vincent, S. T., Alsop, G. I., Ismail-Zadeh, A. and Flecker, R., 2003- Late Cenozoic deformation in the South Caspian region. Effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, v.366, pp.223-239.
- Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazely, R. A. B., Davies, R. G., Hamed, M. A. R. and Rahimzade, F., 1977- Geological Map of Shikran, 1:100000 Series, Sheet no. 6162. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Armstrong-Altrin, J. S. and Verma, S. P., 2005- Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedimentary Geology*, v.177, p. 115-129.

- Armstrong-Altrin, J. S., 2015- Evaluation of two multi-dimensional discrimination diagrams from beach and deep-sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *International Geology Review* 57, p.1446–61.
- Asiedu, D. K., Suzuki, S. and Shibata, T., 2000- Provenance of sandstones from the Wakino Subgroup of the Lower Cretaceous Kanmon Group, northern Kyushu, Japan: *The Island Arc*, v.9, p.128-144.
- Assereto, R., 1963- The Paleozoic formations in central Elborz, Iran (Preliminary note). *Rivista Italiana di Paleontologie Stratigrafia*, v. 69, p. 503-543.
- Augustsson, C. and Bahlburg, H., 2008- Provenance of late Palaeozoic metasediments of the Patagonian proto-Pacific margin (southernmost Chile and Argentina). *International Journal of Earth Sciences*, v.97, p.71-88.
- Basu, A., 1976- Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to palaeoclimatic interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p.694–709.
- Bauluz, B., Mayayo, M. J., Fernandez-Nieto, C. and Gonzalez-Lopez, J. M., 2000- Geochemistry of Precambrian and Paleozoic Siliciclastic Rocks from the Iberian Range (NE Spain): Implications for Source-Area Weathering, Sorting, Provenance, and Tectonic Setting. *Chemical Geology*, v.168, p.135-150.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 18, p. 210-265.
- Bhatia, M. R. and Crook, A.W., 1986- Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.92, p.181–193.
- Bhatia, M. R., 1983- Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, v.91, p.611–627.
- Blatt, H., Middleton, G. and Murray R., 1980- *Origin of Sedimentary Rocks*, second edition. Prentice-Hall, Prentice-Hall, New Jersey. 782 p.
- Caracciolo, L., Le Pera, E., Muto, F. and Perri, F., 2009- Sandstone Petrology and Mudstone Geochemistry of the Peruc-Koryacany Formation (Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). *International Geology Review*.
- Chafetz, H. S., 2007- Paragenesis of the Morgan Creek Limestone, Late Cambrian, central Texas: Constraints on the formation of glauconite. *Deep-Sea Research II*, v. 54, p.1350–1363.
- Chafetz, H. S. and Reid, A., 2000- Syndepositional-shallow-water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology*, v. 136, p. 29-42.
- Critelli, S., Rumelhart, P. E. and Ingersoll, R. V., 1995- Petrofacies and provenance of the Puente Formation (middle to upper Miocene), Los Angeles Basin, Southern California; implications for rapid uplift and accumulation rates. *Journal of Sedimentary Research*, v.65, p.656–667.
- Cullers, R. L. and Podkovyrov V. N., 2000- The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia. *Precambrian Research*, v.117, p.157–183.
- Cullers, R. L., 1994- The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.58, p.4955–4972.
- Cullers, R. L., 2000- The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, v.51, p.181–203.
- Cullers, R. L., 2002- Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, v.191, p.305–327.
- Dickinson W. R., Beard L. S., Brakenridge G. R., Erjavec J. L., Ferguson R. C. and Inman K. P., 1983- Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, *Geological Society of American Bulletin*, v.94, p.222-235.
- Dickinson, W. R. and Suczek, C., 1979- Tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.63, p.2164-2182.
- Dickinson, W. R., 1970- Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.40, p.695-707.
- Fantini-Sestini, F., 1965- The geology of the upper Djadjerud valleys and Lar (North Iran). *Riv. Ital. Paleon. Strati.* v.71(1), p.13-108.
- Ferree, R. A., Jordan, D. W., Kertes, R. S., Savage, K. M. and Potter, P. E., 1988- Comparative petrographic maturity of river and beach sand, and origin of quartzarenites. *Journal of Geology Education*, v.36, p.79-87.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. and Park, R. G., 1989- Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W. Scotland. *Precambrian Research*, v.45, p.203-214.
- Folk, R. L., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill, 159 p.
- García, D., Coehlo, J. and Perrin, M., 1991- Fractionation between TiO<sub>2</sub> and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (northern Portugal). *European Journal of Mineralogy*, v.3, p.401–414.

