

## کلیاتی از متابازیت‌های بسیار ضعیف کمال‌آباد واقع در غرب نایین (استان اصفهان)

مژگان جوانمردی و ایرج نوربهشت\*

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

### چکیده

دگرگونی درجه بسیار ضعیف رخ داده بر بازالت‌های ائوسن کمال‌آباد واقع در غرب نایین، از نوع دگرگونی هیدروترمال است. بر اثر این دگرگونی در درز و شکاف‌های متابازیت‌ها به ترتیب کانی‌های پره‌نیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت (مزولیت، اسکولسیت و لومونتیت)، کوارتز و کلسیت متبلور شده‌اند. کانی‌های کلریت (برونسویگایت)، آمفیبول (فرواکتینولیت) و سوسوریت به شکل ثانویه در متن سنگ اصلی دیده می‌شوند. در منطقه مورد مطالعه دو سری پره‌نیت مشاهده می‌شود: یک سری دارای برجستگی و رنگ اینترفرانس قوی‌تر و یک سری دارای برجستگی و رنگ اینترفرانس ضعیف‌تر هستند، که علت آن به متفاوت بودن میزان  $Fe^{3+}$  در ساختار آنها بر می‌گردد. با استفاده از شیمی کانی‌های هیدروترمال و ترتیب فراوانی آنها (پره‌نیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت) می‌توان گفت که سیال موجود در منطقه از یون‌های Ca، Si، Al و OH غنی بوده، یون‌های Fe، Na، K، Mn و Cu را در حد کم داشته است. شرایط تشکیل کانی‌های دگرگونی هیدروترمال شامل pH خنثی تا اندکی قلیایی،  $CO_2$  پایین، حرارت ۱۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۳ کیلوبار است. مطالعات نشان می‌دهد که رخساره‌های به‌وجود آمده در منطقه شامل رخساره پره‌نیت-پومپله‌ایت، رخساره زئولیت و زیررخساره لومونتیت می‌شود. در منطقه مورد مطالعه، به‌علت کم بودن حجم محلول‌های ماگمایی و گرمایی، شدت دگرسانی بالا نیست.

واژه‌های کلیدی: دگرگونی هیدروترمال، کمال‌آباد، متابازیت‌های بسیار ضعیف، نایین

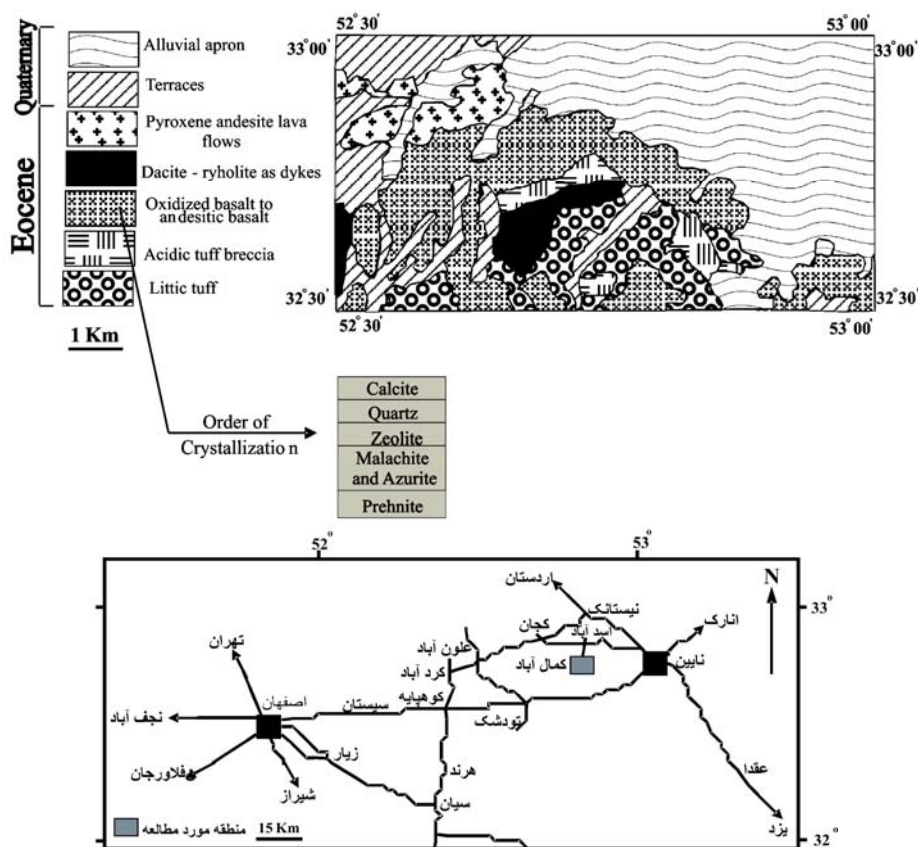
### مقدمه

۱۳۸۰). این منطقه در ۱۱۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان و ۲۰ کیلومتری غرب نایین واقع شده است (شکل ۱). دگرگونی بسیار ضعیف در بخش فوقانی پوسته زمین فرایندی همیشگی و فراگیر است که با توجه به جایگاه تکتونیکی و شرایط فیزیکی-شیمیایی

منطقه مورد مطالعه جزئی از نوار آتشفشانی ارومیه-دختر بوده (درویش زاده، ۱۳۸۲) که بین مختصات جغرافیایی  $30^{\circ} 52'$  و  $30^{\circ} 53'$  شرقی و  $33^{\circ} 00'$  شمالی قرار می‌گیرد (امینی و امینی چهرق،

(هیدروترمال) است. با نگاهی اجمالی بر حجم کارهای انجام شده روی این نوع دگرگونی در ایران، این نکته آشکار می‌شود که دگرگونی بسیار ضعیف کمتر مطالعه قرار شده و داده‌های موجود در این مورد ناچیز است. پس در ادامه به بررسی این نوع از دگرگونی در منطقه کمال‌آباد واقع در غرب نایین پرداخته می‌شود. هدف اصلی مقاله انجام مطالعات صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانی‌های تشکیل شده در درز و شکاف بازالت‌ها، تحقیق درباره شرایط تشکیل این کانی‌ها و بررسی شیمی سیال مؤثر بر سنگ‌های منطقه است.

