

کابروهای آلکالن چشمه قصابان همدان با گرایش جزایر اقیانوسی، ژوراسیک میانی: شواهد فرورانش پشته میان اقیانوسی تیس جوان، پهنه سندج-سیرجان

فتح الله مصوری^۱، رضا زارعی سهامیه^۲، عادل ساکی^۳، امیرعلی طباطبائی^۴ و احمد احمدی خلجی^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

^۴استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۴/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۱۷

چکیده

سنگ‌های دگرگونی پهنه سندج-سیرجان (SSZ) در باختر همدان، ناحیه چشمه قصابان تحت نفوذ اولیون گابروها و کابروهای ژوراسیک میانی قرار گرفته است. این سنگ‌ها با گرایش آلکالن شامل اولیون، کلینوپروکسن، پلاژیوکلاز، فلوگوپیت، آمفیبول قهوه‌ای و بیوتیت هستند که از ذوب بخشی یک منشأ پریدوتیتی در میدان پایداری گارنت، اشتقاق یافته‌اند. غنی‌شدگی LREE در الگوی عادی‌سازی شده عناصر REE نسبت به کندریت و مقادیر بالای نسبت‌های $(\text{Nb}/\text{Yb})_{\text{N}} (22-22.38)$ ، $(\text{La}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}) (6.65-11.25)$ ، $(\text{Nb}/\text{Y}) (>1)$ و نشان می‌دهد که این گابروها از منشأ پلوم‌های گوشه‌ای مولد بازالت‌های با گرایش جزایر اقیانوسی (OIB-like) مشتق شده و در پوسته قاره‌ای نفوذ کرده است. با توجه به الگوی ژئودینامیک حاکم بر این پهنه در ژوراسیک میانی که به فرورانش پوسته اقیانوس تیس جوان به زیر حاشیه جنوب باختری سندج-سیرجان نسبت داده شده است؛ مدل فرورانش «پشته-گودال» برای این گابروها پیشنهاد می‌شود. بر اساس این مدل، فرورانش پشته میان اقیانوسی تیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای سبب ایجاد پنجره لیتوسفری و نفوذ مذاب‌های داغ استنوسفری به پهنه سندج-سیرجان شده است. تشکیل حجم زیاد گرانیتوئیدهای پرآلومینوس نوع S در کمپلکس گرانیتوئیدی الوند منطقه همدان می‌تواند به ذوب متابلیت‌ها، در طی فرایندهای فرورانش پشته نسبت داده شود.

کلیدواژه‌ها: کابروی آلکالن جزایر اقیانوسی، فرورانش پشته میان اقیانوسی، پهنه سندج-سیرجان، الوند، همدان.

*نویسنده مسئول: رضا زارعی سهامیه

E-mail: Zarei.r@lu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

مرزهای همگرایی نوع پاسیفیک در حواشی فعال قاره‌ای اقیانوس آرام که در منطقه پیش کمان شکل می‌گیرند (Condie, 2005) قابل مقایسه می‌باشد. در فاصله کوتاهی پس از دگرگونی ناحیه‌ای و قبل از افت گرادیان حرارتی که تحت تأثیر آن سنگ‌های منطقه متحمل دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند، پلوتونیزم گسترده‌ای شامل توده‌های درونی مافیک (گابرو-اولیون گابرو-حدواسط (مانند دیوریت) و حجم زیادی گرانیتوئید در این سنگ‌های دگرگونه نفوذ می‌کنند (سپاهی گرو، ۱۳۷۸).

موضوع این پژوهش بررسی ژئوشیمیایی و تعیین محیط تکتونیکی این گابروها و نفوذی‌های مافیک در فلیت‌های همدان واقع در لبه زون فرورانش اقیانوس تیس جوان می‌باشد. این تحقیق نشان می‌دهد که این سنگ‌ها گرایش آلکالن دارند و از ذوب بخشی پلوم‌های استنوسفری داغ زیر پوسته اقیانوسی فرورونده (Subslab asthenosphere) در میدان پایداری گارنت مشتق شده‌اند و از دیدگاه ژئوشیمیایی با بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) که در محیط‌های اقیانوسی فوران می‌کنند، قرابت آشکاری نشان می‌دهند. همچنین بر اساس مطالعه حاضر و شواهد موجود، همجواری (juxtaposing) این گابروها با پلیت‌های دگرگونه (فلیت‌های همدان) بر اساس مدل برخورد پشته-گودال (ridge-trench collision) (Thorkelson, 1996) به فرورانش پشته داغ میان اقیانوسی تیس جوان در ژوراسیک میانی، به زیر منطقه منشورهای بهم افزاینده و گودال زون فرورانش نسبت داده می‌شود.

۲- روش انجام پژوهش

به منظور انجام این پژوهش، پس از عملیات صحرایی و بررسی واحدهای سنگی منطقه در پیمایش‌های متعدد، ۳۴ نمونه برداشت شد و پس از سنگ‌نگاری مقاطع

پهنه سندج-سیرجان در ایران (Stöcklin, 1968) با روند شمال باختر-جنوب خاور در بلافضل شمال خاور زمین درز زاگرس قرار دارد که موقعیت اقیانوس تیس جوان در گذشته را نشان می‌دهد.

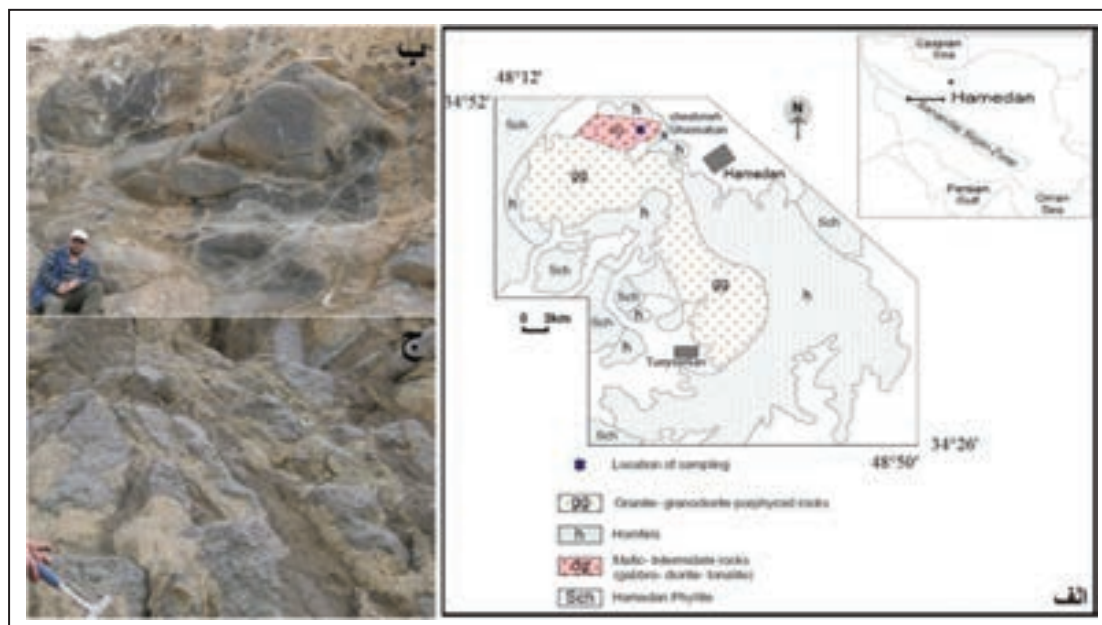
فرورانش اقیانوس تیس جوان به زیر پهنه سندج-سیرجان، در اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک، شروع شد و کم و بیش تا قبل از تصادم قاره‌های اوراسیا-گندوانا در اواخر الیگوسن (25-23 Ma; Chattian, 2005) یافت (Agard et al., 2005). ویژگی‌های این فرورانش دیرپا با فرورانش در مرزهای همگرایی عهد حاضر حاشیه اقیانوس آرام (Pacific-type orogene) قابل مقایسه می‌باشد (Kazmin et al., 1986) (Fergusson et al., 2016) دگرگونی ناحیه ای پهنه سندج-سیرجان را که در شروع فرورانش اقیانوس تیس جوان، ورقه فرا رانده شده (overriding plate) لبه زون فرورانش را تشکیل می‌دهد است به رخداد کوهزایی سیمیرید میانی نسبت می‌دهند که مقارن با اواسط ژوراسیک (احتمالاً 175-168 Ma) به وقوع پیوسته است. این پهنه ساختاری که در منطقه همدان تا الیگودرز-ازنا با عنوان «زیر پهنه پیچیده تغییر شکل یافته» معرفی شده، شامل واحدهای رانده با سوی حرکت به سمت جنوب باختر است. این توالی گسلیده، در قاعده و در مرز با زمین درز زاگرس شامل واحدهای آمفیولیت و متاگابرو با گرایش ژئوشیمیایی MORB-EMORB-OIB و مرمریت به سن اردووسین تا پرمین می‌باشد (کمپلکس جان June Complex). این مجموعه که در مراحل آغازین شکل‌گیری اقیانوس تیس جوان در حاشیه غیر فعال شمال اقیانوس تیس و در یک محیط کششی تشکیل شده (Alavi, 1994; Fergusson et al., 2016)، به سمت شمال خاور در زیرتوالی‌های توریدایتی (فلیت‌های همدان) قرار گرفته که سن بخشی از آن پرمین میانی است (Fergusson et al., 2016). از دیدگاه ژئودینامیکی، زیر پهنه پیچیده تغییر شکل یافته در پهنه سندج-سیرجان، با کمپلکس‌های بهم‌افزاینده (accretionary prism)،

داده شده است (شکل ۱- الف). در بخش تحتانی بسیاری از رخنمون‌های اولیون گابروی سنگ‌های گرانودیوریتی برنزد می‌یابد که حاوی حجم فراوانی از قطعات بیضوی و یا بی شکل اولیون گابروی و گابروی است (شکل‌های ۱- ب و ج). این اشکال در منطقه چشمه قصابان، توسط (Ghalamghash et al., 2009) به آمیختگی ناکامل ماگمای (magma mingling) مافیک و اسیدی نسبت داده شده است. رشید (۱۳۸۸) این مناطق مرزی را که بین سنگ‌های مافیک و گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های الوند شکل گرفته با عنوان منطقه تداخلی (interaction zone) به صورت یک واحد سنگی جدا با نماد int بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ منطقه تفکیک کرده است. جدیدترین فاز پلوتونیزم در این منطقه یک فاز اسیدی هولولوکرات با ترکیب آلکالی فلدسپار گرانیت است که مجموعه سنگ‌های مافیک، گرانودیوریت‌ها و هورنفلس‌ها را در منطقه چشمه قصابان عمدتاً به اشکال رگه‌ای و استوک‌های کوچک قطع کرده است. گابروهای الوند و گرانودیوریت‌ها در ژوراسیک میانی و سنگ‌های رگه‌ای در ژوراسیک بالایی (Shahbazi et al., 2010) و گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های الوند که توده اصلی کمپلکس درونی الوند را شکل داده‌اند، از نوع S هستند. در حالی که لوکوگرانیت‌ها گرایش نوع I نشان می‌دهند. توانالیت‌ها و کوارتزیدیوریت‌های الوند ویژگی‌های توده‌های نفوذی H (هیبریدی) نشان می‌دهند (Aliani et al., 2012).

