

## مطالعه سنگ مادر متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج-سیرجان) با تأکید بر داده‌های شیمی کانی‌ها

کامران اکبری و سید محسن طباطبایی منش \*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

متابازیت‌های مطالعه‌شده در حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود و در حدود ۱۰۰ کیلومتری غرب شهر اصفهان قرار دارند. این متابازیت‌ها که بخشی از پهنه سنندج - سیرجان محسوب می‌شوند دربردارنده اکلوزیت، آمفیبولیت و شیست سبز هستند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که اکلوزیت‌ها در فشار بالا و در حد رخساره اکلوزیت تشکیل شده‌اند و سپس بر اثر دگرگونی قهقرایی به اکلوزیت‌های آمفیبولیتی تبدیل شده‌اند. میزان LREE در گارنت‌ها و آمفیبول‌ها پایین است و میزان HREE افزایش چشمگیری نشان می‌دهد. نسبت پایین La/Yb در آمفیبول‌ها نیز نشان می‌دهد که گارنت و آپاتیت عامل اصلی کنترل‌کننده در توزیع عناصر خاکی کمیاب سنگین هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب نامتحرک در این متابازیت‌ها که کم‌تر در تأثیر دگرسانی و دگرگونی درجه بالا قرار داشته‌اند، نشان می‌دهد که خاستگاه این متابازیت‌ها بازالت‌های رشته‌های میان اقیانوسی است. در واقع اکلوزیت‌ها همان بازالت‌های پوسته اقیانوسی نئوتتیس بوده‌اند که بر اثر فرورانش این پوسته به زیر صفحه ایران و طی یک دگرگونی ناحیه‌ای دیناموترمال پیش‌رونده فشار بالا - دما متوسط تشکیل شده‌اند و سپس هنگام بازگشت به سطح زمین و بر اثر یک دگرگونی قهقرایی به اکلوزیت‌های آمفیبولیتی تبدیل شده‌اند. هم‌زمان با برخورد نهایی پوسته اقیانوسی نئوتتیس با صفحه ایران در نئوژن، یک مرحله دگرشکلی شدید در منطقه رخ داده است که موجب بالآمدن سنگ‌های دگرگونی فشار بالا از عمق به سطح شده است. واژه‌های کلیدی: متابازیت، اکلوزیت، آمفیبولیت، رودخانه زاینده‌رود، پهنه سنندج - سیرجان

### مقدمه

موازات رواندگی زاگرس از ارومیه و سنندج تا سیرجان و اسفندقه گسترش دارد و بین کمان ماگمایی ارومیه - دختر و کمر بند چین‌خورده زاگرس قرار دارد (شکل ۱). این پهنه طی زمان‌های کرتاسه - ترسیری بر اثر برخورد

پهنه سنندج - سیرجان که یک پهنه دگرگون‌شده محسوب می‌شود به صورت نوار باریکی به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر در امتداد و به

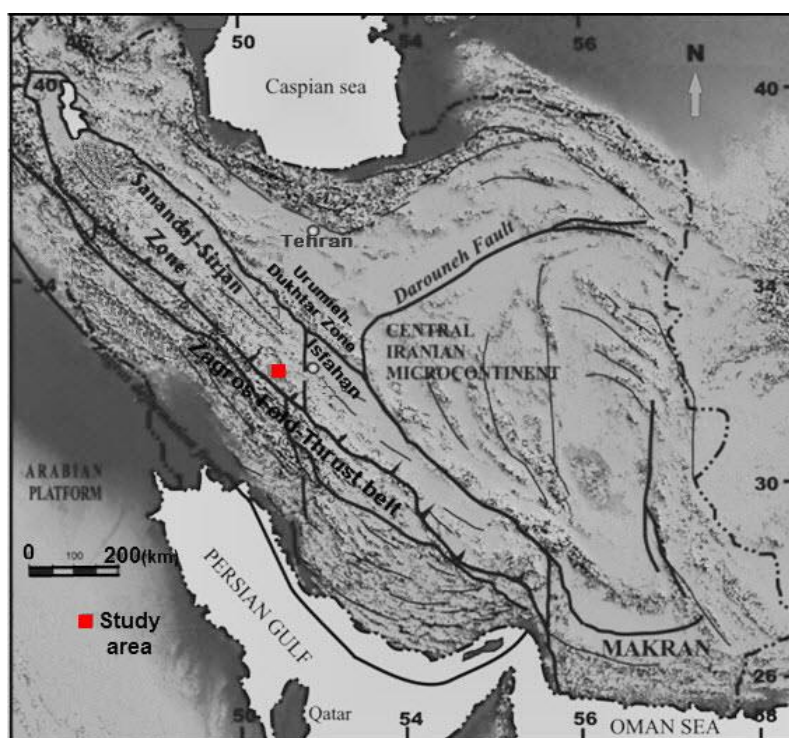
\* tabataba@sci.ui.ac.ir

قاره‌ای بین صفحه عربی و خردقاره ایران، بالا آمده است (Mohajjel and Fergusson, 2000; Mohajjel *et al.*, 2003). به علاوه، پهنه سنندج - سیرجان یک ناحیه دگرشکلی چند مرحله‌ای است که در آن برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا موجب گسترش کمربندهای گسلی تراستی به سمت جنوب و فعالیت این پهنه به صورت یک نوار دگرشکل‌پذیر شده است (Alavi, 1994).

پهنه سنندج - سیرجان یک زوج نوار دگرگونی (عمدتاً در حد رخساره شیبست سبز  $\pm$  آمفیبولیت) است که با بازشدگی نئوتتیس در اواخر پرمین - اوائل تریاس و سپس فرورانش و برخورد نهایی در نئوژن (میوسن) (Mohajjel *et al.*, 2003) به صورت حاشیه فعال درآمده است. برخی از مدل‌های زمین‌شناسی پهنه سنندج - سیرجان گویای بسته‌شدن اقیانوس تتیس جوان در کرتاسه - ترسیری (Ghasemi and Talbot, 2005)، ماگماتیسیم کالک‌آلکان در ژوراسیک میانی (Shahbazi

و دگرگونی واحدهای پالئوزوئیک - مزوزوئیک هستند (Baharifar *et al.*, 2004). بعد از گسترش سیستم ریفتی در اقیانوس نئوتتیس در زمان پرمین تا تریاس (Mohajjel *et al.*, 2003)، فرورانش این اقیانوس به لبه جنوبی پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان در ژوراسیک بالایی (Stampfli *et al.*, 2002)، موجب ایجاد یک دگرگونی مرتبط با قوس (Agard *et al.*, 2005; Shahbazi *et al.*, 2010) و ایجاد توده‌های نفوذی ترونجمیتی در بخش‌هایی از پهنه سنندج - سیرجان مانند اطراف شرق نیریز شده است (Fazlnia *et al.*, 2009). دگرگونی مرتبط با قوس می‌تواند درجات بالای دگرگونی و همچنین، ذوب بخشی را ایجاد کند که این نیز می‌تواند به تولید ماگماهای گرانیتی منجر شود (Spear, 1995; Best, 2003). همچنین، در مدلی که Talbot و Ghasemi (۲۰۰۵) از پهنه سنندج - سیرجان شمالی ارائه کردند، دو نوع فرورانش (قوس اقیانوسی و قوس قاره‌ای) در نظر گرفته شده است.

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه سنندج - سیرجان (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، با اندکی تغییر).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه سنندج - سیرجان (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، با اندکی تغییر).

بالاآمدگی عمومی در پهنه سنندج - سیرجان در تأثیر قرار داده است (Mohajjel *et al.*, 2003). این دگرشکلی با چین‌خوردگی شدید (با تمایل جنوب غربی) در قسمت داخلی کمر بند دگرگونی و گسل‌های تراستی پهنه برخورد همراه بوده است. دگرگونی در حد رخساره شیب سبز، برگوارگی میلونیتی و سرانجام نفوذ توده‌های گرانیتی همزمان با دگرشکلی در جریان حادثه دوم رخ داده است. با توجه به این که منطقه مورد مطالعه تا کنون تنها منطقه در پهنه سنندج - سیرجان است که سنگ‌های فشار بالای رخساره اکلوزیتی دارد، بنابراین، مطالعه خاستگاه و ژنز آنها و بررسی فرایندهای تشکیل کانی‌ها بر اساس داده‌های شیمی عناصر کمیاب کانی‌ها بسیار اهمیت دارد و کمک شایانی به شناخت ساختاری این پهنه خواهد کرد.

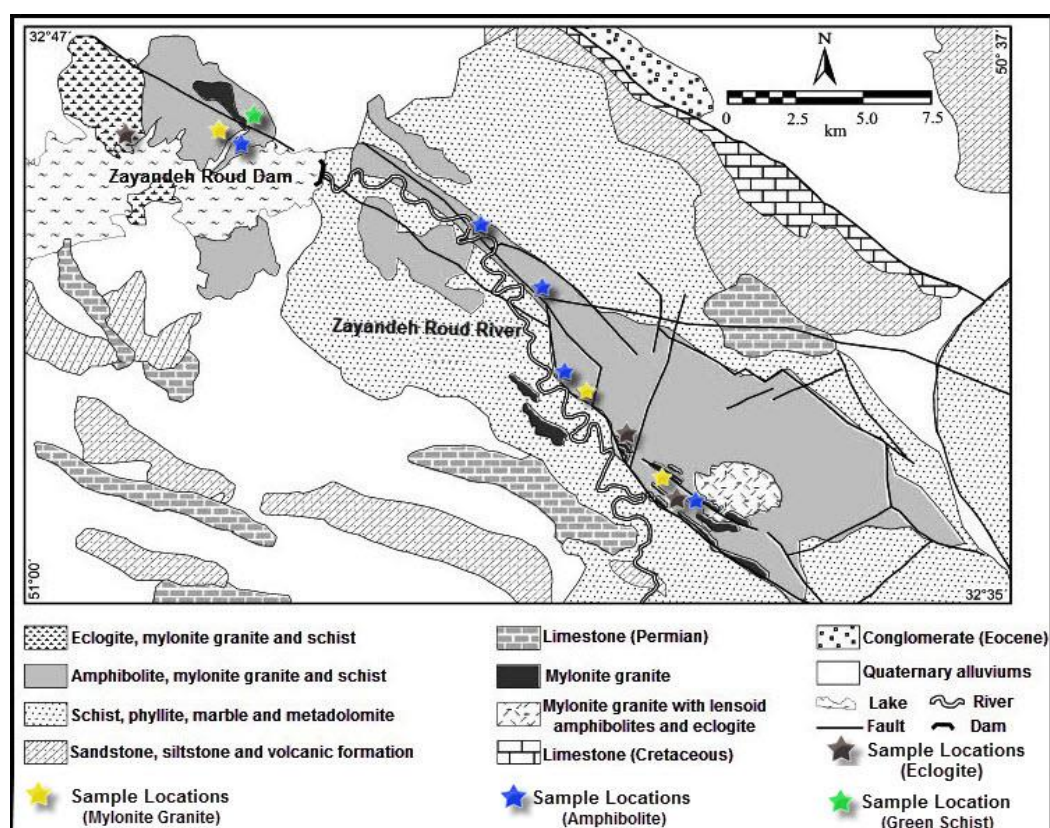
#### زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در حدود ۱۰۰ کیلومتری غرب شهر اصفهان و حدود ۵۰ کیلومتری شمال شرق تراست اصلی زاگرس، در اطراف سد و حاشیه زاینده‌رود قرار دارد. این منطقه که یک منطقه دگرگونی و دگرشکلی است، بخشی از پهنه سنندج - سیرجان محسوب می‌شود (شکل ۱) که حوادث گوناگون ماگمایی، دگرگونی، تکتونیک و دگرشکلی را پشت سر گذاشته است (Davoudian, 2005). سنگ‌های دگرگونی این منطقه انواع متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها هستند. واحدهای کوچک میلونیت گرانیتی نیز در این منطقه وجود دارند که آنها را نیز می‌توان جزو سنگ‌های دگرشکلی ناحیه مورد مطالعه به شمار آورد (شکل ۲).

