

مینرال شیمی و سنگ‌شناسی دایک لامپروفیری کوه گوی‌پشتی (شمال غرب مراغه، آذربایجان شرقی)

موسی اکبرزاده لاله، نصیر عامل*، محسن مؤید و احمد جهانگیری
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

منطقه کوه گوی‌پشتی در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال غرب مراغه، در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. دایک لامپروفیری کوه گوی‌پشتی در درون نهشته‌های رسوبی شمشک جایگیری کرده است و با توجه به شواهد چینه‌شناسی به طور احتمالی، سن سیمین پیشین را دارد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک لامپروفیری شامل: پلاژیوکلاز (آندزین-اولیگوکلاز)، بیوتیت (استونیت)، فلوگوپیت، اولیوین و کلینوپیروکسن (دیوپسید) است. در مقاطع میکروسکوپی، سنگ‌های لامپروفیری دارای بافت اوسلار هستند. در این دایک لامپروفیری، متوسط ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها $En_{42.3}Wo_{46}Fs_{11.7}$ و متوسط ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها $Ab_{51.74}An_{30.92}Or_{17.34}$ است. با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و شواهد ژئوشیمیایی، نمونه‌های لامپروفیری مطالعه شده از نوع کرسانتیت‌ها با ماهیت کالک‌آلکان هستند. نمودارهای عنکبوتی ترسیم شده برای نمونه‌های لامپروفیری نیز نشانگر غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر ناسازگار نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) است. منشأ ماگمای این سنگ‌ها ممکن است از گوشته گارنت‌لرزلیتی با نرخ ذوب بخشی اندک باشد. دایک لامپروفیری کوه گوی‌پشتی در یک محیط درون صفحه‌ای و در محیط‌های کششی پس از برخورد صفحات تشکیل شده است و احتمال دارد در محل حوضه‌ها و گسیختگی‌های مرتبط با سیستم گسلی جایگیری کرده باشد.

واژه‌های کلیدی: دایک لامپروفیری، کوه گوی‌پشتی، محیط پس از برخورد، مراغه، آذربایجان شرقی

مقدمه

طور کلی، دارای بیوتیت-فلوگوپیت یا آمفیبول و همچنين، کلینوپیروکسن، اولیوین و به ندرت ملیلیت هستند. فلدسپارها یا فلدسپاتوئیدها در صورت وجود، خمیره سنگ را تشکیل می‌دهند. دگرسانی هیدروترمال اولیوین، پیروکسن، بیوتیت،

لامپروفیرها سنگ‌های پورفیری مزوکرات تا ملانوکرات و به ندرت اوالترامافیک هستند. به طور معمول به شکل دایک بوده و بیشتر همراه با سنگ‌های دیوریتی و سینیتی دیده می‌شوند. به

* n.amel@tabrizu.ac.ir

واقع در شمال غرب مراغه به تفصیل مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی منطقه