انواع متفاوتی دارد که شامل این موارد می‌شود (Frey, 1987): دگرگونی بستر اقیانوس، دگرگونی گرمایی (هیدروترمال)، دگرگونی انباشتی، دگرگونی حرارتی و دگرگونی در مناطق فرورانش. در هر کدام از این دگرگونی‌های بسیار ضعیف، تغییرات ترکیب و پاراژنز کانی‌ها در موقعیت‌های مختلف تکتونیکی کلاً سیستماتیک است و می‌توان در آنها بر حسب شرایط فشار-دما رخساره‌های متعدد دگرگونی را تعیین نمود (Coombs et al., 1970). دگرگونی بسیار ضعیف رخ داده در منطقه مورد مطالعه از نوع گرمایی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

نمونه‌های مناسب مقطع نازک صیقلی تهیه شد تا ترکیب کانی‌شناسی آنها توسط دستگاه الکترون میکروپروب در دانشگاه کانازاواوی ژاپن بررسی شد. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها و محاسبه فرمول

## روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری سیستماتیک از سنگ‌های موجود در منطقه، از نمونه‌های برداشته شده مقطع نازک و از

ساختاری آنها در جدول ۱ آورده شده است. از انرژی‌های EDS و XRD (Energy Dispersive Spectrometry و X-Ray Diffraction) بهره گرفته شد. همچنین، برای تشخیص دقیق‌تر نوع کانی‌ها

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های موجود در درز و شکاف‌های متابازیت‌ها (پرهنیت و زئولیت) و کانی‌های ثانویه موجود در متن سنگ (کلریت و فرواکتینولیت) و فرمول ساختاری محاسبه شده کانی‌های پرهنیت، زئولیت، کلریت و فرواکتینولیت (کاتیون‌ها به ترتیب بر مبنای ۱۱، ۳۰، ۲۸ و ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند).

Sample Mineral Type *	V1							V2					
	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh	Prh
SiO <sub>2</sub>	44.486	43.857	44.168	44.552	44.438	43.790	44.199	43.408	43.714	43.245	43.470	43.423	43.528
TiO <sub>2</sub>	0.016	0.002	0.005	0.011	0.000	0.000	0.017	0.020	0.035	0.000	0.002	0.022	0.005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.524	23.890	23.397	23.724	23.634	23.353	22.916	20.331	22.018	20.627	21.225	21.805	20.919
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.018	0.056	0.000
FeO*	0.942	0.646	1.272	0.880	0.725	1.135	1.741	5.162	3.221	4.880	3.765	3.143	4.176
MnO	0.029	0.027	0.013	0.013	0.023	0.012	0.039	0.037	0.092	0.009	0.048	0.048	0.025
MgO	0.006	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.009	0.013	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	26.673	26.999	26.722	27.282	26.941	27.165	26.837	26.829	26.483	26.314	26.662	26.970	26.428
Na <sub>2</sub> O	0.026	0.000	0.045	0.034	0.067	0.040	0.039	0.016	0.047	0.019	0.020	0.047	0.009
K <sub>2</sub> O	0.000	0.022	0.018	0.006	0.017	0.004	0.012	0.016	0.016	0.003	0.021	0.008	0.014
NiO	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.017	0.004	0.000	0.000
Total	95.702	95.447	95.647	96.502	95.849	95.499	95.809	95.833	95.636	95.114	95.235	95.522	95.104
Si	3.058	3.025	3.046	3.042	3.051	3.030	3.053	3.062	3.050	3.064	3.060	3.040	3.071
Ti	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	1.906	1.943	1.902	1.910	1.913	1.905	1.866	1.691	1.811	1.723	1.761	1.800	1.740
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.054	0.037	0.073	0.050	0.042	0.066	0.101	0.305	0.188	0.289	0.222	0.184	0.246
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.005	0.001	0.003	0.003	0.001
Mg	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.965	1.995	1.975	1.996	1.982	2.014	1.986	2.028	1.980	1.997	2.011	2.023	1.998
Na	0.003	0.000	0.006	0.005	0.009	0.005	0.005	0.002	0.006	0.003	0.003	0.006	0.001
K	0.000	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001
Total	6.990	7.006	7.006	7.005	6.998	7.021	7.016	7.093	7.046	7.076	7.062	7.061	7.060

Sample Mineral Type *	V3					V4		VB				CR2	
	Zeo	Zeo	Zeo	Zeo	Zeo	Prh	Prh	Ferro-act	Ferro-act	Prh	Ferro-act	Chl	Chl
SiO <sub>2</sub>	47.373	47.620	44.136	47.910	48.939	44.218	43.974	54.158	52.710	43.032	53.206	28.143	28.143
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.010	0.017	0.046	0.058	0.022	0.022	0.183	0.183
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.822	25.491	25.491	25.081	25.161	22.693	22.509	2.320	0.434	20.084	0.726	12.888	12.888
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.038	0.000	0.000	0.002	0.002
FeO*	0.006	0.002	0.313	0.006	0.018	2.060	1.955	16.431	21.546	4.803	19.731	32.698	32.698
MnO	0.000	0.005	0.156	0.010	0.015	0.024	0.006	2.868	1.523	0.004	2.082	0.584	0.584
MgO	0.000	0.004	0.019	0.013	0.000	0.008	0.000	1.512	0.598	0.000	1.245	16.079	16.079
CaO	10.845	11.327	26.779	10.684	9.954	26.502	26.659	20.168	19.945	25.937	19.762	0.566	0.566
Na <sub>2</sub> O	3.126	2.490	0.068	2.725	3.945	0.012	0.000	0.016	0.012	0.037	0.101	0.482	0.482
K <sub>2</sub> O	0.021	0.010	0.013	0.008	0.013	0.024	0.009	0.000	0.018	0.025	0.008	0.163	0.163
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.009	0.000	0.005	0.000	0.000	0.008	0.008
Total	86.193	86.949	95.115	86.454	88.070	95.551	95.138	97.519	96.887	93.944	96.883	91.796	91.796
Si	9.541	9.559	3.049	9.658	9.591	3.064	3.062	8.376	8.333	3.084	8.350	5.819	5.819
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.005	0.007	0.001	0.003	0.028	0.028
Al	5.892	6.031	1.924	5.959	5.811	1.854	1.848	0.423	0.081	1.697	0.134	3.214	3.214
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.001	0.001	0.018	0.001	0.003	0.119	0.114	2.125	2.848	0.288	2.590	6.173	6.173
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.001	0.009	0.002	0.002	0.001	0.000	0.376	0.204	0.000	0.277	0.102	0.102
Mg	0.000	0.001	0.002	0.004	0.000	0.001	0.000	0.349	0.141	0.000	0.291	4.956	4.956
Ca	2.340	2.436	1.982	2.307	2.090	1.968	1.989	3.342	3.378	1.992	3.323	0.125	0.125
Na	1.221	0.969	0.009	1.065	1.499	0.002	0.000	0.005	0.004	0.005	0.031	0.387	0.387
K	0.005	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.000	0.004	0.002	0.002	0.086	0.086
Total	19.000	19.001	6.994	19.001	18.999	7.011	7.014	15.001	15.000	7.070	15.001	20.891	20.891