نازک آنها، ۱۱ نمونه شامل الیون گابرو (۴ نمونه)، گابرو (۶ نمونه) و یک نمونه اولترامافیک (پلاژیوکلینوپیروکسنیت (ورلیت)، انتخاب و برای آنالیز به روش ICP-MS و XRF به آزمایشگاه Actlab کانادا ارسال شد که نتایج آنها در جدول ۱ ارائه شده است. در این تحقیق همچنین از نتایج ژئوشیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و نادر داده‌های سنگ‌های مافیک این منطقه که قبل از این انجام شده (Ghalamghash et al., 2009; Shahbazi et al., 2010) و همچنین از نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌های گابروی (Shahbazi et al., 2010) استفاده شده است.

۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

نقشه زمین‌شناسی همدان (عمیدی و مجیدی، ۱۳۵۶) نشان می‌دهد که کهن‌ترین واحد سنگی محدوده مورد مطالعه فیلیت‌های همدان (Hamedan Phyllites) هستند (شکل ۱- الف). این نهشته‌های دگرگونه سپس تحت تأثیر نفوذ توده‌های بازیک هولوملانوکرات با ترکیب اولیون گابرو و گابرو قرار گرفته‌اند. این سنگ‌های مافیک توسط گابرویدیوریت‌ها، دیوریت‌ها و کوارتزیدیوریت‌ها که حجم اصلی سنگ‌های منطقه چشمه قصابان را تشکیل می‌دهد، محصور شده‌اند. حجم زیادی از انواع هورنفلس‌ها که به خرج فیلیت‌ها شکل گرفته‌اند، این مجموعه سنگ‌های مافیک و حدواسط را به صورت نوارهایی مشخص در سطح نقشه زمین‌شناسی همدان محدود کرده است. اینها با نماد کلی h در اطراف توده‌های درونی مافیک- حدواسط نشان



شکل ۱- الف) موقعیت گابروهای چشمه قصابان در شمال کمپلکس گرانیتیوئیدی الوند در پهنه سندرچ- سیرجان و سایت‌های نمونه برداری در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ همدان (عمیدی و مجیدی، ۱۳۵۶ با تغییرات)؛ ب و ج) رخنمون‌هایی از آمیختگی ناکامل ماگمایی (mingling) در منطقه تداخلی (واحد int) و آنکلاوهای شبه بالشی اولیون گابروی (سیاه) در متن گرانودیوریت‌ها (قهوه‌ای روشن) جنوب چشمه قصابان.

جدول ۱- نتایج تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و نادر خاکی در انواع سنگ‌های مافیک منطقه چشمه قصابان.

Rock name	olivine gabbro				gabbro						plagio-clinopyroxenite
	Chy1-PX9	Gh1-PX1	Wchy1-Px6	Gh2-Px1B	Sol1-Gb6	Gh3-gb3	Chy1-gb11	Gh1-gb7A	Gh1-gb4	Chy1-gb4	Gh1-Px4
SiO ₂ (wt %)	44.28	45.44	46.34	48.19	47.07	48.88	49.35	49.42	50.21	50.82	47.09
TiO ₂	1.13	1.34	1.32	1.36	2.30	1.90	2.55	4.34	1.04	2.08	1.30
Al ₂ O ₃	10.74	10.24	11.41	12.89	16.51	16.51	16.64	15.76	17.10	15.62	10.95
FeO _T	12.26	11.28	10.62	9.26	10.23	9.71	11.21	9.41	6.60	9.49	8.97

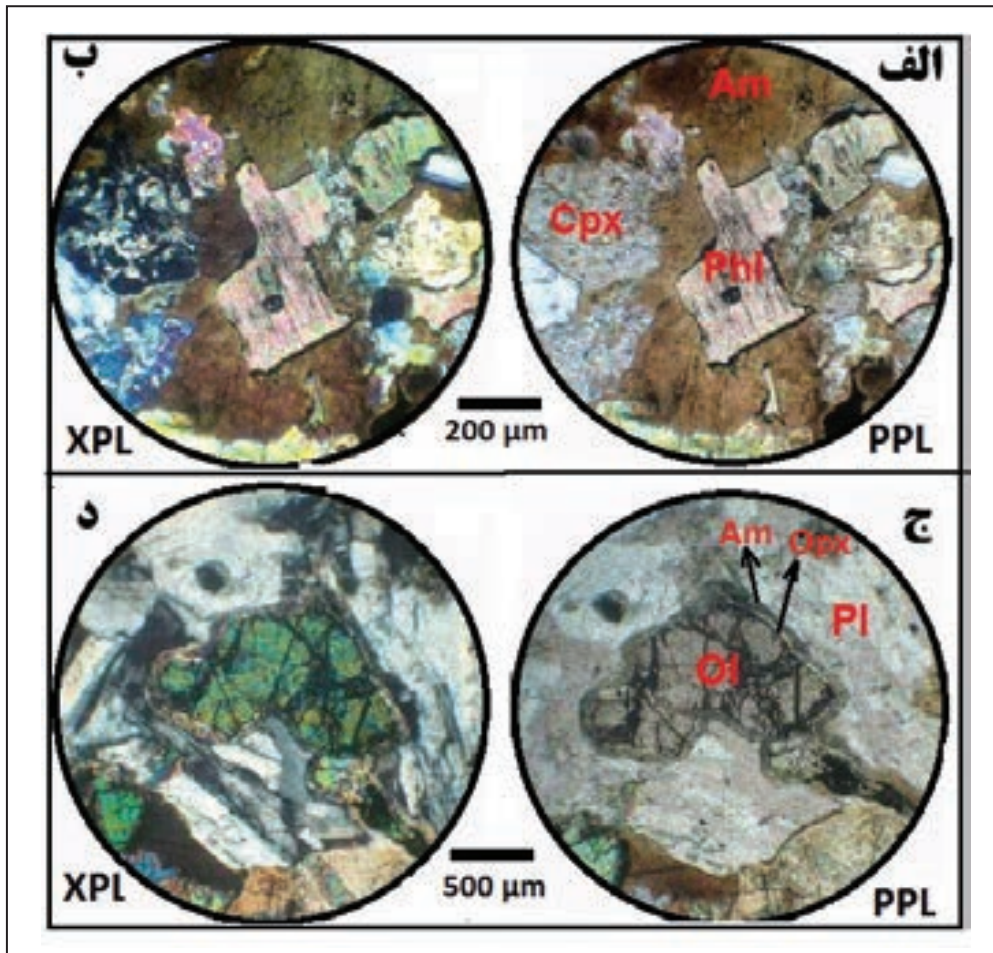
ادامه جدول ۱-۱

Rock name	olivine gabbro				gabbro						plagio-clinopyroxenite
Sample	Chy1-PX9	Gh1-PX1	Wchy1-Px6	Gh2-Px1B	Sol1-Gb6	Gh3-gb3	Chy1-gb11	Gh1-gb 7A	Gh1-gb4	Chy1-gb4	Gh1-Px4
MnO	0.20	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.22	0.16	0.12	0.16	0.17
MgO	17.42	19.04	16.77	11.87	5.99	6.94	5.16	5.66	7.71	6.34	13.40
CaO	9.45	7.83	8.56	12.95	10.42	10.13	8.40	10.12	12.85	8.62	13.27
Na ₂ O	1.43	1.79	2.10	1.97	2.70	2.26	3.44	2.77	2.21	2.68	1.32
K ₂ O	0.55	1.02	1.08	0.78	1.77	1.72	1.74	1.19	0.93	2.57	0.68
P ₂ O ₅	0.16	0.26	0.29	0.19	0.47	0.45	0.56	0.18	0.10	0.41	0.25
LOI	0.00	1.01	0.76	0.34	0.86	0.59	0.29	0.33	1.13	1.12	2.00
Total	97.62	99.43	99.43	99.97	98.5	99.27	99.56	99.34	100	99.91	99.4
Ba (ppm)	179	305	555	274	588	601	588	233	243	643	190
Rb	13	26	23	17	38	48	44	55	26	96	17
Sr	296	288	368	351	548	475	500	473	510	430	231
Cs	0.50	1.30	1.30	0.50	0.80	1.10	1.10	3.50	1.30	2.60	0.50
Ga	11	12	13	14	19	18	21	18	16	20	12
Ta	1.10	1.70	1.60	1.30	2.90	2.70	3.00	2.70	1.10	2.20	1.40
Nb	11	22	21	17	41	40	47	30	14	27	20
Hf	1.90	2.90	3.10	2.60	4.00	5.20	2.30	3.40	2.90	5.40	2.70
Zr	63	105	111	87	147	216	87	114	88	213	96
Y	11	14	15	15	25	25	26	17	15	24	15
Th	1.50	3.20	2.80	1.90	2.80	3.30	1.50	3.90	2.10	4.10	3.10
U	0.40	0.90	0.60	0.50	0.70	0.90	0.50	1.30	0.60	1.20	0.80
Cr	910	1350	1020	890	50	180	70	60	180	280	970
Ni	410	530	450	210	40	110	50	20	60	110	230
Co	77	81	70	53	38	38	35	40	35	35	48
Sc	32	27	27	44	30	27	30	35	35	23	50
V	175	203	182	248	316	246	303	413	224	203	251
La	10.20	18.30	18.20	14.20	31.90	32.30	33.00	16.80	14.30	29.60	20.90
Ce	21.80	35.90	36.20	29.30	62.90	66.70	67.30	34.50	28.50	59.50	40.60
Pr	2.62	4.16	4.11	3.63	7.28	7.61	7.81	4.04	3.44	6.84	4.71
Nd	12.00	16.80	17.20	14.90	29.60	30.50	33.10	16.90	15.10	28.10	18.80
Sm	2.70	3.60	3.80	3.40	6.40	6.30	6.50	3.90	3.50	5.90	4.20
Eu	0.91	1.21	1.28	1.24	2.12	1.67	2.35	1.17	1.20	1.86	1.29
Gd	2.80	3.60	3.50	3.70	6.20	6.20	6.20	3.80	3.30	5.90	3.90
Tb	0.40	0.50	0.50	0.60	0.90	0.90	0.90	0.60	0.50	0.80	0.60
Dy	2.40	2.80	3.00	3.20	5.00	5.30	5.00	3.40	2.90	4.70	3.50
Ho	0.50	0.60	0.60	0.60	1.00	1.00	0.90	0.70	0.60	0.90	0.60
Er	1.20	1.60	1.60	1.60	2.70	2.80	2.50	1.90	1.60	2.40	1.70
Tm	0.17	0.22	0.23	0.23	0.39	0.40	0.35	0.27	0.23	0.34	0.23
Yb	1.10	1.40	1.40	1.40	2.50	2.50	2.10	1.80	1.40	2.20	1.50
Lu	0.15	0.19	0.21	0.20	0.39	0.35	0.32	0.27	0.21	0.30	0.21
Eu/*Eu	1.01	1.03	1.07	1.07	1.03	0.82	1.13	0.93	1.08	0.96	0.97
(La/Yb) _N	6.65	9.38	9.32	7.28	9.15	9.27	11.27	6.69	7.33	9.65	9.99
Mg#	58.68	62.79	61.23	56.18	36.93	41.68	31.52	37.55	53.89	40.04	59.90