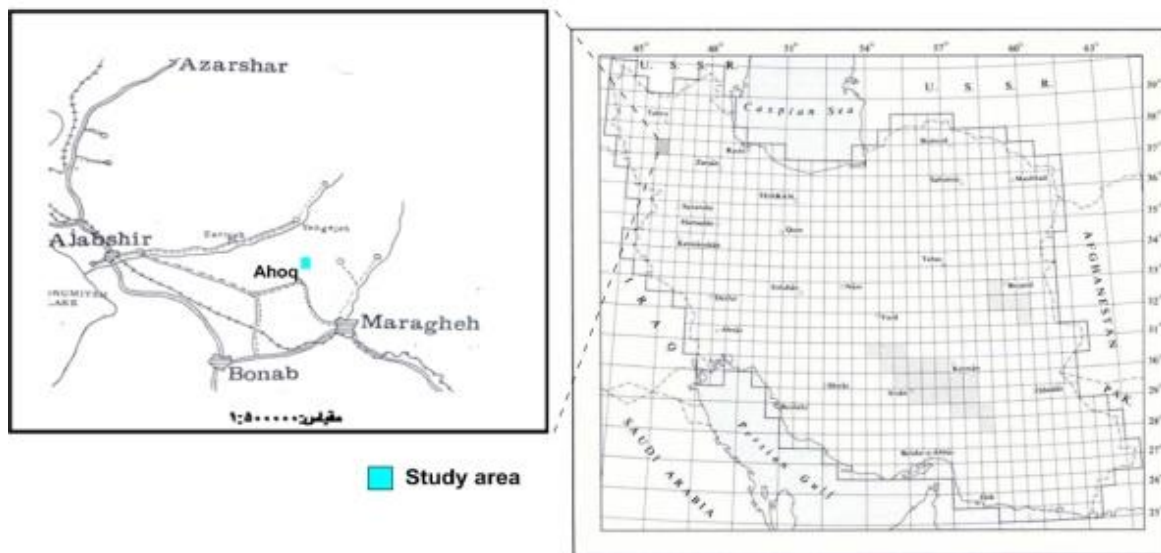
دایک‌های لامپروفیری در کوه گوی‌پشتی در ۳۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان مراغه در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. این محدوده بین طول‌های جغرافیایی شرقی "۴۶°۸'۱۰" تا "۴۶°۱۱'۴۰" و عرض‌های جغرافیایی "۳۷°۲۵'۳" تا "۳۷°۲۸'۳۸" شمالی واقع شده است. در شکل ۱ راه‌های دسترسی به منطقه و در شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه کوه گوی‌پشتی نشان داده شده است (Alavai and Shahrabi, 1975). در پهنه البرز و بیشتر نقاط آذربایجان، در قاعده سازند شمشک، آثاری از فورانهای بازالتی گزارش شده است که آن را به عملکرد مرحله سیمین پیشین نسبت داده‌اند (Aghanabati, 2004).

توده‌های آذرین منطقه کوه گوی‌پشتی شامل: دایک‌های دیابازی و لامپروفیری است. دایک لامپروفیری مطالعه شده با روند شرقی-غربی در سازند شمشک نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی شده است (شکل ۳-A و B). در واقع، می‌توان گفت که کل مجموعه رسوبی چین خورده و سپس تزریق دایک انجام شده است و در نهایت با نفوذ سیالات هیدروترمال لایه‌بندی و چین‌های موجود در شیل‌های دگرگون شده، از بین رفته است. سازند ژوراسیک چین‌خورده بوده و عدسی‌های زغال در بین آن مشاهده می‌شود. کوه گوی‌پشتی به شدت تکتونیزه بوده و گسل‌های مزدوج متعددی در آن دیده می‌شود و دایک لامپروفیری در امتداد گسل‌های آن تزریق شده است. عرض دایک‌ها حدود یک متر و طولی در حدود ۱۲ متر دارند. در نمونه دستی به رنگ زرد خرمایی بوده و بیشتر آنها دچار فرسایش پوست

