

تعیین سنگ منشأ دولریت‌های نوار آتشفشانی-رسوبی پس از ژوراسیک شمال شهرکرد

سید نعیم امامی * و زهرا الیاسی

مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری، شهرکرد، ایران

چکیده

سنگ‌های نیمه عمیق بازیک شمال شهرکرد واقع در پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان به صورت مجموعه‌ای از دایک‌ها و استوک‌ها رخنمون یافته‌اند که به دلیل نفوذ و جایگیری در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک فوقانی، سن این سنگ‌ها پس از این دوره و شاید تا اوایل کرتاسه باشد. این سنگ‌ها واجد ترکیب دولریتی هستند و بافت‌های اینترگرانولار، اینترسرتال و افیتیک را نشان می‌دهد. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده دولریت‌ها، پلاژیوکلازهای کلسیک (لابرادوریت) که به دلیل اسپیلیتی شدن به آلبیت تبدیل شده و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت و دیوپسید است. کانی‌های ثانویه شامل: کلریت، کلسیت و به میزان کمتر اپیدوت و کلینوزوئیزیت بوده و کانی‌های فرعی مشتمل بر: آپاتیت، مگنتیت، تیتانومگنتیت، ایلمنیت و اسفن در این سنگ‌ها حضور دارد. بر اساس شواهد ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی، دولریت‌ها در دو گروه مجزا قرار می‌گیرد. گروه اول، دارای ماهیت توله‌ایت با سنگ منشأ لرزولیت فوقانی است و در یک محیط کشش متعاقب فرورانش و به عبارتی در ادامه فرورانش تشکیل شده‌اند. گروه دوم، با ماهیت قلیایی و تحولی در محیط بازالت‌های میان صفحه اقیانوسی شکل گرفته و دارای سنگ منشأ اکلوزیت است.

واژه‌های کلیدی: اکلوزیت، لرزولیت فوقانی، دولریت، شمال شهرکرد، پهنه سنندج-سیرجان

مقدمه

اولاکوژئوسنکلینال به دنبال تأیید نظریه برخورد و یافتن نحوه این برخورد بوده است و به طور کلی، نامبرده و بسیاری از پژوهشگران دیگر نظریه فرورانش را مدلی مناسب برای رخدادهای زمین‌ساختی پهنه سنندج-سیرجان در نظر گرفتند (Kazmin, 1986; Alavi, 1994; Mohajjel and Fergusson, 2000). در سال‌های اخیر، نظریاتی مبتنی بر دو مرحله فرورانش ارائه شده است (Ghasemi and Parlak *et al.*, 2004).

پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان به دلیل فراوانی رخدادهای دگرگونی، ماگماتیسم و زمین‌ساخت پی در پی و هماهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی نسبت به سایر پهنه‌های زمین‌ساختی ایران، پویاترین پهنه ایران است (Aghanabati, 2006). در رابطه با مدل ژئودینامیک منطقه، Davoudian (۲۰۰۵) ضمن رد دیدگاه ریفت قاره‌ای و

معادل‌های آذرآواری آنها مشتمل بر: توف‌های لایه‌دار، لاپیلی توف‌ها و برش‌های ولکانیک بوده که هم‌زمان و پس از ماسه‌سنگ‌ها و سیلت‌سنگ‌های ژوراسیک میانی (شاید سازند هجدک) در یک محیط زیر دریایی کم عمق تا نیمه عمیق فوران یافته‌اند (Emami, Rahmati Ilakhchi, 1992). (2008).

در پژوهش حاضر، تلاش شده تا با استناد بر مطالعات پترولوژیکی و تجزیه‌های شیمیایی به تعیین سنگ منشأ این مجموعه‌های نیمه عمیق پرداخته شود.

زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های نیمه عمیق مطالعه شده واقع در نوار آتشفشانی-رسوبی شمال شهرکرد (Emami, 1996, 2008) در سه منطقه شامل: درازدره-بن با مختصات جغرافیایی $51^{\circ} 40' 50''$ طول شرقی و $31^{\circ} 31' 14''$ عرض شمالی و روستای چلوان با مختصات جغرافیایی $55^{\circ} 31' 55''$ طول شرقی و $28^{\circ} 49' 32''$ عرض شمالی به صورت دایک‌هایی با امتداد شمال-غرب-جنوب شرق و روستای یان چشمه با مختصات $49^{\circ} 40' 40''$ طول شرقی و $32^{\circ} 40' 00''$ عرض شمالی رخمون دارد (شکل ۱). هر سه منطقه، جزوی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان محسوب می‌شود و ما بین دو گسل بن و دالان در جنوب و شمال محصور شده و گسل شیدا از مرکز منطقه با امتدادی موازی دو گسل پیش گفته یعنی شمال غرب-جنوب شرق عبور می‌کند. هر سه گسل از نوع معکوس بوده که به جز گسل شیدا بقیه آنها به سمت شمال شرق شیب دارد (Zahedi, 1993). در شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه (Emami, 2008) نشان داده شده است.

طی عملیات صحرایی، در منطقه یان چشمه

(Talbot, 2006). به علاوه، پژوهش‌های جدیدتر نشانگر آن است که مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک در شمال شهرکرد در واقع یک جزیره قوسی بوده که حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سنندج-سیرجان است که زاویه فرورانش حدود 45° درجه و سوی حرکت شمال شرق بوده است (Emami, 2008).

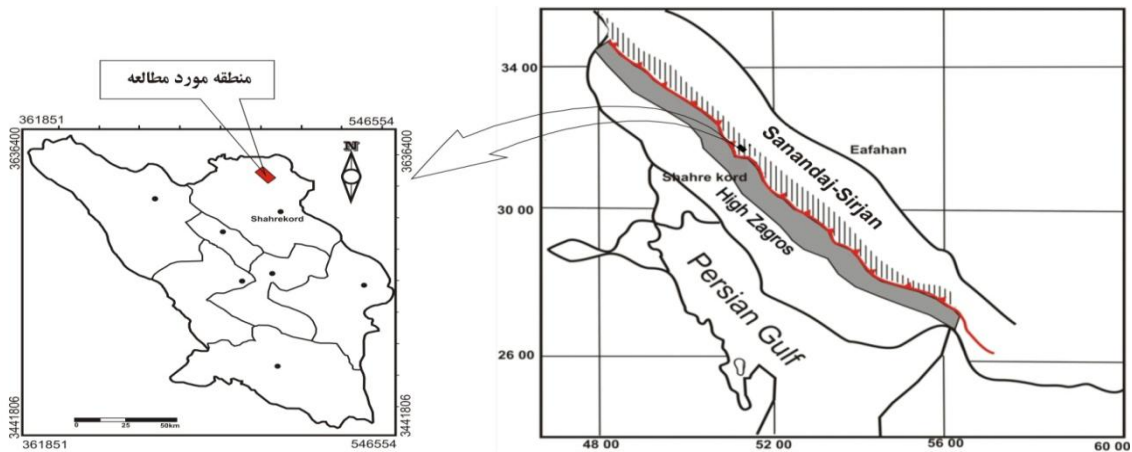
این پهنه در شمال شهرکرد، با دو رخساره سنگ چینه‌شناسی شامل: رخساره دگرگونی در نواحی مجاور سد زاینده‌رود و رخساره آتشفشانی-رسوبی در جنوب سد زاینده‌رود و منطقه سیاحتی سامان متمایز شده است (Zahedi, 1978, 1993; Darvishzadeh, 2001).