۴- سنگ‌نگاری

اولیون عمدتاً شامل بلورهای درشت و تازه و گاهی دارای حاشیه واکنشی است (شکل‌های ۲- ج و د). فلوگویت اغلب توسط آمفیبول با بافت پوئی کیلیتیک در برگرفته شده است. کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، سرپانتین، ایدنگسیت، و ترمولیت هستند. نتایج الکترون میکروپروب توسط نشان داده است که اولیون‌ها فاقد منطقه‌بندی شیمیایی و از نوع فورستریت (Fo75)، کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و آمفیبول‌های قهوه‌ای از نوع فروکرسوتیت هستند (Ghalamghash et al., 2009).

مطالعه میکروسکوپی نشان می‌دهد سنگ‌های مافیک منطقه چشمه قصابان شامل دو دسته اصلی اولیون گابروها و گابروها هستند. تفاوت عمده این دو گروه با هم در فقدان بلورهای اولیون در گابروها و نسبت کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز از دیدگاه ترکیب مدال آنهاست. ویژگی‌های بافتی نشان می‌دهد که تبلور کانی‌ها در سنگ‌های مافیک چشمه قصابان به ترتیب شامل اولیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، فلوگویت، آمفیبول قهوه‌ای و بیوتیت است (شکل‌های ۲- الف و ب).



شکل ۲- الف و ب) بافت پوئی کیلیتیک شامل بلورهای شکل دار فلوگویت (Pl) در متن آمفیبول قهوه ای (Am). قطر میدان دید ۱ میلی‌متر است؛ ج و د) بافت کرومای ارتوپیروکسن (OPX) و آمفیبول سبز (Am) در حاشیه بلورهای اولیون (Ol) در مرز با بلورهای پلاژیوکلاز (Pl). قطر میدان دید ۲/۵ میلی‌متر است. علائم اختصاری کانی‌ها از Siivola and Schmid (2007).

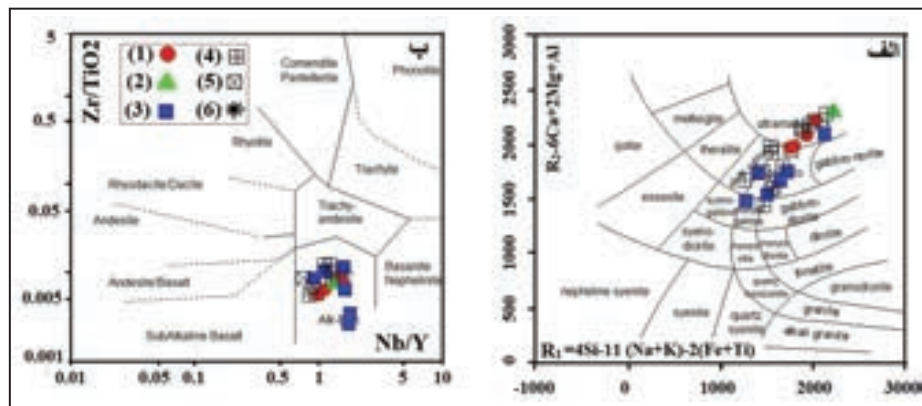
۵- ژئوشیمی

گابروها ۴۹/۸۶ تا ۵۶/۶۹ (میانگین ۵۳/۵۱) و در گابروها ۳۲ تا ۵۴ (میانگین ۳۷/۲) می‌باشد. میانگین مقدار TiO_2 در طی فرآیند تفریق از اولیون گابروها به گابروها از ۱/۲۹ wt % به ۲/۴۳ wt % افزایش می‌یابد. نسبت Na_2O/K_2O در سنگ‌های مافیک چشمه قصابان بالاست (>۱) است. میانگین این نسبت در اولیون گابروها و گابروها به ترتیب برابر ۲/۲۱ و ۱/۷۶ می‌باشد. در تقسیم بندی کاتیونی (Batchelor, 1985) and Bowden)، سنگ‌های مافیک منطقه چشمه قصابان در محدوده سینوگابرو، گابروی آلکانن و الترامافیک (پیکروگابرو) قرار دارند (شکل ۳- الف). تحول سنگ‌های مافیک از پیکروگابرو به سینوگابرو در این نمودار روند تفریقی سنگ‌های آلکانن را نشان می‌دهد. در نمودار Nb/Y در مقابل $Zr/TiO_2 * 0.0001$ نیز سنگ‌های مافیک منطقه چشمه قصابان در میدان مربوط به سنگ‌های بازالتی

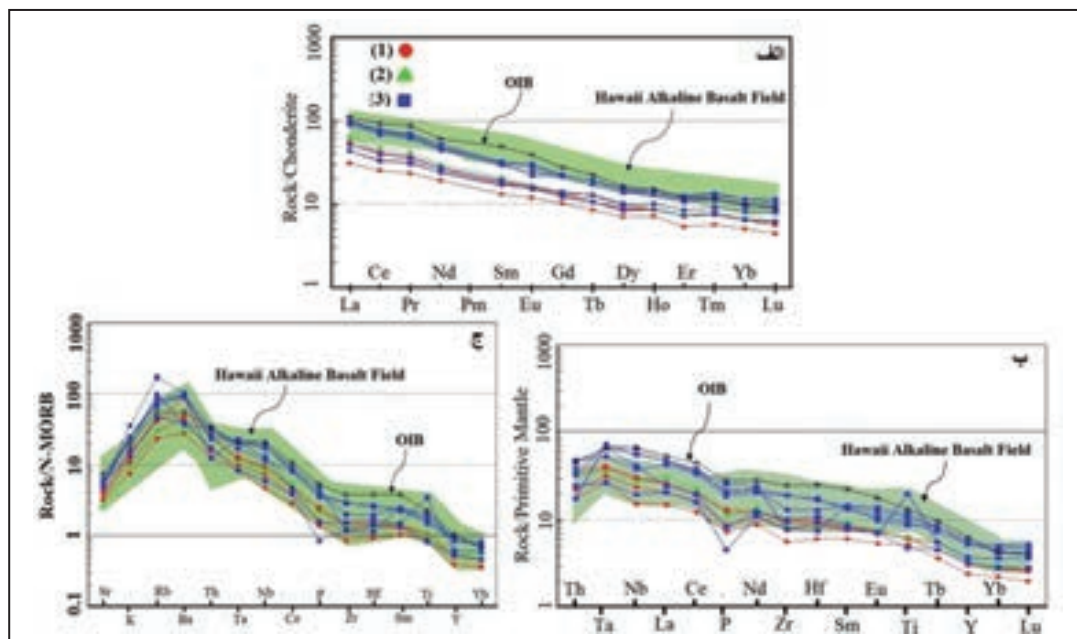
ترکیب نسبتاً یکنواخت، فراوانی و نوسانات کم مقادیر SiO_2 (44.28-50.82 wt %) از ویژگی‌های سنگ‌های مافیک منطقه چشمه قصابان محسوب می‌شود (جدول ۱). فراوانی MgO در اولیون گابروها با میانگین ۱۶/۲۸ درصد وزنی بسیار بالاست که در محدوده ۱۲ تا ۱۹ درصد قرار دارد. از دیدگاه Wang et al. (2015) تحول ماگماهای بازیک با فراوانی MgO بیشتر و یا برابر با ۸ درصد ($MgO \geq 8\%$)، تحت تأثیر تبلور اولیون و یا انباشته شدن این کانی می‌باشد و می‌توان تأثیر تفریق پلاژیوکلاز و یا کلینوپیروکسن را در آنها به طور موثری نادیده گرفت. در حالی که در گابروها با فقدان اولیون، میانگین فراوانی این اکسید حدود ۶/۳۰ درصد وزنی است که با تغییرات کم در محدوده ۵/۹۹ تا ۷/۷۱ درصد وزنی قرار دارد. عدد منیزیم ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$) در اولیون

اولیون گابروها و گابروها زیاد نیست و در همه آنها LREEs نسبت به HREEs غنی شدگی مشخص نشان می‌دهند. متوسط این نسبت‌ها به ترتیب در اولیون گابروها برابر با ۸/۱۶ و ۲/۸۸ و برای گابروها برابر با ۹/۰۱ و ۳/۱ می‌باشد. میانگین نسبت PM (La/Yb) عادی‌سازی شده نسبت به گوشته اولیه برای اولیون گابروها و گابروها به ترتیب برابر با ۸/۲۹ و ۹/۱۶ و مقادیر نسبت PM (La/Sm) برای این سنگ‌ها به ترتیب برابر با ۲/۸۸ و ۳/۱۰ است. نسبت La/Yb در اولیون گابروها ۹/۲۷ تا ۱۳/۰۷ (میانگین ۱۱/۳۷) و در گابروها در محدوده ۹/۳۳ تا ۱۵/۷۱ (میانگین ۱۲/۶۲) می‌باشد. الگوی عادی‌سازی شده عناصر نادر و کمیاب در اولیون گابروها، گابروها و آنکلاوهای مافیک نسبت به گوشته اولیه (PM) و مقادیر بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نرمال (N-MORB) در نمودارهای چند عنصری فاقد تهی شدگی Nb-Ti است و با الگوی پراکندگی این عناصر در بازالت‌های درون ورقه‌ای (اقیانوسی و یا قاره‌ای) قابل مقایسه می‌باشد (شکل ۴).