\* Prh = prehnite; Zeo = Zeolite; Ferro-act = ferro-actinolite; Chl = chlorite

شده، در بالاترین بخش آنها برش‌های پیروکلاستیک روشن قرار می‌گیرند (شکل ۳). این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرگونی هیدروترمال به سن الیگوسن آغازی قرار گرفته (Iwao and Hushmandzadeh, 1971) و

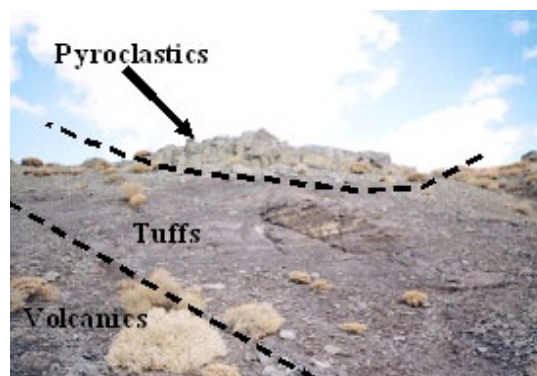
### زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد نظر از ولکانیک‌های ائوسن که بیشتر در حد بازالت هستند، تشکیل شده (منصوری، ۱۳۷۷) که قسمت‌های رویی آنها از توف‌های قرمز رنگ پوشیده

### پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد که به ترتیب کانی‌های پرهنیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز و کلسیت در درز و شکاف‌های متابازیت‌ها تشکیل شده‌اند. کانی‌های کلریت، آمفیبول و مجموعه کانی‌های سوسوریت نیز به صورت ثانویه در متن سنگ اصلی دیده می‌شوند. طبق مطالعات میکروسکوپی پرهنیت‌های موجود در منطقه به دو شکل دیده می‌شوند (شکل ۵-B): یک سری دارای برجستگی و رنگ اینترفرانس قوی‌تر و یک سری دارای برجستگی و رنگ اینترفرانس ضعیف‌تر هستند که علت این مسأله به میزان متفاوت FeO در آنها بر می‌گردد (جدول ۱). برای بررسی دقیق‌تر این مسأله و نمایش ترکیب پرهنیت‌ها از دیگرام  $Fe_2O_3^* - CaO - Al_2O_3$  در شکل ۶ استفاده شد (Wheeler *et al.*, 2001). باید توجه داشت که اکسید آهن مورد نیاز برای این دیگرام به صورت  $Fe_2O_3^*$  است؛ در صورتی که آنالیز میکروپروب میزان  $FeO^*$  را داده است. برای به‌دست آوردن  $Fe_2O_3^*$  از روش Miyashiro (۱۹۷۵) استفاده شد. علت مورد توجه قرار گرفتن  $Fe_2O_3^*$  در این دیگرام این است که میزان قابلیت جایگیری  $Fe^{3+}$  در موقعیت اکتاهدرال ساختار پرهنیت‌ها بسیار متفاوت است. درصد مولی  $Fe^{3+}$  در موقعیت اکتاهدرال به صورت  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{VI})$  نشان داده می‌شود که مقدار آن برای محیط‌های هیدروترمالی از ۰ تا ۰/۶ تغییر می‌کند (Bird *et al.*, 1984). بررسی‌ها نشان می‌دهد که علت این مسأله رابطه‌ای است که بین میزان قرارگیری  $Fe^{3+}$  در موقعیت اکتاهدرال با درجه حرارت وجود دارد. این رابطه، یک رابطه عکس است؛ یعنی هر چه درجه حرارت تشکیل پرهنیت کمتر باشد، فرصت برای جایگیری  $Fe^{3+}$  در موقعیت اکتاهدرال بالاتر می‌رود و بر عکس آن، هر چه درجه حرارت بیشتر باشد، این فرصت برای  $Fe^{3+}$  کمتر می‌شود.

متابازیت‌های بسیار ضعیف به وجود آمده است. به این ترتیب، کانی‌هایی نظیر پرهنیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت و مالاکیت و آزوریت در درز و شکاف‌های متابازیت‌ها تشکیل می‌شوند (شکل ۴).