در ادامه فرورانش و در طول بسته‌شدن نئوتتیس، پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان دگرشکلی برشی را تحمل کرده است (Mohajjel, 2003; Davoudian *et al.*, 2008; Sarkarinejad and Alizadeh, 2009) و ماگماتیسم در پهنه ارومیه - دختر در طول سنوزوئیک، این پهنه را توسعه داده است (Berberian and King, 1981; Shahabpour, 2007).

Omrani و همکاران (۲۰۰۹) معتقدند در طول فرورانش از اوایل ژوراسیک تا اواخر ائوسن به ترتیب در سنندج - سیرجان و ارومیه - دختر در اواخر میوسن، نوع جدید ماگماتیسم در ارومیه - دختر شکل گرفته است. Talbot و Ghasemi (۲۰۰۵) ماگماتیسم ترسیری کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر (Berberian and King, 1981) را به شکستگی ورقه فرورونده (slab) در ائوسن میانی نسبت داده‌اند. اکثر پژوهشگران محل فرورانش را در امتداد تراست اصلی زاگرس به زیر پهنه سنندج - سیرجان تصور می‌کنند (Ghasemi and Talbot, 2005).

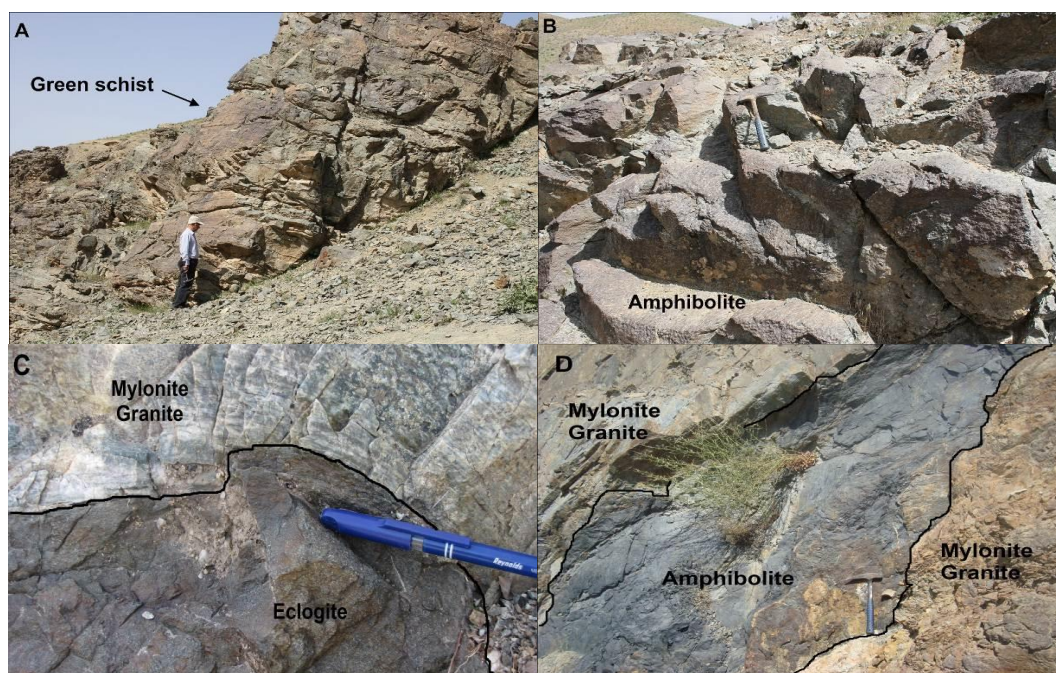
Mohajjel (۱۹۹۷) محیط ژئودینامیک پهنه سنندج - سیرجان را بررسی کرده است و دو حادثه را در دگرشکلی این منطقه مؤثر می‌داند. نخستین دگرشکلی با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و ایجاد کمر بند آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین - کرتاسه آغازین همراه بوده است و شیب‌توزیته، چین‌خوردگی و ایجاد دگرگونی در حد رخساره شیب سبز تا آمفیبولیت را موجب شده است. دگرشکلی مرحله دوم، همه واحدهای دگرگونی مزوزوئیک را در بالای ناپیوستگی حاصل از



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود در پهنه سنندج - سیرجان (Davoudian *et al.*, 2008) با اندکی تصحیح و تغییر.

دارند (Karabinos, 1988؛ Kurz and Frotzheim, 2002). بر اساس سن‌نگاری مطلق میگاهای سفید موجود در اکلوژیت‌های شمال شهرکرد، سن تشکیل اکلوژیت‌ها (سن اوج دگرگونی برابر با سن فرورانش) تقریباً ۱۹۰ میلیون سال قبل تخمین زده شده است که این سن برابر با ابتدای ژوراسیک است (Davoudian *et al.*, 2011). بر اساس نقشه زمین‌شناسی چادگان که سازمان زمین‌شناسی کشور (۲۰۰۶) آن را تهیه کرده است، سن متاپلیت‌های منطقه نیز ژوراسیک است و برابر با سازندهای شمشک در البرز و بادامو و هجدک در ایران مرکزی و در حدود ۱۷۵ میلیون سال قبل است. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌هایی مانند Mohajjel و Fergusson (۲۰۰۰) و Omrani و همکاران (۲۰۰۲)، سن اغلب آمفیبولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی وابسته به آن‌ها در نواحی دیگر پهنه سنندج - سیرجان به مزوزوئیک مربوط است.

در این منطقه سنگ‌های متابازیتی که به‌طور گسترده‌ای برونزد دارند، آمفیبولیت‌ها، اکلوژیت‌ها و شیست‌های سبز هستند (شکل ۳). داده‌های صحرایی، پتروگرافی و مینرال شیمی نشان می‌دهد که سنگ‌های بازیک به همراه سنگ‌های هم‌یافت خود یک حادثه مهم دگرگونی فشار بالا در حد رخساره اکلوژیت را متحمل شده‌اند. اغلب اکلوژیت‌ها بر اثر دگرگونی قهقرایی به گارنت آمفیبولیت و آمفیبولیت تبدیل شده‌اند. انتقال اکلوژیت‌ها از عمق به سطح نیز احتمالاً بر اثر فعالیت پهنه برشی داکتیل بوده است؛ زیرا خارج از محدوده این پهنه برشی، سنگ‌های دگرگونی و دگرشکلی کم یا بسیار کم هستند. سنگ‌های دگرگونی فشار بالا یک بخش تشکیل‌دهنده مهم در مدل‌های ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی هستند و نقش مهمی را در بازسازی مدل‌های ژئودینامیکی مرتبط با همگرایی حاشیه صفحات و به‌ویژه کمربندهای چین‌خورده و رانده‌شده



شکل ۳- تصاویر صحرایی متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج - سیرجان). (A) شیست‌های سبز (دید به سمت جنوب)؛ (B) گارنت آمفیبولیت‌های توده‌ای (دید به سمت شمال)؛ (C) اکلوزیت به صورت زلولیت درون میلونیت گرانیت‌ها؛ (D) لنز آمفیبولیتی درون میلونیت گرانیت‌ها.

### روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و جمع‌آوری نمونه‌ها، برای مطالعات پتروگرافی از نمونه‌های مناسب، مقاطع نازک تهیه شد. از آن جا که این پژوهش بیش‌تر با تکیه بر مینرال شیمی کانی‌ها و به‌ویژه با استفاده از عناصر کمیاب و خاکی کمیاب موجود در کانی‌ها انجام شده است، بنابراین، پس از مطالعات دقیق پتروگرافی، حدود ۱۷۰ تجزیه ریزکاو الکترونی (Electron Probe Micro Analysis) از گارنت‌های موجود در اکلوزیت‌ها و آمفیبولیت‌ها در انستیتوی مینرالوژی و کریستال شیمی دانشگاه Stuttgart آلمان با دستگاه ریز کاو الکترونی ComecaSX 100 با شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kv و شدت جریان ۱۵ nA انجام شد. گزیده‌ای از نتایج این تجزیه در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. تعداد ۱۰ نمونه از متابازیت‌های منطقه مورد مطالعه نیز با کم‌ترین میزان دگرسانی برای تجزیه سنگ کل، عناصر اصلی، عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب (REE) انتخاب شد و شرکت زرآما تجزیه طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسما جفت‌شده القایی (ICP-OES و ICP-MS) را

روی آنها انجام داد. در این روش برای تعیین میزان عناصر خاکی نادر از چهار مرحله هضم نمونه در اسید با دستگاه ICP-MS استفاده شد. این روش حد آشکارسازی بسیار پایین و دقت بالایی دارد. نتایج این تجزیه در جدول ۳ آورده شده است. از تعداد ۹ حلقه انتخاب‌شده روی مقاطع نازک سنگ‌های مورد مطالعه نیز تعداد ۲۵ نقطه تجزیه لیزر ابلیشن (Laser Ablation) شدند. این تجزیه با طول موج ۲۱۳ نانومتر و فرکانس ۲۰ Hz در کنار طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسما جفت‌شده القایی به‌طور هم‌زمان برای به‌دست آوردن غلظت عناصر کمیاب کانی‌ها استفاده شد. برای این کار از مقاطع نازک با ضخامت حدود ۱۵۰ میکرومتر استفاده شد. گزیده‌ای از نتایج این تجزیه را در جدول ۴ می‌توان مشاهده کرد. همچنین، در این مطالعه برای محاسبه رابطه ساختاری کانی‌ها نیز از فایل‌های Mineral Spreadsheets و برای ترسیم نمودارهای نرمالیزه‌شده از نرم‌افزار IgPet استفاده شد. در محاسبه مقدار  $Fe^{3+}$  موجود در ساختار کانی‌ها از روش استوکیمتری (Droop, 1987) استفاده شده است.

جدول ۱- گزیده‌ای از نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت‌های اکلوزیت‌ها (S9)، گارنت‌های اکلوزیت‌های آمفیبولیتی (S6) و آمفیبول‌های موجود در اکلوزیت‌های آمفیبولیتی (بر حسب Wt.% و محاسبه رابطه ساختاری این کانی‌ها، به ترتیب بر اساس ۱۲ و ۲۳ اتم اکسیژن در واحد رابطه ساختاری (متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود در پهنه سندانج - سیرجان).