متأسفانه علی‌رغم گسترش سنگ‌های نیمه عمیق همراه با واحدهای آذرآواری و نقش این سنگ‌ها در بازسازی موقعیت تکتونوماگمایی و ژئودینامیکی پهنه بسیار مهم سنندج-سیرجان، به دلایل مختلف مورد بی‌توجهی جامعه زمین‌شناسی کشور قرار گرفته است. به گونه‌ای که حتی در نقشه‌های $1/100000$ و $1/250000$ منطقه نیز هیچ‌گونه اثری از این رخنمون‌ها دیده نمی‌شود. به این لحاظ، این پژوهش به عنوان آغازی بر پژوهش‌های پترولوژیکی سنگ‌های نیمه عمیق این منطقه حایز اهمیت فراوانی است.

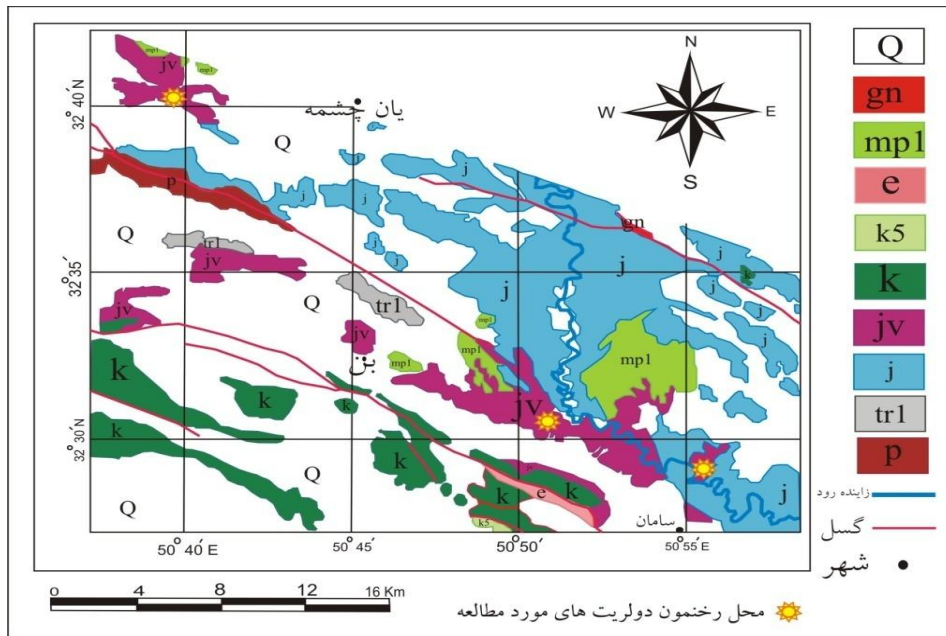
سنگ‌های نیمه عمیق شمال شهرکرد به صورت تجمع‌هایی از دایک و استوک در سه منطقه مجزا در بین مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی شمال شهرکرد رخنمون یافته‌اند. فرم استوک این سنگ‌ها در حوالی روستای یان چشمه و فرم دایک آنها در روستای چلوان و درازدره-بن مشاهده می‌شود. سنگ میزبان این سنگ‌ها بیشتر شامل: سنگ‌های آتشفشانی بازالتی، بازالت آندزیتی و آندزیت همراه با

میزبان به خوبی قابل تشخیص هستند (شکل ۴). در درازدره‌بن نیز سنگ‌های نیمه عمیق در قالب دایک‌های متعدد نفوذ کرده‌اند. دایک‌ها با عرض‌های متفاوت ۲ تا ۵۰ متر و ارتفاع ظاهری (در سطح زمین) ۵ تا ۲۰ متر با رنگ صحرایی قهوه‌ای به طور غالب درون بازالت‌ها و یا توف‌های سبز رنگ رخمون دارد (شکل ۵).

چهار استوک دولریتی با رنگ صحرایی قهوه‌ای شناسایی شد (شکل ۳). در محدوده چلوان، چهار دایک با امتداد شمالی-جنوبی با عرض‌های متفاوت ۲ تا ۱۵ متر و ارتفاع ظاهری (در سطح زمین) ۵ تا ۲۰ متر با رنگ صحرایی قهوه‌ای درون سنگ‌های آتشفشانی سبز رنگ نفوذ کرده‌اند که به دلیل تغییر رنگ فاحش بین دایک‌ها و سنگ



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه شمال شهرکرد در ایران



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده شمال شهرکرد (Emami, 2008)

P= آهک‌های متوسط لایه پرمین؛ tr1= آهک‌های تفکیک نشده تریاس؛ j= ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ‌های ژوراسیک تحتانی تا میانی؛ jv= واحدهای ولکانیک به سن ژوراسیک میانی تا فوقانی؛ k= آهک‌های خاکستری رنگ ضخیم لایه کرتاسه؛ k5= آهک‌های رسی کرتاسه؛ e= کنگلومرای معادل کشکان به سن پالئوسن-ائوسن؛ mp1= تناوب آهک و مارن ژپس‌دار میوسن؛ gn= گنایس گرانیتی ژوراسیک میانی؛ Q= رسوبات کواترنر

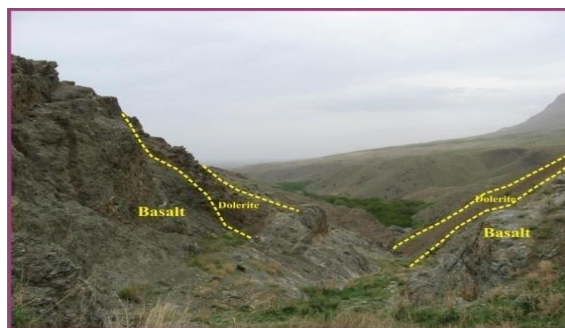


شکل ۴- سنگ‌های نیمه عمیق قهوه‌ای رنگ در چلوان (نگاه به سمت شمال غرب و پهنای میدان دید ۵ متر)



شکل ۳- رخنمون استوک در پهنه یان چشمه (نگاه به سمت شمال شرق)

شکل ۵- رخنمون یک دایک در داخل سنگ‌های آتشفشانی در پهنه درازدره‌بن (نگاه به سمت جنوب و پهنای میدان دید ۸۸ متر)



50 در دانشگاه اوکلاهاماسیتی (نورمن) آمریکا انجام شد. برای انجام آزمایش از ۵ طیفسنج پراش با طول موج‌های متفاوت و شناساگر پراش X مدل 2000 PGT PRISM استفاده گردید. شرایط تجزیه شامل: شتاب ۲۰ کیلو وات و جریان ۲۰ نانو آمپر با روزنه‌های نقطه‌ای به قطر ۳ میکرومتر انتخاب شد. به جز مورد Ba و Sr که از نشر پرتو L-alpha استفاده گردید؛ در بقیه موارد همه کانی‌ها با بکارگیری نشر K-alpha اندازه‌گیری شد. حداکثر زمان شمارش برای هر عنصر ۳۰ ثانیه در نظر گرفته شد که حداقل زمان لازم برای سطوح تشخیص مقدار ۰/۰۲ درصد وزنی اکسیدها برای تمام عناصر به جز اکسید باریم (۰/۰۹ درصد)، اکسید فلئور (۰/۱ درصد) و اکسید استرانسیوم (۰/۰۳ درصد) است. برای تجزیه و تحلیل بر اساس نتایج آزمایش‌ها از ترسیم

روش انجام پژوهش

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی پژوهش‌های پیشین در سطح منطقه و تهیه نقشه زمین‌شناسی محدوده با تأکید بر رخنمون‌های نیمه عمیق، بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری انجام شد. سپس ۵۵ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ نوری پلاریزان-Olympus-BH2 مطالعه گردید. در مرحله بعد، نمونه‌های منتخب از سنگ‌های نیمه عمیق سالم (۱۹ نمونه) برای انجام تجزیه‌های ICP-MS و ICP-ES به آزمایشگاه Acme Labs واقع در شهر ونکوور کانادا ارسال شد. همچنین، پس از مطالعه دقیق مقاطع نازک و صیقلی کردن آنها، کانی‌های برجسته و مؤثر در نامگذاری سنگ‌ها شناسایی و به صورت نواحی مجزا بر روی مقاطع صیقلی شده علامت گذاری شد. این آزمایش‌ها با دستگاه Cameca SX

به عبارتی، پلاژیوکلازها به طور کامل استحاله و دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازهای اولیه در دولریت‌ها به مرور دچار دگرسانی گسترده شده و به مجموعه‌ای از اپیدوت، کلسیت، کلریت و سریسیت و در مواردی نیز به طور مستقیم به آلبیت تبدیل شده است. آپاتیت، مگنتیت، تیتانومگنتیت، ایلمنیت و اسفن نیز به عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها به وفور مشاهده می‌شود (شکل ۷).

