

سنگ‌شناسی گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی کرتاسه پایینی شمال حاجی آباد (جنوب غرب بیاضه، استان اصفهان، ایران)

سمیه کریمی^۱، قدرت ترابی^{۱*} و یورگن کوپکه^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ انستیتوی کانی‌شناسی، دانشگاه لیبنیز، هانوفر، آلمان

چکیده

گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی کرتاسه پایینی در چندین نقطه از شمال حاجی‌آباد رخنمون دارند که جزو ایران مرکزی است. بهترین رخنمون این سنگ‌ها در کوه دم‌کلاغ دیده می‌شود. در بررسی‌های صحرایی به‌خوبی مشخص است که دایک‌های دیابازی به گدازه‌های بالشی ختم شده و فاصله بین گدازه‌های بالشی توسط رسوبات پر شده است. تمام مجموعه را چرت‌ها و سنگ آهک‌های تشکیلات بیابانک با سن کرتاسه پایینی پوشانده‌اند. کانی‌های تشکیل‌دهنده گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی فوق، پلاژیوکلاز (لابرادوریت تا آل‌بیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، الیوین، کلریت، ایلمنیت، ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت، پرنیت، سرسیت، کلسیت، کلریت، پیریت و مگنتیت است. مطالعه شیمی کلینوپیروکسن‌ها بیانگر ماگمای والد با آب کم، TiO_2 بالا و فوگاسیته اکسیژن بالا است. بر اساس شیمی سنگ‌کل، ماگمای اولیه گدازه‌های بالشی دارای ترکیب آلکالن و ماگمای اولیه دایک‌های دیابازی دارای ترکیب تولیت است. داماسنجی و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها دمای تشکیل را ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۳ تا ۱۶ کیلو بار را نشان می‌دهد. ترمومتری کلریت‌ها دمای ۱۹۰ تا ۲۴۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که بیانگر رخداد دگرگونی کف اقیانوس گدازه‌های بالشی در رخساره پرنیت-پومپلثیت است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که در این منطقه در زمان کرتاسه پایینی، یک سیستم کافت نارس ایجاد شده است. این بررسی نشان می‌دهد که کافتی شدن مرتبط با باز شدگی نفوختیس، فقط مختص زمین‌درز زاگرس و اطراف خرده قاره شرق ایران مرکزی نیست.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، گدازه بالشی، دایک دیابازی، کرتاسه پایینی، ایران مرکزی، بیاضه

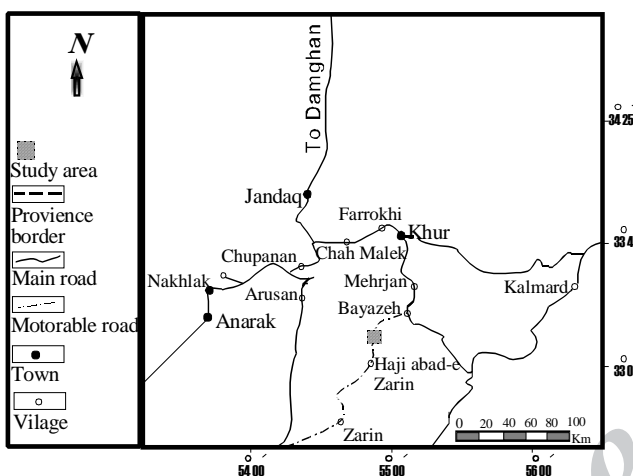
مقدمه

تکتونوماگمایی و بررسی‌های پترولوژی دارای اهمیت هستند. بازالت‌ها در اثر دگرگونی کف اقیانوس به اسپیلیت تبدیل می‌شوند و اغلب دارای ساخت بالشی هستند.

با توجه به آن که بازالت‌ها و سنگ‌های بازیک، ماگمای اولیه حاصل از ذوب بخشی گوشته در نظر گرفته می‌شوند از نظر تعیین محیط

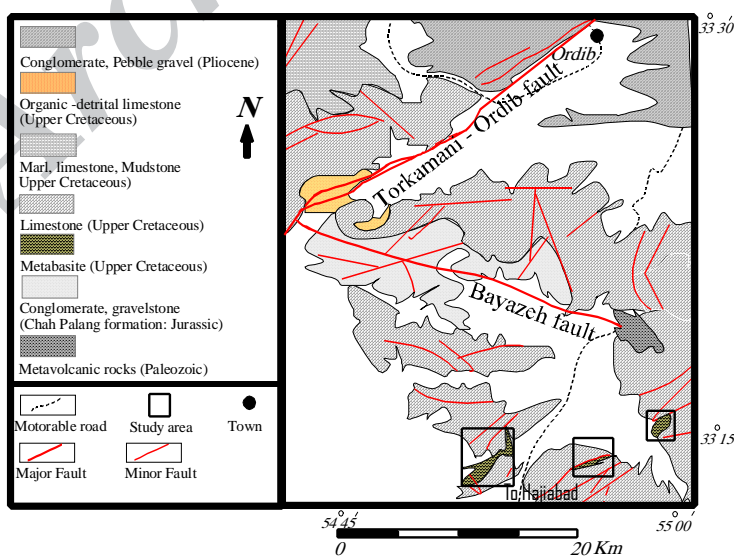
مطالعه‌شده در غرب بیاضه و جنوب- جنوب‌شرق کوه دم‌کلاغ (شکل‌های ۱، ۲ و ۳) دیده می‌شوند. این مناطق در ایران مرکزی واقع شده‌اند و در تقسیمات استانی جزو استان اصفهان قرار می‌گیرند. بهترین رخنمون سنگ‌های مورد بررسی در شمال حاجی‌آباد (جنوب و جنوب‌غرب کوه دم‌کلاغ) واقع است.

بالش‌ها دارای یک بخش درونی و یک بخش پوسته‌ای هستند که بخش پوسته‌ای دارای ساخت اسفرولیتی است. اسپیلیت‌ها سنگ‌های مزوکرات با ساخت سنگ‌های آذرین هستند که از آلبیت، کلریت، پیروکسن، اسفن و گاهی اوقات کلسیت، هماتیت، زئولیت و پره‌نیت- پومپلیت تشکیل شده‌اند (معین وزیری، ۱۳۶۵). گدازه‌های بالشی



شکل ۲- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه بر گرفته از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۴

شکل ۱- نقشه تقسیمات تکتونیکی ایران و موقعیت منطقه مطالعه‌شده (Ghasemi and Talbot, 2006)



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه برگرفته از نقشه خور با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Technoexport, 1984)

اربیتولین‌دار، ماسه‌سنگ، سیلت‌استون، کلی‌استون و مرم‌مر) با سن کرتاسه پایینی پوشانده است (Technoexport, 1984). اندازه بالش‌ها گاه به بیش از یک‌متر هم می‌رسد، فاصله میان بالش‌ها توسط رسوبات پر شده است (شکل ۴).

این رخنمون با مختصات عرض جغرافیایی $33^{\circ}15'11''$ شمالی و طول جغرافیایی $54^{\circ}52'23''$ شرقی و با روند NE-SW در جنوب‌غرب خور واقع شده است. روی بالش‌ها را چرت و سپس تشکیلات بیابانک (متشکل از رسوباتی نظیر آهک‌ماسه‌دار، آهک



شکل ۴- تصاویر صحرایی متابازیت‌ها؛ (a و b) نمای کلی منطقه، (c) مرز بین آهک کرتاسه و گدازه‌های بالشی، (d، e و f) گدازه‌های بالشی

کرتاسه پایینی در این منطقه است. قرارگیری چرت و سنگ‌آهک‌های بیابانک بر روی متابازیت‌ها نشان‌دهنده

ساخت بالشی اسپیلیت‌ها نشانه ورود کند آن‌ها به دریا‌های عمیق است و بیانگر رخداد بازشدگی در زمان

میزان $Mg\#$ و $Fe\#$ در کانی‌ها توسط فرمول‌های زیر محاسبه می‌شود:

$$Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

$$Fe^{2+\#} = Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$$

تعداد ۶ سنگ سالم‌تر و دانه‌ریزتر با روش ICP-MS در کشور کانادا آنالیز شیمیایی سنگ کل شدند.