Sample No.	S6-7	S6-26	S6-34	S9-5	S9-10	S9-16	S6-80	S6-88
Mineral Type	Garnet (Rim)	Garnet (Inter)	Garnet (Core)	Garnet (Rim)	Garnet (Inter)	Garnet (Core)	Amphibole	Amphibole
SiO <sub>2</sub>	37.70	37.83	37.74	37.62	38.87	37.37	44.01	45.04
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.07	0.23	0.25	0.30	0.27	0.58	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.09	21.48	21.04	21.47	22.23	21.39	14.76	11.76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		
FeO	25.48	26.17	26.00	26.72	26.29	26.75	15.97	14.76
MnO	3.02	4.19	4.23	0.95	2.11	2.06	0.16	0.2
MgO	2.99	2.43	2.34	3.26	2.47	2.83	10.26	11.35
CaO	9.72	9.07	9.35	10.56	9.86	9.90	9.98	11.71
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.04	0.01	0.05	0.05	0.08	1.71	1.14
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.54	0.41
H <sub>2</sub> O							1.99	3.07
Sum	100.27	101.30	100.97	100.88	102.20	100.67	100	100
Si	5.96	5.95	5.96	5.91	6	5.9	6.74	6.67
Ti	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.06
Al	3.93	3.98	3.92	3.97	4.04	3.98	2.56	2.05
Fe	3.37	3.44	3.44	3.51	3.39	3.53		
Fe <sup>3+</sup>							0	0.08
Fe <sup>2+</sup>							1.96	1.75
Mn	0.41	0.56	0.57	0.13	0.28	0.28	0.02	0.03
Mg	0.71	0.57	0.55	0.76	0.57	0.67	2.25	2.51
Ca	1.65	1.53	1.58	1.78	1.63	1.68	1.57	1.86
Na							0.49	0.33
K							0.1	0.08
Sum	16.05	16.05	16.05	16.08	15.94	16.07	15.75	15.4
Mg#	0.12	0.09	0.09	0.12	0.1	0.11	0.53	0.59
Fe#	0.55	0.56	0.56	0.57	0.58	0.57		
Ca#	0.27	0.25	0.26	0.29	0.28	0.27		
Mn#	0.07	0.09	0.09	0.02	0.05	0.04		

جدول ۲- گزیده‌ای از نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های اپیدوت، فنزیت، امفاسیت، کلریت و پلاژیوکلاز موجود در اکلوزیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سندانج - سیرجان) و محاسبه رابطه ساختاری این کانی‌ها (اکسید عناصر بر حسب Wt.%).

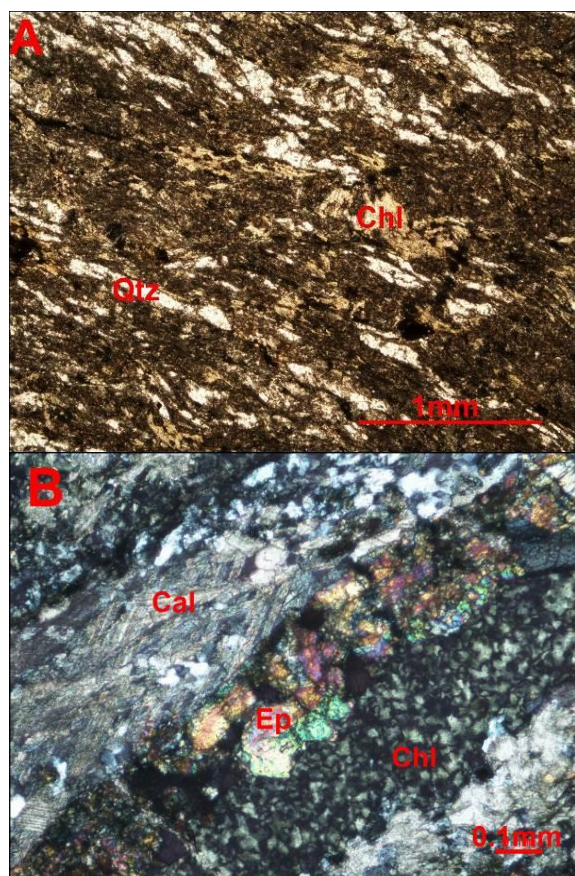
Sample No.	S9-180	S16-33	S16-37	S16-52	S16-53	S9-176	S9-166	S9-170
Mineral Type	Epidote	Phengite	Phengite	Omphacite	Omphacite	Chlorite	Plagioclase	Plagioclase
SiO <sub>2</sub>	37.9	49.82	49.08	61.51	56.21	54.95	66.42	66.09
TiO <sub>2</sub>	0.127	0.59	0.50	0.08	0.05	0.04	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.8	29.00	28.69	9.22	9.83	2.66	20.81	20.46
FeO	9.77	1.79	1.66	4.03	4.41	9.65	0.29	0.18
MnO	0.04	0.00	0.00	0.03	0.02	0.10	0.02	0.00
MgO	0.03	3.41	3.21	8.2	9.07	17.75	0.00	0.00
CaO	23.98	0.05	0.05	12.13	14.61	12.99	2.44	2.13
Na <sub>2</sub> O	0.01	1.43	1.51	5.57	6.04	0.29	10.6	10.75
K <sub>2</sub> O	0.00	10.85	10.67	0.11	0.06	0.08	0.12	0.10
Sum	100.00	96.94	95.37	100.88	100.30	98.51	100.69	99.71
Si	3.00	3.29	3.29	2.13	2.00	9.41	2.91	2.92
Ti	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al <sup>IV</sup>	-	-	-	0.00	0.00	0.00	1.07	1.06
Al <sup>VI</sup>	2.31	2.25	2.27	0.5	0.41	0.54	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0.65	-	-	0.00	0.01	0.00	-	-
Fe <sup>2+</sup>	-	0.1	0.09	0.12	0.12	1.38	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.34	0.32	0.42	0.48	4.53	0.00	0.00
Ca	2.03	0	0	0.45	0.56	2.38	0.11	0.10
Na	0.00	0.18	0.20	0.37	0.42	0.10	0.90	0.92
K	0.00	0.91	0.91	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Sum	8.01	7.10	7.11	3.99	4.00	18.26	5.01	5.01
Wollastonite	-	-	-	32.88	35.11	-	-	-
Ensthatie	-	-	-	30.93	30.33	-	-	-
Ferrosillite	-	-	-	8.87	8.30	-	-	-
Acmite	-	-	-	27.32	26.26	-	-	-
Anorthite	-	-	-	-	-	-	11.24	9.82
Albite	-	-	-	-	-	-	88.09	89.65
Orthose	-	-	-	-	-	-	0.67	0.53

جدول ۳- نتایج تجزیه ICP-MS روی متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سندج - سیرجان) (اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm) (Amp: آمفیبولیت؛ Ecl: اکلوزیت).

Sample No.	CH-7	CH-12	CH-23	CH-32	CH-33	CH-34	S-6	S-8	S-9	S-11
Rock type	Amp.	Amp.	Amp.	Ecl.	Ecl.	Ecl.	Amp.	Amp.	Ecl.	Amp.
SiO <sub>2</sub>	56.78	60.39	56.85	57.86	56.73	57.54	58.71	57.04	57.34	58.23
TiO <sub>2</sub>	1.71	0.93	1.23	1.2	2.17	1.2	1.09	1.81	1.2	1.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.48	13.05	16.17	14.15	12.43	13.87	13.98	13.5	13.55	13.78
FeO	6.94	8.48	6.88	8.56	9.44	8.97	9.15	9.48	9.08	8.57
MnO	0.14	0.16	0.14	0.19	0.16	0.18	0.19	0.2	0.19	0.17
MgO	3.29	4.13	3.28	3.33	3.35	3.22	3.38	2.8	3.2	3.25
CaO	9.03	7.13	9.69	9.12	8.08	9.13	9.45	8.41	9.32	9.19
Na <sub>2</sub> O	2.92	1.92	3.12	2.88	2.46	3.18	2.15	3.88	3.04	2.84
K <sub>2</sub> O	0.85	0.45	1.2	1.16	2.08	1.17	0.77	0.87	0.82	1.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.3	0.12	0.42	0.11	0.35	0.15	0.2	0.28	0.16	0.15
LOI	1.49	3.11	1.6	1.37	2.67	1.32	0.86	1.68	2.05	1.03
Ag	0.3	0.2	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.4	0.2	0.3
As	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ba	232	190	135	172	372	243	146	277	110	207
Be	1.6	0.6	1.5	2	2.8	1.2	1.1	1.5	1.5	1
Bi	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.16	0.62	<0.1	<0.1
Ce	36	13	50	14	62	21	23	31	20	20
Co	38.1	65	37.1	42.1	51.9	46.5	44.6	43.5	47.5	47.1
Cr	241	737	199	295	230	234	276	81	207	285
Cs	0.6	0.5	0.7	0.6	5.9	<0.5	0.5	1.9	0.6	<0.5
Cu	62	40	44	19	65	92	50	75	75	67
Dy	5.99	4.53	5.21	4.93	6.06	6.69	7.99	8.5	6.61	6.35
Er	4.46	3.53	3.55	3.89	3.77	5.89	7.22	7.16	5.7	5.62
Eu	2.02	1.17	2.31	1.01	2.75	1.64	1.89	2.37	1.66	1.6
Gd	6.04	3.96	6.7	4	7.57	5.74	6.95	7.51	5.74	5.54
Hf	1.86	1.46	1.47	1.58	1.78	1.63	1.41	4	1.63	1.64
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	18	6	24	6	30	10	10	14	9	9
Li	12	13	8	8	14	8	12	11	8	7
Lu	0.37	0.33	0.35	0.38	0.3	0.5	0.6	0.53	0.51	0.49
Mo	0.21	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Nb	11	3.9	12	5.7	16.9	4.7	2.5	5.7	4.7	6.3
Nd	22.8	10.7	38.6	11.1	37.7	16.5	19	23.3	16.2	15.9
Ni	98	376	115	84	157	59	118	42	55	60
Pb	70	13	8	7	15	6	6	4	7	7
Pr	5.59	2.13	10.19	2.25	9.49	3.44	3.89	4.95	3.33	3.2
Rb	40	20	60	29	90	36	20	24	30	41
S	70	<50	<50	53	1498	180	564	784	701	293
Sb	<0.5	<0.5	1	1.9	0.9	1.2	1.2	1.6	1.7	3.1
Sc	41.8	34.1	36.5	41.7	28.1	51.2	49.6	50.1	50.4	51
Se	<0.5	<0.5	0.67	<0.5	0.9	1.2	1.22	1.51	1.8	0.94
Sm	5.67	3.25	7.72	3.33	8.48	4.83	5.77	6.75	4.92	4.83
Sn	1.7	0.8	4	3.3	1.9	1.4	0.8	1.5	1.4	1.6
Sr	285	116.6	451.2	64.7	195.4	123.6	140.1	302	130.2	151.6
Ta	1	0.25	0.83	0.35	0.83	0.27	0.17	0.29	0.3	0.4
Tb	1.03	0.75	0.98	0.78	1.17	1.09	1.33	1.42	1.11	1.05
Te	1.38	0.26	0.52	1.78	0.99	0.47	0.62	0.18	0.22	0.91
Th	3.79	2.02	6.18	2.13	4.8	2.5	2.11	2.33	2.51	2.52
Tl	0.1	<0.1	<0.1	0.14	1	0.15	0.12	<0.1	0.19	0.17
Tm	0.66	0.55	0.56	0.61	0.53	0.86	1.09	1.04	0.9	0.85
U	0.6	<0.5	1.4	0.5	1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
V	272	205	278	247	260	263	225	350	305	306
W	<0.5	<0.5	0.9	1.4	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1
Y	27.3	21.9	23.8	24	25	32	39.4	39.8	32.8	31.1
Yb	3.4	2.9	2.9	3.2	2.6	4.5	5.6	5.3	4.6	4.4
Zn	87	111	69	108	189	104	132	103	105	96
Zr	72.54	56.94	57.33	61.62	69.42	63.57	54.99	156	63.57	63.96

جدول ۴- گزیده‌ای از نتایج تجزیه Laser ablation روی متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج - سیرجان) (مقدار عناصر فرعی بر حسب ppm) (Amph: آمفیبول؛ Px: پیروکسن؛ Grt: گارنت؛ C: هسته؛ R: حاشیه).