شیمی کل سنگ

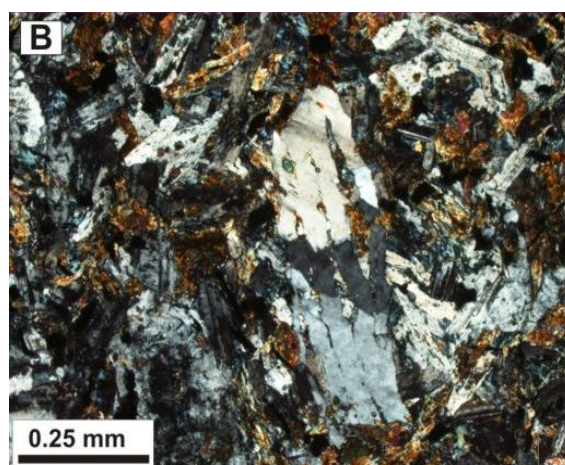
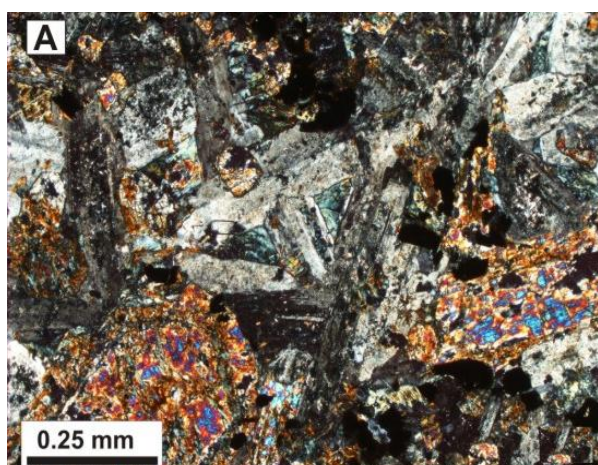
بر اساس نتایج تجزیه‌های ICP-MS و ICP-ES (جدول ۳) سنگ‌های نیمه عمیق یاد شده، ترکیب بازالتی دارد که تفسیر این نتایج در نمودارهای Nb/Y در برابر TiO_2/Zr (Le Bas *et al.*, 1986) و $SiO_2\%wt$ در برابر $Na_2O+K_2O\%wt$ (Le Maitre *et al.*, 1989) نیز مؤید بازالتی بودن این سنگ‌ها است (شکل ۸- A و B). بر این اساس و به دلیل بافت‌های ویژه سنگ‌های نیمه عمیق و نیز شکل برونزد صحرایی، این سنگ‌ها دولریت نام دارد.

نمودارهای مختلف در نرم‌افزارهای MinPet 2.02، Igpert 2007 و CorelDRAWX4 استفاده شد.

پetroگرافی

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، در مقاطع نازک سنگ‌های مطالعه شده، بافت‌های ویژه سنگ‌های نیمه عمیق مانند: اینترگرانولار، اینترسرتال، افیتیک و ساب‌افیتیک مشاهده می‌شود (شکل ۶).

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده دولریت‌ها، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است که بر اساس نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی بر روی این دو کانی (جدول‌های ۱ و ۲) و محاسبات انجام شده، ترکیب پیروکسن‌ها در عضوهای انتهایی شامل: انستاتیت (En)، فروسیلیت (Fo) و ولاستونیت (Wo) بین $En_{46.60}Fs_{7.85}Wo_{45.54}$ تا $En_{41.64}Fs_{13.95}Wo_{44.40}$ متغیر است که مؤید دامنه اندک تغییرات در حد فاصل میدان پایداری اوژیت تا دیوپسید است. به همین دلیل، پیروکسن‌ها از نوع اوژیت دیوپسیدی و ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز $Ab_{97.6}An_{1.8}Or_{0.6}$ است که مؤید ترکیب آلبیت هستند.



شکل ۶- بافت‌های نیمه عمیق دولریت‌های شمال شهرکرد

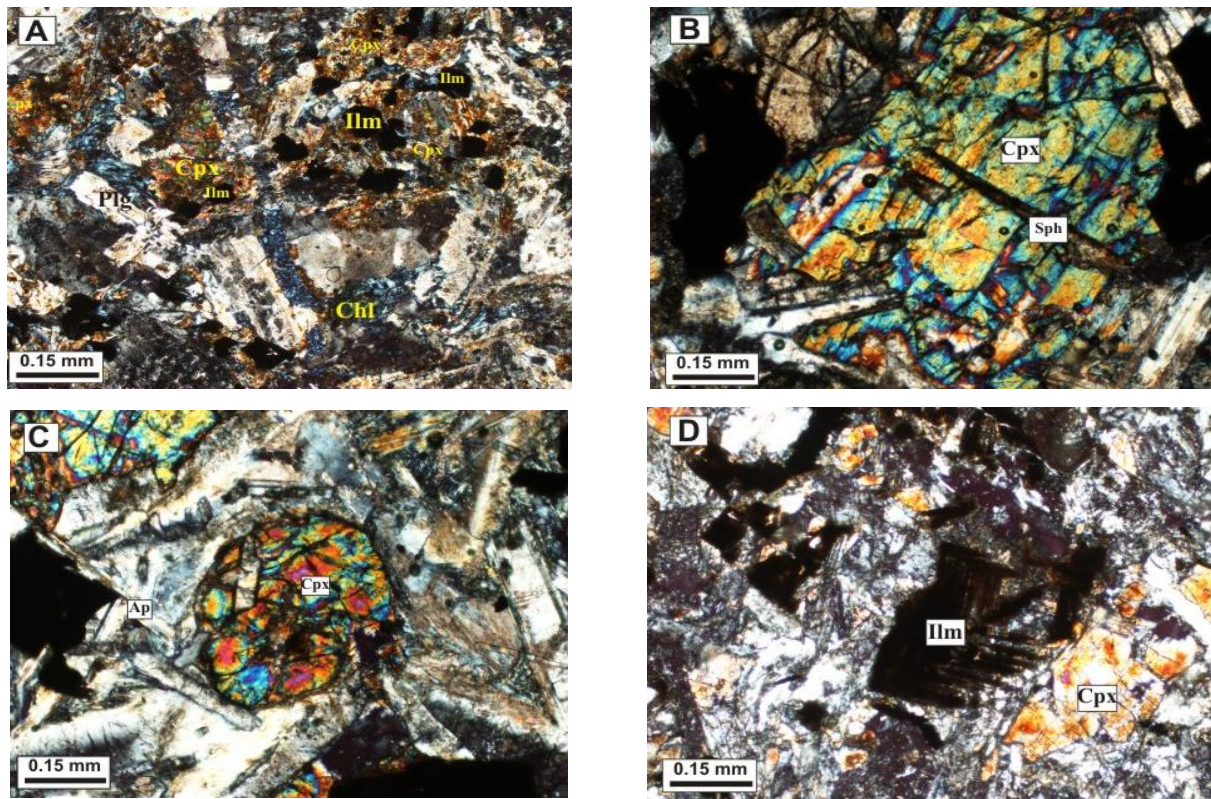
(A) بافت اینترسرتال (کلریت فضای بین فلدسپارها را پر کرده است)؛ (B) بافت اینترگرانولار (پیروکسن فضای بین فلدسپارها را پر کرده است)