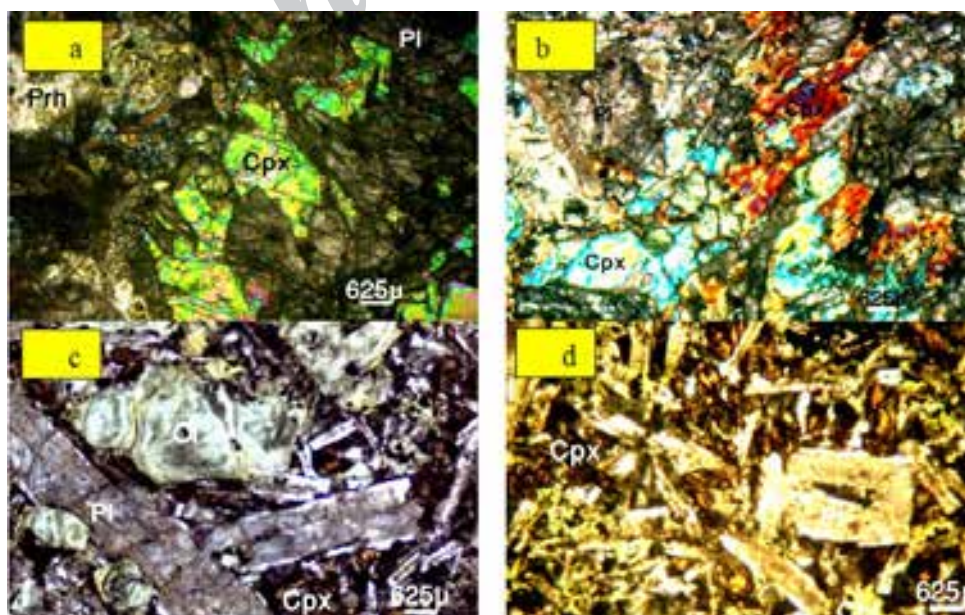
پتروگرافی

مطالعات پتروگرافی دایک‌های دیابازی نشان می‌دهد که این سنگ‌های متوسط تا درشت‌دانه دارای بافت افیتیک، ساب‌افیتیک، پورفیری و اینترگرانولار با فنوکریستال‌های خودشکل تا نیمه‌شکل دار پلاژیوکلاز و الیوین کلریتی در زمینه‌ای از الیوین کلریتی، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است (شکل ۵). اغلب پلاژیوکلازها به پره‌نیت تبدیل شده و قسمتی از پلاژیوکلازها سالم است که ماکل پلی‌سینتیک نشان می‌دهند. ادخال‌های اپاک و الیوین کلریتی نیز در پلاژیوکلازها مشاهده شده است. پیروکسن‌های کوچک زمینه، قهوه‌ای‌رنگ با ماکل ساعت‌شنی و خاموشی مایل هستند. تمام الیوین‌ها نیز کلریتی شده‌اند.

تعلق احتمالی این سنگ‌ها به کرتاسه پایینی است. هدف این نوشتار بررسی کانی‌شناسی گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی فوق در منطقه مورد مطالعه است.

روش انجام پژوهش

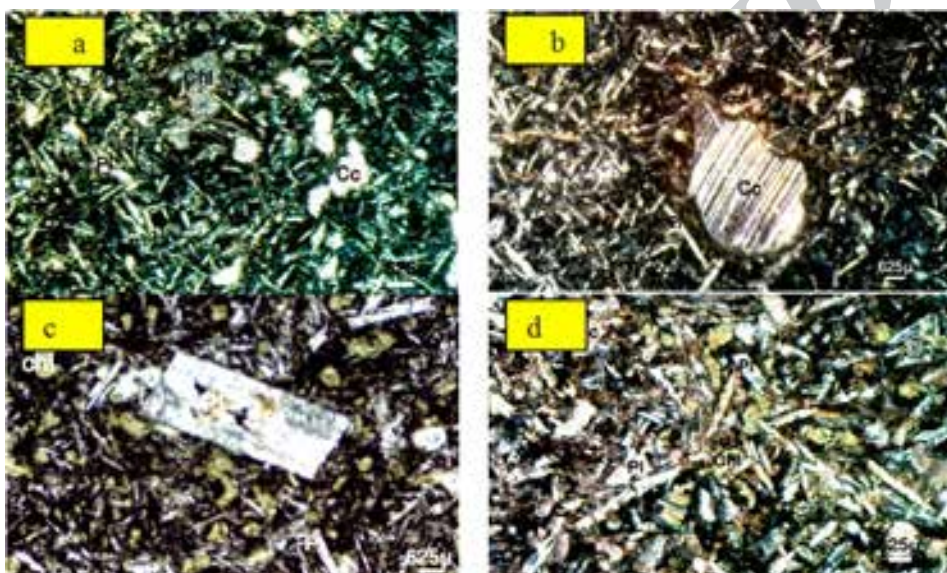
پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری به‌منظور بررسی‌های پتروگرافی و کانی‌شناسی، از نمونه‌های سنگی، مقطع نازک تهیه شد. سپس از نمونه‌های مناسب مقطع نازک- صیقلی تهیه و کانی‌های موجود در آن‌ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب Cameca SX-100 انسیتوی کانی‌شناسی دانشگاه لیبنیز هانور آلمان با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 kV و جریان 15 nA بررسی شدند. در محاسبه مقدار Fe^{3+} و Fe^{2+} برای دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها از استوکیومتری کانی‌ها و روش ارائه شده توسط Droop (۱۹۸۷) استفاده شد. محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و تقسیم‌بندی آن‌ها توسط نرم‌افزار Minpet 2.02 انجام شد. در ترسیم نقشه ساده‌شده راه‌ها و نقشه زمین‌شناسی منطقه از نرم افزار Corel presentation10 استفاده شد.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی دایک‌های دیابازی، (a و b) بافت افیتیک و ساب‌افیتیک از پلاژیوکلاز داخل کلینوپیروکسن، (c) فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز و الیوین کلریتی در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، (d) پورفیر پلاژیوکلاز در زمینه پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن

پرهنیت، کلریت، آلبیت، سربیسیت، کلسیت و مگنتیت. بازالت‌ها دارای بافت اینترگرانولار هستند و کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز، الیوین کلریت، ایلمنیت و سانیدین. برخی پلاژیوکلازها در اثر اسپیلیتی شدن به آلبیت تبدیل شده‌اند و به علت اسپیلیتی شدن نمونه‌ها، سانیدین‌ها دگرسان شده و قابل تشخیص نیستند. رگه‌های کلسیت درز و شکاف‌های موجود در این سنگ‌ها را پر کرده است (شکل ۶).

کانی‌های اپاک هم به صورت شکل دار و هم به صورت بی‌شکل به مقدار کم در زمینه پراکنده هستند. همچنین به صورت ادخال در کلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها وجود دارند و بافت پوئی‌کلیتیک ایجاد کرده‌اند. برخی از کلینوپیروکسن‌ها به ترمولیت-اکتینولیت و سپس به کلریت تبدیل شده‌اند. کانی‌های اپاک در امتداد رخ‌های آمفیبول‌های حاصل از تجزیه کلینوپیروکسن‌ها به‌وفور مشاهده می‌شود. کانی‌های ثانویه حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها عبارتند از اپیدوت،



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی بازالت‌ها؛ (a و b) بافت آمیگدالوئیدال، (c) پورفیری پلاژیوکلاز در زمینه پلاژیوکلاز و الیوین کلریتی شده، (d) کانی‌های پلاژیوکلاز و الیوین کلریتی در بازالت‌ها

مصرف شده است. از ۳ نمونه میکروولیت فلدسپات آنالیز شده، ۲ نمونه آن ترکیب لابرادوریت (۵۸/۲) و یک نمونه ترکیب متوسط آندزین (۴۷/۴) نشان می‌دهد. داده‌های حاصل از آنالیز نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در دایک‌های دیابازی (جدول ۲)، نشان می‌دهد که آن‌ها ترکیب یکسان و هموزن دارند. با توجه به خصوصیات نوری و همچنین میزان عناصر موجود در کلینوپیروکسن‌ها و درصد اعضای نهایی آن‌ها که در جدول ۲ آورده شده است کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید هستند (شکل ۸).