Sample No.	S6-1a	S6-2-2a	S6-2-3a	S6-3-1a	S6-5-1a	S6-5-3a	S6-6-1a	S6-7-1a	S6-8-2a	S6-9-3a
Mineral Type	Amph.	Amph.	Px.	Amph.	Grt(C)	Amph.	Grt.	Amph.	Grt(R)	Px.
La	8.37	0.31	0.36	0.61	0	0.1	13.9	0.64	0	0.15
Ce	4.42	1.9	2.05	3.92	0	0.48	0.82	3.97	0	0.95
Pr	1.19	0.53	0.58	1	0	0.12	0.16	1.15	0	0.28
Nd	10.9	4.84	5.4	8.13	0.04	1.23	2.31	10.54	0	2.73
Sm	6.13	3.21	2.85	4.52	0.22	0.79	0.72	6.61	0.31	1.77
Eu	1.63	1.14	0.86	1.63	0.06	0.33	0.31	1.87	0.32	0.57
Gd	10.3	5.57	5.01	7.69	3.48	1.92	1.87	10.7	3.73	3.95
Tb	1.82	1.09	0.81	1.32	1.34	0.4	0.49	2.18	1.75	0.82
Dy	14.5	8.61	6.39	8.95	13.95	3.1	4.71	16.13	24.45	7.93
Ho	3.5	1.91	1.44	1.97	3.74	0.77	1.44	3.5	8.09	2.02
Er	9.95	5.49	4.01	5.67	11.98	2.46	5.77	9.66	30.97	6.24
Tm	1.45	0.84	0.54	0.83	2.1	0.38	1.25	1.45	5.7	0.89
Yb	8.79	4.88	3.18	5.45	14.33	2.19	9.52	8.68	65.11	6.07
Lu	1.35	0.8	0.47	0.98	2.61	0.42	1.7	1.26	42.98	1.03
Pt	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	-0.02	0.02	-0.02	0.02	0	0.01	0	0	0.02	0
Th	0.14	0.06	0	0.07	0.06	0	0.01	0.05	0.37	0
U	0.32	0.04	0	0.19	0.07	0.01	0.01	0.06	0.1	0



شکل-۴) (A) تصویر میکروسکوپی کلریت شیست در نور PPL و (B) تصویر میکروسکوپی اپیدوت کلریت شیست در نور XPL (حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود در پهنه سنندج - سیرجان).

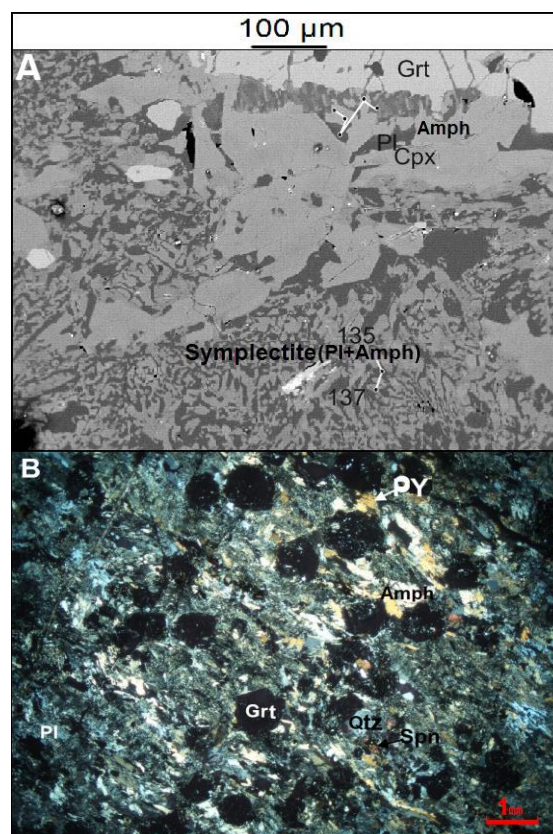
### پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

متابازیت‌های منطقه مورد مطالعه، آمفیبولیت‌ها، اکلوزیت‌ها و شیست‌های سبز هستند که از این میان، آمفیبولیت‌ها از فراوانی بیش‌تری برخوردارند. تقریباً بیش‌تر سنگ‌های دگرگونی این منطقه دگرشکل شده‌اند و در آن‌ها آثار میلونیتیزاسیون دیده می‌شود. آثار میلونیتی شدن، خردشدن، ایجاد درزه‌های متعدد و ایجاد پورفیروکلاست در سنگ‌ها است. وجود پورفیروکلاست‌های پوششی آمفیبول در آمفیبولیت‌ها (Davoudian, 2005)، وجود ماهی میکایی (Mica fish) در گرانیته‌ها، خردشدگی شدید و وجود رگه‌های ثانوی کوارتز و کلسیت در اکلوزیت‌ها از آثار دیگر میلونیتی شدن در این سنگ‌ها به شمار می‌رود.

**شیست‌های سبز:** این سنگ‌ها نسبت به سایر متابازیت‌ها فراوانی کم‌تری دارند. کوارتز، کلریت، سریسیت، زونیزیت و اکتینولیت، اصلی‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این متابازیت‌ها هستند. کلریت‌ها غالباً به صورت ثانوی دیده می‌شوند و سریسیت‌ها بیش‌تر به زمینه محدود می‌شوند (شکل ۴).

بروند. وجود پورفایروبلاست آمفیبول در اکلوزیت‌ها می‌تواند گویای تشکیل آمفیبول‌ها بر اثر نفوذ سیالات آبدار در اوج شرایط دگرگونی باشد (Massonne, 2013). در برخی موارد هم‌رشدی سیمپلکتیتی (Symplectitic) بین کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در اطراف کلینوپیروکسن‌ها و گاهی بین کلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۵-B). هم‌رشدی سیمپلکتیتی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز نتیجه تجزیه امفاسیت به علت کاهش فشار است (Sassi *et al.*, 2004). گارنت‌ها معمولاً شکل دار و دربردارنده ادخال‌هایی از روتیل، کوارتز و فنزیت هستند و نسبت به گارنت موجود در آمفیبولیت‌ها منیزیم بالاتر و منگنز پایین‌تری دارند. اغلب روتیل‌ها با پوششی از اسفن هستند که این حالت نشان‌دهنده وجود اکلوزیت‌های به‌شدت دگرسان شده است (Massonne and Czambor, 2006). همچنین، وجود روتیل در متابازیت‌ها تشکیل آن‌ها در شرایط فشار بالا را تأیید می‌کند (Green and Ringwood, 1967; Zack *et al.*, 2002). بررسی‌ها نشان می‌دهد که گارنت‌های منطقه، منطقه‌بندی ترکیبی دارند و از سمت مرکز به سمت حاشیه، میزان  $X_{Mg}$  افزایش و میزان  $X_{Mn}$  کاهش می‌یابد. میزان  $X_{Ca}$  و  $X_{Fe}$  نوسانات اندکی دارند و از مرکز به سمت حاشیه اندکی افزایش می‌یابند (شکل ۶). افزایش در میزان  $X_{Mg}$  و کاهش در میزان  $X_{Mn}$  از هسته به سمت حاشیه نشان می‌دهد که در زمان تشکیل اکلوزیت‌ها حرارت به تدریج افزایش یافته است. پژوهش‌ها نشان می‌دهد که در گارنت‌های با منطقه‌بندی ترکیبی که در آن‌ها  $X_{Mn}$  حالت زنگوله‌ای شکل (bell-shaped) و  $X_{Mg}$  حالت جامی شکل (bowl-shaped) دارد، منطقه‌بندی رشدی در زمان دگرگونی پیش‌رونده رخ داده است. بر اساس مطالعات ژئوترموتری، وجود منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت‌ها می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در درجه حرارت بین ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد باشد (Davoudian *et al.*, 2008).

**اکلوزیت‌ها:** اکلوزیت‌ها هم به‌صورت توده‌ای و هم به‌صورت زنولیت، درون میلونیت گرانیت‌ها یا آمفیبولیت‌ها یافت می‌شوند (شکل ۳-C). این سنگ‌ها کم‌تر به‌صورت سالم هستند و به‌شدت خرد شده‌اند. اکلوزیت‌ها اغلب در تأثیر دگرگونی قهقرایی به اکلوزیت آمفیبولیتی شده و یا حتی آپواکلوزیت آمفیبولیت تبدیل شده‌اند. کانی‌های تشکیل‌دهنده اکلوزیت‌ها، پیروکسن امفاسیتی، گارنت، سیمپلکتیت آمفیبول - پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیریت، کوارتز و اسفن هستند (شکل ۵-A).



شکل ۵- تصویر میکروسکوپی یک نمونه از اکلوزیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج - سیرجان). (A) تصویر BSE از هم‌رشدی (Symplectitic) پلاژیوکلاز و آمفیبول در کنار پیروکسن؛ (B) گارنت‌های شکل دار، آمفیبول، پیروکسن، کوارتز، اسفن و پلاژیوکلاز در نور XPL.

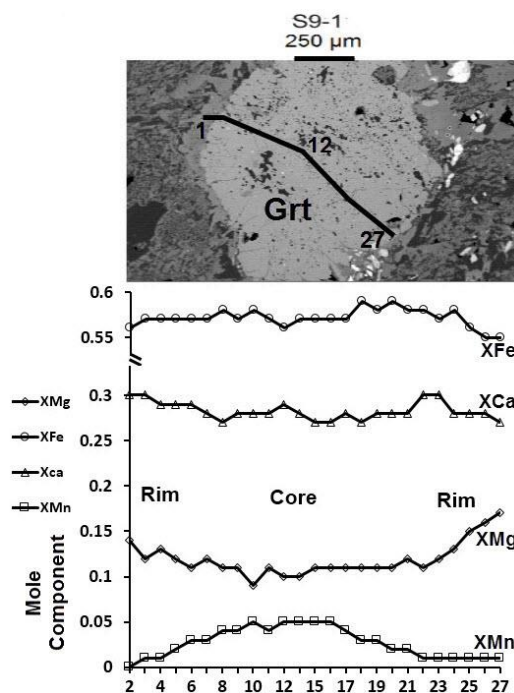
در طول پیشرفت سیر قهقرایی تبدیل اکلوزیت به آمفیبولیت، بر میزان آمفیبول‌های کلسیک افزوده و از میزان امفاسیت‌ها کاسته می‌شود تا این که کاملاً از بین

یکی از این عوامل باشد: تفریق ترکیبی در زمان رشد گارنت، تعادل دوباره و آهسته کاتیون‌ها با انتشار بین بلورین، واکنش با یک سیال متاسوماتیک، تجزیه یا رشد کانی‌های غنی از عناصر کمیاب و تغییرات ضریب تفکیک گارنت‌های زمینه (Schwandt *et al.*, 1996). شواهد نشان می‌دهد که گارنت‌های منطقه مورد مطالعه منطقه‌بندی رشدی دارند که این منطقه‌بندی، حاصل رشد پیش‌رونده و تغییرات ضریب تفکیک گارنت‌ها است. بر اساس تقسیم‌بندی Coleman و همکارانش (۱۹۶۵)، اکلوزیت‌های منطقه مورد مطالعه از نوع C هستند. بر اساس این، اکلوزیت‌های نوع C از نوع اکلوزیت‌های فشار بالا - دمای پایین هستند و معمولاً در مناطق فرورانش تشکیل می‌شوند و گارنت‌های موجود در آنها نیز از آلماندن غنی هستند.