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپیکروکسن‌های دولریت‌های شمال شهرکرد

Sample	Cpx1					
	دراز دره بین					
	Cpx1	Cpx2	Core2	Rim2	Core3	Rim3
SiO ₂	50.72	50.35	50.80	50.42	51.42	50.96
TiO ₂	0.55	0.98	0.50	0.91	0.43	0.94
Al ₂ O ₃	3.71	3.34	4.41	3.30	4.17	2.83
FeO	6.85	9.71	4.72	9.36	4.86	9.12
MnO	0.18	0.32	0.11	0.27	0.11	0.28
MgO	15.32	15.15	15.89	15.04	16.18	15.03
CaO	21.29	19.46	22.64	19.89	22.34	20.28
Na ₂ O	0.31	0.31	0.19	0.31	0.19	0.29
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	99.03	99.71	99.31	99.59	99.70	99.73
Cations calculated at the base of 6 Oxygen						
Si	1.894	1.881	1.877	1.891	1.894	1.904
Ti	0.015	0.028	0.014	0.026	0.012	0.026
Al	0.163	0.0148	0.192	0.146	0.181	0.125
Fe ²⁺	0.214	0.304	0.146	0.294	0.150	0.286
Mn	0.006	0.010	0.003	0.009	0.003	0.009
Mg	0.853	0.849	0.875	0.840	0.888	0.837
Ca	0.852	0.872	0.897	0.799	0.881	0.812
Na	0.022	0.023	0.013	0.023	0.014	0.021
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
جمع کاتیون ها	4.021	4.029	4.018	4.027	4.022	4.018
Fs	11.413	16.191	7.772	15.557	7.963	15.124
Wo	44.266	40.230	46.661	41.150	45.842	41.776
En	44.321	43.578	45.567	43.294	46.196	43.090

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازهای دولریت‌های شمال شهرکرد

Sample	P11			P12		
	دراز دره بین					
	P11-1	P11-2	P11-1	P11-11	P12-3	P13-3
SiO ₂	67.5	66.94	67.81	64.82	68.86	68.79
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	20.35	20.22	20.25	20.84	20.89	20.00
FeO	0.19	0.08	0.02	0.69	0.03	0.02
MnO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
MgO	0.02	0.00	0.02	0.26	0.02	0.26
CaO	1.00	0.93	0.47	3.62	0.70	11.96
Na ₂ O	11.46	11.35	11.71	11.15	11.02	0.06
K ₂ O	0.08	0.07	0.08	0.09	0.08	0.10
Total	100.69	99.68	100.39	101.62	101.69	101.018
Cations calculated at the base of 8 Oxygen						
Si	2.948	2.948	0.960	2.849	2.959	2.979
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Al	1.047	1.050	1.042	1.080	1.058	1.021
Fe ²⁺	0.007	0.003	0.001	0.025	0.001	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.001	0.000	0.001	0.017	0.001	0.000
Ca	0.047	0.044	0.022	0.170	0.032	0.012
Na	0.971	0.969	0.991	0.950	0.918	1.004
K	0.005	0.004	0.004	0.006	0.005	0.003
جمع کاتیون ها	5.025	5.017	5.021	5.097	4.975	5.021
%An	4.6	4.3	2.2	15.1	3.4	1.2
%Ab	94.9	95.3	97.4	84.4	96.1	98.5
%Or	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.3



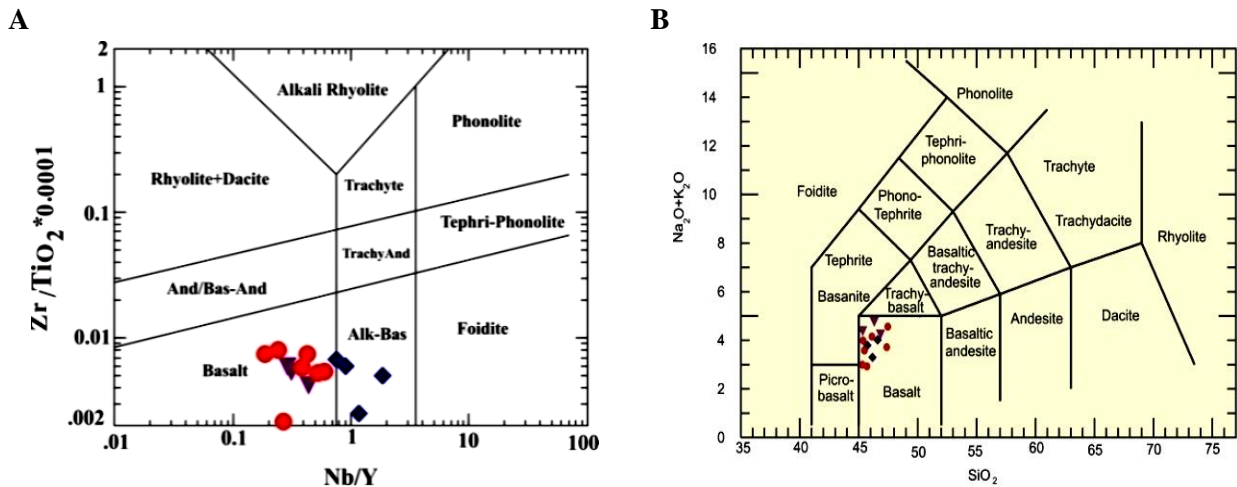
شکل ۷- کانی‌های تشکیل دهنده دولریت‌های مطالعه شده در شمال شهرکرد؛ (A) یان چشمه؛ (B) درازدره‌بن؛ (C و D) چلوان
 Plg = پلاژیوکلاز، Cpx = کلینوپیروکسن، Ilm = ایلمنیت، Chl = کلریت

جدول ۳- تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه با روش ICP-MS و ICP-ES

Samples No.	The first group									Chelvan		
	Derazdareh-ben									CH11	CH24	CH33
	D16	D10-1	D8	D7	D3	48-6	56-1	56-2	CH11	CH24	CH33	
Rock	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	
SiO ₂	45.44	44.28	46.6	47.47	45.7	46.85	47.14	46.54	45.23	47.38	46.42	
TiO ₂	2.02	1.78	2.24	2.35	2.36	2.55	2.92	2.86	2.82	1.71	2.38	
Al ₂ O ₃	8.43	10.67	8.77	14.21	7.97	16.08	13.99	14.92	9.16	9.4	14.92	
Fe ₂ O ₃₍₀₎	21.31	20.86	19.11	12.29	20.42	13.11	14.56	13.62	18.72	18.89	13.82	
MgO	4.75	7.65	4.68	4.68	5.83	4.97	4.99	3.44	4.87	7.34	4.08	
CaO	7.94	4.63	8.68	7.95	9.72	8.1	9.32	8.19	9.46	7.93	8.18	
MnO	0.32	0.27	0.27	0.2	0.31	0.21	0.24	0.23	0.27	0.26	0.22	
Na ₂ O	2.64	2.67	3.22	3.65	2.44	3.9	3.77	4.16	2.75	2.98	4.32	
K ₂ O	1.29	0.55	0.78	0.91	0.49	0.6	0.25	1.38	1.68	0.73	0.54	
P ₂ O ₅	2.39	0.79	2.7	1.24	1.7	0.53	0.45	1.18	1.96	0.94	0.5	
LOI	3.18	5.58	2.68	4.78	2.81	2.9	2.3	3.2	2.73	2.22	4.09	
SUM	99.71	99.73	99.73	99.73	99.75	99.81	99.95	99.73	99.65	99.78	99.47	
Sc(ppm)	22.3	35.7	21.9	21.5	27.5	32	33	23	31.2	38.5	31.9	
Hf	2.81	0.89	3.58	1.34	3.33	5.3	5.4	5.6	3.29	2.9	3.58	
Nb	27.61	10.92	23.2	26.4	23.46	11.8	9.6	19.8	21.42	12.35	11.99	
Sr	372	254	362	113	562	300.3	355.5	377.7	286	261	495	
Ta	1.4	0.6	1.2	1.4	1.2	0.8	0.6	1.4	1.1	0.6	0.6	
Th	1.8	1	1.7	2.1	1.5	1.7	1.5	2.4	0.9	1	0.8	
Zr	108.5	38.8	136.1	45.7	123.1	206.8	216.9	213.7	119.3	102.1	127.5	
Y	46.8	40.4	45.2	40.7	45	48.1	50.9	46	49.4	42.3	37.8	
La	32.3	16.6	32.8	33.5	25.5	16.3	13.8	25.7	24.1	16.6	13.6	
Ce	73.58	39.87	76.18	76.53	59.46	39.9	35.5	59.9	58.99	39.44	33.75	
Rb	17.8	11.2	8.8	11.4	6.7	10.2	4.2	20.1	36.4	19.4	15.8	
Pr	10.4	5.9	10.6	11.2	8.6	5.82	5.27	8.63	8.9	5.6	5.1	