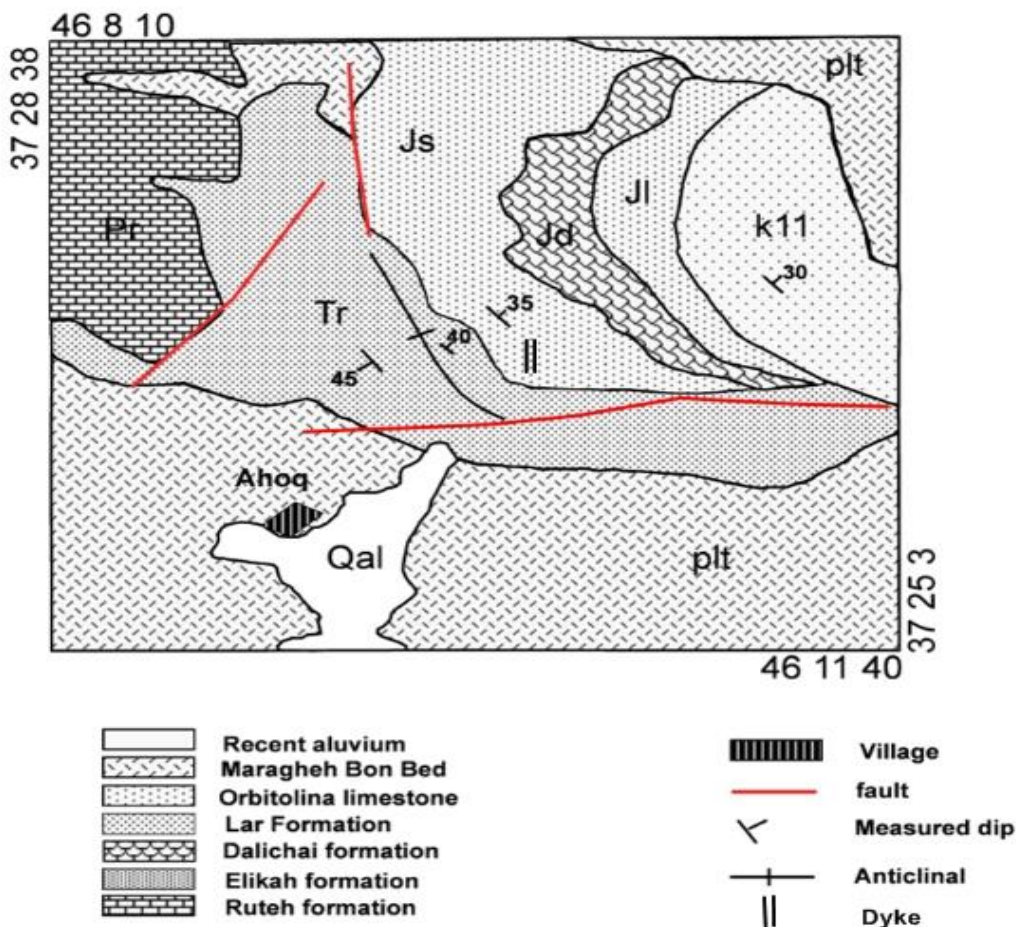
فلوگوپیت و پلاژیوکلاز در آنها عادی است (Rock, 1991). لامپروفیرها در محیط‌های متنوع تکتونیکی از قبیل: مناطق همگرا (جزایر قوسی، حواشی فعال قاره‌ای و مناطق برخوردی)، مناطق واگرا، داخل صفحات و رژیم‌های غیر فعال یافت می‌شوند (Torabi, Luhr, 1997; Rock, 1991; Bayat and Gill, 2010; Krmíček, 2010; 2009; Torabi, 2011). اما تیپ کالک‌آلکان بیشتر ویژه مناطق همگرا و تیپ‌های آلکان و اولترامافیک در مناطق کششی و واگرا و همچنین، در مناطق غیر فعال دیده می‌شوند (Rock, 1991). این سنگ‌ها شواهدی از مواد فرار حاصل از گوشته متاسوماتیسم شده را نشان داده و ممکن است فرآیندهای دینامیکی حاصل از چین‌موادی باعث تکامل تکتونوماگمایی آنها شده باشد (Rock, 1991; Torabi, 2009; Best, 2003; Luhr, 1997; 1991; Torabi, 2010; Gill, 2010). در مناطق مختلفی از آذربایجان دایک‌های لامپروفیری مطالعه شده‌اند. دایک لامپروفیری منور در شمال تبریز با ترکیب اسپسارتیت توسط Amel (2007)، دایک‌های لامپروفیری منطقه قخلار در غرب مرند توسط Moayyed و همکاران (۲۰۰۸) از نوع مینت، دایک لامپروفیری شریف‌آباد غرب خوی از نوع مینت توسط Moayyed و Amel (۲۰۰۲) و دایک‌های لامپروفیری منطقه جزیره اسلامی در حاشیه شرقی دریاچه ارومیه از نوع مینت توسط (Moayyed et al., 2003) مطالعه و گزارش شده است. اغلب لامپروفیرهای مطالعه شده دارای ماهیت کالک‌آلکان بوده و در سیستم‌های شکستگی محیط تکتونیکی پس از برخورد قاره‌ای جایگیری کرده‌اند. در این پژوهش، سعی شده است بر اساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی به دست آمده، برای نخستین بار ویژگی‌های ژئوشیمیایی، مینرال‌شیمی و نوع لامپروفیرهای کوه گوی‌پشتی

تجمع بیوتیت، رنگ تیره تری نسبت به دایک دارند (شکل ۳-۳-۱).