#### آمفیبولیت‌ها: این سنگ‌ها هم به صورت توده‌ای

(شکل ۳-B) و هم به صورت زئولیت درون میولیت گرانیت‌ها (شکل ۳-D) دیده می‌شوند. گسترش آمفیبولیت‌ها نسبت به اکلوزیت‌ها و شیب‌های سبز بسیار بیش‌تر است. به‌طور کلی آمفیبولیت‌ها را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد. دسته یک، آمفیبولیت‌های اولی که حاصل تبدیل سنگ‌های بازیگ به آمفیبولیت‌ها در رخساره آمفیبولیت هستند. دسته دوم آمفیبولیت‌هایی هستند که بر اثر دگرگونی قهقرایی اکلوزیت‌ها ایجاد شده‌اند و اکلوزیت‌های آمفیبولیتی شده نامیده می‌شوند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها، آمفیبول، گارنت، پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت، زوئیزیت، اسفن، روتیل، اکتینولیت، اپیدوت، بیوتیت و مگنتیت هستند. بافت غالب آنها گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک است (شکل ۷-A).

از مهم‌ترین آثار دگرشکلی که در بیش‌تر نمونه‌های سنگی منطقه دیده می‌شود، برگوارگی است. این برگوارگی از کشیدگی کانی‌هایی مانند آمفیبول و پلاژیوکلاز و قرارگرفتن این کانی‌ها در جهت کشش

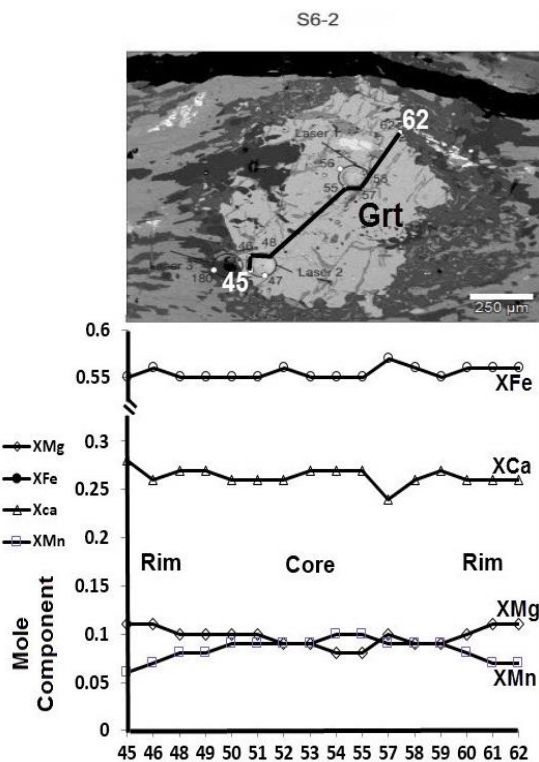


شکل ۶- منطقه‌بندی ترکیبی گارنت‌های موجود در اکلوزیت‌ها (حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود در پهنه سندر - سیرجان).

این منطقه‌بندی در حرارت‌های بالاتر به علت افزایش نرخ انتشار عناصر کاهش می‌یابد و گارنت همگن‌تر می‌شود (Carlson and Schwarze, 1997). بر اساس تحقیقات Zeming و همکاران (۲۰۰۰) گارنت‌ها در اکلوزیت‌های فشار بسیار بالا و حرارت بالا (بالای ۷۰۰ درجه سانتیگراد) معمولاً به صورت همگن هستند، اما در اکلوزیت‌های فشار بالا و حرارت متوسط (بین ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد)، منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. منطقه‌بندی ترکیبی گارنت‌ها در سنگ‌های دگرگونی HP و UHP یک شاخص حساس به فرایندهای دگرگونی است (Chernoff and Carlso, 1999; Schneider *et al.*, 2007).

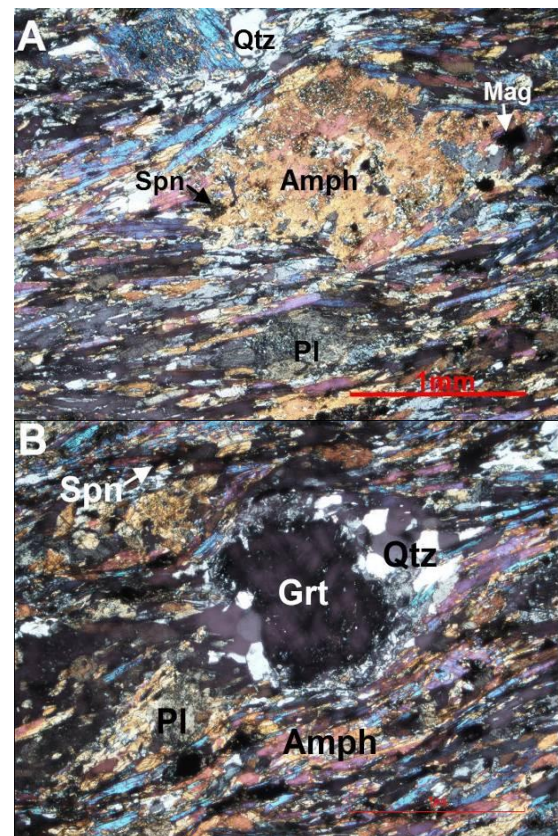
در حال حاضر، منطقه‌بندی گارنت‌ها را به دو دسته تقسیم می‌کنند. منطقه‌بندی رشدی که حاصل رشد پیش‌رونده با تأثیر جزئی انتشار عناصر است و منطقه‌بندی انتشاری که حاصل تغییرات انتشاری یک منطقه‌بندی رشدی در زمان بالآمدگی از عمق به سطح است. منطقه‌بندی رشدی در گارنت‌ها ممکن است بر اثر

در مراحل پیشرفته‌تر دگرگونی قهقرایی، هورنبلند علاوه بر اکتینولیت به کلریت نیز تبدیل شده است. کلریت ابتدا در امتداد کلیواژهای هورنبلند و سپس کاملاً جایگزین آن شده است. این جایگزینی موجب آزاد شدن میزان درخور توجهی تیتان و تشکیل اسفن در این مرحله شده است (Davoudian, 2005). وجود کانی زوئیزیت می‌تواند نشان‌دهنده شرایط تشکیل سنگ در درجه دگرگونی بالاتری نسبت به دو کانی دیگر خانواده اپیدوت باشد. با افزایش درجه دگرگونی، میزان  $Fe^{3+}$  اپیدوت کاسته می‌شود و کانی به سمت زوئیزیت کشیده می‌شود (Laird and Albee, 1981). گارنت‌های موجود در اکلوزیت‌های آمفیبولیتی نیز یک پهنه‌بندی ترکیبی دارند. میزان منگنز در آن‌ها نسبت به گارنت اکلوزیت‌ها افزایش و میزان منیزیم آن‌ها کاهش یافته است، اما روندهای یکسانی دارند. میزان منیزیم در هسته، کم‌تر از حاشیه و میزان منگنز در هسته بیش‌تر از حاشیه است (شکل ۸).



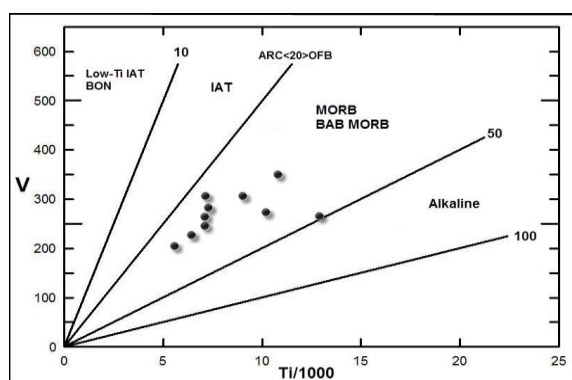
شکل ۸- منطقه‌بندی ترکیبی گارنت‌های موجود در اکلوزیت‌های آمفیبولیتی (حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود در پهنه سنندج - سیرجان).

ناشی می‌شود. این نوع ساخت معمولاً در پهنه‌های تغییر شکل پذیر (داکتیل) به وجود می‌آید (شکل ۷). برخی از نمونه‌های آمفیبولیتی گارنت فراوان‌تری دارند و گارنت آمفیبولیت نامیده می‌شوند. گارنت‌ها معمولاً با سایه‌های فشاری هستند. این سایه‌های فشاری، حاصل چرخش کانی‌های مقاوم گارنت در زمینه سنگ در زمان دگرشکلی هستند. فضاهای باقی‌مانده حاصل از این چرخش، معمولاً با کانی‌های ثانوی‌ای مانند کوارتز پر می‌شود (شکل ۷-B). آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها اغلب از نوع هورنبلند هستند که معمولاً در زمان دگرگونی قهقرایی به اکتینولیت تبدیل شده‌اند.



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی دو نمونه از آمفیبولیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج - سیرجان). (A) آمفیبولیت دربردارنده کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز و اسفن (در نور XPL)؛ (B) گارنت آمفیبولیت دربردارنده گارنت‌های درشت با سایه‌های فشاری است که در زمان دگرشکلی پیش‌رونده و در فضای بین بلورهای گارنت تشکیل شده است و موجب رشد بلورهای کوارتز در این فضا شده است (در نور XPL).

دگرسانی گرمایی و درجه متوسط تا بالای دگرگونی، نامتحرک و نیز ضریب توزیع V بسیار در خور اطمینان است (Rollinson, 1993). بر اساس این و با استفاده از نمودار V-Ti که Shervais (۱۹۸۲) آن را ارائه کرده است، تا حد زیادی می‌توان به تشخیص محیط تشکیل متابازیت‌ها اطمینان داشت. نمونه‌های متابازیت منطقه در این نمودار در محدوده MORB (بازالت‌های رشته‌های میان اقیانوسی) قرار می‌گیرند (شکل ۹). تقریباً همه نمونه‌ها به جز یکی از آن‌ها در محدوده باریکی از تغییرات V به Ti/1000 قرار می‌گیرند که می‌تواند گویای تشابه شیمیایی این سنگ‌ها باشد (Davoudian, 2005).



شکل ۹- خاستگاه متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج - سیرجان) بر اساس نمودار Shervais (۱۹۸۲) در محدوده MORB قرار می‌گیرند.

(BON= Boninites, IAT= Island Arc Tholeiite, MORB= Mid Oceanic Ridge Basalts, BAB= Back-Arc Basins).