The first group											
Derazdareh-ben									Chelvan		
Samples No.	D16	D10-1	D8	D7	D3	48-6	56-1	56-2	CH11	CH24	CH33
Rock	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit	Dolerit
											ادامه جدول ۳-۱...
Nd	48.4	26	48.4	48.4	40.5	26.7	25.7	40.5	41.2	26.1	24.8
Sm	10	5.8	10.2	9.8	8.5	6.76	7.05	9.12	9.1	5.8	5.5
Eu	3.9	1.5	4	3.1	3.2	2.28	2.24	3.66	2.8	1.6	2.1
Gd	11	6.8	11.8	10.8	10	7.84	8.18	9.68	11.2	7.7	7.2
Tb	1.7	1.2	1.7	1.6	1.5	1.47	1.51	1.61	1.7	1.2	1.2
Dy	10.7	8.5	10.7	9.8	9.8	7.64	7.95	8.44	10.8	8.2	8.1
Ho	2	1.7	2	1.8	1.9	1.53	1.69	1.56	1.9	1.7	1.5
Er	4.7	4.4	4.9	4	4.5	4.56	4.87	4.23	5.3	4.4	4
Tm	0.5	0.5	0.6	0.4	0.6	0.73	0.76	0.67	0.6	0.5	0.5
Yb	3.5	3.3	3.6	2.6	3.6	4.22	4.43	3.64	0.4	3.8	3.3
Lu	0.4	0.4	0.5	0.3	0.5	0.64	0.68	0.57	0.5	0.6	0.5
Ba	476	155	278	216	199	131.2	67.4	698.5	196	113	126
Ta	1.4	0.6	1.2	1.4	1.2	0.8	0.6	1.4	1.1	0.6	0.6
V	124	358	130	107	297	272	338	116	314	314	328

The second group (Yan cheshmeh)				
Samples No.	Y16	12-9	12-13	13-1
Rock	D	D	D	D
SiO ₂	45.48	44.15	46.19	46.76
TiO ₂	2.74	1.48	1.87	3.93
Al ₂ O ₃	11.19	11.32	13.77	16.05
Fe ₂ O ₃₍₀₎	13.18	10.7	14.83	14.83
MgO	2.17	5.33	9.89	3.76
CaO	12.18	7.5	5.93	5.45
MnO	0.16	0.13	0.12	0.08
Na ₂ O	3.2	2.77	1.13	1.13
K ₂ O	0.38	0.96	2.24	0.92
P ₂ O ₅	0.6	0.26	0.2	0.2
LOI	8.53	15.4	6.6	5.6
SUM	99.81	100.03	99.84	99.9
Sc(ppm)	13.1	28	35	16
Hf	0.32	3	3.3	5
Nb	44.79	2.7	19	41.9
Sr	243	240.2	148.5	72.6
Ta	2.1	1.1	0.5	1.5
Th	2.5	2.7	2.5	4.4
Zr	12.1	100.7	110.7	196.13
Y	19.9	22.1	21.2	22.8
La	28.9	12.7	15.5	25.3
Ce	58.32	30.1	33	54.4
Rb	7.6	18	36.5	71.4
Pr	7.9	4.31	4.41	7.1
Nd	34	19.9	18.9	31.5
Sm	6.5	4.6	4.6	6.78
Eu	1.9	2.02	1.33	2.16
Gd	6.4	4.52	4.44	5.82
Tb	1	0.79	0.77	0.96
Dy	5.4	3.96	3.74	4.7
Ho	0.9	0.76	0.72	0.79
Er	1.9	1.94	1.88	2.08
Tm	0.2	0.29	0.27	0.33
Yb	1.2	1.4	1.65	1.71
Lu	0.1	0.26	0.24	0.26
Ba	101	81.1	152.8	445.8
V	75	193	256	162



شکل ۸- A) نمودار Nb/Y در برابر TiO_2/Zr برای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های نیمه عمیق منطقه شمال شهرکرد (Le Bas et al., 1986)؛ B) نمودار SiO_2 wt در برابر Na_2O+K_2O wt برای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های منطقه شمال شهرکرد (Le Maitre et al., 1989)

● سنگ‌های نیمه عمیق درازدربن؛ ▼ سنگ‌های نیمه عمیق چلوان؛ ◆ سنگ‌های نیمه عمیق یان‌چشمه

عمیق مطالعه شده با روش ICP-MS و ICP-ES، تمامی سه گروه سنگ‌های دولریتی در سری ماگمای توله‌ایتی قرار دارد (شکل ۹- A) اما همان‌طور که در شکل ۹- B و C و D مشخص است؛ می‌توان این سنگ‌ها را از نظر محیط تکتونوماگمایی به دو گروه تقسیم نمود. بر این اساس، سنگ‌های نیمه عمیق یان‌چشمه در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای با ماهیت قلیایی و حدواسط جانمایی شده و نمونه‌های درازدربن و چلوان در قلمرو مورب با ماهیت توله‌ایت واقع شده‌اند.

سنگ منشأ

از نظر سنگ منشأ می‌توان سنگ‌های نیمه عمیق منطقه را به دو گروه تقسیم نمود. به طوری که نمونه‌های درازدربن و چلوان با ترکیب کانی‌شناسی ویژه خود، گروه اول و یان‌چشمه با ترکیب کانی‌شناسی متمایز، گروه دوم را تشکیل می‌دهد. به عبارت دقیق‌تر، در نمونه‌های درازدربن و چلوان اجزای اصلی تشکیل‌دهنده

بحث

تکتونوماگما تیسم

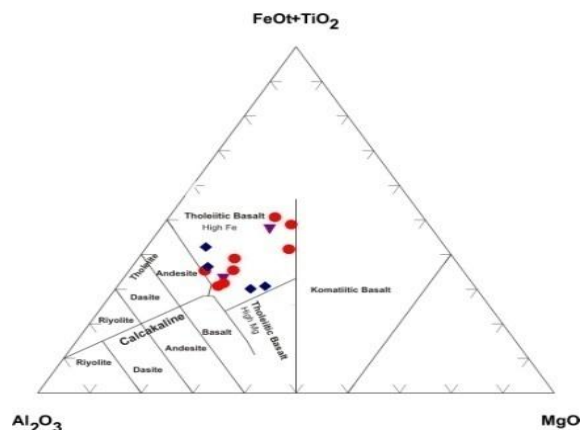
کمربند سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی شمال شهرکرد به عنوان نماینده‌ای از ولکانیسم ژوراسیک پهنه سنندج-سیرجان، در واقع یک جزیره قوسی بوده که حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سنندج-سیرجان است که زاویه فرورانش حدود 45° ، سوی حرکت شمال شرقی، فاصله افقی کمربند تا خط برخورد حدود ۳۵ کیلومتر و منطبق بر مکان کنونی گسل معکوس زاگرس است (Emami, 2008). زمان وقوع این فرورانش منطبق با ژوراسیک فوقانی است (Mohajjel and Sahandi, 1999)؛ Mohajjel and Fergusson, 2000). در رابطه با توده‌های نیمه عمیق بازیک نیز با توجه به قرارگیری این سنگ‌ها درون مجموعه آتشفشانی بازیک منطقه می‌توان ظهور آنها را به یک حوضه بازشدگی پشت کمان نسبت داد (Emami, 2008).