آلکالین قرار می‌گیرند (شکل ۳-ب). میانگین فراوانی مجموع عناصر نادر خاکی از نمونه‌های اولیون گابروی به گابروها از ۷۹/۹۷ به ۱۳۴/۷۲ ppm افزایش می‌یابد. با این حال الگوی REEs برای اولیون گابروها و گابروها موازی یکدیگر است و تغییرات نسبت‌های عناصر نادر نسبت به هم در نمونه‌ها تغییرات ناچیزی نشان می‌دهد و تقریباً ثابت است. الگوی عادی‌سازی شده REEها نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای گابروهای چشمه قصابان با غنی‌شدگی نسبتاً ثابتی از عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) افزایش می‌یابد و فاقد آنومالی Eu است. میانگین نسبت Eu/Eu* برای اولیون گابروها و گابروها به ترتیب برابر با ۰/۹۹ و ۱/۰۵ است. همچنین غنی‌شدگی مشخص در این الگو مشهود است و شیب مشخصی در بخش مربوط به عناصر نادر خاکی سنگین (Gd/Yb)_N در الگوی آنها قابل رویت می‌باشد (شکل ۴). شاخص بررسی‌های ژئوشیمیایی، نسبت‌های عادی‌سازی شده (La/Yb)_N و (La/Sm)_N به مقادیر کندریتی می‌باشد (Sun and McDonough, 1989) که تغییرات آن در



شکل ۳- الف) رده‌بندی سنگ‌های گابروی منطقه بر اساس روش کاتیونی (Batchelor and Bowden, 1985)؛ ب) نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Ti (Winchester and Floyd, 1977). نمادها عبارتند از: (۱) اولیون گابرو، (۲) پلاژیوکلینوپیروکسنیت، (۳) گابرو، داده‌ها از: (۴) Ghulamghash et al. (2009)، (۵) Shahbazi et al. (2010)، (۶) جزایر اقیانوسی OIB (Sun and MacDonough, 1989).

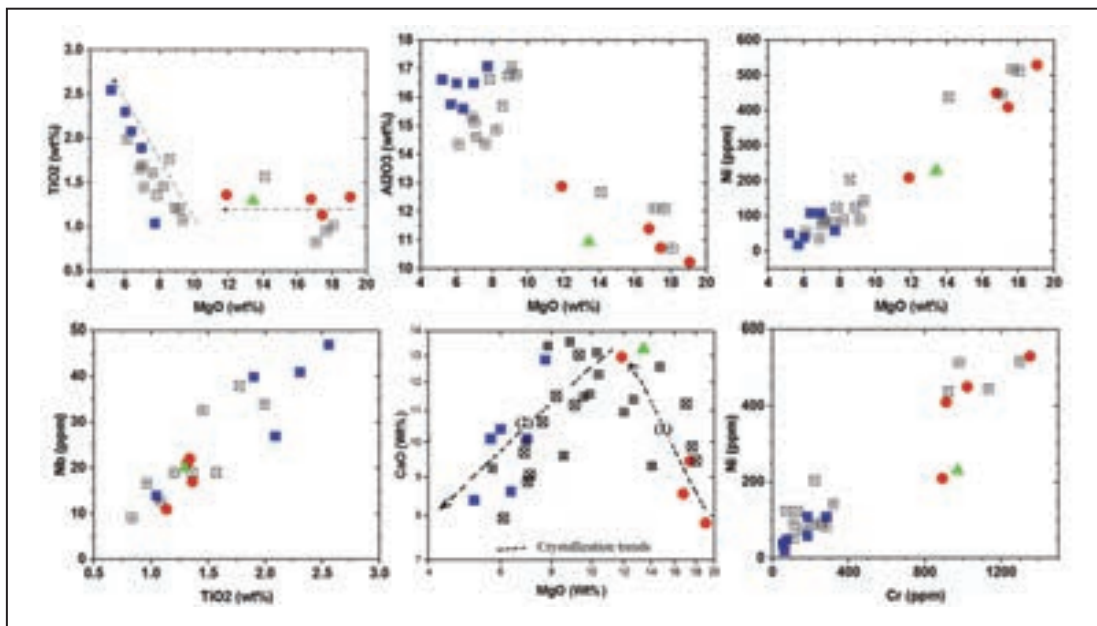


شکل ۴- الگوهای بهنجارسازی شده عناصر نادر خاکی و کمیاب گابروهای چشمه قصابان (باختر همدان) نسبت به مقادیر: الف) کندریت؛ ب) گوشته اولیه؛ ج) N-MORB (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۳ می‌باشد). داده‌های میدان بازالت‌های آلکالین هاوایی (برگرفته از منابع Dai et al., 2011) و داده‌های گوشته اولیه (PM) و جزایر اقیانوسی (OIB) از (Sun and MacDonough (1989) و داده‌های کندریت از (Nakamura (1974).

۶- روند تحول ماگمایی (انباشت و تفریق بلوری)

OIB منطبق است. در بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی فراوانی درصد حجمی CaO و Al_2O_3 به طور همزمان با افزایش MgO کاهش می‌یابد. این رفتار ناشی از تبلور اولیوین و پلاژیوکلاز در این نوع بازالت‌ها در مقایسه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی می‌باشد (Wilson, 2007). نمودار مقادیر MgO نسبت به TiO_2 نشان می‌دهد که تغییرات درصد وزنی TiO_2 در اولیوین گابروها، که عمدتاً تحت تأثیر تفریق کانی‌های اولیوین و پیروکسن تحول یافته‌اند، کم و در محدوده ۱/۱۳ تا ۱/۳۶ می‌باشد. در گابروها با افزایش درصد حجمی هورنبلندهای قهوه‌ای تیتان دار (فروکرسوتیت) یک جهش بطنی در روند نمودار ایجاد شده است. متوسط درصد وزنی TiO_2 در گابروها برابر با ۲/۳۷ است. ضریب توزیع Nb برای کانی‌های ایلمنیت، اسفن، روتیل بیش از ۱ است و در نمودار دوتایی یک همبستگی مشخص و خوب با TiO_2 نشان می‌دهد. با این حال انطباق مثبت همزمان Zr و TiO_2 نشان می‌دهد که تحول ژئوشیمیایی این عناصر (Nb و Ti) در سنگ‌های مافیک آلکانل چشمه قصابان همدان عمدتاً متأثر از فازهای سنگ‌ساز است که در سنگ‌های مافیک منطقه مورد مطالعه بیشتر شامل فلوگوپیت و آمفیبول قهوه‌ای هستند و فازهای ایلمنیت یا تیتانومگنتیت در این مجموعه در طی تفریق نقش مهمی نداشته‌اند (Ordóñez-Calderón et al., 2011). تحولات میترالوژیکی - ژئوشیمیایی مذکور از شاخصه‌های بازالت‌های سیستم‌های جزایر اقیانوسی محسوب می‌شود (Dai et al., 2011).

بر اساس نمودارهای هارکر (شکل ۵)، با افزایش مقدار MgO ، فراوانی Ni افزایش و مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 کاهش یافته است. این نشان می‌دهد که تفریق کانی‌ها، فرایند غالب در تحول و تشکیل گابروهای چشمه قصابان بوده است. فراوانی عناصر Ni و Cr به تفریق کانی‌های Mg-Fe دار نسبت داده می‌شود (Dai et al., 2011)، بنابراین همبستگی مثبت Ni و Cr با MgO در سنگ‌های مافیک منطقه چشمه قصابان، که از ویژگی‌های بازالت‌های جزایر اقیانوسی، مانند جزیره اقیانوسی گوف (Gough) در اقیانوس اطلس نیز محسوب می‌شود (Wilson, 1989)؛ حاکی از تحول ماگمای مادر این سنگ‌ها تحت تأثیر درجات مختلفی از تفریق اولیوین و پیروکسن است. نهشت همزمان بلورهای اولیوین و کلینوپیروکسن در اولیوین گابروها، به کاهش فراوانی درصد وزنی MgO و افزایش فراوانی درصد وزنی اکسیدهای Al_2O_3 و CaO در ماگما انجامیده است. از آنجایی که جدایش پلاژیوکلازها در طی تفریق معمولاً به نحو قابل ملاحظه‌ای باعث تهی‌شدگی از Al_2O_3 می‌شود، در حالی که تفریق اولیوین و کلینوپیروکسن افزایش فراوانی Al_2O_3 در ماگما را در پی خواهد داشت (Wang et al., 2015)؛ می‌توان استنباط نمود که پلاژیوکلازها بر خلاف اولیوین و کلینوپیروکسن، به صورت یک فاز انباشتی در تحول اولیوین گابروهای این منطقه نقش مهمی نداشته‌اند. بنابراین همانطور که شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد توالی تبلور کانی‌ها در منطقه مورد مطالعه با توالی تحول بازالت‌های



شکل ۵- نمودارهای دو متغیره هارکر. نماد داده‌ها مشابه شکل ۳ است. در این شکل از داده‌های اشراقی (۱۳۷۸) نیز استفاده شده است (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۳ می‌باشد).