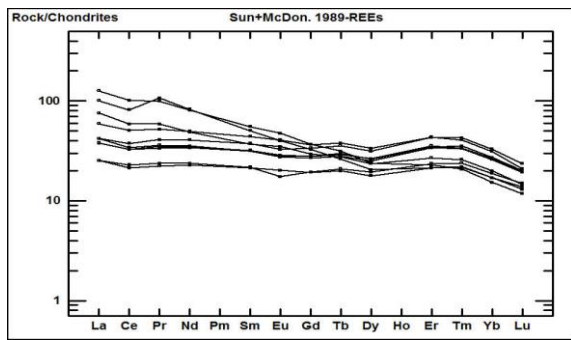
Mesched (۱۹۸۶) از عنصر کمیاب نامتحرک Nb برای تشخیص انواع بازالت‌های بستر اقیانوسی استفاده کرد و نموداری را بر اساس نسبت عناصر Y, Nb و Zr ارائه کرد. در این نمودار (شکل ۱۰-A) می‌توان انواع بازالت‌های مورب شمال (N-MORB)، مورب غنی شده (E-MORB)، کمان‌های آتشفشانی (VAB) و درون صفحه‌ای (WP.Alk) آلکالن و تولییتی (WP.Th) را از یکدیگر تفکیک کرد. بنابراین، نمونه‌های متابازیت منطقه مورد مطالعه مورب هستند و عمدتاً در محدوده

بنابراین، می‌توان گفت که وجود منطقه‌بندی ترکیبی در گارنت موجود در اکلوزیت‌ها و اکلوزیت‌های آمفیبولیتی نشان می‌دهد که درجه حرارت تشکیل آن‌ها بیش‌تر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد نبوده است (Carlson and Schwarze, 1997).

### بحث و نتیجه‌گیری

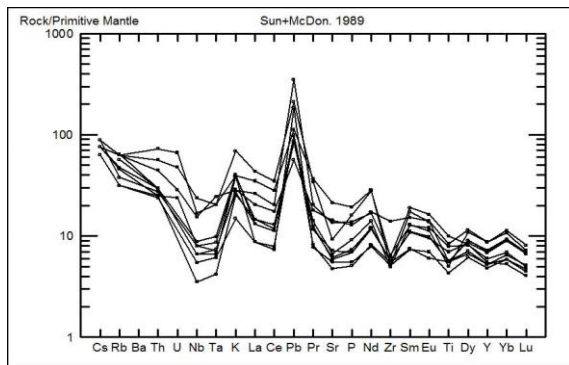
همان‌طور که واضح است تحولات دگرگونی متفاوت می‌تواند از یک سنگ مادر، سنگ‌هایی با درجات مختلف دگرگونی ایجاد کند. عامل اصلی کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی یک سنگ دگرگونی، ترکیب سنگ اولی پیش از دگرگونی است. ترکیب اولی یک سنگ می‌تواند بر اثر دگرسانی و دگرگونی، تغییر کند. این تغییرات در اصل با استفاده از حرکت سیال‌ها و شرایط گرمایی هنگام دگرگونی، کنترل می‌شود. دگرگونی‌های درجه بالا می‌تواند با دگرشکلی همراه باشد و ممکن است یک درآمیختگی زمین‌ساختی با والد آمیخته ایجاد کند (Rollinson, 1993). همچنین، واکنش‌های آب‌گیر و آب‌زدا نیز ممکن است موجب متحرک شدن عناصر خاصی در سیال بشود و تغییراتی را در ترکیب شیمیایی سنگ والد ایجاد کند. از سوی دیگر در درجات بالای دگرگونی و اغلب در حضور آب ممکن است فرایند ذوب رخ دهد و این مذاب، سنگ والد را به دو بخش ترکیبی تفاله و مذاب تفکیک کند (Rollinson, 1993). افزایش شدت دگرشکلی در پهنه‌های برشی نیز می‌تواند در تحرک عناصر تغییر ایجاد کند. بنابراین، برای استفاده از عناصر، شناخت سنگ والد و تشخیص نوع محیط تکتونیکی سنگ‌های دگرگونی و به‌ویژه سنگ‌های با درجه دگرگونی بالا باید بسیار دقت کرد.

برخی از عناصر کمیاب مانند Nb, Y, Ti, Zr و Th در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای غیر متحرک هستند (Pearce, 1996) و بنابراین، می‌توان از این عناصر برای تعیین سنگ مادر و محیط تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها استفاده کرد. عناصر Ti و V در شرایط



شکل ۱۱- الگوی به‌هنجارسازی شده عناصر خاکی کمیاب موجود در متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج - سیرجان) نسبت به ترکیب کندریت (مقادیر عناصر خاکی کمیاب کندریت‌ها برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است).

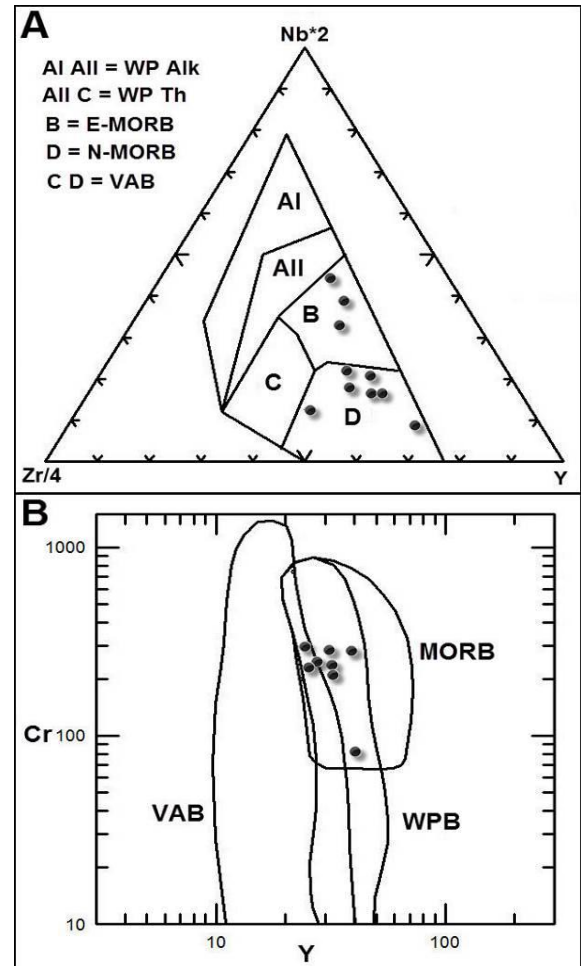
نمودار عنکبوتی به‌هنجارسازی شده عناصر کمیاب متابازیت‌ها نسبت به گوشته اولی (Primitive Mantle) (شکل ۱۲) نشان می‌دهد که عناصر با قدرت یونی بالا (HFS) در متابازیت‌های منطقه مورد مطالعه نسبت به گوشته اولی به‌طور متوسط حدود ۱۰ برابر غنی‌شدگی دارند.



شکل ۱۲- نمودار عنکبوتی به‌هنجارسازی شده عناصر کمیاب موجود در متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج - سیرجان) نسبت به ترکیب گوشته اولی (مقادیر عناصر کمیاب و خاکی کمیاب گوشته‌ی اولی برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است).

غنی‌شدگی نسبی در عناصر LILE و آنومالی‌های منفی عناصر Ta، Nb و Ti گویای نقش پوسته اقیانوسی فرورونده است و علاوه بر این آنومالی شدید مثبت سرب در این سنگ‌ها نیز دخالت سنگ‌های رسوبی به همراه پوسته فرورونده را نشان می‌دهد. آنومالی منفی Nb

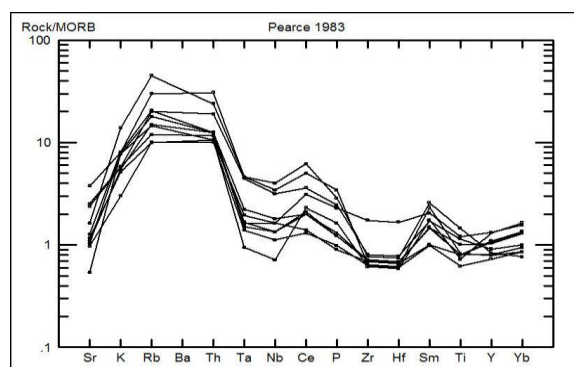
بازالت‌های N-MORB و تعدادی هم در محدوده بازالت‌های E-MORB قرار می‌گیرند.



شکل ۱۰- ترکیب شیمیایی متابازیت‌های حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود (پهنه سنندج - سیرجان) در: (A) نمودار تمایزی Zr-Nb-Y از Mesched (۱۹۸۶)، محدوده‌ها دربردارنده بازالت‌های درون صفحه‌ای آکالن (WP Alk) و تولییتی (WP Th)، بازالت‌های MORB نوع E و N و بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی هستند؛ (B) نمودار تمایزی Cr-Y از Pearce (۱۹۸۲). محدوده‌ها، بازالت‌های MORB، درون صفحه‌ای (WPB) و کمان‌های آتشفشانی (VAB) را دربرمی‌گیرند.

در ضمن، Eu ناهنجاری مشخصی از خود نشان نمی‌دهد (شکل ۱۱). فراوانی و توزیع این عناصر در محدوده میدان MORB قرار دارد. عناصر خاکی کمیاب طی دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت و گرانولیت معمولاً نامتحرک هستند (Dupuy et al., 1979).

نمودار عنکبوتی به‌هنجارسازی‌شده عناصر کمیاب متابازیت‌ها نسبت به بازالت‌های رشته‌های میان‌اقیانوسی، عناصر لیتوفیل مانند Rb و Ba غنی‌شدگی نشان می‌دهند و عناصر HFS با MORB مشابه هستند (شکل ۱۳). بنابراین، ترکیب این سنگ‌ها بسیار شبیه مورب است و افزایش عناصر لیتوفیل نیز احتمالاً در زمان فرورانش و با سازنده‌های رسوبی انجام شده است. Th عنصری است که در پوسته و Ta عنصری است که در گوشته غنی است (Winchester and Floyd, 1977). پژوهشگران غنی‌شدن گوشته از عناصری مانند U و Th را به ذوب یک اسلب فرورونده نسبت می‌دهند (Condie, 2008).



شکل ۱۳- نمودار عنکبوتی به‌هنجارسازی‌شده عناصر خاکی کمیاب موجود در متابازیت‌های حاشیه‌ساز و رودخانه‌زاینده رود (پهنه‌سنندج - سیرجان) نسبت به ترکیب مورب (مقادیر عناصر کمیاب مورب‌ها برگرفته از Pearce (۱۹۸۳) است).

عناصر Sr و Ce در سیال‌های آبگین متحرک هستند، با این حال در MORB بر خلاف بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی غلظت‌های به‌هنجارشده بسیار مشابهی را نشان می‌دهند (Rollinson, 1993).

اکلوژیت‌ها بر اساس میزان  $TiO_2$  به دو دسته تقسیم می‌شوند: اول، اکلوژیت‌های با  $TiO_2$  پایین (کم‌تر از ۲ درصد) که با Mg# و Ca بالا و HFSE پایین (Nb, Ta, Zr, Hf, Y) متمایز می‌شوند و توزیع الگوی REE آن‌ها شبیه N-MORB است که نشان‌دهنده نشأت‌گرفتن آن‌ها از یک گوشته تهی‌شده است. دوم، اکلوژیت‌های با

گویای نقش داشتن پوسته‌قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی است. غنی‌بودن از عناصر HFS در یک سنگ نیز بیان‌کننده تشکیل از یک گوشته تهی‌نشده است (Rollinson, 1993). نسبت Y/Nb در هنگام دگرگونی و دگرسانی، ثابت است و فقط ممکن است در حاشیه‌گذاره‌های بالشی دگرسان‌شده تغییر کند (Floyd and Winchester, 1976).