بر اساس تحلیل نتایج تجزیه سنگ‌های نیمه

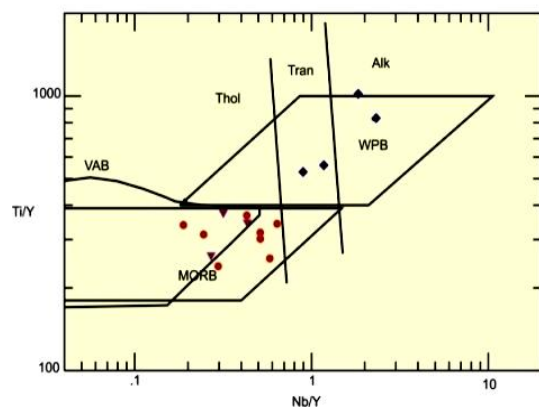
الیون ساخته نمی‌شود و جایگاه این دولریت‌ها در نمودار Yoder و Tilley (۱۹۶۲) و Thompson (۱۹۸۴) در محدوده کوارتز توله‌ایت است (شکل ۱۰). بر خلاف دایک‌های دراز دره‌بن و چلوان، در نمونه‌های یان‌چشمه، کوارتز نورماتیو با میانگین ۲/۲۳۴ درصد ساخته شده و این سنگ‌ها فاقد نفلین نورماتیو است.

سنگ‌ها شامل: دیوپسید، الیون و هیپرستن بوده و مقدار متوسط الیون ۱۰/۲۴ درصد است. این نمونه‌ها به طور میانگین دارای ۰/۴۳ درصد نفلین نورماتیو هستند. بر این اساس، دولریت‌های درازدره‌بن و چلوان، در نمودار Yoder و Tilley (۱۹۶۲) و Thompson (۱۹۸۴) در قلمرو الیون توله‌ایت واقع می‌شود. در نمونه‌های یان‌چشمه،

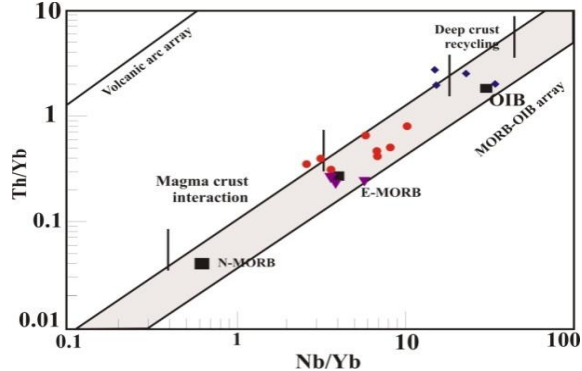
A



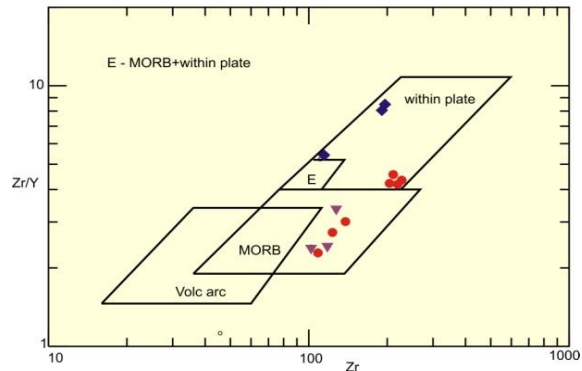
B



C

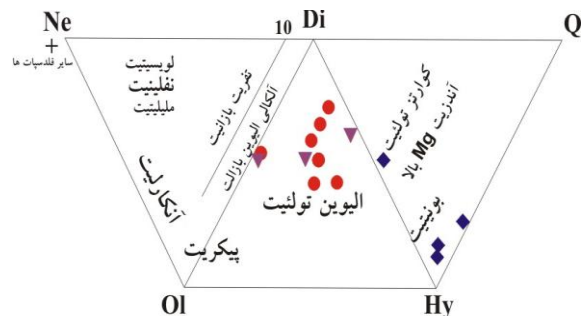


D



شکل ۹- A) نمودار سه‌تایی Al_2O_3 - $FeO+TiO_2$ - MgO برای مقایسه بین سری‌های ماگمایی (Jensen, 1976)؛ B) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس Nb/Y - Ti/Y (Pearce, 1982)؛ C) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس Th/Yb - Nb/Yb (Pearce et al, 2007)؛ OIB= بازالت‌های جزایر اقیانوسی؛ D) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس Zr/Y - Zr (Pearce and Norry, 1979)؛ VAB= بازالت‌های قوسی آتشفشانی؛ MORB= بازالت‌های ریفت میان اقیانوسی؛ WPB= بازالت‌های درون صفحه‌ای؛ علائم مشابه شکل ۸ است.

شکل ۱۰- نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های بازالتی مطابق با ترکیب نورماتیو (Yoder and Tilley, 1962؛ Thompson, 1984). علائم مشابه شکل ۸ است.



در شکل ۱۱-B فراوانی عناصر نادر خاکی نسبت به مورب نرمال ارایه شده که نشانگر غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE است. این شواهد می‌تواند نشانگر تشکیل سنگ‌ها از یک پروتولیت اکلوزیتی در شرایط فشار پایین و ذوب بخشی به نسبت بالا بازالت‌های هیپرستن نورماتیو باشد (Emami, 2008). Ito و Kennedy (۱۹۷۴) با تجزیه مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی مصنوعی اکلوزیت در فشارهای مختلف دریافتند با تغییر در شرایط ذوب، یک بازالت توله‌ایت و یا آلکالی می‌تواند تولید شود. در فشارهای بالا با درجات پایین ذوب بخشی، یک مذاب نفلین-نورماتیو شکل می‌گیرد و در فشارهای پایین یا درجات بالاتری از ذوب بخشی، مذاب هیپرستن-نورماتیو است. چنان چه، ترکیب متوسط مانتو (پریدوتیت+بازالت یا اکلوزیت) را به عنوان سنگ منشأ ماگماهای بازالتی در نظر بگیریم، بر اساس تغییرات فشار و درصد ذوب و نیز مقدار الیوین نورماتیو در مذاب می‌توان ترکیبات متنوعی از مذاب‌های تولید کننده انواع سنگ‌های آذرین را به دست آورد. تولید ماگمای بازالتی به وسیله ذوب اکلوزیت یک احتمال واقعی است و به طور تجربی در آزمایشگاه این فرآیند حاصل آمده است. به علاوه، ذوب و تبلور تفریقی ماگمای اکلوزیتی زمینه‌های لازم را برای ایجاد برخی نوسانات ترکیبی را که در ماگماهای بازالتی دیده می‌شود، فراهم می‌آورد. امفاسیت به طور عمده دارای دیوپسید (Di) + آلبیت (Ab) + نفلین (Ne) نورماتیو در اکلوزیت بوده و پیروب غالباً شامل: هیپرستن (Hy) + آنورتیت (An) نورماتیو است. جدایش گارنت از یک مذاب می‌تواند ماگمای آلکالی‌بازالت را تولید کرده و جدا شدن امفاسیت از مذاب می‌تواند سبب ایجاد ماگمای نوع توله‌ایت شود. یک دیدگاه در مورد منشأ اکلوزیتی آن است که ذوب بخشی اکلوزیت می‌تواند ماگماهایی با

ترکیب سنگ‌های نیمه عمیق منطقه بازیگ است و بر این اساس، منشأ آنها در ساده‌ترین وضع ممکن، معادل بازالت‌ها در نظر گرفته می‌شود.