شیمی کانی‌ها

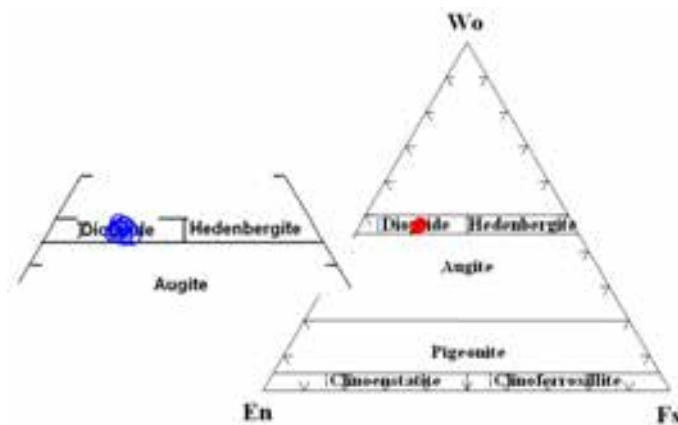
با توجه به داده‌های حاصل از آنالیز نقطه‌ای فلدسپات‌های موجود در دایک‌های دیابازی (جدول ۱)، فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز دارای ترکیب لابرادوریت هستند. برخی از آن‌ها در اثر اسپیلیتی شدن به آلبیت (۹۸ تا ۹۹ درصد آلبیت) تبدیل شده‌اند (شکل ۷). اسپیلیتی شدن فنوکریستال‌های فلدسپات باعث می‌شود تا CaO ، SiO_2 و Al_2O_3 در این بلورها به‌طور چشم‌گیری کاهش و Na_2O تا حد قابل توجهی افزایش یابد. CaO در ساختار کانی‌های ثانویه کلسیت و اپیدوت

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌های پلاژیوکلازهای موجود در متابازیت‌های شمال حاجی‌آباد (wt%) همراه با محاسبه فرمول ساختاری (a.p.f.u.) و درصد اعضای نهایی آن‌ها

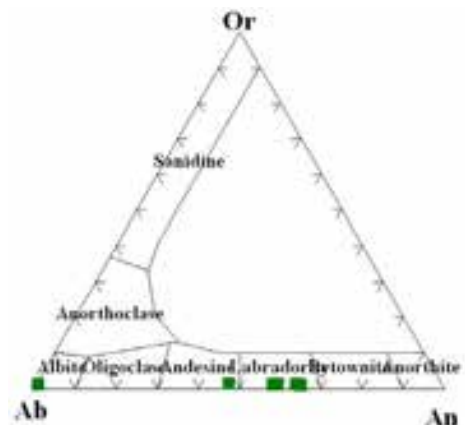
Sample	814-1	814-1a	814-1b	814-1c	814-1d	814-1e	814-1f	814-1h	814-1i
SiO ₂	55.72	53.65	68.28	51.55	51.47	67.84	51.62	53.52	66.95
TiO ₂	0.14	0.08	0.00	0.07	0.08	0.00	0.06	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	27.22	28.44	20.22	30.11	29.66	20.31	29.57	28.39	20.51
FeO*	0.74	0.62	0.05	0.55	0.62	0.04	0.53	0.45	0.02
MnO	0.00	0.04	0.00	0.06	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00
MgO	0.06	0.18	0.00	0.09	0.10	0.00	0.09	0.14	0.01
CaO	10.07	12.28	0.25	13.60	13.42	0.31	13.57	12.49	0.20
Na ₂ O	6.05	4.78	11.84	3.96	4.02	11.78	4.17	4.61	12.03
K ₂ O	0.19	0.13	0.10	0.07	0.10	0.09	0.11	0.14	0.03
Total	100.19	100.20	100.74	100.06	99.50	100.37	99.74	99.81	99.76
O#	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.52	2.43	2.97	2.35	2.36	2.96	2.36	2.44	2.94
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.45	1.52	1.03	1.62	1.60	1.04	1.59	1.52	1.06
Fe ²⁺	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	0.49	0.60	0.01	0.66	0.66	0.01	0.67	0.61	0.01
Na	0.53	0.42	1.00	0.35	0.36	1.00	0.37	0.41	1.03
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Cations	5.03	5.02	5.02	5.01	5.02	5.02	5.03	5.01	5.04
Ab	51.50	41.00	98.20	34.40	34.90	98.10	35.50	39.70	98.90
An	47.40	58.20	1.20	65.20	64.50	1.40	63.90	59.50	0.90
Or	1.10	0.80	0.60	0.40	0.60	0.50	0.60	0.80	0.20
Name	Andesine	Labradorite	Albite	Labradorite	Labradorite	Albite	Labradorite	Labradorite	Albite

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌های کلینوپیروکسن‌های موجود در متابازیت‌های شمال حاجی‌آباد (wt%) همراه با محاسبه فرمول ساختاری (a.p.f.u.) و درصد اعضای نهایی آن‌ها

Sample	814-1	814-1a	814-1b	814-1c	814-1d	814-1e	814-1f	814-1g	814
SiO ₂	47.11	48.07	47.65	47.01	46.99	47.31	47.78	47.15	47.93
TiO ₂	2.49	2.29	2.50	2.58	2.59	2.60	2.53	2.63	2.37
Al ₂ O ₃	5.79	5.45	5.45	5.95	5.63	5.81	5.73	5.57	5.51
FeO*	8.76	8.62	8.89	9.17	9.05	8.81	8.63	9.18	8.71
Cr ₂ O ₃	0.14	0.21	0.10	0.11	0.14	0.16	0.17	0.15	0.23
MnO	0.18	0.18	0.20	0.15	0.16	0.21	0.19	0.20	0.16
MgO	12.85	12.84	12.80	12.40	12.39	12.79	12.83	12.69	12.77
CaO	21.74	21.61	21.95	21.99	21.74	21.69	21.63	21.70	21.56
Na ₂ O	0.54	0.46	0.48	0.54	0.52	0.49	0.45	0.53	0.56
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	99.60	99.74	100.02	99.90	99.21	99.88	99.95	99.80	99.75
O#	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	1.76	1.80	1.78	1.76	1.77	1.77	1.78	1.77	1.79
Ti	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Al ^{IV}	0.24	0.20	0.22	0.24	0.23	0.23	0.22	0.24	0.21
Al ^{VI}	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.04
Fe ²⁺	0.16	0.21	0.18	0.18	0.19	0.18	0.21	0.18	0.21
Fe ³⁺	0.11	0.06	0.09	0.11	0.10	0.09	0.07	0.11	0.07
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.72	0.72	0.71	0.69	0.70	0.71	0.71	0.71	0.71
Ca	0.87	0.87	0.88	0.88	0.88	0.87	0.87	0.87	0.86
Na	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
WO	46.65	46.63	46.85	47.27	47.09	46.62	46.65	46.49	46.61
EN	38.37	38.55	38.01	37.09	37.34	38.25	38.50	37.83	38.42
FS	14.98	14.83	15.15	15.64	15.57	15.14	14.85	15.69	14.97
WEF	95.73	96.42	96.24	95.72	95.88	96.14	96.49	95.82	96.02
JD	0.59	1.37	0.61	0.67	0.73	0.78	1.25	0.37	1.38
AE	3.68	2.22	3.15	3.61	3.39	3.08	2.26	3.81	2.60

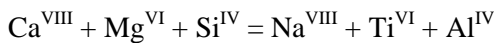


شکل ۸- مثلث تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (Morimoto *et al.*, 1988). همه کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید هستند، قرار گرفتن نقاط بر روی یکدیگر نشان‌دهنده شباهت ترکیب بسیار زیاد آن‌ها و عدم توسعه تفریق در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست



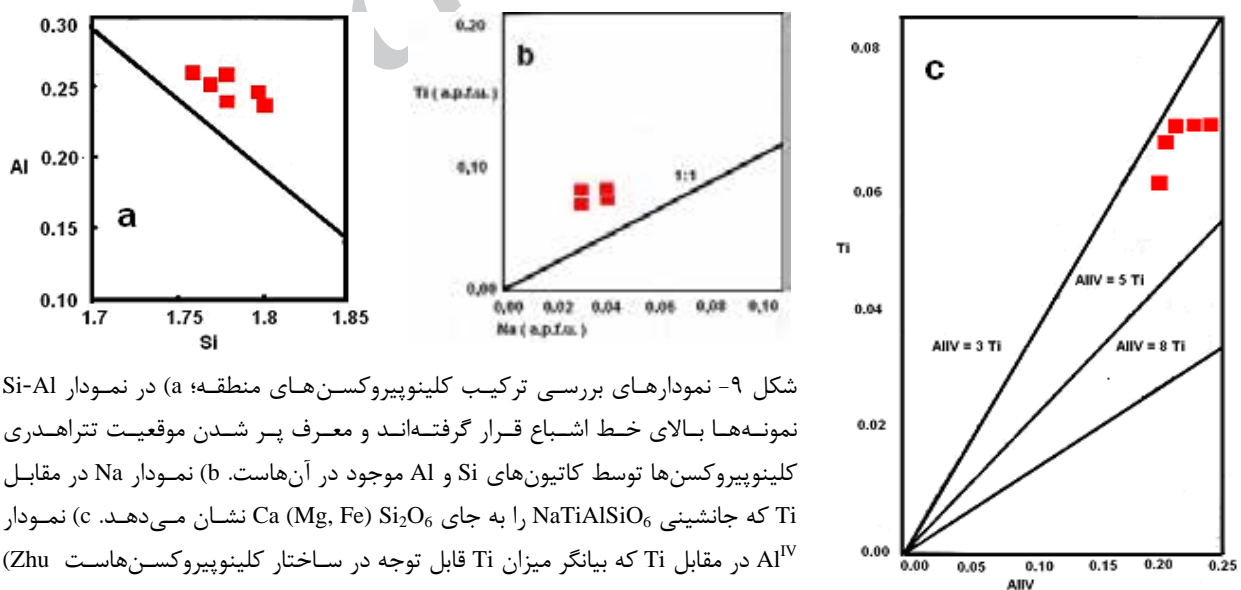
شکل ۷- مثلث تقسیم‌بندی فلدسپات‌ها (Deer *et al.*, 1965) با توجه به موقعیت نقاط در این مثلث فلدسپات‌های مورد بررسی دارای ترکیب لابرادوریت، آندزین و آلبیت هستند

(Ogasawara, 2001):



با توجه به سالم‌بودن کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های دیابازی و غیرمتحرک بودن عنصر تیتانیوم (Rollinson, 1993)، قرار گرفتن موقعیت نقاط در بالای خط $Al^{IV} = 5 Ti$ بیانگر بالا بودن میزان Ti در پیروکسن‌های منطقه است (شکل ۹- c).

موقعیت نقاط در نمودار Al در برابر Si نشان‌دهنده پر شدن موقعیت تتراهدردی کلینوپیروکسن‌ها توسط کاتیون‌های Al و Si موجود در آن‌هاست (شکل ۹- a). همه پیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار Ti در برابر Na جانشینی $NaTiAlSiO_6$ را به جای $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ نشان می‌دهند (شکل ۹- b) که به صورت زیر توجیه می‌شود (Zhu and



شکل ۹- نمودارهای بررسی ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه؛ (a) در نمودار Si-Al نمونه‌ها بالای خط اشباع قرار گرفته‌اند و معرف پر شدن موقعیت تتراهدردی کلینوپیروکسن‌ها توسط کاتیون‌های Si و Al موجود در آن‌هاست. (b) نمودار Na در مقابل Ti که جانشینی $NaTiAlSiO_6$ را به جای $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ نشان می‌دهد. (c) نمودار Al^{IV} در مقابل Ti که بیانگر میزان Ti قابل توجه در ساختار کلینوپیروکسن‌هاست (Zhu and Ogasawara, 2001)

جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای ایلمنیت و کلریت‌های موجود در متابازیت‌های شمال حاجی‌آباد (wt%) همراه با محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها (a.p.f.u.)

Sample	814-1a	814-1b	814-1c	814-1d	223
Mineral	chlorite	chlorite	chlorite	chlorite	Ilmenite
SiO ₂	29.45	29.59	29.67	30.12	0.06
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.03	20.97
Al ₂ O ₃	16.30	15.16	16.09	15.94	4.61
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00
FeO*	25.91	26.19	26.10	25.84	64.15
MnO	0.22	0.23	0.20	0.16	2.91
MgO	15.39	15.91	16.02	15.93	0.05
CaO	0.33	0.23	0.26	0.30	0.02
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	87.63	87.36	88.38	88.36	92.77
O#	28.00	28.00	28.00	28.00	32.00
Si	1.33	1.34	1.33	1.35	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	4.89
Al ^{IV}	0.87	0.81	0.85	0.84	1.68
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.98	1.00	0.98	0.97	12.11
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	4.51
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.76
Mg	1.04	1.08	1.07	1.06	0.02
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cations	4.24	4.25	4.25	4.23	24.00
Fe#	0.49	0.48	0.48	0.48	
Mg#	0.51	0.52	0.52	0.52	

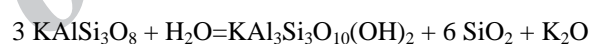
جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای سریسیت‌های موجود در متابازیت‌های شمال حاجی‌آباد (wt%) همراه با محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها (a.p.f.u.)

Sample	814-1a	814-1b	814-1c
Mineral	muscovite	muscovite	muscovite
SiO ₂	48.64	49.28	48.79
TiO ₂	0.05	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	32.15	34.10	31.97
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.01
FeO*	2.49	0.90	2.55
MnO	0.08	0.23	0.09
MgO	0.64	0.43	0.71
CaO	0.14	0.35	0.15
Na ₂ O	0.80	1.18	0.90
K ₂ O	9.88	9.87	9.76
Total	94.87	96.42	94.97
O#	22.00	22.00	22.00
Si	5.91	5.85	5.92
Ti	0.01	0.00	0.00
Al ^{IV}	2.09	2.15	2.08
Al ^{VI}	2.51	2.62	2.50
Cr	0.00	0.01	0.00
Fe ²⁺	0.25	0.09	0.26
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.02	0.01
Mg	0.12	0.08	0.13
Ca	0.02	0.05	0.02
Na	0.19	0.27	0.21
K	1.53	1.50	1.51
Cations	12.64	12.63	12.64
Fe#	0.69	0.54	0.67
Mg#	0.31	0.46	0.33

بالا بودن میزان تیتانیوم در کلینوپیروکسن‌ها و فراوانی ایلمنیت در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای TiO₂ قابل ملاحظه‌ای هستند. ترکیب ایلمنیت موجود در این سنگ‌ها همراه با محاسبه فرمول ساختاری در جدول ۳ آمده است.

کلریت‌ها کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در اثر دگرگونی کف اقیانوس و اسپیلیتی شدن بازالت‌ها حاصل شده‌اند. با توجه به ترکیب کلریت‌های حاصل از تجزیه الیوین‌ها که در جدول ۳ آمده است میزان عناصر آلکالی و قلیایی در آن‌ها بسیار پایین و نزدیک به صفر است. در این کلریت‌ها Mg# = ۰/۵۲ و Fe# = ۰/۴۸ است.

سریسیت‌ها کانی ثانویه حاصل از اسپیلیتی شدن سنگ هستند و از تجزیه فلدسپات‌های پتاسیک از جمله سانیدین حاصل شده‌اند (Evans *et al.*, 1963). ترکیب و فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۴ آمده است.



با توجه به نتایج حاصل از آنالیز سنگ‌ها در جدول ۵، بالا بودن میزان Na₂O و LOI به خاطر اسپیلیتی شدن این سنگ‌هاست. کانی‌هایی که در نورم ساخته شده‌اند عبارتند از: آلبیت، آنورتیت، ارتوکلاز، دیوپسید، الیوین، ایلمنیت، مگنتیت، آپاتیت و نفلین. ساخته شدن نفلین در نورم به خاطر افزایش سدیم در اثر دگرگونی کف اقیانوس است و در واقع گدازه‌های بالشی مورد مطالعه فاقد فلدسپاتوئید هستند.

بحث

حضور گدازه‌های بالشی در منطقه مورد بررسی دلیل بر عمیق بودن دریا در زمان ولکانیسم است. این گدازه‌ها، آرام به کف اقیانوس ریخته و به‌طور تدریجی سرد شده‌اند. بافت آمیگدالوئیدال در گدازه‌های بالشی در اثر خروج گازها هنگام سرد شدن ایجاد شده است.

گوشته فوقانی در عمق کم، حاصل شده است و آغاز ریفت اقیانوسی را نشان می‌دهد و ماگمای تولییتی ایجاد کننده دایک‌های دیابازی که حجم کمی دارد با پیشرفت تفریق حاصل شده است.