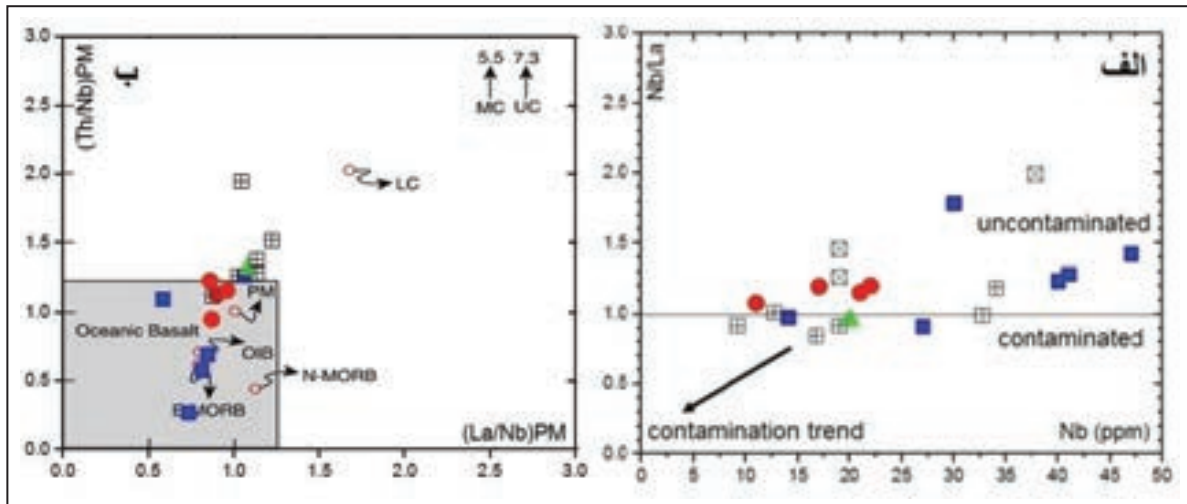
۷- هوازگی و آلودگی پوسته‌ای

مطالعه به جز یکی دو نمونه تقریباً ثابت و بیش از ۱ یا در همین حدود است (شکل ۶-الف). در نمودار عادی سازی شده $(\text{La}/\text{Nb})/\text{PM}$ در مقابل $(\text{Th}/\text{Nb})/\text{PM}$ نسبت به گوشته اولیه، که فقط برای نشان دادن آثار احتمالی آلودگی بازالت‌های اقیانوسی (NMORB, EMORB, OIB) با پوسته قاره‌ای استفاده می‌شود (مانند Dai et al., 2011) (شکل ۶-ب) نیز تقریباً همه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان مربوط به بازالت‌های اقیانوسی و یا در نزدیک به آن و دور از محدوده آلوده با پوسته قاره‌ای و یا مناطق فرورانش که تحت تأثیر سیالات روی اسلب فرورانده شده مقادیر Th در آنها افزایش می‌یابد، قرار گرفته‌اند. بنابراین همان طور که معمولاً بسیاری از ماگماهای آلکانل در مسیر صعود از پوسته قاره‌ای به سمت بالا، فاقد شواهد ژئوشیمیایی قابل توجهی از بر هم کشش با پوسته می‌باشند و همانند

میانگین مقادیر پرت حرارتی (LOI) در اولیوین گابروها و گابروها به ترتیب برابر با ۰.۹۰ wt % و ۰.۵۳ wt % می‌باشد. بنابراین میزان دگرسانی در این نمونه‌ها اهمیت زیادی ندارد و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی این سنگ‌ها باید انعکاسی از اختصاصات گوشته‌ای مولد آنها باشد. از دیدگاه Xia (2014) بازالت‌هایی که در پوسته قاره‌ای شکل می‌گیرند چنانچه فاقد آنومالی منفی Ta، Nb و Ti باشند به عنوان بازالت‌های غیر آلوده در نظر گرفته می‌شوند. الگوی عادی سازی شده چند عنصری این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه و مورب - به جز یکی دو نمونه گابروی - فاقد آنومالی‌های منفی مهمی از عناصر Ta، Nb و Ti می‌باشد (شکل ۴). از طرفی نسبت Nb/La در بازالت‌های قاره‌ای غیر آلوده که معمولاً بیش از ۰.۴ می‌باشد (مانند Xia, 2014)؛ برای سنگ‌های مافیک مورد

U و Ba و حتی Pb و Rb و Sr، Cs، یا عناصر متحرک مانند FeO و Na₂O، K₂O نشان‌دهنده تأثیر پوسته قاره‌ای بر روی سنگ‌های مافیک منطقه می‌باشد. به عبارت دیگر همان‌طور که Xia (2014) مطرح می‌کند، بر اساس عناصر سازگار با پتانسیل یونی پایین (مانند Rb، K، Sr، Ba) که به شدت مستعد تحرک و انتقال به وسیله فاز سیال است (Wilson, 2007)، اکثر سنگ‌های مافیک محیط‌های قاره‌ای، به اشتباه به محیط‌های کم‌انی نسبت داده می‌شوند.

بازالت‌های جزایر اقیانوسی به نظر می‌رسند (Ho et al., 2013)، تأثیر متشکله‌های پوسته قاره‌ای در سنگ‌های مافیک منطقه چشمه قصابان نیز به ویژه برای الیون گابروها در مسیر صعود، بر روی عناصر غیر متحرک به ویژه عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) (مانند Nb، Hf، Zr و Ta) و یا با تحرک ناچیز (مانند Th) بسیار کم و قابل چشم‌پوشی است. این در صورتی است که شواهد ژئوشیمیایی سنگ‌ها به ویژه پراکنده‌گی در نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی (شکل ۵) و به ویژه اکسیدهای



شکل ۶- الف) نسبت Nb در مقابل (Nb/Ta) برای تفکیک پلوم‌های قاره‌ای آلوده از غیر آلوده (Xia, 2014)؛ ب) نمودار نسبت‌های عادی‌سازی شده گوشته‌ای (La/Nb)PM در مقابل (Th/Nb) PM (Dai et al., 2011). مقادیر عادی‌سازی شده گوشته اولیه و موقعیت OIB و N-MORB و E-MORB در مقابل (La/Nb)PM (Sun and MacDonough (1989). LC: پوسته قاره‌ای پایینی؛ MC: پوسته قاره‌ای میانی؛ UC: پوسته قاره‌ای بالایی (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۳ می‌باشد).

۸- سری ماگمایی

شواهد ژئوشیمیایی مانند بالا بودن مقادیر Nb، همچنین TiO₂ نشان می‌دهد که گابروهای چشمه قصابان ماهیت آلکالن دارند (شکل ۳). نسبت Nb/Y در گابروهای چشمه قصابان عمدتاً بیش از ۱ است. از دیدگاه (Saccani (2014 این ویژگی شاخص واضحی از طبیعت آلکالن سنگ‌های OIB محسوب می‌شود که آنها را از بازالت‌های غنی‌شده PMORB که در آنها مقدار این نسبت کمتر از ۱ است، متمایز می‌کند. یکی از ویژگی‌های اولیون گابروها ظهور نفلین در نورم آنها می‌باشد. شواهد سنگ‌نگاری و شیمی مینرال‌ها (Wilson, 2007; Gill, 2010) شامل فورستریت بدون حاشیه واکنشی (صرف نظر از بافت کلیفیتیک ثانویه)، کلینوپیروکسن‌های کلسیک از نوع دیوپسید و فلوگوپیت و ایلمنیت به عنوان فاز کدر اصلی نیز انطباق کانی‌شناسی این سنگ‌ها را با سری‌های آلکالن نشان می‌دهد. شواهدی مانند وجود آمفیبول نوع کرسوتیت که یک فاز فرعی رایج در بسیاری از بازالت‌های آلکالن است، فقدان کلینوپیروکسن‌های نوع اوژیت که اغلب ماگماهای کالک‌آلکالن را همراهی می‌کنند (Wilson, 2007) و نبود انستاتیت اولیه (به صورت منفرد و یا تیغه‌ای) که از کانی‌های شاخص مدال سنگ‌های گابرویی با طبیعت تولیتیک است (Gill, 2010)، گابروهای چشمه قصابان را از دیدگاه کانی‌شناسی از سنگ‌های مافیک تولیتیک و کالک‌آلکالن متمایز می‌کند.

یافته‌اند. در نمودار نسبت Zr/Y در مقابل نسبت عادی‌سازی شده کلندرتی (La/Sm)_N (شکل ۷- الف) که به طور قابل ملاحظه‌ای در تشخیص ماهیت منشأ گوشته استفاده می‌شود (Dai et al., 2011) نیز گابروهای چشمه قصابان عمدتاً در محدوده منحنی‌های garnet+2% Spinel 2% و garnet+4% amphibole+1% phlogopite 5% قرار گرفته است و نشان می‌دهد که نرخ ذوب بخشی در سنگ‌های مافیک (الیون گابروها و گابروها) کمتر از ۴٪ است و از یک منشأ گوشته‌ای پریدوتیتی که احتمالاً دارای ۳ تا ۴٪ گارنت و حدود ۲٪ آمفیبول بوده نشأت گرفته است. نسبت Zr/Nb در بازالت‌های جزایر اقیانوسی (<10) مشخصاً در مقایسه با مورب معمولی (>>30) پایین است (Wilson, 1989). فراوانی نسبت‌های Zr/Nb و Y/Nb برای گابروهای چشمه قصابان به ترتیب برابر با ۵/۲۱ و ۰/۷۵ بوده که با مقادیر این نسبت‌ها در بازالت‌های OIB که به ترتیب برابر با ۵/۸۳ و ۰/۶ است، قابل قیاس می‌باشد (Wilson, 2007) و از بازالت‌های مورب غنی شده که فراوانی این نسبت‌ها در آن به ترتیب برابر با ۸/۸ و ۲/۶۵ است (Sun and McDonough, 1989)؛ متمایز می‌شود. مقادیر این نسبت‌ها در سنگ‌های مافیک منطقه مورد مطالعه به وضوح متمایز از سنگ‌های مافیک حاصل از ذوب گوه گوشته‌ای است که در حضور سیالات روی اسلب فرورونده در پهنه‌های فرورانش شکل می‌گیرد (Wilson, 1989). جایگاه نمونه‌ها در نمودار Ellam (1992) (شکل ۷- ب)، که در آن از نسبت Ce در مقابل Ce/Yb استفاده می‌شود نیز محدوده عمقی بیش از ۹۰ تا حدود ۱۱۰ کیلومتری را نشان می‌دهد. از دیدگاه Ellam (1992) ارتباط مستقیمی بین نسبت Ce/Yb با افزایش عمق گوشته و ضخامت لیتوسفر وجود دارد. بر این اساس این عمق در محدوده ذوب بخشی سنگ منشأ با ترکیب گارنت- لرزولیت قرار دارد. از آنجایی که ذوب گارنت سبب تفریق شدید Sm از Yb می‌شود، مقادیر