تغییرات نسبت‌های  $Zr/Y$  و  $Ti/Y$  در مجموعه‌های بازالتی به احتمال زیاد به ناهمگنی‌های گذشته ناحیه خاستگاه مربوط می‌شود. تفاوت نسبت‌های  $Zr/Nb$  و  $Y/Nb$  بین بازالت‌های آکالن و تولیتی به تفاوت در نواحی خاستگاه گوشته‌ای مربوط است (Rollinson, 1993). بازالت‌های رشته‌های میان‌اقیانوسی و کمان‌های آتشفشانی (VAB) ممکن است از خاستگاه واحدی ایجاد شده باشند، اما پایین‌تر بودن میزان مطلق عناصر  $Ti, Zr, Y$  و NB در بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی بالاتر در خاستگاه آن‌ها است (Rollinson, 1993).

نمودار دیگری که از آن می‌توان برای تفکیک بازالت‌ها و به‌ویژه تفکیک بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی از MORB استفاده کرد، نمودار Cr-Y است که Pearce (۱۹۸۲) آن را ارائه کرد. عنصر Y در سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی به علت میزان تفکیک، نسبت به سایر بازالت‌ها کم‌تر است و مقدار عنصر Cr نیز می‌تواند تابعی از مقدار متفاوت ذوب گوشته باشد. بر این اساس نمونه‌های متابازیت منطقه مورد مطالعه در محدوده MORB قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ - B).

روند توزیع عناصر خاکی کمیاب (REE) در اکلوژیت‌ها و آمفیبولیت‌ها، علاوه بر گارنت و هورنبلند تا حدودی می‌تواند به فراوانی روتیل، آپاتیت و اسفن، مربوط شود. در الگوی به‌هنجارسازی‌شده عناصر خاکی کمیاب متابازیت‌ها نسبت به کندریت، عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند و در

تجزیه شده‌اند و سیالات، تأثیر مهمی بر روند توزیع عناصر کمیاب در کانی‌های تازه تشکیل شده گذاشته‌اند. از آن جا که آمفیبول‌ها در مرحله سیر قهقرایی، هم از تجزیه گارنت‌ها و هم از تجزیه امفاسیت‌ها ایجاد شده‌اند، از طریق شباهت میزان عناصر کمیاب نامتحرک (مانند V، Ti، Zr، Sc، Hf) موجود در آمفیبول‌ها با گارنت‌ها یا امفاسیت‌ها، می‌توان تشخیص داد که از کدام کانی به وجود آمده‌اند. نمودار عنکبوتی به‌هنجارشده عناصر خاکی کمیاب آمفیبول‌ها نسبت به کندریت (شکل ۱۴-۱) نشان می‌دهد که میزان عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) بسیار بیش‌تر از میزان عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) است. توزیع متفاوت REE در کانی‌های آمفیبول گویای تفاوت در خاستگاه این آمفیبول‌ها است. آمفیبول‌های سدیک - کلسیک موجود در اکلوژیت‌ها بر اثر دگرگونی قهقرایی و از تجزیه امفاسیت‌ها و گارنت‌ها ایجاد شده‌اند و بنابراین، قادرند ویژگی‌های عناصر کمیاب خاستگاه خود را حفظ کنند. آنومالی منفی عنصر Eu نشان می‌دهد که این عنصر نسبت به سایر عناصر هم‌جوارش کم‌تر وارد آمفیبول‌ها شده است. Eu در شرایط احیا در پلاژیوکلازها تجمع می‌کند. نسبت پایین La/Yb در آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که در توزیع عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، گارنت و آپاتیت عامل اصلی کنترل‌کننده عناصر خاکی کمیاب سنگین هستند. همچنین، پایین بودن نسبت La/Yb نشان می‌دهد که LREE‌ها نسبت به HREE‌ها عناصر ناسازگارتری هستند و با نسبت بیش‌تری در زمان دگرگونی از سنگ خارج شده‌اند (Rollinson, 1993).

در مقایسه با آمفیبول‌های موجود در اکلوژیت‌های سالم، آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها، مجموع REE بالایی دارند و میزان عناصر متحرک در سیال آن‌ها (مانند Rb، Sr، Ba، Pb و U) نیز فراوان است. تفاوت در فراوانی LREE در آمفیبول‌های مختلف اکلوژیت‌های قهقرایی شده

TiO<sub>2</sub> بالا (بیش‌تر از ۲ درصد) که Ca و Mg# پایین و HFSE بالایی دارند و از LREE غنی هستند و با الگوی توزیع REE در E-MORB و OIB قابل مقایسه هستند (Zhang *et al.*, 2013) اکلوژیت‌های منطقه مورد مطالعه TiO<sub>2</sub> پایین‌تر از ۲ درصد دارند و میزان HFSE آن‌ها نیز پایین است و بنابراین، می‌توان گفت که خاستگاه آن‌ها یک گوشته تهی شده یا N-MORB است.

Skogby و Ingrin (۲۰۰۰) و Bolfan-Casanova (۲۰۰۵) بیان می‌کنند که سیالات فراگیر داخلی می‌توانند از تجزیه کانی‌های آبدار و در زمان انتقال توده اکلوژیتی به سطح و در میان سیر قهقرایی دگرگونی ایجاد شوند. ادخال‌های اولی سیالات، یا درون کانی‌ها حبس می‌شوند یا به صورت باندهای ساختاری OH از کانی‌های به ظاهر بدون آب مانند پیروکسن، گارنت و روتیل آزاد می‌شوند. این کانی‌ها می‌توانند مقدار قابل ملاحظه‌ای آب به صورت OH در ساختار شبکه بلورین خود نگه دارند.

به تجربه ثابت شده است که با کاهش فشار، هیدروکسیل‌های محلول موجود در کانی‌های به ظاهر بدون آب، آزاد می‌شوند (Mierdel and Keppler, 2004; Mosenfelder, 2000; Withers *et al.*, 1998). بنابراین، به احتمال زیاد مقدار قابل ملاحظه‌ای از سیالات فراگیر، در نخستین مراحل بازگشت اسلب HP به سطح زمین، آزاد شده‌اند. این سیالات محلی با کانی‌های مرحله اوج دگرگونی (مانند گارنت و امفاسیت) واکنش داده‌اند و از یک سو سبب ایجاد آمفیبول و از سوی دیگر موجب جاری شدن و هجوم عناصر کمیاب درون کانی‌های منفرد و بین کانی‌های مختلف شده‌اند (Zhang *et al.*, 2013).

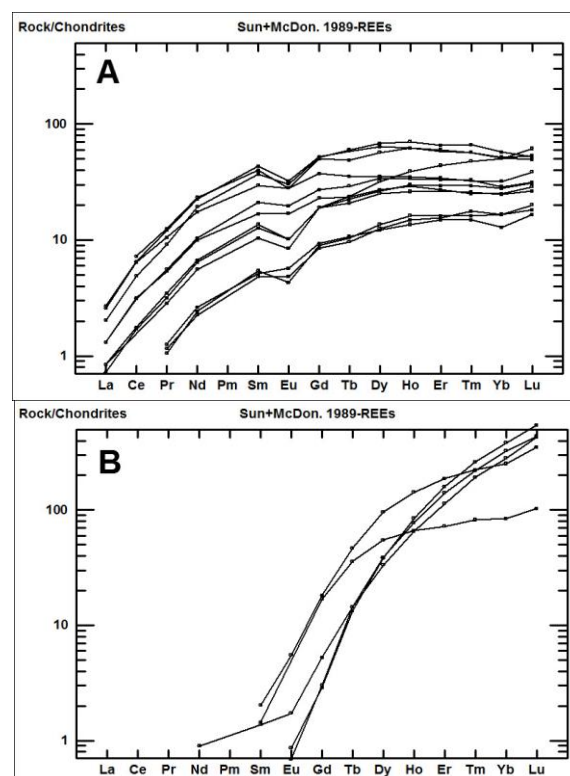
به‌طور نظری کانی‌های تشکیل شده در زمان سیر قهقرایی، ویژگی‌های عناصر کمیاب را از خاستگاه خود به ارث می‌برند (Sassi *et al.*, 2000). در زمان سیر قهقرایی اکلوژیت‌ها، مجموعه کانی‌های مختلف مانند گارنت و امفاسیت در یک زمان یا یکی پس از دیگری

شایان توجه این است که HREE ها در گارنت‌ها به شدت سازگار هستند. این مطلب همراه با ترکیب عناصر اصلی و نوع کانی‌ها می‌تواند شاخص خوبی برای دستیابی به روند تکامل دگرگونی و تشخیص رفتار سیالات متاسوماتیک در زمان دگرگونی قهقرایی باشد (Zhang *et al.*, 2013). متاسوماتیسم، ممکن است موجب تغییر در محتوای REE سنگ‌ها شده باشد. عناصر محلول در سیالات مانند Rb، Sr، Ba، Cs و Pb تمرکز بسیار پایینی در گارنت‌ها دارند. بر اساس تحقیقات Hickmott (۱۹۸۷)، ترکیب REE گارنت‌ها با ترکیب سنگ کل و ضریب تفکیک کنترل می‌شود. بنابراین، کاهش میزان HREE در حاشیه گارنت‌های موجود در اکلوزیت‌هایی که کمی دچار دگرگونی قهقرایی شده‌اند، می‌تواند نتیجه تشکیل کانی‌های غنی از HREE (مثل آپاتیت و تیتانیت) یا تغییرات ضریب تفکیک در زمان دگرگونی پس‌رونده باشد. احتمال تشکیل HREE متفاوت در هسته و حاشیه گارنت‌ها می‌تواند به تغییر ضریب تفکیک در آن‌ها مربوط باشد که خود با تغییرات P-T در زمان بالآمدگی و سیر قهقرایی ارتباط دارد (Zhang *et al.*, 2013).

عناصر خاکی کمیاب سنگین در فشارهای بالا راحت‌تر می‌توانند به شبکه بلورین گارنت‌ها وارد شوند و ممکن است در زمان کاهش فشار در هنگام بالآمدن توده آزاد شوند. غنی‌بودن حاشیه‌های امفاسیت‌های در تماس با گارنت‌ها از HREE، خود تأییدی بر این موضوع است (Zack *et al.*, 2001). بنابراین، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که اگر میزان HREE در حاشیه گارنت‌ها بالا باشد این گارنت‌ها در مرحله اوج دگرگونی تشکیل شده‌اند و اگر میزان HREE در حاشیه گارنت‌ها پایین باشد این گارنت‌ها در زمان سیر قهقرایی تشکیل شده‌اند.

بنابراین، با توجه به مطالب بیان شده می‌توان گفت که متابازیت‌های منطقه مورد مطالعه، همان

نشان‌دهنده درجات متفاوت دگرگونی در رخساره آمفیبولیت است که به علت نفوذ سیالات داخلی که احتمالاً از سنگ میزبان نشأت گرفته‌اند، است (Zhang *et al.*, 2013). عناصر متحرک در سیال (مانند Sr، Rb، Ba و Pb) تمرکز بیشتری در آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌ها در مقایسه با گارنت آمفیبولیت‌ها دارند.