جدول ۵- نتایج حاصل از آنالیز سنگ کل متابازیت‌های شمال

حاجی‌آباد (بر حسب wt%)

Sample	K - 817	K - 52	K - 59	K - 48	K - 814	K - 60
SiO ₂	41	47.9	42.8	48.3	49.2	46.8
TiO ₂	2.22	2.44	2.52	1.14	1.16	0.83
Al ₂ O ₃	12.7	12.2	12.5	20.8	20.4	17.6
Cr ₂ O ₃	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	0.02	0.04
Fe ₂ O ₃	1.4	2.98	1.57	3.22	3.51	1.69
FeO	5.43	4.4	5.27	3.78	3.51	5.17
MnO	0.13	0.21	0.13	0.08	0.08	0.13
MgO	2.95	3.21	2.65	4.56	4.19	9.04
CaO	10.9	8.96	9.93	6.79	6.94	8.4
Na ₂ O	2.99	4.66	2.5	3.83	3.44	2.52
K ₂ O	2.73	2.28	4.47	2.42	2.66	1.02
P ₂ O ₅	0.6	0.64	0.65	0.24	0.22	0.12
SrO	0.02	0.01	0.02	0.07	0.06	0.04
BaO	0.01	0.02	0.01	0.05	0.04	0.02
LOI	11.6	8.2	10.1	4.1	4.3	4.49
Total	98.5	99.3	68.6	99.8	99.6	99.9
Ag	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Ba	93.6	155	135	387	347	151.5
Co	35.4	27.7	30	26.9	29.5	54.5
Cr	20	10	10	170	190	300
Cs	7.1	1.24	1.18	4.04	4.3	1.72
Cu	30	29	41	39	46	67
Ga	19.5	14.8	18.7	16.6	18.2	15.3
Hf	5.3	6.2	6.3	1.9	2	1.6
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Nb	52.2	51.2	50.3	9.1	9.8	4.3
Ni	14	7	10	46	55	215
Pb	16	9	47	71	5	17
Rb	54.6	26.3	50.8	54.2	66.2	26.9
Sn	2	2	2	1	1	< 1
Sr	125	111	119.5	528	454	341
Ta	2.9	2.8	2.9	0.6	0.6	0.3
Th	4.71	5.34	5.53	0.74	0.89	0.41
Tl	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
U	1.02	1.55	1.24	0.19	0.2	0.16
V	271	270	291	150	167	142
W	1	2	1	< 1	1	1
Y	39.4	45.9	55.6	19.2	19.7	14.8
Zn	284	93	336	76	68	189
Zr	237	278	279	69	81	64
La	38.7	38.9	40.6	8.5	9.1	5.7
Ce	76	79.4	82.8	19.8	20.7	12.1
Pr	9.09	9.36	9.93	2.64	2.77	1.65
Nd	34.3	35.7	37.7	11.5	12.1	7.1
Sm	7.19	7.68	8.14	3.03	3.04	1.92
Eu	2.34	2.35	2.44	1.34	1.21	0.87
Gd	8.31	8.93	9.65	3.73	3.58	2.42
Tb	1.27	1.41	1.55	0.61	0.58	0.41
Dy	7.54	8.53	9.92	3.56	3.67	2.74
Ho	1.53	1.7	2.05	0.79	0.76	0.57
Er	4.25	4.9	6.09	2.2	2.13	1.6
Tm	0.62	0.74	0.89	0.33	0.32	0.25
Yb	3.88	4.52	5.28	1.88	1.98	1.5
Lu	0.58	0.69	0.8	0.29	0.3	0.23

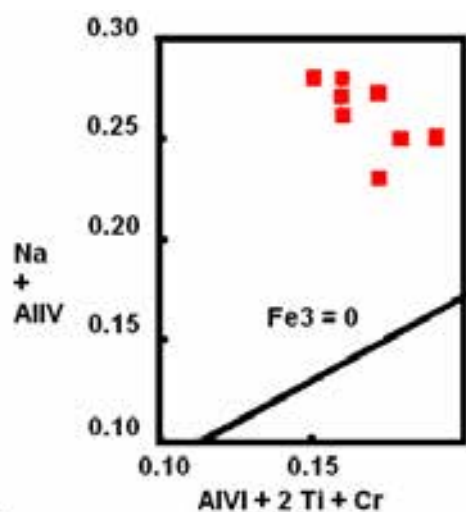
بافت پورفیری الیومین و پلاژیوکلاز در دایک‌های دیابازی به علت این است که این بلورها ابتدا در عمق تشکیل شده‌اند سپس در اعماق کمتر به رشد خود ادامه داده‌اند، در مراحل بعدی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بین این بلورها را پر کرده‌اند و زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. وجود کلریت در میان درز و شکاف‌های پلاژیوکلاز در دایک‌های دیابازی می‌تواند مبین ورود محلول‌های گرمایی به درون پلاژیوکلازها بعد از رخداد فعالیت‌های تکتونیکی باشد.

ترکیب فنوکریستال‌های سالم پلاژیوکلاز و میکروولیت‌ها لابرادوریت است. کلینوپیروکسن‌ها کانی‌های مقاومی هستند که کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار می‌گیرند و عناصر موجود در آن‌ها نماینده عناصر موجود در ماگماست.

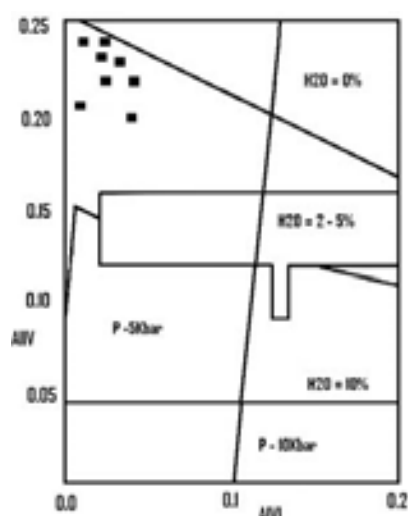
با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها و نمودار نسبت SiO₂ به Al₂O₃ نوع ماگما و محیط تکتونوماگمایی متابازیت‌ها، آلکالی‌بازالت درون‌صفحه‌قاره‌ای نشان داده شده است. این موضوع در مورد دایک‌های دیابازی با ترکیب تولییتی به این صورت توجیه می‌شود که ماگمای اولیه دارای ترکیب آلکالن بوده و در اثر پیشرفت تفریق به سمت تولییتی میل کرده است و از آن‌جا که کلینوپیروکسن‌ها در ابتدای تفریق از ماگما حاصل شده‌اند ترکیب آلکالن نشان می‌دهند.

بر اساس موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Al^{IV} در مقابل Al^{VI} و همچنین نبود کانی‌های آبدار در سنگ‌های مورد مطالعه می‌توان بیان کرد که این ماگما تقریباً فاقد آب است (شکل ۱۰). موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Na+Al^{IV} در مقابل Cr+2Ti+Al^{VI} نشان دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تبلور کانی‌هاست (شکل ۱۱).

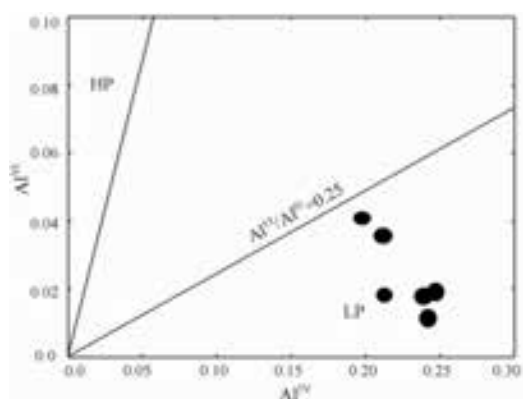
ماگمای تشکیل دهنده گدازه‌های بالشی که ماهیت آلکالن دارد، از ذوب بخشی کم‌درجه



شکل ۱۱- نمودار تغییرات $Na + Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ که بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیروکسن‌هاست. (Schweitzer *et al.*, 1979)



شکل ۱۰- توزیع آلومینیوم تتراندری در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب فشار و مقدار آب ماگما برگرفته از Helz (۱۹۷۶) که بیانگر عدم وجود آب در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست.



شکل ۱۲- نمودار نسبت Al^{VI} به Al^{IV} و قرار گرفتن ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در بخش‌های مختلف قسمت کم‌فشار (LP). (Aoki and Shiba, 1973)

در ترمومتری کلینوپیروکسن‌ها از فرمول ارائه شده توسط Nimis و Taylor wayne (۲۰۰۰) استفاده شد که به صورت زیر است:

$$T(^{\circ}K) = 23166 + 39.28 P(kbar) / (13.25 + 15.35 Ti + 4.50 Fe - 1.55(Al + Cr - Na - K) + (\ln a_{en}^{Cpx})^2)$$

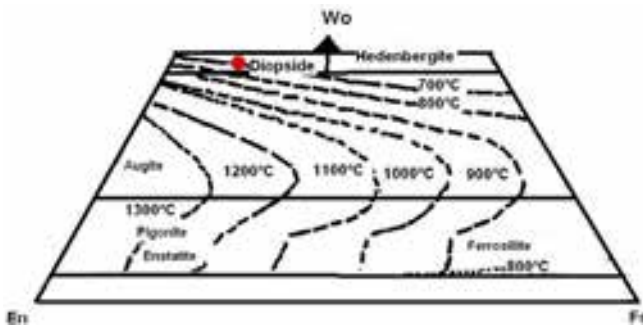
$$a_{en}^{Cpx} = (1 - Ca - Na - K) / (1 - 1/2(Al + Cr + Na + K))$$

همچنین نمودار دماسنجی پیروکسن‌ها این دما را تأیید می‌کند (شکل ۱۳).