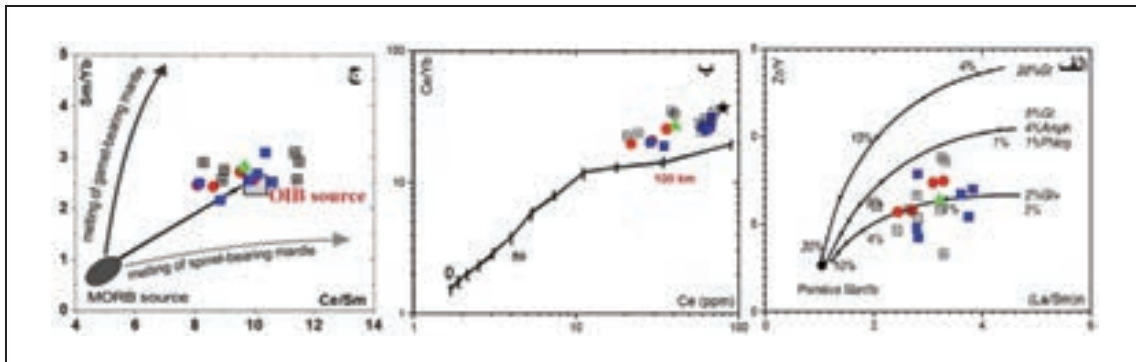
نسبت‌های بالای LREE/HREE، یعنی مقادیر بالای (La/Yb)_N (جدول ۱ و شکل ۴)، فراوانی کم Y همراه با نسبت‌های بالای Ti/Y گابروهای آلکالن چشمه قصابان نشان می‌دهد که اینها از درجات ذوب بخشی کم یک منشأ پریدوتیتی که در آن عناصر سنگین باقی می‌مانند (مانند Wilson, 2007) اشتقاق

۹- محیط نکتونوماگمایی

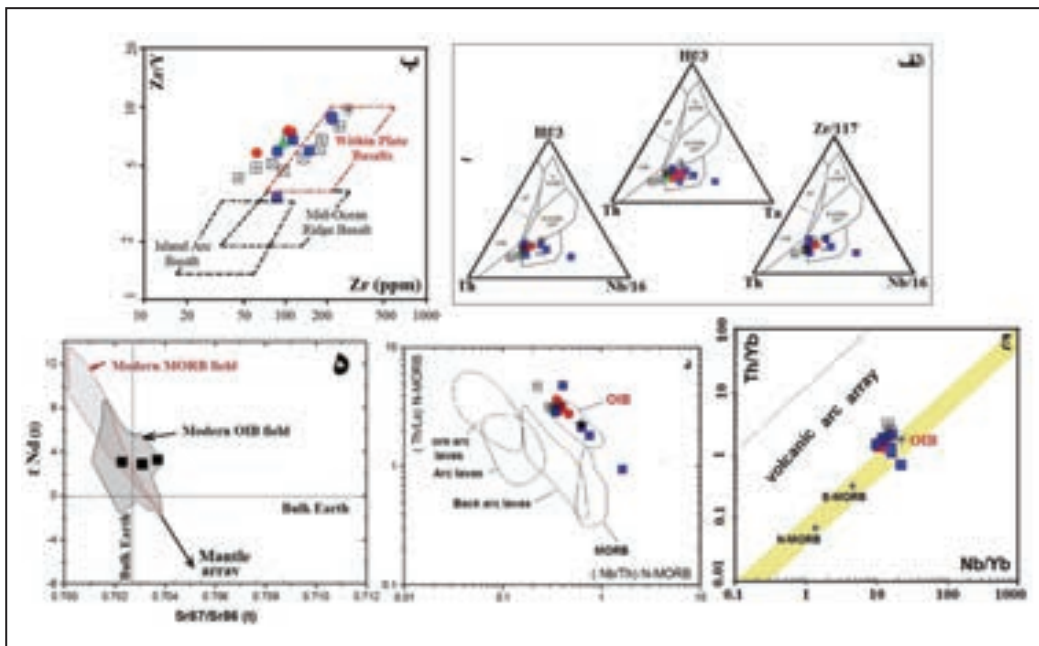
نسبت‌های بالای LREE/HREE، یعنی مقادیر بالای (La/Yb)_N (جدول ۱ و شکل ۴)، فراوانی کم Y همراه با نسبت‌های بالای Ti/Y گابروهای آلکالن چشمه قصابان نشان می‌دهد که اینها از درجات ذوب بخشی کم یک منشأ پریدوتیتی که در آن عناصر سنگین باقی می‌مانند (مانند Wilson, 2007) اشتقاق

فعال قاره‌هاست. این پارامتر برای گوشته اولیه (و کندریت‌ها) مثبت و برابر با ۰/۱۸ است. این پارامتر در بازالت‌های OIB نیز مثبت و برابر با ۰/۰۷ می‌باشد. در حالی که مقدار آن در بازالت‌های عادی مورب منفی و برابر با ۰/۱۵- است (Sun and MacDonough, 1989). موقعیت ژئوشیمیایی این گابروها در نمودارهای متداول تفکیک محیط‌های تکتونیکی نیز گرایش آشکار این سنگ‌ها را به بازالت‌های OIB نشان می‌دهد (شکل‌های ۸- الف تا ه). در نمودارهای Nb/Yb در مقابل Th/Nb که آرایه‌های کماتی را از آرایه بازالت‌های اقیانوسی تفکیک می‌کند و نمودار عادی سازی شده فراوانی نسبت‌های Th/La و Nb/Th نسبت به مورب، گابروه‌های منطقه چشمه قصابان در میدان‌های بازالت‌های وابسته به جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند. موقعیت نسبت‌های ایزوتوپی Nd در مقابل Sr برای ۳ نمونه از گابروه‌های این منطقه در خاور چشمه قصابان، که قبل از این توسط Shabazi et al. (2010) تهیه شده است نیز گرایش OIB نشان می‌دهد که با شواهد ژئوشیمی سنگ کل، مینرال شیمی و سنگ نگاری منطبق است (شکل ۸- ه).

بالای این نسبت در نمونه‌های مافیک چشمه قصابان نیز ذوب یک منشأ پریدوتیتی در میدان پایداری گارنت را تأیید می‌کند (شکل ۷- ج). متشکله‌های وابسته به پلوم‌های قاره‌ای با نسبت بالایی از Nb/La (≥ 1)، نسبت‌های پایینی از $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و مقادیر بالایی از ϵNd مشخص می‌شوند (Xia, 2014). مقادیر نسبت Nb/La در گابروه‌های منطقه مورد مطالعه نیز گرایش به بازالت‌های OIB را نشان می‌دهد (شکل ۶- الف). همچنین الگوهای عادی سازی شده چند عنصری گابروه‌های چشمه قصابان نسبت به گوشته و فقدان آنومالی‌های منفی Nb، Ta، Ti و سیمای محدب شکل این نمودارها، نیز شباهت آشکاری با بازالت‌های جزایر اقیانوسی نشان می‌دهد (شکل‌های ۴- ب و ج). مقدار پارامتر $\text{Nb}\Delta$ از دیدگاه (Fitton et al., 1997) یک ابزار تشخیصی قوی‌تر از نسبت‌های ایزوتوپی برای ارزیابی ویژگی‌های منشأ اولیه ماگماها می‌باشد. بر اساس فرمول $\Delta\text{Nb} = 1.74 + \log(\text{Nb}/\text{Y}) - 1.92 \log(\text{Zr}/\text{Y})$ (با میانگین ۰/۳۲) قرار دارد و متمایز از بازالت‌های محیط‌های مورب و یا حواشی



شکل ۷- الف) نمودار نسبت‌های Zr/Y در مقابل $(\text{La}/\text{Sm})_N$ ، منحنی‌ها نشان‌دهنده ترکیبات مذاب‌های حاصل از ذوب یکنواخت پریدوتیت در ارتباط با گوشته اولیه هستند (Dai et al., 2011). Gt: garnet؛ Amph: amphibole؛ Phlog: phlogopite؛ Sp: spinel. (b) نمودار Ce در مقابل Ce/Yb در موقعیت بازالت‌های OIB با ستاره توپر نشان داده شده است؛ (ج) نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (Harms et al., 1997) و موقعیت نمونه‌های مافیک منطقه چشمه قصابان (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۳ می‌باشد).

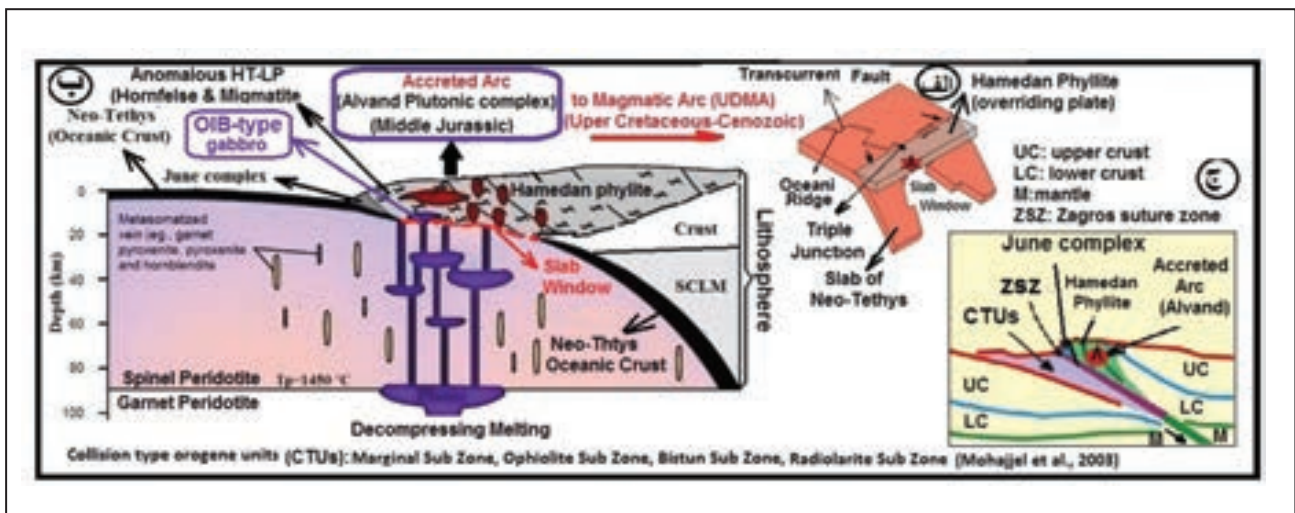


شکل ۸- موقعیت گابروه‌های چشمه قصابان در نمودارهای تفکیکی محیط تکتونو- ماگمایی. الف) سیستم نمودارهای سه‌تایی Th-Hf-Ta-Zr-Nb (Wood, 1980)؛ ب) نسبت Zr در مقابل Zr/Y (Pearce and Norry, 1979)؛ ج) نسبت Nb/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 2008)؛ د) نسبت‌های عادی سازی شده Nb/Th و Th/La نسبت به مورب. داده‌های OIB و گوف از (Sun and MacDonough, 1989). ه) جایگاه داده‌های ایزوتوپی گابروه‌های چشمه قصابان (داده‌های ایزوتوپی از Shabazi et al. (2010) و میدان مربوط به MORB و OIB از (Zheng et al. (2010) (نماد نمونه‌ها مانند شکل ۳ می‌باشد).