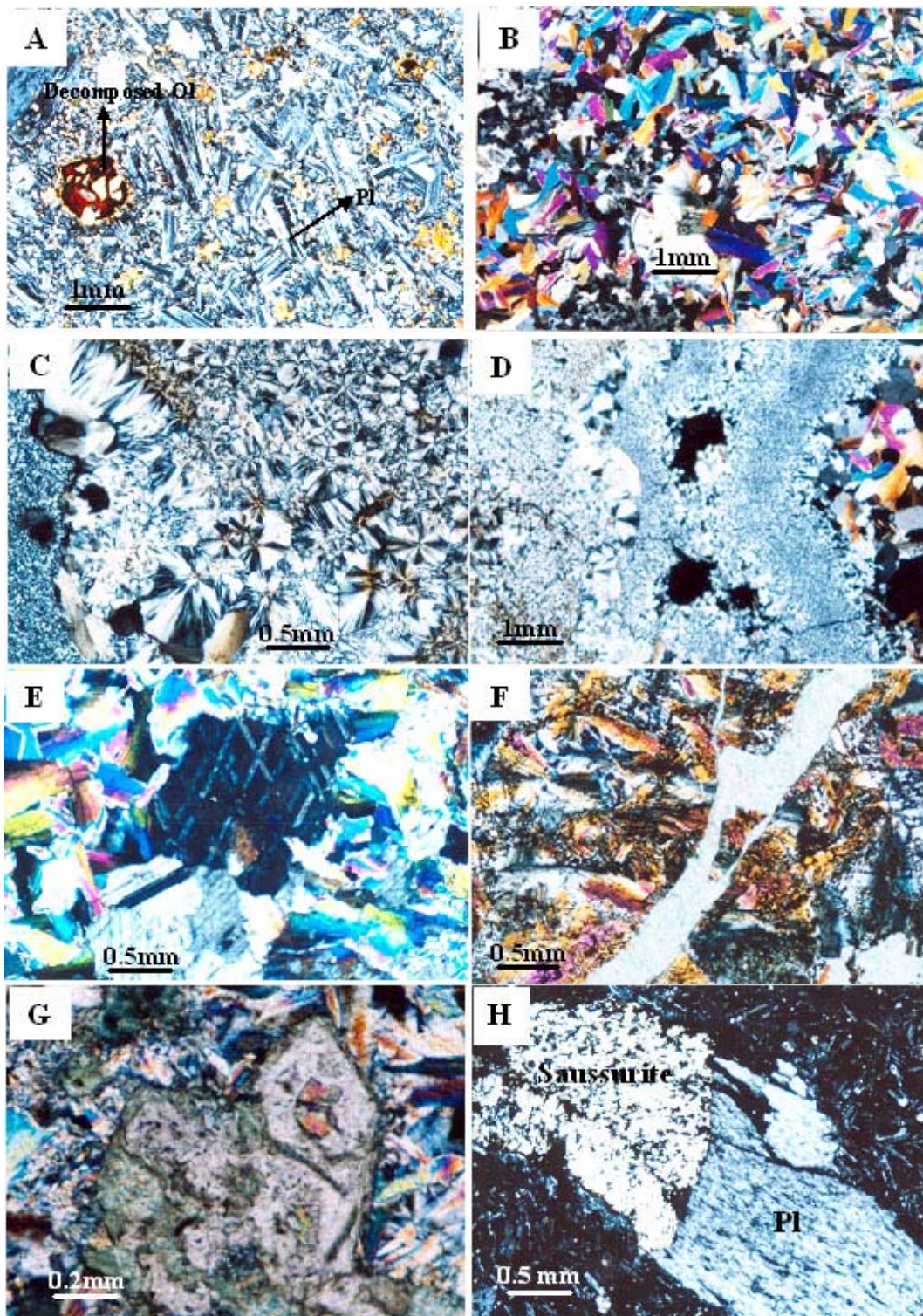


شکل ۳- نمای کلی منطقه، توفها و سنگ‌های آذرآواری بر روی سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند (دید به سمت شمال)



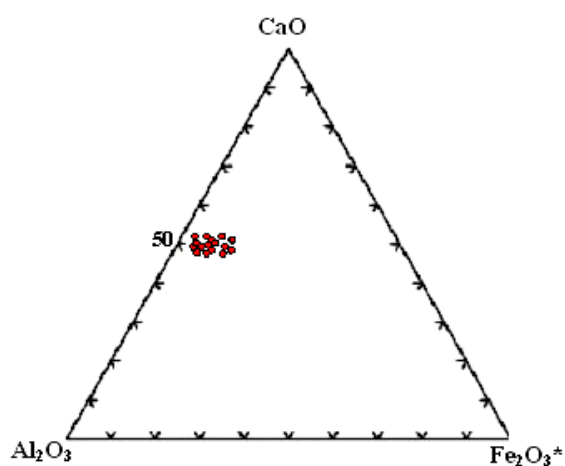
شکل ۴- رگه‌ها و شکاف‌های پر شده توسط کانی‌های هیدروترمالی

تغییرات ایجاد شده توسط دگرگونی هیدروترمال اعمال شده بر بازالت‌های منطقه در اندازه‌ای نیست که به تغییرات ساختاری و یا بافتی آنها منجر شود و اصولاً در حد تغییرات کانی‌شناسی و در شرایط استاتیک تحقق می‌یابد (عمیدی و امامی، ۱۳۶۱). به این ترتیب، بازالت‌های موجود در منطقه در نتیجه دگرگونی هیدروترمال منظره‌ای فرسوده پیدا کرده، حالت شکننده‌ای دارند، اما بافت پورفیری در آنها حفظ شده است (شکل ۵-A).

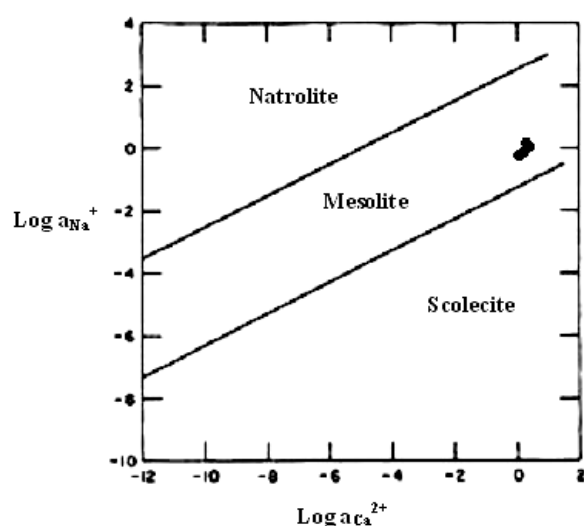


شکل ۵- (A) نمایش بافت پورفیری در بازالت (B)، کانی‌های پره‌نیت با ماکل پایبونی (C)، مزولیت‌های شعاعی (D)، (XPL) قرار گرفتن دو نوع کوارتز ریز و درشت در کنار هم (E)، (XPL) کلسیت شکل‌دار با دو رخ کاملاً مشخص و متقاطع (F)، (XPL) کلسیت رگه‌ای (G)، (XPL) الیوین در اکثر قسمت‌ها بخصوص در حواشی و داخل شکاف‌ها به کلریت تبدیل شده است (H)، (XPL) سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز بازیک (XPL)

پس از تشکیل پرهنیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت و کوارتز ایجاد شده است، ولی کلسیتی که به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای است، دیگر کانی‌های هیدروترمالی را قطع کرده و پس از کلسیت پرکننده حفره‌ها به وجود آمده است. برای اثبات وجود مالاکیت و آزوریت از آنالیز EDS استفاده شد.