- García, D., Fonteilles, M. and Moutte, J., 1994- Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *Journal of Geology*, v.102, p.411–422.
- Gazzi, P., 1966- Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro: *Mineralogica et Petrographica Acta*, v.12, p.69-97.
- Harnois, L., 1988- The C.I.W. index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, v.55, p.319 –322.
- Jackson M. J., Simpson, E. L. and Eriksson, K. A., 1990- Facies and sequence stratigraphic analysis in an intracratonic, thermal-relaxation basin: the early Proterozoic, Lower Quilalar Formation and Ballara Quartzite, Mount Isa Inlier, Australia. *Sedimentology*, v.37, p.1053–1078.
- Jackson, T. A. and West-Thomas, J., 1994- The genesis of silica sands of Black Rive, St. Elizabeth, Jamaica,. *Sedimentology*. v.41, p.777-786.
- Javidan, M., Mokhtarpour, H. A., Sahraeyan, M. and Kheyrandish, H., 2015- Lithofacies, architectural elements and tectonic provenance of the siliciclastic rocks of the Lower Permian Dorud Formation in the Alborz Mountain Range, Northern Iran. *Journal of African Earth Sciences*, v.109, p.211-223.
- Johnsson, M. J., Stallard, R. F. and Meade, R. H., 1988- First-cycle quartzarenites in the Orinoco Riverbasin, Venezuela and Colombia, *Journal of Geology*, v.96, p. 263–277.
- Jones, P. C., 1972- Quartzarenite and litharenite facies in the fluvial forland deposits of the Trenchard group (Westphalian, Forest of Dean), England. *Sedimentary Geology*, v.8, p.177-198.
- Kahler, F., 1976- Die Fusuliniden der Dorud Fm. In Dajajrud- Tal nordlich von Tehran (Iran), *Riv. Ital. Paleontol. Stratiger.* v. 82, p.439- 466.
- Khalifa, M. A., Soliman, H. E. and Wanas, H. A., 2006- The Cambrian Araba Formation in northeastern Egypt: facies and depositional environments. *Journal of Asian Sciences*, v. 27, p.873- 884.
- Lacassie, J. P, Herve, F. and Roser, B., 2006- Sedimentary provenance study of the post-early Permian to pre-early Cretaceous metaedimentary Duque de York Complex, Chile. *Rev Geol Chile*, v.33, p.199- 219.
- Lee, Y. I., Yi, J. and Choi, T., 2015- Provenance analysis of lower Cretaceous Sindong Groupsandstones in the Gyeongang Basin, Korea, using integrated petrography, quartz SEM-Cathodoluminescence, and zircon Zr/Hf analysis. *Journal of Sedimentary Research*, v.85 ,p.529- 543.
- McBride, E. F., 1985- Diagenetic process that affect provenance determinations in sandstone, In: G.G. Zuffa (Eds.), *Provenance of arenite*. Reidel Publishing Company, v.470, p.115-138.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K. and Hanson, G. N., 1993- Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics, in Johnsson, M. J., Basu, A. (eds.): *Geological Society of America, Special Papers*, v.285, p.21- 40.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R. and Hemming, S. R., 2006- Composition, differentiation, and evolution of continental crust: constrains from sedimentary rocks and heat flow. In: Brown, M., Rushmer, T. (Eds.), *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*. Cambridge University Press, p. 92-134.
- Morton, A. C., 1985- Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenite*. Reidel, Dordrecht, the Netherlands, 405 p.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D. V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M. and Zanchi, A., 2009- Opening of the Neo Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian: *GeoArabia*, v. 14, no. 4, p. 17- 48.
- Osa, S., Asiedu, D. K., Banoeng-Yakubo, B., Koeberl, C. and Dampare, S. B., 2006- Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. *Journal of Asian Earth Sciences*, v.44, p.85- 96.
- Perri, F., Dominici, R. and Critelli, S., 2015- Stratigraphy, composition and provenance of argillaceous marls from the CalcalediBase Formation, Rossano Basin (north eastern Calabria). *Geological Magazine*, v.152, p.193- 209.
- Pettijohn, F. G., Potter, P. E. and Siever, R., 1987- *Sand and Sandstone*. Springer, New York, 553 p.
- Pettijohn, F. J., 1975- *Sedimentary Rocks*. third ed. Harper and Row, New York, 628 p.
- Potter, P. E. and Frazinelli, E., 1985- Fraction analysis of modern river sand of rios Negro and Solimoes, Brazil, implication for the origin of quartz rich sandstones. *Rev. Bars. Geoscienc.* v.15(1), p.31- 35.
- Rashid, S. A., 2002- Geochemical characteristics of Mesoproterozoic clastic sedimentary rocks from the Chakrata Formation, Lesser Himalaya: implications for crustal evolution and weathering history in the Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p.283- 293.
- Reading, H. G., 1996- *Sedimentary Environment, Processes, Facies and Stratigraphy* Third ed., Blackwell. 888p.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986- Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, v.94, p.635- 650.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1988- Provenance signature of sandstone-mudstone suite determined using discriminant function analysis of major element data. *Chemical Geology*, v.67, p.119–39