سنگ منشأ (پروتولیت) سنگ‌های بازالتی یا واجد ترکیب بازالتی بوده و یا دارای اجزایی از بازالت‌ها به اضافه اجزای با نقطه ذوب بالا (دیرگداز) است که به صورت یک فاز باقی‌مانده (تفاله) پس از خروج بازالت در زیر اتاق ماگمایی بر جای می‌ماند. پروتولیت‌های پیشنهادی برای تولید ماگما و در نهایت سنگ‌های بازالتی شامل: پریدوتیت‌ها، پیروکسنیت‌ها و هورنبلندیت‌ها و نیز بازالت و معادل‌های دگرگونی آن (آمفیبولیت و اکلوزیت‌ها) است (Hall, 1987).

بر اساس تغییرات فشار و درصد ذوب و نیز مقدار الیوین نورماتیو در مذاب می‌توان ترکیبات متنوعی از مذاب‌های تولید کننده انواع سنگ‌های آذرین را به دست آورد.

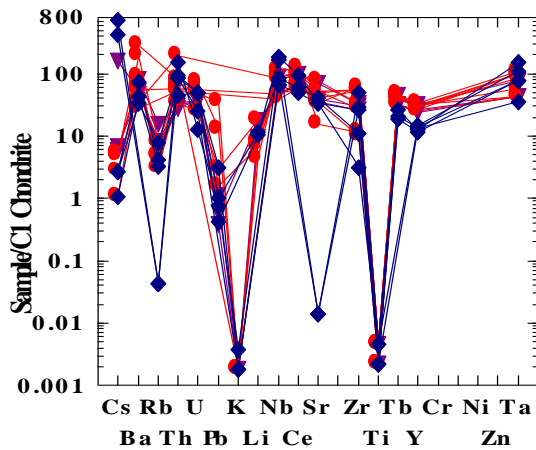
با توجه به این که تمامی نمونه‌های دولریت چلون و درازدره‌بن در نمودار Yoder و Tilley (۱۹۶۲) در محدوده الیوین توله‌ایت واقع می‌شود و همگی دارای الیوین نورماتیو هستند، می‌توان منشأ لرزولیت مانتوی فوقانی را برای آنها در نظر گرفت. اما این امر در مورد نمونه‌های یان‌چشمه صادق نیست (Emami, 2008).

در دولریت‌های یان‌چشمه شاخص تفریق کمتر از ۵۰ درصد بوده و در ترکیب نورم این سنگ‌ها الیوین نورماتیو ساخته نشده است. به همین دلیل، به نظر می‌رسد منشأ این سنگ‌ها متفاوت از دولریت‌های چلون و درازدره‌بن باشد. این سنگ‌ها در نمودار Yoder و Tilley (۱۹۶۲) نزدیک قطب هیپرستن قرار می‌گیرد که به واسطه تهی‌شدگی عناصری مانند: پتاسیم، روبیدیوم و استرانسیوم نسبت به کندریت (شکل ۱۱-A) می‌تواند مؤید حضور گزینه اکلوزیت به عنوان سنگ منشأ باشد.

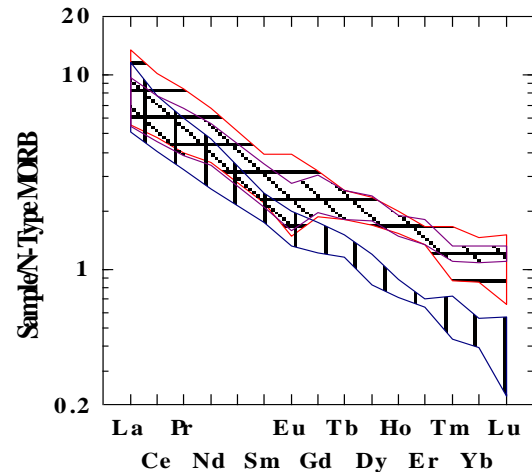
وجود می‌آید و ب) تجمع کومولاهای اولترامافیک با گابرو و بازالت در بسیاری از مجموعه‌های افیولیتی دیده می‌شود که مبین اشتقاق از ماگمایی مافیک‌تر از بازالت (اکلوژیت) است.

ترکیب حد واسط و نه ماگمای بازیک تولید کند که این نظریه توسط دو دسته از شواهد مورد تأیید قرار می‌گیرد. الف) وجود کوماته‌ایتها و گدازه‌های اولترامافیک که در اغلب مناطق سپر پرکامبرین به

A



B



شکل ۱۱- A) نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر HFS و LIL سنگ‌های شمال شهرکرد نسبت به کندریت؛ پهنه درازدره‌بن ●؛ پهنه چلوان ▼؛ پهنه یان‌چشمه ◆؛ B) نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) سنگ‌های مطالعه شده در شمال شهرکرد نسبت به مورب نرمال؛ پهنه درازدره‌بن ■؛ پهنه چلوان ▨؛ پهنه یان‌چشمه ▩

درازدره‌بن و روستای چلوان که با ماهیت توله‌ایت در یک محیط کششی بعد از فرورانش تشکیل شده‌اند. با توجه به این که تمامی نمونه‌های دولریت گرو اول، در نمودار Yoder و Tilley (۱۹۶۲) در محدوده الیوین توله‌ایت واقع می‌شود و همگی دارای الیوین نورماتیو هستند، می‌توان منشأ لرزولیت مانتوی فوقانی را برای آنها در نظر گرفت. به لحاظ نفوذ این سنگ در داخل واحدهای آتشفشانی منطقه، پدیده ماگماتیسزم بررسی شده که با نفوذ دایک‌های دولریتی مشخص شده است را می‌توان به فاز کوهزایی سیمین میانی تا فوقانی به سن ژوراسیک فوقانی تا ابتدای کرتاسه نسبت داد. گروه دوم دولریت‌ها شامل: دولریت‌های یان‌چشمه است که با ماهیت توله‌ایتی و تحولی در محیط بازالت‌های میان صفحه اقیانوسی شکل

نتیجه‌گیری

سنگ‌های نیمه عمیق شمال شهرکرد به صورت مجموعه‌هایی از دایک و استوک در سه منطقه درازدره‌بن، روستای چلوان و روستای یان‌چشمه رخنمون دارد. این سنگ‌ها در میان مجموعه آتشفشانی-رسوبی شمال شهرکرد که به صورت کمربندی با کشیدگی شمال‌غرب-جنوب‌شرق در مساحتی بالغ بر ۲۰۰ کیلومتر مربع تقریباً به موازات پهنه ساختاری و گسل زاگرس قرار دارد، استقرار یافته‌اند. سنگ‌های نیمه عمیق مطالعه شده دارای ترکیب بازالتی و بافت‌های ویژه نیمه عمیق است که این امر موجب نامگذاری این سنگ‌ها به نام دولریت شد. این دولریت‌ها از نظر محیط زمین‌ساختی و منشأ به دو گروه تقسیم می‌شود. گروه اول شامل: دولریت‌های