شکل ۶- نمایش موقعیت ترکیبی پرهنیت‌ها در دیاگرام  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{CaO-Fe}_2\text{O}_3^*$  (Wheeler *et al.*, 2001).



شکل ۷- دیاگرام  $\text{Log aNa}^+ - \text{Log aCa}^{2+}$  برای تعیین میدان پایداری سه زئولیت رشته‌ای اسکولسیت، مزولیت و ناترولیت (Johnson *et al.*, 1983)

زئولیت‌های موجود در منطقه در دسته زئولیت‌های رشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵- C) (Gottardi and Galli, 1985). در دیاگرام  $\text{Log aNa}^+ - \text{Log aCa}^{2+}$  (شکل ۷) شرایط پایداری سه زئولیت رشته‌ای اسکولسیت، مزولیت و ناترولیت به کمک لگاریتم میزان  $\text{Ca}$  و  $\text{Na}$  تعیین شده است. این کار تحت شرایط آزمایشگاهی ( $P = 1 \text{Kbar}$  و  $T = 298.15^\circ\text{K}$ ) انجام شده است (Johnson *et al.*, 1983). نتایج آنالیز میکروپروب در این دیاگرام، زئولیت نوع مزولیت را تایید می‌کند. انجام آنالیز پراش پرتوی ایکس (XRD) بر روی کانی‌های هیدروترمالی T وجود زئولیت‌های نوع اسکولسیت و لومونتیت را هم به مقدار کمتر نشان داده است.

در بعضی از نمونه‌ها کوارتزهای ریز حاشیه رگه‌ها و حفره‌ها در کنار کوارتزهای درشت داخل رگه‌ها و حفره‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۵- D). علت این مسأله احتمالاً به یکی از دو علت زیر است:

(۱) احتمال دارد که در زمان تشکیل این کانی در داخل رگه‌ها و حفره‌ها دمای سیال بالا بوده است و کوارتزها درشت شده‌اند. پس شرایط فیزیکوشیمیایی تغییر کرده، حرارت کم شده است و کوارتزهای ریز در حاشیه رگه‌ها و حفره‌ها ایجاد شده‌اند.

(۲) احتمالاً پرشدگی متقارن در رگه‌ها و حفره‌ها رخ داده؛ یعنی لایه‌های مختلف در زمان‌های متفاوت ایجاد شده و حالت کنگرسیونی و بافت روکشی (Overgrowth texture) را ایجاد کرده‌اند.

طبق مشاهدات صحرائی و مطالعات میکروسکوپی می‌توان گفت که در منطقه مورد مطالعه کلسیت هم به صورت پرکننده حفره‌ها (شکل ۵- E) و هم به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای دیده می‌شود (شکل ۵- F). کلسیت پرکننده حفره‌ها، همان کلسیتی است که در پایان و

محیط، عاملی موثر در ناپایداری کانی‌های اولیه سنگ‌های ماگمایی به‌وجود آورده و نقل و انتقال یون‌ها را سرعت بخشیده است این امر که به پیدایش کانی‌های جدید منجر شده است. اکنون با توجه به تشکیل این مجموعه کانی‌های دگرگونی هیدروترمال می‌توان گفت که حرارت حاکم بر سیال دگرسان کننده منطقه در حد ۱۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد است.

فشار سیال از عوامل دیگر ایجاد دگرگونی هیدروترمال است. وفور کانی‌های آبدار در اکثر سنگ‌هایی که تحت تأثیر این نوع دگرگونی قرار گرفته‌اند، تاییدی بر تاثیر مهم فشار سیال در دگرگونی هیدروترمال موجود در منطقه است که با توجه به شرایط ترمودینامیکی حاکم بر تشکیل کانی‌های دگرگونی و نبود کانی‌های فشار بالا (از قبیل ژادئیت، گلوکوفان، آراگونیت و لاوسونیت) فشار حاکم بر محیط زایش دگرگونی فوق کمتر از ۳ کیلوبار است.

اصولاً کانی‌ها و کانسارهای مس‌دار (نظیر مالاکیت و آزوریت در منطقه مورد بررسی) می‌توانند در شرایط فشار و حرارت مربوط به دگرگونی درجه بسیار ضعیف در کنار کانی‌های کالک‌سیلیکاته (نظیر: پرهنیت، پومپله‌ایت، لومونتیت و غیره) و به عنوان یک کانی مشخصه دگرگونی درجه بسیار ضعیف تشکیل شوند (Morales et al., 2005). این محققان درجه حرارت ۲۰۰-۲۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲-۳ کیلوبار را برای آنها تعیین کرده‌اند که رخساره پرهنیت-پومپله‌ایت را نشان می‌دهد.

از جمله عوامل دیگر که در تشکیل کانی‌های دگرگونی در منطقه تاثیر دارد، میزان CO<sub>2</sub> موجود در سیال و pH آن است. چنین به نظر می‌رسد که مساله تجزیه شدن کانی‌ها به نوع محلول هیدروترمال و به pH محلول بر می‌گردد که اگر اسیدی باشد، بیشتر روی پیروکسن‌ها، اگر قلیایی باشد بیشتر روی پلاژیوکلازها

الیون‌های موجود در بازالت‌های منطقه تماماً کلریتی شده‌اند (شکل ۵G). نمونه‌ای از این کلریت‌ها مورد آنالیز الکترون میکروپروب قرار گرفت (جدول ۱) که از نوع برونسوئیگیت (Brunsvigite) است (Deer et al., 1992)

هجوم سیالات هیدروترمال بر کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های منطقه نیز اثر کرده و آنها را در برخی موارد به آمفیبول تبدیل کرده است. همان‌طور که از نتایج آنالیز الکترون میکروپروب مربوط به سه کانی آمفیبول معلوم است (جدول ۱) آمفیبول‌های ثانویه موجود در منطقه در دسته کلی آمفیبول‌های کلسیک قرار گرفته، از نوع فرواکتینولیت هستند (Leake et al., 1997). پلاژیوکلازهای بازیک موجود در نمونه‌های منطقه در بعضی جاها به سوسوریت تبدیل شده (شکل ۵-H) که سبب پیدایش کانی‌های ثانویه کلسیت و ندرتا اپیدوت و آلبیت شده‌اند.