- Roser, B. P., Cooper, R. A., Nathan, S. and Tulloch, A. J., 1996- Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology Geophysics*, v. 39, p.1- 16.
- Simpson, E. L. and Eriksson, K. A., 1990- Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: an example of early history of the passive margin. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.60, p.84- 100.
- Soegaard, K. and Eriksson, K. A., 1985- Evidence of tide, storm, and wave interaction on a Precambrian siliciclastic shelf: the 1700 m.y. Ortega Group, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, v. 55, p.672- 684.
- Stampfli, G., Marcoux, J. and Baud, A., 1991- Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, v.87, p.373- 409.
- Stocklin J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v.52, p.1229- 1258.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A., Burk, and C.L. Drake, (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, p. 873-887.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Memoire Hors-Serie N° 8 de la Societe Geologique de France*, 8, p. 333-353.
- Suttner, L. J. and Dutta, P. K., 1986- Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy: *Journal of Sedimentary Geology*, v.56, p.329- 345.
- Tawfik, H. A., Ghandour, I. E., Maejima, W., Armstrong-Altrin, J. S. and Abdel Hameed, A. M. T., 2017- Petrography and geochemistry of the siliciclastic Araba Formation (Cambrian), east Sinai, Egypt: implications for provenance, tectonic setting and source weathering. *Geological Magazine*, v.154 (1). p. 1-23.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, p. 312.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentary Petrology* (3rd edition), Blackwell, Oxford, 260 p.
- Verma, S. P. and Armstrong-Altrin, J. S., 2013- New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, v.355, p. 117- 133.
- Verma, S. P. and Armstrong-Altrine, J. S., 2016- Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sedimentary geology*, v.332, p. 1- 12.
- Von Eynatten, H. and Dunkl, I., 2012- Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis. *Earth-science Reviews*, v.115, p.97- 120.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi-Bavandpur, A., 2005- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran Part II. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, v.55, p. 31-97.
- Wopfner, H., 2001- Late Palaeozoic to Early Triassic climatic transition between Africa and the Southern Alps. *International Conference Geology of Oman, Muscat, January 12-16, Abstracts*, p.89.
- Zhang, N., Lin, C. M. and Zhang, X., 2014- Petrographic and geochemical characteristics of the Paleogene sedimentary rocks from the North Jiangsu Basin, Eastern China: implications for provenance and tectonic setting. *Mineralogy and Petrology*, v.108, p.571- 588.



## Provenance of Dorud Formation sandstones based on petrography and geochemical data, Khur section, Central Alborz

L. Bastami<sup>1\*</sup>, M. R. Moussavi<sup>2</sup>, M. Hosseini-Barzi<sup>3</sup> and B. Hamdi<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2017 July 12

Accepted: 2018 January 27

### Abstract

The sandstones of the Dorud Formation (Early Permian) have been subjected to petrographic and geochemical studies in order to investigate provenance, tectonic setting, source rock and paleoclimate conditions in Khur section, Central Alborz. The Dorud Formation with a thickness of 360 m is mainly composed of fine to medium grained sandstones with lesser amounts of carbonate and mudstone. In order to achieve the above-mentioned goals, 125 thin sections were subjected to petrographic studies. Modal analysis was performed on 20 thin sections and 13 samples of sandstones were analysed for major and trace elements. Based on petrographic studies the sandstones of the Dorud Formation are classified as quartzarenite with high textural and mineralogical maturity. Plotting point counting data on ( $Qt_{99.6}, F_{0.2}, L_{0.2}$ ) and ( $Qm_{95.9}, F_{0.2}, Lt_{3.9}$ ) triangles implies craton interior provenance. Also, major and trace elements based geochemical diagrams indicate that these sandstones deposited in a passive continental margin tectonic setting. According to petrographic and geochemical evidence the sandstones of the Dorud Formation derived from erosion of middle- to high-grade metamorphic, felsic igneous and quartzose sedimentary rocks. High mineralogical maturity, high values of chemical index of weathering (CIW) and chemical index of alteration (CIA) as well as  $SiO_2$  (%) versus  $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$  (%) diagram imply moderate to intense weathering under warm and humid climatic conditions. Passive continental margin tectonic setting and warm and humid paleoclimatic conditions is consistent with paleogeographic position of Iran during the Early Permian.

**Keywords:** Dorud Formation, Petrography, Geochemistry, Tectonic setting, source rock, Khur section.

For Persian Version see pages 105 to 120

\*Corresponding author: L. Bastami; E-mail: l\_bastami@sbu.ac.ir