بازالت‌های این گنبد به رنگ سیاه هستند که زمینه شیشه با حفراتی که بیشتر با کلسیت و کمتر با کلریت پر شده‌اند، دارد. کلسیت‌ها اغلب ثانویه بوده و شاید منشأ جوی دارد. پس از آن، استوک‌هایی با همان ترکیب بازالتی در این گنبد بیرون زده‌اند و ایجاد استوک‌های دولریتی نموده که سن آنها نسبت به گنبد و رخساره دگرگونی جدیدتر است. بر اساس تغییرات و فراوانی عناصر کمیاب، سنگ‌های نیمه عمیق این منطقه آلکالن است؛ اما شواهد پتروگرافی، محاسبات نورم و کانی‌های مدال سنگ و نیز تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان از عدم وجود ماگماتیسم آلکالن در این منطقه دارد و پدیده دگرسانی و متاسوماتیسم سدیک موجب گشته تا این سنگ‌ها در بعضی نمودارها در قلمرو آلکالن واقع شود. به عبارتی می‌توان مدعی شد که عناصر کمیاب نیز دچار نوعی مهاجرت در نتیجه دگرسانی و دگرگونی ضعیف شده است. این دولریت‌ها از نظر سن و ترکیب با دایک‌های درازدره‌بن و چلوان متفاوت هستند. استوک‌های یان‌چشمه و سنگ زمینه آنها در یک محیط خشکی تشکیل شده‌اند. در حالی که به استناد Emami (۲۰۰۸) سنگ‌های میزبان دایک‌های درازدره‌بن و چلوان در یک محیط آبی شکل گرفته است و در مورد پهنه‌های نیمه عمیق این دو پهنه اظهار نظری انجام نشده است.

سپاسگزاری

نگارندگان از آزمایشگاه Acme Labs کانادا به دلیل انجام آزمایش‌های ICP و دانشگاه اوکلاهاماسیتی (نورمن) آمریکا به خاطر انجام تجزیه ریزکاو الکترونی و جناب آقای دکتر محمود خلیلی به خاطر هماهنگی‌ها در راستای انجام آزمایش‌ها و راهنمایی‌های ارزنده ایشان قدردانی می‌نمایند.

گرفته و جایگیری آنها به زمان بعد از ژوراسیک نسبت داده می‌شود. دولریت‌های یان‌چشمه در نمودار Yoder و Tilley (۱۹۶۲) نزدیک قطب هیپرستن قرار می‌گیرد که به واسطه تهی‌شدگی عناصری مانند: پتاسیم، روبیدیوم و استرانسیوم می‌توان گزینه اکلوزیت را به عنوان سنگ منشأ این سنگ‌ها در نظر گرفت. در نمودار Yoder و Tilley (۱۹۶۲) نیز این گروه از دولریت‌ها ماهیتی توله‌ایتی یافته و در نزدیکی قطب هیپرستن و ضلع Hy-Di قرار می‌گیرد. جانمایی برخی نمونه‌های این گروه از دولریت‌ها نیز ناشی از آلتراسیون و ویژه پدیده اسپیلیتی شدن است. از دیدگاه تکتونوماگماتیسم، سنگ‌های نیمه عمیق نفوذ یافته به داخل توده‌های آتشفشانی در درازدره‌بن و چلوان، حاصل بازشدگی حوضه‌های پشت کمانی بوده که به طور هم‌زمان با گسترش جزایر قوسی رخ داده است و از این نظر با آنچه که (Kazmin, 1986) تحت عنوان حوضه‌های پشت کمان عنوان کرده‌اند منطبق است. به این ترتیب فازهای بازشدگی پشت کمان در توآرسین، آلنین-باتونین، ژوراسیک پایانی-تورونین و در ائوسن آغازین تا میانی اتفاق افتاده است. در ژوراسیک آغازین تا میانی و ائوسن، بازالت‌های پشت کمان از نوع توله‌ایت مربوط به پشته‌های میان اقیانوسی بوده است (Emami, 2008). استوک‌های پهنه یان‌چشمه نیز بازالت‌های داخل صفحه‌ای است که با توجه به داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های این پهنه به محیط بازالت‌های میان صفحه اقیانوسی نسبت داده شده‌اند و جایگیری آنها به زمان بعد از ژوراسیک نسبت داده می‌شود. به نظر می‌رسد در پهنه یان‌چشمه یک گنبد آتشفشانی از جنس بازالت حفره‌دار رخنمون یافته است که تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته و تا حد رخساره شیبست سبز دگرگون شده است.

منابع

- Aghanabati, A. (2006) Geology of Iran. Geological Survey of Iran publication, Tehran (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229(3): 211-238.
- Darvishzadeh, A. (2001) Geology of Iran. Amirkabir publication, Tehran (in Persian).
- Davoudian, A. (2005) Tectonometamorphic and magmatic evolution of area between Shahrekord and Daran (Sanandaj-Sirjan zone, Iran). PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)
- Emami, S. N. (1996) Geology and petrology of volcanic rocks in the north of Shahrekord. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)
- Emami, S. N. (2008) Petrological investigation with emphasize on the alteration zones and evaluation of their environmental effects in the volcanic terrain of the north of Shahrekord. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6): 683-693.
- Hall, A. (1987) *Igneous petrology*. Longman: London.
- Ito, K. and Kennedy, G. C. (1974) The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. *Journal of Geology* 82: 383-392.
- Jensen, L. S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of natural resources, Ontario.
- Kazmin, V. C. (1986) Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. *Tectonophysics* 123(1): 123-152.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. L. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*. 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmidt, R., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Publishing, Oxford.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22(8): 1125-1139.
- Mohajjel, M. and Sahandi, M. R. (1999) Tectonic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone in northwest Iran, introducing the sub-zones, *Scientific Quarterly. Journal Geosciences* 31-32: 28-49.
- Parlak, O., Hock, V., Kozlu, H. and Dlaloye, M. (2004) Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian orogenic belt (Turkey). *Geological Magazine* 141(5): 583-603.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, Andesites. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Pearce, J. A., Hastie, A. R., Kerr, A. C. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341-2357.
- Rahmati Ilakhchi, M. (1992) Investigation of stratigraphy and paleontology of Permian terrain and their boundaries in high zagros and shahrekord area. MSc thesis, shahid beheshti university, Tehran, Iran (in Persian).

- Thompson, R. N. (1984) Dispatches from the basalt front, 1 Experiment. *Proceeding of Geological Association* (95): 249-262.
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 27: 1095-1117.
- Zahedi, M. (1978) Explanatory text of the Isfahan. Geological Quadrangle map 1:250000, No. J7, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Zahedi, M. (1993) Explanatory text of the Shahrekord. Geological Quadrangle map 1:250000, No. E8, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

The study of parental rock of post Jurassic dolerites of volcano-sedimentary belt in north of Shahrekord

Sayyed Naeim Emami * and Zahra Eliasi

Department of Watershed Researches, Agriculture and Natural Resources Researches Center of Chaharmahal and Bakhtiari Province, Shahrekord, Iran

Abstract

Subvolcanic basic rocks have been exposed in the north of Shahrekord, as a part of Sanandaj-Sirjan structural zone in the form of stocks and dykes in post Jurassic to early Cretaceous owing to their intrusion and emplacement into upper Jurassic volcano-sedimentary suite. These rocks are dolerites and show subvolcanic particular textures such as intergranular, intersertal and ophitic. The main constituent minerals of dolerites are plagioclase (Labradorite) which has altered to albite due to spilitization and clinopyroxene including augite and diopside. Secondary minerals are chlorite, calcite, epidote, clinozoisite and some minor minerals such as apatite, magnetite, titanomagnetite, ilmenite and sphene. Dolerites, based on geochemical and mineralogical signatures, are classified into the two distinct groups. The first group with tholeiitic affinity originated from an upper Iherzolite source rock in a post subduction tension environment. The second group with alkaline and transitional nature generated from an eclogite source rock in an oceanic intraplate basalts environment. Dolerites have been formed after upper Jurassic or early Cretaceous due to their intrusion and translocation in the upper Jurassic volcano-sedimentary rocks.

Key words: Eclogite, Upper Iherzolite, Dolerite, North of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone

* emami1348@yahoo.com