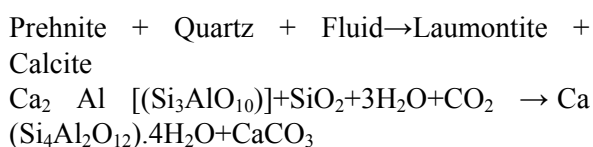
با توجه به مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و نتایج حاصل از آنالیزهای الکترون میکروپروب و XRD می‌توان به ترتیب فراوانی کانی‌های مربوط به دگرگونی هیدروترمال تشکیل شده در درز و شکاف‌ها پی برد که به ترتیب عبارتند از: پرهنیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت. با استفاده از مطالعه شیمی این کانی‌ها و ترتیب فراوانی آنها می‌توان گفت که سیال موجود در منطقه از یون‌های Al, Si, Ca و OH غنی بوده و یون‌های Fe, Na, K, Mn و Cu را در حد کم داشته است.

### شرایط تشکیل کانی‌های موجود در درز و شکاف‌های متابازیت‌ها

از جمله عواملی که در ایجاد کانی‌های مربوط به دگرگونی هیدروترمال در منطقه اثر داشته، حرارت، فشار، pH و CO<sub>2</sub> سیال است. سیال به کمک حرارت

تشکیل پرهنیت مناسب بوده است (pH خنثی تا اندکی قلیایی، CO<sub>2</sub> پایین و درجه حرارت و فشار در حد رخساره پرهنیت-پومپله‌ایت). در همین شرایط با افزایش مقداری Cu به سیال، مالاکیت و آزوریت تشکیل شده است. با گذشت زمان از میزان فشار و حرارت سیال کاسته شده، تا اندازه‌ای Na آن بالا می‌رود (pH سیال به طرف حد خنثی رفته و CO<sub>2</sub> آن کمتر می‌شود) که در این شرایط کانی‌های ژئولیتی (اسکولسیت و مزولیت) همراه با کوارتز تشکیل می‌شوند (رخساره ژئولیتی).

در مرحله بعد با کمتر شدن مقدار Na سیال، کمی pH و CO<sub>2</sub> آن بالاتر رفته و مقداری از پرهنیت‌ها و کوارتزهای تشکیل شده از مراحل قبلی به لومونتیت و کلسیت طبق فرمول زیر تبدیل می‌شوند (شکل ۸) (Houghton, 1982):



Facies	Zeolite	Prehnite-Pumpellyite	Prehnite-Actinolite	Greenschist
<b>Minerals</b>				
Laumontite	—————			
Mesolite	—————			
Scolecite	—————			
Prehnite		—————	—————	
Pumpellyite		—————		
Epidote		—————	—————	
Malachite & Azurite		—————		
Actinolite			-----	
Chlorite			-----	
Albite		—————		
Calcite			-----	
Quartz			-----	

شکل ۸- دیاگرامی شماتیک برای بررسی پارائنز کانی‌های هیدروترمالی موجود در متابازیت‌های منطقه (برگرفته از Houghton, 1982، با اندکی تغییرات)

شاید بتوان در این مرحله از زیر رخساره لومونتیت نام برد (Coombs et al., 1959). اصولاً برای تشکیل

(خصوصاً پلاژیوکلازهای بازیک) و در صورت خنثی بودن روی کل کانی‌ها اثر می‌گذارد. بنابراین، فهمیدن نوع محلول هیدروترمال از نظر شناخت روند دگرگونی مهم است. در نمونه‌های منطقه به‌علت تجزیه بیشتر پلاژیوکلازها و الیوین‌ها و تجزیه کمتر کلینوپیروکسن‌ها به نظر می‌رسد که pH محلول خنثی تا اندکی قلیایی باشد. بسیار کم پیش می‌آید که پرهنیت و کلسیت با هم تشکیل شوند و اگر این دو در یک سنگ مشاهده شدند حتماً در زمان‌های متفاوتی به‌وجود آمده‌اند. معمولاً در محیطی که پرهنیت تشکیل می‌شود، باید میزان CO<sub>2</sub> کم (aCO<sub>2</sub> < 0.01 moles) و pH سیال خنثی تا اندکی قلیایی باشد (Liou, 1981). جایی که میزان CO<sub>2</sub> بالا رود (aCO<sub>2</sub> > 0.01 moles) پرهنیت تشکیل نمی‌شود و اگر میزان Ca مناسب باشد، کلسیت به‌وجود می‌آید. با توجه به پایین بودن میزان کلسیت در منطقه معلوم می‌شود که این شرایط در یک زمان کوتاهی در سیال به‌وجود آمده است.

ژئولیتی شدن نیز در دمای پایین و pH خنثی توسط محلول‌های گرمابی اتفاق می‌افتد. pH خنثی در سنگ‌های آذرین موجب جابه‌جایی و تمرکز Na، K و Ca در نقاط خاصی شده که باعث تشکیل کانی‌های خانواده ژئولیت می‌شود. شیمی سیال مدام در حال تغییر بوده، همین امر باعث تشکیل کانی‌های مختلف در درز و شکاف‌ها در زمان‌های مختلف شده است، ولی در کل این کانی‌ها تحت شرایط CO<sub>2</sub> پایین و pH خنثی تا اندکی قلیایی (۷ و کمی بالاتر از آن) تشکیل شده‌اند.