هموزن بودن ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و عدم وجود زونینگ در آن‌ها نشان می‌دهد که این بلورها از یک ماگمای واحد متبلور شده‌اند و تفریق چندانی در ماگمای اولیه دایک‌های دیابازی صورت نگرفته است.

موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار نسبت Al^{VI} به Al^{IV} (شکل ۱۲) نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در فشار کم تا متوسط و احتمالاً در حین صعود ماگما تشکیل شده‌اند. کلینوپیروکسن‌های غنی از آلومینیوم در فشار پایین‌تر نسبت به نمونه‌های فقیر از آلومینیوم تشکیل شده‌اند (Foley and Venturelli, 1989; Liu *et al.*, 2000) محتوای آلومینیوم در کلینوپیروکسن‌ها در فشار بالا توسط واکنش $NaAlSi_2O_6 + SiO_2 = NaAlSi_3O_8$ و در فشار پایین توسط واکنش $CaAl_2SiO_6 + SiO_2 = CaAl_2Si_2O_8$ کنترل می‌شود (Green and Ringwood, 1967).

دماسنجی و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها دما و فشار تشکیل دیوپسیدها را به ترتیب ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد و ۱۳ تا ۱۶ کیلوبار نشان می‌دهد (جدول ۶) (Nimis and Taylor wayne, 2000).



شکل ۱۳- تعیین دمای تشکیل پیروکسن‌ها با استفاده از ترمومتر پیروکسن (Lindsley and Andersen, 1983)

جدول ۶- نتایج دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها در فشارهای مختلف

Sample	13 (kbar)	14 (kbar)	15 (kbar)	16 (kbar)
814-1	813.03	814.83	816.63	818.44
814-1a	850.93	852.95	854.66	856.53
814-1b	784.26	786.02	787.77	789.50
814-1c	782.71	784.46	786.21	787.96
814-1d	779.28	781.03	782.77	784.52
814-1e	813.43	815.23	817.03	818.84
814-1f	844.62	846.47	848.33	850.18
814-1g	809.01	810.80	812.60	814.39
814	841.25	843.11	844.95	846.80

بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (WPA) نشان می‌دهد (شکل ۱۴).

دیگرام F_1F_2 نیز بیانگر همین موضوع است (شکل ۱۵). این مسأله نیز به علت جدایش کلینوپیروکسن‌ها در مراحل اولیه تفریق ماگماست. فرمول‌های محاسبه F_1 و F_2 به صورت زیر است:

$$F_1 = - (0.012 \text{ SiO}_2) - (0.0807 \text{ TiO}_2) + (0.0026 \text{ Al}_2\text{O}_3) - (0.0012 \text{ FeO}^*) - (0.0026 \text{ MnO}) + (0.0087 \text{ MgO}) - (0.0128 \text{ CaO}) - (0.0419 \text{ Na}_2\text{O})$$

$$F_2 = - (0.0469 \text{ SiO}_2) - (0.0818 \text{ TiO}_2) - (0.0212 \text{ Al}_2\text{O}_3) - (0.0041 \text{ FeO}^*) - (0.1435 \text{ MnO}) - (0.0029 \text{ MgO}) + (0.0085 \text{ CaO}) + (0.016 \text{ Na}_2\text{O})$$

با توجه به داده‌های آنالیز سنگ‌کل (جدول ۵) و همچنین نمودارهای تعیین‌کننده نوع ماگما، محیط تکتونوماگمایی (شکل‌های ۱۶ تا ۱۹) و نمودارهای عنکبوتی (شکل‌های ۲۰ و ۲۱) ملاحظه می‌شود که ماگمای اولیه حاصل از ذوب بخشی گوشته بالایی، یک ماگمای آلكالن بوده و گدازه‌های بالشی را تشکیل داده است. در اثر پیشرفت تفریق ماگمایی ترکیب ماگمای حاصل از ذوب بخشی گوشته به سمت تولیت میل نموده و دایک‌های دیابازی را ایجاد نموده است که این دایک‌ها قطع‌کننده گدازه‌های بالشی هستند. مسائل فوق به شرح زیر است:

کلریت‌ها کانی‌های ثانویه حاصل از اسپیلیتی‌شدن گدازه‌های بالشی هستند، بر اساس نتایج حاصل از آنالیز این کلریت‌ها و همچنین با استفاده از فرمول‌های دماسنجی ارائه‌شده برای کلریت توسط Zhang و همکاران (۱۹۹۷) که در زیر آورده شده است، محدوده دمایی ۱۹۰ تا ۲۴۰ درجه سانتیگراد برای تشکیل کلریت‌های منطقه به‌دست آمد که بیانگر اسپیلیتی‌شدن این سنگ‌ها در رخساره پره‌نیت- پومپلینیت است. نتایج حاصل از ترمومتری کلریت‌ها نیز در جدول ۷ آورده شده است.

$$T(^{\circ}\text{C}) = 213.3 \text{ Al}^{\text{IV}} + 17.5$$

(Cathelineau and Nieva, 1985)

$$T(^{\circ}\text{C}) = -61.92 + 321.98 \text{ Al}^{\text{IV}}$$

(Cathelineau, 1988)

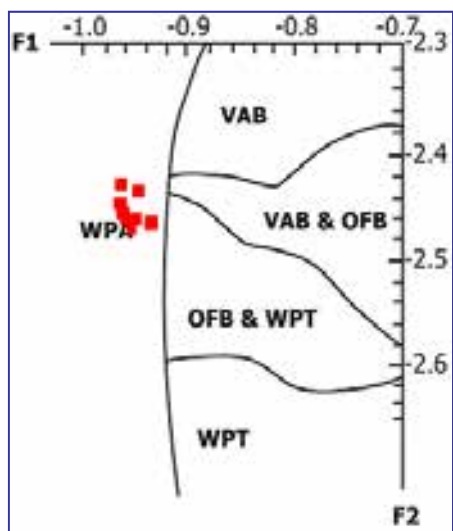
$$T(^{\circ}\text{C}) = 319 \text{ Al}^{\text{IV}} - 69$$

$$\text{Al}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0.1 \left[\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \right] \quad (\text{Jowett, 1991})$$

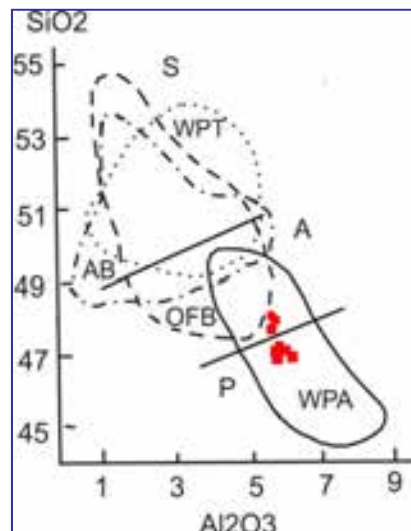
جدول ۷- نتایج حاصل از دماسنجی کلریت‌ها

Sample	814-1a	814-1b	814-1c	814-1d
Al ^{IV}	0.87	0.81	0.85	0.84
Al ^{IVc}	0.91	0.85	0.89	0.88
T(^{\circ}\text{C}) Cathelineau & Nieva (1985)	203.07	190.27	198.8	196.67
T(^{\circ}\text{C}) Cathelineau (1988)	218.2	198.88	211.76	208.54
T(^{\circ}\text{C}) Jowett (1991)	224	204.72	217.39	234.2

در نمودار نسبت SiO_2 به Al_2O_3 داده‌های حاصل از آنالیز کلینوپیروکسن‌های دایک‌های دیابازی در شمال حاجی‌آباد آن‌ها را شبیه آلكالی



شکل ۱۵- نمودار F_1F_2 و موقعیت کالینوپیروکسن‌ها در قسمت آکالی‌بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (WPA) (Nisbet and Pearce, 1977)