۱۰- جایگاه ژئودینامیک کاروهای چشمه قصابان

(بهارى فر، ۱۳۷۶؛ Saki et al., 2012) در کمر بند پلوتونیک قروه الیگودرز در بازه زمانی حداقل ۲۰ میلیون سال (Ma 172 -149) (Mohajjel and Fergusson, 2014) در شرایط عادی در منشورهای بهم افزایی زون های فرورانش وجود ندارد (مانند (Pavlis and Sisson, 1995)، مدل فرورانش پشته داغ میان اقیانوسی (مدل برخورد پشته-گودال؛ (Thorkelson, 1996; Sisson et al., 2003) (ridge-trench collision)، برای پلوتونیزم مذکور پیشنهاد می شود. بر اساس این مدل، افزایش گرا دیان زمین گرمایی در لبه زون فرورانش ناشی از نفوذ پلوم های داغ استتوسفری (slab windows) (OIB و MORB + EMORB) از طریق پنجره های لیتوسفری (slab windows) است که در زیر ورقه فرارنده شده (overriding plate) (فیلیت های همدان) به وجود آمده است (شکل های ۹- الف و ب). فرورانش پشته میان اقیانوسی ویژگی شاخص کمر بندهای کوهزادی به هم افزاینده (accretionary orogens) محسوب می شود که به بر هم کنش پشته با گودال می انجامد (Winedly et al., 2007). این رخداد در بسیاری از نقاط حاشیه فعال اقیانوس آرام شناسایی و مطالعه شده است (Sisson et al., 2003).

طیف سنی توده های آذرین در طول پهنه سنندج- سیرجان عمدتاً ژوراسیک میانی- بالایی (۱۴۴ تا ۱۷۶ Ma) می باشد، که اوج آن ۱۶۵ Ma پیش بوده است (Chiu et al., 2013). سن اوج پلوتونیزم ژوراسیک میانی- بالایی در پهنه سنندج- سیرجان، به نحو شگفت انگیزی تقریباً با سن تزریق گابروهای آلکالین منطقه چشمه قصابان همدان با گرایش جزایر اقیانوسی که توسط (Shahbazi et al., 2010) به ژوراسیک میانی (۱۶۶/۵ ± ۱/۸ Ma) نسبت داده شده است، منطبق می باشد. از آنجا که بخش عمده ای از توده های پلوتونیک ژوراسیک میانی در کمر بند پلوتونیک قروه- الیگودرز (Mohajjel and Fergusson, 2014) شکل گرفته است، این پدیده می تواند ناشی از نقش پررنگ و اساسی دخالت مذاب های استتوسفری داغ گوشته ای در افزایش شدید گرا دیان زمین گرمایی ورقه فرارنده شده پوسته قاره ای (پهنه سنندج- سیرجان) و شکل گیری دگرگونه های HT-LP و گرانتیت زایی نوع ک، در سطوح کم عمق این پهنه ساختاری در لبه زون فرورانش و نزدیک به زمین درز زاگرس در این منطقه باشد. از آنجایی که ایجاد یک رژیم پایدار حرارتی



شکل ۹- الف) فرورانش پشته اقیانوسی و شکل گیری پنجره اسلب در نقطه سه گانه (Thorkelson, 1996)؛ ب) نمایش شماتیک با استفاده از مدل Humphreys and Niu (2009) فرورانش پشته اقیانوسی تیتس جوان به زیر پهنه سنندج- سیرجان. ایجاد پنجره اسلب، برهم کنش مشتقات داغ استتوسفری با رسوبات پلیتی گودال زون فرورانش (فیلیت های همدان) (overriding plate). ذوب بخشی سریع و شکل گیری گرانیتوئیدهای الوند (کمان پلوتونیک نوع بهم افزاینده؛ (Accreted Arc) (Dickenson, 2006) در ژوراسیک میانی در میدان تأثیر کوهزاد نوع پاسیفیک؛ ج) همجواری کوهزاد پاسیفیک (ژوراسیک میانی) در پهنه سنندج- سیرجان با واحدهای حاشیه شمال ورقه عربی پس از تصادم در الیگوسن در دو طرف زمین درز زاگرس (مدل از Santosh (2010) با تغییرات جزئی).

کاهش یافته است. احتمالاً نوسانات سنی و طولی شدگی کمر بند پلوتونیک قروه- الیگودرز به موازات زمین درز یا گودال زون فرورانش در ژوراسیک میانی تحت تأثیر همین پدیده، یعنی مهاجرت محل نقطه سه گانه به وقوع پیوسته است. از دیدگاه (Thorkelson (1996)، حاصل بر هم کنش یک پشته فعال در حال گسترش با پهنه فرورانش، معمولاً باز شدن یک پنجره لیتوسفری است که تظاهرات سطحی آن به صورت ماگماتیزم پیش کمان در جایی بوده که پشته فرورنده به پنجره باریک باز شده است و ماگمای استتوسفری در منطقه پیش کمان بالا می آید و آاناتکسی پوسته ای ناگهانی (anatexis triggering crustal) به وقوع می پیوندد؛ فرایندی که به درستی توسط (Delong et al., 1979) اثر چراغ جوشکاری (blowtorch effect) نامیده می شود. افزایش ناگهانی و غیر عادی گرا دیان زمین گرمایی منطقه همدان، از حدود (Agard et al., 2005) 32°C/km ۲۸۵

از آنجا که پشته میان اقیانوسی شامل قطعات متعددی است که توسط گسل های تراگذار (trancurrent faults) قطع می شود (شکل ۹- الف)؛ تصادم پشته ها با فیلیت های همدان و شکل گیری نقطه سه گانه (triple junction) و پنجره لیتوسفری در یک زمان به وقوع نمی پیوندد. مهاجرت محل نقطه سه گانه (triple junction migration) در طول فرورانش پشته میان اقیانوسی که سبب شکل گیری توده های ناهمزمان (diachronous) همجوار با هم، با ترکیب سنگ شناسی متشابه می شود، از ویژگی های شاخص این پدیده محسوب می شود (Cawood et al., 2009). سن توده های گرانیتوئیدی با ترکیب سنگ شناسی تقریباً یکسان، در طول کمر بند پلوتونیک قروه- الیگودرز (Mohajjel and Fergusson, 2014) (www.SID.ir) حاوی به شمال باختر این کمر بند در یک بازه زمانی کوتاه از اوایل ژوراسیک میانی تا اواخر ژوراسیک بالایی (۱۴۹ تا ۱۷۲ Ma) در مجموع

بعدی مانند تصادم قاره ها (مانند کمر بند کوهزادی آلپ- هیمالایا) و از جمله کوهزاد زاگرس (شکل ۹-ج)، حوادث قبلی در زون فرورانش را تحت تأثیر قرار داده باشند. به نظر می‌رسد این اشتباه و تکرار آن در تعیین موقعیت ژئودینامیکی گرانیتوئیدهای پهنه سنندج- سیرجان به همین دلیل بوده است.

۱۱- نتیجه‌گیری

شواهد سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گابروهای منطقه چشمه قصابان همدان به سن ژوراسیک میانی، با گرایش آلکانن دارای ویژگی‌های قابل مقایسه با بازالت‌های نوع جزایر اقیانوسی (OIB) است که در قاره‌ها (OIB-like) تشکیل می‌شود. رخداد نفوذ این گابروها، افزایش گرادیان زمین گرمایی، پلوتونیزم گسترده گرانیتوئیدها و تشکیل میگماتیت‌های هاله دگرگونه الوند، متعاقب دگرگونی ناحیه‌ای در لبه زون فرورانش و نزدیک به زمین درز زاگرس، در محل منشورهای بهم افزاینده زون فرورانش و در جایی که در شرایط عادی فاقد یک رژیم پایدار پر حرارت می‌باشد، به وقوع پیوسته است. بر همین اساس مدل ارائه شده برای این رخداد پلوتونیزم- دگرگونی در ناحیه الوند و از جمله جایگیری گابروهای چشمه قصابان همدان، مشابه آنچه در بسیاری از نقاط حاشیه فعال اقیانوس آرام شناسایی و مطالعه شده است با مدل فرورانش پشته داغ میان اقیانوسی به زیر حاشیه فعال (مدل پشته-گودال)، قابل مقایسه می‌باشد. این حادثه زمین‌شناسی در بازه ژوراسیک میانی در سیستم پیش کمان (پهنه سنندج-سیرجان) به وقوع پیوسته و از نوع کمان بهم‌افزاینده (accreted arc) محسوب می‌شود و متفاوت از مجموعه‌های کمان‌های ماگمایی (magmatic arc) مانند ارومیه- دختر است، که ماگماتیزم عمدتاً تحت تأثیر ذوب گوه گوشته‌ای، در موقعیت کمان روی اسلب فرورانده شده شکل گرفته است. تفاوت آشکار فعالیت‌های ماگمایی، دگرگونی و به ویژه کانی‌سازی پهنه سنندج- سیرجان با ارومیه دختر در همین چهارچوب قابل بررسی و پژوهش بیشتر می‌باشد.