## بحث

با توجه به ترتیب تشکیل کانی‌های دگرگونی (پرهنیت، مالاکیت و آزوریت، ژئولیت، کوارتز و کلسیت) معلوم می‌شود که در ابتدا میزان Ca، Si و Al سیال بالا بوده و شرایط pH، CO<sub>2</sub>، درجه حرارت و فشار نیز برای



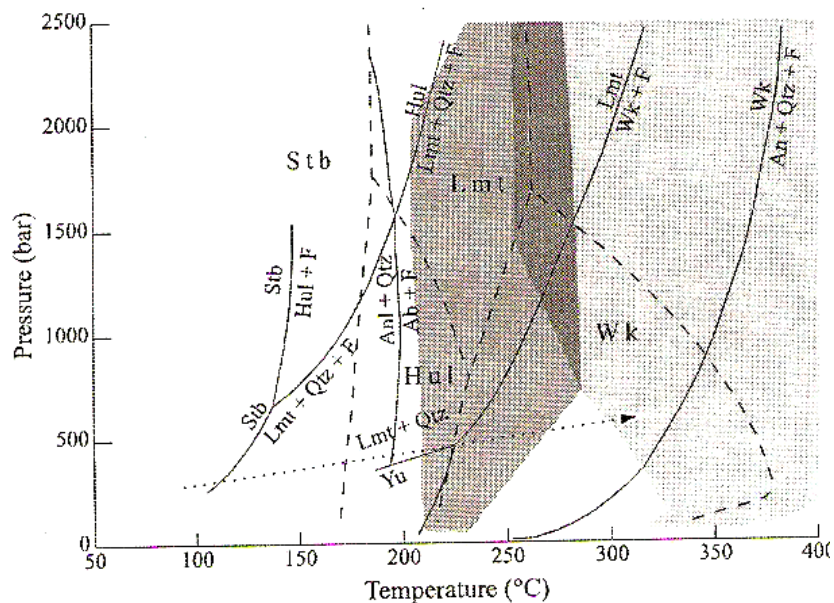
میدان پایداری پره‌نیت، محدودهٔ خاکستری روشن سمت راست میدان پایداری اپیدوت و محدودهٔ خاکستری تیره‌تر؛ یعنی جایی که این دو با هم همپوشانی دارند، محدودهٔ پایداری پره‌نیت+اپیدوت را نشان می‌دهد.

با توجه به این نکات می‌توان گفت که این شبکهٔ پتروژنتیک حرارت حدود  $180^{\circ}\text{C}$ – $260^{\circ}\text{C}$  برای ظهور لومونتیت،  $200^{\circ}\text{C}$ – $280^{\circ}\text{C}$  برای ظهور پره‌نیت و بالاتر از  $250^{\circ}\text{C}$  را برای ظهور اپیدوت نشان می‌دهد.

طبق مطالعاتی که Frey و همکاران (۱۹۹۱) بر روی این شبکهٔ پتروژنتیک انجام داده، معلوم شده است که کانی‌های مزولیت و اسکولسیت در حرارت  $100^{\circ}\text{C}$ – $180^{\circ}\text{C}$  و کلریت در حرارت  $250^{\circ}\text{C}$ – $270^{\circ}\text{C}$  تشکیل می‌شود.

پومپله‌ایت فشار و حرارت بالاتری در سیالات مورد نیاز است که به علت نبود این شرایط، پومپله‌ایت تشکیل نشده است.

برای درک بهتر مباحث گفته شده در بالا می‌توان از شکل ۹ استفاده کرد. این شکل دیاگرام فشار-حرارتی را نشان می‌دهد که خطوط پررنگ محدوده‌های پایداری و خطوط نقطه‌چین روابط بین زئولیت‌های کلسیم‌دار (استیلیت: Stb، لومونتیت: Lmt، هولاندیت: Hul، وایراکیت: Wk) را در حضور فراوان کوارتز و سیال و در شبکهٔ پتروژنتیک  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{NCMASH}$  (Liou *et al.*, 1991;  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  تعیین می‌کند) (Frey *et al.*, 1991) پیکان نقطه‌چین جهت‌گردان حرارتی را نشان می‌دهد. محدودهٔ خاکستری سمت چپ



شکل ۹- دیاگرام فشار-حرارت برای نمایش محدوده‌های پایداری و روابط بین زئولیت‌های کلسیم‌دار در شبکهٔ پتروژنتیک  $\text{Na}_2\text{O}-\text{NCMASH}$  (Frey *et al.*, 1991 and Liou *et al.*, 1991)  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ )

بیشتر منشأ سطحی داشته و از اعماق زمین بیرون نیامده است. به نظر می‌رسد که در این منطقه، یک نوع دگرگونی ناحیه‌ای در مقیاس کوچک اتفاق افتاده است.

معمولاً در محیط‌هایی که دگرگونی درجهٔ بسیار ضعیف اتفاق می‌افتد، عمق نفوذ سیال چندان زیاد نیست. این نشان می‌دهد که سیال در این محیط‌ها

مساله به تفاوت درجه حرارت تشکیل این دو نوع پرهنیت و در نتیجه به متفاوت بودن میزان  $Fe^{3+}$  در ساختار آنها بر می‌گردد. ترتیب فراوانی کانی‌های دگرگونی در منطقه به این صورت است: پرهنیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، ملاکیت و آزوریت و لومونتیت. با استفاده از شیمی کانی‌های هیدروترمالی و ترتیب فراوانی آنها می‌توان گفت که سیال موجود در منطقه از یون‌های Ca, Si, Al و OH غنی بوده و یون‌های Fe, Na, K, Mn و Cu را در حد کم داشته است.

انجام مطالعات پتروگرافی و شیمی کانی‌ها و بررسی پاراژنز کانی‌ها نشان می‌دهد که سیال دگرسان کننده منطقه در pH خنثی تا اندکی قلیایی (۷ و کمی بالاتر از آن)،  $CO_2$  پایین ( $a_{CO_2} < 0.01$  moles)، حرارت بین ۱۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۳ کیلو بار عمل کرده است. مطالعات نشان می‌دهد که رخساره‌های به‌وجود آمده در منطقه شامل رخساره پرهنیت-پومپله‌ایت، رخساره زئولیت و زیر رخساره لومونتیت می‌شود.

در منطقه مورد مطالعه به‌علت کم بودن حجم محلول‌های ماگمایی و گرمایی، شدت دگرسانی بالا نیست.