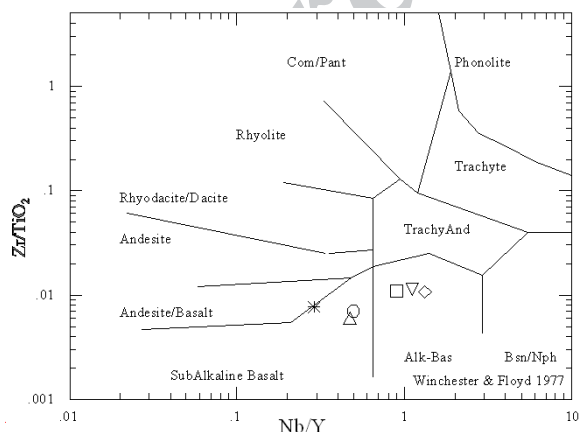


شکل ۱۴- نمودار تعیین نوع ماگما و محیط تکنونوماگمایی بر اساس ترکیب کالینوپیروکسن‌ها (Le Bas, 1962)

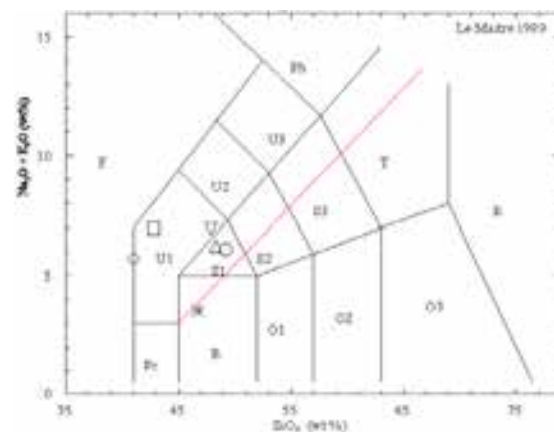
بازالت است (نمونه شماره K-60). البته در اثر دگرسانی میزان اکسیدهای آلکالن در نمونه‌ها افزایش یافته است و این نمودار برای نمونه‌های دگرسان خیلی صادق نیست.

بر اساس عناصر کمیاب و نادر خاکی موجود در سنگ‌های منطقه (شکل ۱۷)، گدازه‌های بالشی دارای ترکیب آلکالن و دایک‌های دیابازی دارای ترکیب ساب‌آلکالن هستند.

در نمودار شکل ۱۶ نمونه‌های مربوط به گدازه‌های بالشی، ترکیب تفریت و بازانیت را نشان داده و در محدوده آلکالن قرار گرفته‌اند (نمونه‌های شماره K-52، K-59 و K-817). دایک‌های دیابازی دانه‌درشت در محدوده آلکالن قرار گرفته و ترکیب تراکی‌بازالت نشان می‌دهند (نمونه‌های شماره K-48 و K-814). دایک دیابازی دانه‌ریز در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته و دارای ترکیب

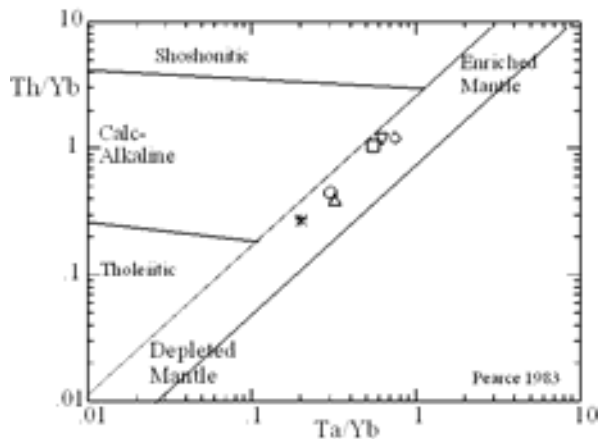


شکل ۱۷- نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس نسبت عنصر $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (Winchester and Floyd, 1977)

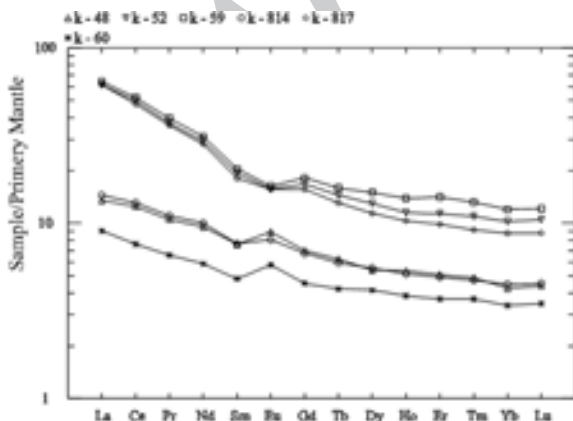


شکل ۱۶- تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس مجموع آکالی در مقابل سیلیس (Le Maitre et al., 1989)، S1: تراکی‌بازالت، U1: تفریت و بازانیت و B: بازالت

دایک‌های دیابازی که در مراحل بعد در اثر تفریق از منشأ اولیه حاصل شده‌اند، تهی‌شدگی از LREE و HREE نسبت به بازالت‌ها نشان می‌دهند و نسبت LREEها نسبت به HREEها به سمت یکنواخت شدن پیش می‌رود. این موضوع نشان می‌دهد که ماگمای اولیه حاصل از ذوب بخشی گوشته بالایی آلکان بوده و ماگمایی که دایک‌های دیابازی را به‌وجود آورده است، به سمت تولییتی پیش‌رفته و دو دسته دایک دیابازی را نشان می‌دهد که این دایک‌ها گدازه‌های بالشی را قطع نموده‌اند.



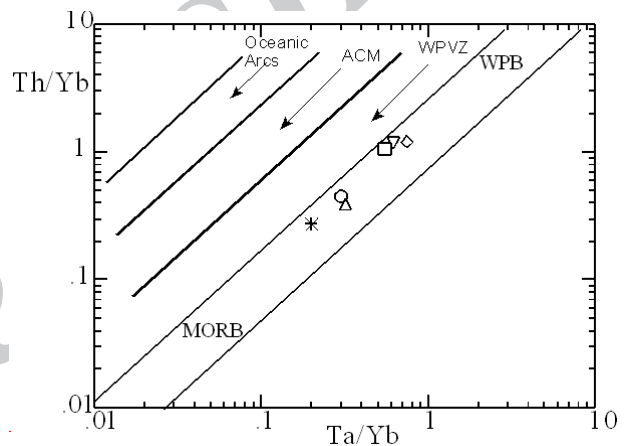
شکل ۱۹- نمودار تعیین‌کننده نوع ماگما و میزان ذوب بخشی گوشته بر اساس نسبت Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983)



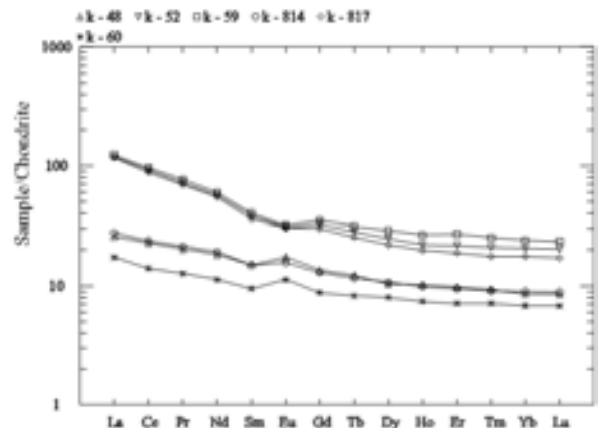
شکل ۲۱- نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده با گوشته اولیه

همچنین با توجه به شکل‌های ۱۸ و ۱۹ ماگمای سازنده گدازه‌های بالشی از نظر عناصر ناسازگار غنی‌تر از دایک‌های دیابازی بوده و دایک‌های دیابازی در اثر پیشرفت تفریق از عناصر ناسازگار تهی‌تر شده‌اند و از سمت WPAB اندکی به سمت MORB میل نموده‌اند، ولی با این حال هر دو نوع ماگما در محدوده صفحات قاره‌ای قرار می‌گیرند.

روند نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی (شکل‌های ۲۰ و ۲۱) نشان می‌دهد که بازالت‌ها یک غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE نشان می‌دهند و



شکل ۱۸- نمودار تفکیک‌کننده محیط‌های تکتونوماگمایی بر اساس نسبت Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983)



شکل ۲۰- نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده با کندریت (Sun and McDonough, 1989)

دگرگونی کف اقیانوس در رخساره پرهنیت- پومپلئیت است.