به حدود $58^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (بهاری، فر، ۱۳۷۶؛ Saki et al., 2012) یعنی تقریباً به میزان ۲ برابر و همچنین افزایش درجه حرارت از حداکثر 400°C در دگرگونی ناحیه‌ای (Agard et al., 2005) به بیش از 650°C تا 750°C در فشار کم نواحی سطحی پیوسته بالایی و شکل‌گیری میگماتیت‌ها که با ظهور ارتوپیروکسن تا رخساره سانیدینیت تحتانی (Saki et al., 2012) (۲ تا ۴ kb) پیش رفته و معادل دگرگونی در رخساره گرانولیت است (Brown, 2010)؛ از شواهد شاخص وقوع این پدیده در لبه زون فرورانش (فیلیت‌های همدان) در مجاور زمین‌درز (Suture Zone) یا گودال فرورانش (near trench) منطقه الوند، محسوب می‌شود. نفوذ گرانیت‌های پرفیروئیدی نوع S که توده اصلی الوند را شکل می‌دهند (مانند Aliani et al., 2012) در یک بازه زمانی کوتاه (ژوراسیک میانی)، نتیجه حرارت پایدار (Stable) ناشی از نفوذ پلوم‌های داغ استوسفری در این ناحیه می‌باشد. این مجموعه‌های منفرد پلوتونیک که در یک روند شمال باختری- جنوب خاوری در لبه زون فرورانش و در بلافضل زمین درز زاگرس در حاشیه جنوب باختری نوار دگرگونی سنندج- سیرجان شکل گرفته‌اند را می‌توان کمان بهم‌افزاینده (Dickenson, 2006) (accreted arc) (شکل ۹-ب) نامید. تشکیل کمان‌هایی از این نوع به ذوب سنگ‌های پیوسته قاره‌ای در محل منشورهای بهم‌افزاینده زون فرورانش در سطوح بسیار کم عمق قاره‌ای و تحت سیطره پلوم‌های داغ استوسفری نسبت داده می‌شود. این مجموعه پلوتونیک که اغلب با فقدان هم‌ارزهای آتشفشانی شاخص می‌باشد، از نظر زمین‌شناسی و ویژگی‌های پترولوژیکی ارتباطی به ماگماتیزم وابسته به زون فرورانش ناشی از ذوب گوه گوشته‌ای روی اسلب فرورانده شده (subcrustal source) تحت تأثیر سیالات منتج از رسوبات روی اسلب ندارد (Hudson et al., 1979). این در حالی است که توقف ولکانیزم در این پهنه، تحت تأثیر تصادم پشته- گودال است و به فقدان اسلب فرورونده در محل پنجره لیتوسفری نسبت داده می‌شود (Guo et al., 2013). از دیدگاه Brown (1998) اینکه در بسیاری از موارد ماگماتیزم وابسته به سیستم پیش‌کمان (forearc) به عنوان کمان ماگمایی (magmatic arc) توصیف می‌شود واقعی‌تر مرسوم می‌باشد. این اشتباه به ویژه وقتی متداول‌تر است فرایندهای

کتابخانه

- اشرافی، ص.ع، ۱۳۷۸- بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی الوند (همدان- تویسرکان)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، دانشکده علوم پایه، پایان نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی.
- بهاری‌فر، ع، ۱۳۷۶- نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان، وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، دانشگاه تربیت معلم تهران، دانشکده علوم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. رشید، ح.ع، ۱۳۸۸- نقشه زمین‌شناسی همدان (۲)، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ به انضمام گزارش، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- سپاهی‌گرو، ع.ا، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها، پایان نامه دکترا، گرایش پترولوژی، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم).
- عمیدی، م. و مجیدی، ب، ۱۳۵۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ همدان، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- 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 Science*, 94: 401-419.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A. A., 2012- Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde- Geochemistry*: 72, 363-383.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., 1985- Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).
- Brown, M., 1998- Ridge- trench interactions and high-T-low-P metamorphism, with particular reference to the Cretaceous evolution of the Japanese Islands. In: Treloar, P. J. and O'Brien, P. J. (eds) *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* Geological Society, London, Special Publications, 138, 137- 169.
- Brown, M., 2010- Paired metamorphic belts revisited, *Gondwana Research* 18, 46-59.
- Cawood, P. A., Kroner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D. and Windley, B. F., 2009- Earth Accretionary Systems in Space and Time. From: CAWOOD, P. A. & KRONER, A. (eds), *The Geological Society, London, Special Publications*, 318, 1-36.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L. Zarrinkoub, M. H. Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka Y., 2013- Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos*, 162-163, 70-87.
- Condie, K. C., 2005- *Earth as an Evolving Planetary System*, Elsevier Academic Press, 447p.
- Dai, J., Wang, C., Hébert, R., Li, Y., Zhong, H., Guillaume, R., Bezaud, R. and Wei, Y., 2011- Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Yarlung Zangbo Suture Zone: Remnants of the Paleo-Tethys? *Gondwana Research*: 19, 232- 243.
- Delong, S. E., Schwarz, W. M. and Anderson, R. N., 1979- Thermal effects of ridge subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44, 239- 246.
- Dickinson, W. R., 2006- Geotectonic evolution of the Great Basin, *Geosphere*; December 2006; v. 2; no. 7; p. 353-368
- Ellam, R. M., 1992- Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry, *Geology* 1992;20;153-156, doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2
- Fergusson, C. L., Nutmana A. P., Mohajjel, M. and Bennett, V. C., 2016- The Sanandaj-Sirjan Zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U-Pb evidence of late Paleozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic orogenesis, *Gondwana Research* 40, 43- 57.
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S. and Taylor, R. N., 1997- Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet Sci Lett* 153:197-208.
- Ghahamghash, J., Mirnejad, H. and Rashid, H., 2009- Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton, *N. Jb. Miner. Abh.*, 186, 79-93.
- Gill, R., 2010- *Igneous Rocks and Processes, A Practical Guide*, John Wiley & Sons, 428 p.
- Guo, L., Zhang, H. F., Harris, N., Pan, F. B. and Xu, W. Ch., 2013- Late Cretaceous (81Ma) high-temperature metamorphism in the southeastern Lhasa terrane: implication for the Neo-Tethys ocean ridge subduction. *Tectonophysics*, 608 pp. 112- 126.
- Humphreys, E. R. and Niu, Y., 2009- On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism, *Lithos* 112, 118-136.
- Harms, U., Cameron, K. L., Simon, K. and Brar, H., 1997- Geochemistry and petrogenesis of metabasites from the KTB ultradeep borehole, Germany. *Geol Rundsch*, 86, Suppl. :S155- S166.
- Ho, K. S., Ge, W. C., Chen, J. C., You, C. F., Yang, H. J. and Zhang, Y. L., 2013- Late Cenozoic magmatic transitions in the central Great Xing'an Range, Northeast China: Geochemical and isotopic constraints on petrogenesis, *Chemical Geology* 352, 1-18.
- Hudson, T., Plafker, G. and Peterman, Z. E., 1979- Paleogene anatexis along the Gulf of Alaska margin: *Geology*, v. 7, p. 573-577.

- Kazmin, V. G., Sbertshikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshain, L. P., Boulin, J. and Knipper, A. L., 1986- Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia, *Tectonophysics*, 123, 123-152.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2014- Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56, 263- 287.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Ordóñez-Calderón, J. C., Polat, A., Fryer, B. J. and Gagnon, J. E., 2011- Field and geochemical characteristics of Mesoarchean to neoproterozoic volcanic rocks in the Storø greenstone belt, SW Greenland: Evidence for accretion of intra-oceanic volcanic arcs. *Precambrian Res.* 184, 24- 42.
- Pavlis, T. L. and Sisson, V. B., 1995- Structural history of the Chugach metamorphic complex in the Tana River region, eastern Alaska: a record of Eocene ridge subduction. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107, 1333-1355.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100(1), 14–48, doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- Saccani, E., 2014- A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematic, *Geoscience Frontiers* xxx 1-21.
- Saki, A., Mohssen, M. and Baharifar, A. A., 2012- Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran, *International Geology Review* Vol. 54, No. 11, August 2012, 1229-1240.
- Santosh, M., 2010- A synopsis of recent conceptual models on supercontinent tectonics in relation to mantle dynamics, life evolution and surface environment, *Journal of Geodynamics* 50, 116-133.
- 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.
- Siivola, J. and Schmid, R., 2007- List of Mineral Abbreviations, Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version.
- Sisson, V. B., Pavlis, T. L., Roeske, S. M. and Thorkelson, D. J., 2003- Introduction: An overview of ridge-trench interactions in modern and ancient settings. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 371, 1-18.
- Stöcklin J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bull* 52: 1229– 1258
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D., Saunders and M. J., Norry (Eds.): *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society Special Publication London 313–345.
- Thorkelson, D. J., 1996- Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation *Tectonophysics*, Volume 255, Issues 1-2, 20 April 1996, Pages 47-63
- Wang, X. C., Wilde, S. A., Xu, B. and Pang, C. J., 2015- Origin of arc-like continental basalts: Implications for deep-Earth fluid cycling and tectonic discrimination, *Lithos*-03785, 1-41.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, p. 466.
- Wilson, M., 2007- *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer, p. 466.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*. 20, 325-343
- Windley, B. F., Alexeiev, D., Xiao, W., Kroner, A. and Badarch, G., 2007- Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society* 164, 31-47.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Xia, L. Q., 2014- The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones, *Earth-Science Reviews* 139 (2014) 195-212.
- Zheng, B., Zhu, W., Jahn B. M., Shu, L., Zhang, Z. and Su J., 2010- Subducted Precambrian oceanic crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from metabasalts of the Aksu blueschist, NW China, *Journal of the Geological Society* 2010, v.167; p1161-1170.

OIB-like Alkaline Gabbro of Cheshmeh Ghassaban-Hamedan: Implications for Middle Jurassic Neo-Tethys Ocean Ridge Subduction, Sanandaj-Sirjan Zone

F. Mossavvari¹, R. Zarei Sahamieh^{2*}, A. Saki³, A. A. Tabbakh Shabani⁴ and A. Ahmadi Khalaji²

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoramabad, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 2018 July 07

Accepted: 2018 September 08

Abstract

The metamorphic rocks of Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ) in the west part of Hamedan at Cheshmeh Ghassaban village were intruded by olivine gabbro- gabbro at the middle Jurassic. The rocks consist of olivine, clinopyroxene, plagioclase, phlogopite, brown amphibole and biotite and belong to alkaline series, derived from partial melting in the stability field of a garnet peridotite. Moreover, LREE enrichment of in chondrite normalized REE pattern, and relatively high ratios of La_N/Yb_N (6.65-11.25), Nb/Yb (22-22.38), Th/Nb (0.07-0.16) and Nb/Y (>1) indicate that the rocks originated from an ocean island basalt like (OIB-like) sublithospheric mantle source and juxtaposed with and intruded into continental crust. With respect to geodynamic model of SSZ in the Alvand area in the middle Jurassic, ascribed to the subduction of the Neo-Tethys oceanic crust below the SSZ, the "Ridge-Trench" subduction model is proposed for these gabbros. Based on this model, the subduction of the active spreading center of the Neo-Tethys oceanic crust produced a slab window in the subducted oceanic lithosphere, allowing infiltration of asthenospheric hot OIB-like melt into SSZ. In addition, the development of a very substantial volume of S-type granitoid rocks in the Alvand granitoid complex of Hamedan region can be attributed to the melting of the metapelite rocks due to ridge subduction events.

Keywords: OIB-like alkaline gabbro, Oceanic ridge subduction, Sanandaj-Sirjan Zone, Alvand, Hamedan.

For Persian Version see pages 277 to 288

*Corresponding author: R. Zarei Sahamieh; E-mail: Zarei.r@lu.ac.ir