شکل ۱۴- نمودار عنکبوتی ترکیب عناصر خاکی کمیاب به‌هنگار شده نسبت به ترکیب کندریت در: (A) آمفیبول‌ها؛ (B) گارنت‌ها (اکلوزیت‌های آمفیبولیتی حاشیه سد و رودخانه زاینده‌رود در پهنه سنندج - سیرجان).

در نمودار به‌هنگار شده گارنت‌ها نسبت به کندریت، شیب نمودار بسیار بیش‌تر از شیب نمودار در آمفیبول‌ها است (شکل ۱۴-B). بر اساس این نمودار، میزان LREE در گارنت‌ها به شدت کاهش یافته است و میزان HREE افزایش چشمگیری نشان می‌دهد که این روند نشان‌دهنده غلظت بالای عناصر خاکی نادر سنگین در گارنت‌ها است. ضریب تفکیک REE در گارنت‌ها به تدریج از La به سمت Lu افزایش می‌یابد و نکته

است و در آن بالا آمدن سنگ‌های دگرگونی فشار بالا از عمق به سطح را مطرح می‌کند، نئوژن، محتمل‌ترین سن برای بالا آمدن است. همچنین، بر اساس مطالعاتی که اخیراً انجام شده است (Angiboust and Agard, 2010; Massonne, 2013)، سازنده‌های متراکم اکلوزیتی می‌توانند در یک کانال فرورانش و با یک‌سری جریان‌های توده‌ای به سمت بالا هدایت شوند و از عمق به سطح زمین برسند. عامل ایجاد این جریان‌های توده‌ای در منطقه می‌تواند نیروهای فشارشی ناشی از پس از برخورد نهایی پوسته اقیانوسی نئوتتیس باشد.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از حمایت‌های معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان تشکر و قدردانی می‌کنند. همچنین، از آقایان پروفسور Hans-Joachim Massonne، دکتر Joachim Opitz و دکتر Thomas Theye از دانشگاه اشتوتگارت آلمان که تجزیه‌های ریز کاوشگر الکترونی و لیزر ابلیشن این پژوهش را انجام دادند، صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

بازالت‌های رشته‌های میان اقیانوسی نئوتتیس بوده‌اند که همراه با اسلب فرورونده به زیر صفحه ایران فرورانش کرده‌اند و در حد رخساره اکلوزیت، دگرگون شده‌اند و در نهایت قبل از خروج از گوشته نیز در تأثیر متاسوماتیسم گوشته قرار گرفته‌اند. تبدیل بازالت‌ها به اکلوزیت در زمان فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران انجام شده است و سپس در زمان بالا آمدگی و طی دگرگونی قهقرایی، اکلوزیت‌ها به اکلوزیت‌های آمفیبولیتی تبدیل شده‌اند (Davoudian, 2005). آنومالی مثبت عناصری مانند Rb، K، Pb و می‌تواند از تأثیر سنگ‌های رسوبی همراه اسلب فرورونده ناشی باشد که پس از ذوب شدن ممکن است یکی از شناسه‌های مؤثر در متاسوماتیسم متابازیت‌ها باشد. Mohajjel و همکاران (۲۰۰۳) معتقدند برخورد نهایی پوسته اقیانوسی نئوتتیس با صفحه ایران در نئوژن اتفاق افتاده است و پس از آن یک مرحله دگرشکلی شدید در منطقه رخ داده است. بنابراین، با در نظر گرفتن این موضوع و با توجه به پژوهشی که Massonne (۲۰۱۲) انجام داده

### منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 94: 401-419.
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Angiboust, S. and Agard, P. (2010) Initial water budget: the key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel? *Lithos* 120: 453-474.
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon H. and Piqué A. (2004) The crystalline complexes of Hamadan (Sanadaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience* 336: 1443-1452.
- Berberian, M. and King, G.C.P. (1981) towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. Wiley-Blackwell publication, London.
- Carlson, W. and Schwarze E. (1997) Petrological significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Liano Uplift. *Journal of Metamorphic Geology* 15: 631-639.

- Chernoff, C. B. and Carlso, W. D. (1999) Trace element zoning as a record of chemical disequilibrium during garnet growth. *Geology* 27: 555–558.
- Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B. and Brannock W. W. (1965) Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geological Society of American Bulletin* 76: 483-508.
- Condie, K. C. (2008) Did the character of subduction change at the end of the Archean? Constraints from convergent-margin granitoids. *The Geological Society of America* 36(8): 611–614
- Davoudian, A. R. (2005) Tectono-metamorphic and magmatic evolution in Shahrekord-Daran area (Sanandaj - Sirjan Zone, Iran,). Ph.D. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Davoudian, A. R., Genser, J., Bauer F. and Shabanian, N. (2011) The new findings from the subduction of Neo-Tethys based on absolute age dating  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  of eclogite samples, north of Shahrekord. In: proceeding of the 15th Meeting of Geological Society of Iran, Iran (in Persian).
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N. (2008) Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj - Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology science* 92: 393-413.
- Droop G.T.R. (1987). A general equation for estimating  $\text{Fe}^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Dupuy, C., Dostal, J. and Capedri, S. (1979) Rare earth elements in high-grade metamorphic rocks from the western Alps. *Lithos* 12: 41-49.
- Fazlnia, A. N., Schenk, V., van der Straaten, F. and Mirmohammadi, M. S. (2009) Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos* 112: 413-433.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj - Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6): 683-693.
- Ghasemi, A., Hajihoseini, A. and Hoseini, M. (2006) Explanatory text of Chadegan. Geological Quadrangle Map 1:100,000, Geological Survey and exploration of Iran, Tehran.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E. (1967) An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31:767–833
- Karabinos, P. (1988) Heat transfer and fault geometry in the Taconian thrust belt, western New England. *Geological Society of America Special Paper* 222: 35-45.
- Kurz, W. and Froitzheim, N. (2002) The exhumation of eclogite - facies metamorphic rocks - a review of models confronted with examples from the Alps. *International Geology Review* 44: 702-743.
- Laird, J. and Albee, A. L. (1981) Pressure, temperature, and time indicator in mafic schists: their implications to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Journal of American Science* 281: 127-175.
- Massonne, H. J. (2012) Formation of Amphibole and Clinozoisite-Epidote in Eclogite owing to Fluid Infiltration during Exhumation in a Subduction Channel. *Journal of Petrology* 40:1-30.
- Massonne, H. J. and Czambor, A. (2006) Geochemical signatures of Variscan eclogites from the Saxonian Erzgebirge, central Europe. *Chemie der Erde-Geochemistry* 67: 69-83.
- Massonne, H. J., Opitz, J., Theye, T. and Nasir, S. (2013) Evolution of a very deeply subducted metasediment from As Sifah, northeastern coast of Oman. *Lithos* 156: 171-185.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207–218.
- Mierdel, K., Keppler, H., 2004. The temperature dependence of water solubility in enstatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 305–311.
- Mohajjel, M. (1997) Structure and tectonic evolution of Palaeozoic–Mesozoic rocks, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision,

- Sanandaj - Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22: 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous - Tertiary continental collision, Sanandaj - Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Mosenfelder, J.L., 2000. Pressure dependence of hydroxyl solubility in coesite. *Physics and Chemistry of Minerals* 27, 610–617.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2009) Reply to: Comment by Aftabi and Atapour on Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 113: 847-849.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks.* (Ed. Thorpe R. S.) Wiley 525-548.
- Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, P. K. and Luff, I. A. (1995) Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich Island Arc. *Journal of Petrology* 36: 1073-1109.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva Publishing Ltd., Cambridge.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Longman Scientific and Technical, London.
- Sarkarnejad, K. and Alizadeh, A. (2009) Dynamic model for the exhumation of the take gneiss dome within a divergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 201-209.
- Sassi, R., Mazzoli, C., Miller, C. and Konzett, J. (2004) Geochemistry and metamorphic evolution of the Pohorje Mountain eclogites from the easternmost Austroalpine basement of the Eastern Alps (Northern Slovenia). *Lithos* 78: 235–261
- Schneider, J., Bosch, D., Monié, P. and Bruguier, O. (2007) Micro-scale element migration during eclogitisation in the Bergen arcs (Norway): a case study on the role of fluids and deformation. *Lithos* 96: 325–352.
- Schwandt, C. S., Papike, J. J., Shearer, C. K. (1996) Trace element zoning in pelitic garnet of the Black Hills, South Dakota. *American Mineralogist* 81: 1195–1207.
- Shahabpour, J. (2007) Island - arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652-665.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj - Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668-683.
- Spear, F. S. (1995) *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure–Temperature–Time Paths.* Mineralogical Society of America, Washington.
- Stampfli, G. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanicbasalt: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 313–345 Geological Society of London.
- Winchester J. A. and Floyd P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology* 20: 249 - 284.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28: 459–469.
- Withers, A. C., Wood, B. J. and Carroll, M. R. (1998) The OH content of pyrope at high pressure.

Chemical Geology 147: 161–171.

- Zack, T., Kronz, A., Foley, S. F. and Rivers, T. (2002) Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology* 184: 97–122.
- Zack, T., Rivers, T. and Foley, S. F. (2001) Cs-Rb-Ba systematics in phengite and amphibolite: an assessment of fluid mobility at 2.0 GPa in eclogites from Trescolmen, central Alps, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 651-669.
- Zeming, Z., Yong, Y. and Zhang, J. (2000) The compositional zoning of garnet in eclogite from western segment of Altyn Tagh. *Chinese Science Bulletin* 45: 79-83.
- Zhang, C., Zhang, L., Bader, T., Song, S. and Lou, Y. (2013) Geochemistry and trace element behaviors of eclogite during its exhumation in the Xitieshan terrane, North Qaidam UHP belt, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences* 63: 81-97.

## **Study of protolith of metabasites from Zayandehrood dam margin and river (Sanandaj-Sirjan zone) with emphasis on minerals chemistry**

**Kamran Akbari and Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh\***

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### **Abstract**

Studied metabasites of The Zayandehrood River and Dam margin are located at about 100 km West of Isfahan town. These metabasites are part of the Sanandaj-Sirjan Structural zone including eclogites, amphibolites and green schists. Studies suggest that the eclogites were formed at high-pressure condition in eclogite facies and were finally changed to eclogitic amphibolites under the retrogressive metamorphism. Geochemical characteristics of immobile trace elements that are less affected by alteration and High-Pressure deformation suggest that the origin of these metabasites are mid oceanic ridge basalts (MORB). In fact, these eclogites are the same Neo-Tethys MORBs that caused by the subduction of the oceanic crust to beneath of the Iranian microcontinent were formed during a high to medium temperature, progressive dynamo-thermal regional metamorphism and then returned to the surface were transformed to the eclogitic amphibolites caused by retrogressive metamorphism. Along with final collision between Neo-Tethyan oceanic crust and the Iranian microcontinent at Late Cretaceous, an intense metamorphism phase occurred in the region and deeper high pressure metamorphic rocks were uplifted to the Surface.

**Key words:** Metabasite, Eclogite, Amphibolite, Zayandehrood River, Sanandaj-Sirjan zone

\* tabataba@sci.ui.ac.ir