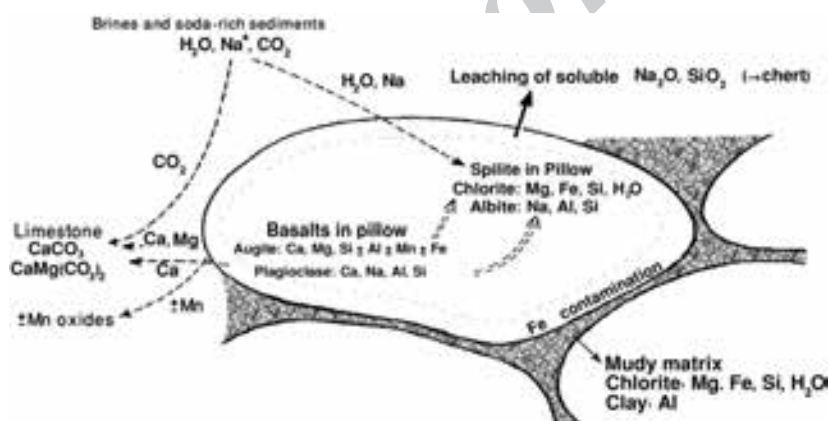
بررسی‌های مختلف نشان می‌دهد که در شمال حاجی‌آباد در کرتاسه پایینی، یک ریفت ایجاد شده که در مراحل اولیه فعالیت خود متوقف شده و یک ریفت عقیم است. ماگماتیسم در این ریفت باعث تشکیل دایک‌های دیابازی با ترکیب تولئیتی و گدازه‌های بالشی با ترکیب آلكالن شده است.

بیشتر منابع زمین‌شناسی گسترش نئوتتیس در ایران را به زمین‌درز زاگرس و اطراف خرده‌قاره ایران مرکزی نسبت می‌دهند، اما این بررسی نشان می‌دهد که کافتی شدن مرتبط با نئوتتیس فقط مختص این مناطق نبوده و درون ایران مرکزی نیز مشاهده می‌شود

تبادلاتی که در هنگام اسپیلیتی‌شدن گدازه‌های بالشی رخ می‌دهد باعث می‌شود کلینوپیروکسن‌ها، کلریتی و پلاژیوکلازها آلبیتی شوند، به همین خاطر در اسپیلیت‌ها، آلبیت و کلریت به فراوانی وجود دارند (شکل ۲۲).

نتیجه‌گیری

حضور گدازه‌های بالشی در منطقه بررسی‌شده، دلیل بر عمیق‌بودن دریا در زمان ولکانیسم است و عدم وجود شیشه در این سنگ‌ها نشانه این است که گدازه‌ها آرام به کف اقیانوس ریخته و به‌طور تدریجی سرد شده‌اند. بافت آمیگدالوئیدال در گدازه‌های بالشی در اثر خروج گازها هنگام سرد شدن ایجاد شده است. اسپیلیتی‌شدن شدید گدازه‌های بالشی در اثر



شکل ۲۲- تبادلاتی که در هنگام اسپیلیتی‌شدن گدازه‌های بالشی رخ می‌دهد باعث وفور کلریت و آلبیت در اسپیلیت‌ها می‌شود (Hyndman, 1985)

منابع

اطلس راه‌های ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ (۱۳۸۴). مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، تهران.
معین وزیری، ح. (۱۳۶۵) پترولوژی سنگ‌های آذرین. انتشارات واحد فوق برنامه بخش فرهنگی دفتر مرکزی جهاد دانشگاهی، تهران.

Aoki, K. and Shiba, I. (1973) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome - Gata, Japan. *Lithos* 6: 41-51.

Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.

- Cathelineau, M. and Nieva, D. (1985) A chlorite solution geothermometer, The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1965) *An introduction to rock-forming minerals*. John Wiley and Sons, New York.
- Droop, G. T., R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogy Magazine* 51: 431-435.
- Evans, H. T., Appleman, D. E. and Handwerker, D. S. (1963) The least squares refinement of crystal unit cell with powder diffraction data by an automatic computer indexing method (abstr.). Program Annual Meeting, American Crystallographic Association 42-43.
- Foley, S. F. and Venturelli, G. (1989) High K_2O rocks with high MgO , High SiO_2 affinities In: Crawford, A. J., (ED.) *Boninites and Related Rocks*. Uniwinn Hyman London 72-88.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic Scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E. (1967) The genesis of basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 15: 103-109.
- Helz, R. T. (1976) Phase relations of basalts in their melting range at $PH_2O=5kb$. Part II Melt compositions. *Journal of Petrology* 17: 139-193.
- Hyndman, D. W. (1985) *Petrology of igneous and metamorphic rock*. McGraw Hill Book Company, Inc.
- Jowett, E. C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada/ Society of Economic Geology Joint Annual Meeting, Toronto, Canada.
- Le Bas, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267-288.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le bas, M. J., Sabaine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolly, A. R. and Zanettin, B. A. (1989) *Classification of igneous rocks and glossary of term*. Blackwell, Oxford.
- Lindsley, D. H. and Andersen, D. J. (1983) A two-pyroxene thermometer. 13th Lunar and Planetary Science Conference, Part 2, *Journal of Geophysical Research* 88 (S2): 887-906.
- Liu, T. C., Chen, B. R. and Chen, C. H. (2000) Melting experiment of a Wannienta Basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan. *Journal of Asian Earth Science* 18: 519-531.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman J., Aoki K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. *Mineralogical Magazine* 52: 535-555.
- Nimis, P. and Taylor wayne, R. (2000) Single Clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites, Part I, Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an Enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 139: 544-554.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 149-160.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich 20: 230-249.
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxene from deep sea

basalts. *American Mineralogy* 64: 501-513.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London.

Technoexport (1984) Geological Map of Khur, 1:250000, No. H7. Geological Survey of Iran, Tehran.

Technoexport (1984) Geology of the Khur Area (Central Iran), Report No. 20. Geological Survey of Iran, Tehran.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology* 20: 249-284.

Zhang, Y., Muecher, Ph. and Hein, U. F. (1997) Chlorite geothermometry and the temperature conditions at the variscan thrust front in eastern Belgium. *Geologie en Mijnbouw (Netherlands Journal of Geosciences)* 76: 267-270.

Zhu, Y. and Ogasawara, Y. (2001) Clinopyroxene phenocryst from the Kokchetav shoshonitic volcanic rocks: Implications for the multi-stage magma processes. UHPM Workshop 2001 at Waseda University, 170-173.

Archive of SID

Petrology of Lower Cretaceous pillow lavas and diabase dykes from North of Hajiabad (SW of Bayazeh, Isfahan province, Iran)

Somayeh Karimi ¹, Ghodrat Torabi ^{1*} and Jürgen Koepke ²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Institute of Mineralogy, Leibniz University, Hannover, Germany

Abstract

The Lower Cretaceous pillow lavas and diabasic dykes are cropped out in several points in the North of Hajiabad belonging to Central Iran. The best exposure of these rocks is seen in Dum Kalagh Mountai. Field studies reveal that dykes intrude the pillow lavas and the space between the pillow lavas is filled by sediments, and the whole suite is covered by thr Lower Cretaceous cherts and limestones of the Biabanak Formation. Minerals of these rocks are plagioclase (labradorite to albite), clinopyroxene (diopside), chloritized olivine, ilmenite, termolite -actinolite, epidote, prehnite, sericite, calcite, chlorite, pyrite and magnetite. Mineral chemistry of clinopyroxenes reveal a parental magma, with low H₂O, high TiO₂ content and high oxygen fugacity. Based on the geochemical studies, the primary magma of the pillow lavas is alkali basalt and that of the diabasic dykes is tholeiitic basalt. Geothermometry and barometry based on clinopyroxene chemistry display 750-850 °C and 13-16 kbar. Geothermometry of chlorites shows 190-240 °C and sub -sea floor metamorphism in the prehnite-pumpellyite facies. We conclude in this region, an aborted rift system developed during Lower Cretaceous. This study shows that rifting related to the opening of Neotethys is not exclusively limited to the Zagros geosuture and the surrounding area of the Central-East Iranian microcontinental (CEIM).

Key words: Petrology, Pillow Lava, Diabasic Dyke, Lower Cretaceous, Central Iran, Bayazeh

* torabighodrat@sci.ui.ac.ir