به‌طور کلی، گسترش و شدت آلتراسیون به حجم محلول‌های ماگمایی و گرمایی بستگی دارد. در منطقه مورد مطالعه به‌علت کم بودن حجم محلول‌های ماگمایی و گرمایی، شدت دگرسانی بالا نیست.

### نتیجه‌گیری

دگرگونی بسیار ضعیف رخ داده بر بازالت‌های ائوسن منطقه از نوع گرمایی (هیدروترمال) بوده، تغییرات به‌وجود آمده در آن در حد تغییرات کانی‌شناسی است. بر اثر این دگرگونی متابازیت‌های بسیار ضعیف در منطقه ایجاد شده است.

کانی‌های ایجاد شده در درز و شکاف‌های متابازیت‌ها به ترتیب عبارتند از: پرهنیت، ملاکیت و آزوریت، زئولیت (مزولیت و اسکولسیت)، کوارتز و کلسیت. انجام آنالیز XRD وجود کانی لومونتیت را اثبات کرد. کانی‌های کلریت (برونسوویگایت)، آمفیبول (فرواکتینولیت) و سوسوریت نیز به‌صورت ثانویه در متن سنگ اصلی به‌وجود آمده‌اند. در منطقه مورد مطالعه دو سری پرهنیت مشاهده می‌شود: یک سری دارای برجستگی و رنگ اینترفرانس قوی‌تر و یک سری دارای برجستگی و رنگ اینترفرانس ضعیف‌تر هستند. این

### منابع

- امینی، ب. و امینی چهرق، م. ر. (۱۳۸۰) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰،۰۰۰ کجان. سازمان زمین‌شناسی کشور. درویش زاده، ع. (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران. عمیدی، م. و امامی، م. ه. (۱۳۶۱) بررسی دگرگونی حرارتی در رخساره زئولیت و شیست سبز موجود در سنگ‌های آذرین ترسیر ایران و جایگزینی ژئودینامیکی آن. سازمان زمین‌شناسی کشور. منصور، م. (۱۳۷۷) بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی توده‌های نفوذی گجد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، اصفهان.

Bird, D. K., Schiffman, P., Elders, W. A., Williams, A. E. and McDowell, S. D. (1984) Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. *Economic Geology* 79: 95-671.

- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S. and Taylor, A. M. (1959) The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochemistry Cosmochemistry Acta* 17: 53-107.
- Coombs, D. S., Horodyski, R. J. and Naylor, K. S. (1970) Occurrences of prehnite-pumpellyite facieses metamorphism in northern Maine. *American Journal of Science* 268: 142-156.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals, Longman Scientific and Technical.
- Frey, M. (1987) Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow and London, Published in the USA by Chapman and Hall New York.
- Frey, M., De Capitani, C. and Liou, J. G. (1991) A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 497-509.
- Gottardi, G. and Galli, E. (1985) Natural zeolites. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Houghton, B. F. (1982) Low-grade metamorphism of the Takitimu Group, Western Southland, New Zealand. *Journal of Geology Geophysics* 25: 1-19.
- Iwao, S. and Hushmandzadeh, A. (1971) Stratigraphy and petrology of the low-grade regionally metamorphosed rocks of the Eocene Formation in The Alborz range, north of Tehran, Iran. *Japan Journal associated to Mineralogy, Petrology and Economic Geology* 65(6): 265-285.
- Johnson, G. K., Flowto, H. E. and O'hare, P. A. G. (1983) Thermodynamic studies of zeolites: natrolite, mesolite and scolecite. *American Mineralogist* 68: 1134-1145.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S. and Birch, W. D. (1997) Nomenclature of amphiboles, Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 35: 219-237.
- Liou, J. G. (1981) Recent high CO<sub>2</sub> activity and Cenozoic progressive metamorphism in Taiwan. *Geology Society China Memoir* 4: 451-501.
- Liou, J. G., De Capitani, C. and Frey, M. (1991) Zeolite equilibria in the system CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, *Journal of Geology and Geophysics* 34: 293-301.
- Miyashiro, A. (1975) Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Geology* 83: 249-281.
- Morales, S., Belmar, M., Morata, D., Carrillo, J., Hasler, K., Aguirre, L. and Fenoll, P. (2005) Relationships between very low-grade metamorphism and Cu-stratabound ore deposits in the Coastal Range of central Chile. 6<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG, Barcelona).
- Wheeler, R. S., Browne, P. R. L. and Rodgers, K. A. (2001) Iron-rich and iron-poor prehnites from the Way Linggo epithermal Au-Ag deposit, Southwest Sumatra, and the Heber geothermal field. *California Mineralogical Magazine* 65: 397-406.



## **An outline of very low-grade metabasites of Kamal Abad (west of Naein, Isfahan province)**

**Mojgan Javanmardi and Iraj Noorbehesht \***

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

### **Abstract**

Very low-grade metamorphism (hydrothermal metamorphism) in Kamal Abad (west of Naein) affects Eocene basalts, and led to the formation of: prehnite, malachite, azurite, zeolite (mesolite, scolecite and laumontite), quartz and calcite in cavities and fractures. Chlorite (brunsvigite), amphibole (ferro-actinolite) and saussurite appear as secondary phases in primary rock. Two series prehnite occurs in the study area: The first has high relief and interference color and the second has low relief and interference color. This may be due to difference in Fe<sup>3+</sup> content in their crystallization structure. Using mineral chemistry as well as the abundance of hydrothermal minerals (prehnite, zeolite, quartz, calcite, malachite, azurite and laumontite), the nature of fluid should be enriched in Ca, Si, Al and OH and poor in Fe, Na, K, Mn and Cu. The very low-grade metamorphic minerals formed in neutral to slightly alkaline pH, low CO<sub>2</sub>, temperature of 150-350°C and less than 3 kbars pressure. The studies show prehnite-pumpellyite facies, zeolite facies and laumontite subfacies formed in the area. Moreover, the rate of alteration owing to the small volume of magmatic and hydrothermal solution is not high in the study area.

**Key words:** Hydrothermal metamorphism, Kamal Abad, Very low-grade metabasites, Naein