پیازی شده اند. در داخل دایکها نودول هایی تیره از جنس خود لامپروفیر دیده می شود که به علت



شکل ۱- راه های دسترسی به کوه گوی پشته واقع در مراغه



شکل ۲- نقشه زمین شناسی کوه گوی پشته (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مراغه) (Alavai and Shahrabi., 1975)



شکل ۳- A) جایگیری دایک لامپروفیر در سازند شمشک؛ B) نمایی نزدیک از دایک لامپروفیر؛ C) اتولیت در داخل دایک لامپروفیری در کوه گوی پستی

روش انجام پژوهش

تعداد ۳۴ عدد مقطع نازک از دایک لامپروفیری، از نظر کانی‌شناسی مطالعه شد. به منظور مطالعه ترکیب شیمیایی کانی‌ها، ۳ کانی (پلاژیوکلاز-بیوتیت-کلینوپیروکسن) از نمونه‌های سالم دایک لامپروفیری توسط دستگاه XRF نقطه‌ای با مدل HORIBA XGT-7200 در آزمایشگاه شرکت کانساران بیناود تجزیه شد. این دستگاه با ولتاژ شتاب‌دهنده ۵۰ کیلو ولت، جریان پرتو الکترونی

۱/۰۰۰ میکرو آمپر و زمان تجزیه حداکثر ۱۰۰ ثانیه، کار می‌کند. جدول ۱ نتایج تجزیه XRF نقطه‌ای را نشان می‌دهد. همچنین، برای بررسی‌های ژئوشیمیایی تعداد ۶ نمونه از دایک لامپروفیری، برای تجزیه به سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال و تجزیه عناصر اصلی با روش XRF (MAGIX-PRO) و عناصر فرعی با روش ICP انجام شده است. نتایج حاصل در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در دایک لامپروفیری کوه گوی‌پشتی

Plagioclase				Clinopyroxene			
Sample	Center	Middle	Margin	Sample	Center	Middle	Margin
SiO ₂	61.59	65.29	63.30	SiO ₂	49.48	50.69	51.01
TiO ₂	0.34	0.44	0.24	TiO ₂	0.73	0.74	0.67
Al ₂ O ₃	17.59	17.47	20.25	Al ₂ O ₃	3.41	3.51	5.93
FeO	1.37	1.65	1.23	FeO	0.20	0.15	0.07
MnO	0.00	0.00	0.00	MnO	7.28	6.70	4.94
MgO	0.06	0.65	0.21	MgO	0.14	0.13	0.12
CaO	7.81	2.68	5.70	CaO	14.21	13.26	13.64
Na ₂ O	5.17	5.15	4.78	Na ₂ O	21.77	21.81	18.70
K ₂ O	0.00	5.13	2.70	K ₂ O	0.16	0.47	0.80
P ₂ O ₅	0.36	0.65	0.57	P ₂ O ₅	0.20	0.11	0.46
Total	94.29	99.11	98.98	Total	97.58	97.57	96.34
Structural formula based on the 8 Oxygene				Structural formula based on the 6 Oxygene			
Si	1.876	1.924	1.938	Si	2.895	2.951	2.849
Ti	0.021	0.021	0.019	Al	0.975	0.931	1.074
Al	0.152	0.157	0.265	Ti	0.012	0.015	0.008
Cr	0.006	0.005	0.002	Fe	0.054	0.062	0.046
Fe ³⁺	0.069	-0.011	-0.100	Mn	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.162	0.224	0.257	Mg	0.004	0.044	0.014
Mn	0.004	0.004	0.004	Ca	0.393	0.130	0.275
Mg	0.803	0.750	0.772	Na	0.471	0.451	0.417
Ca	0.884	0.887	0.761	P	0.014	0.025	0.022
Na	0.012	0.035	0.059	Total	4.819	4.905	4.860
K	0.010	0.005	0.022	-	-	-	-
Total	4.000	4.000	4.000	-	-	-	-

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت در دایک لامپروفیری کوه گوی‌پشتی

Biotite									
Sample	Center 1	Middle 1	Margin 1	Center 2	Middle 2	Margin 2	Center 3	Middle 3	Margin 3
SiO ₂	43.36	41.91	38.41	43.36	43.27	41.08	43.02	45.44	40.89
TiO ₂	4.05	4.53	4.52	3.85	3.93	4.27	3.25	3.31	4.13
Al ₂ O ₃	14.22	14.53	13.77	14.05	14.66	14.64	14.52	15.66	13.58
FeO	5.49	7.78	7.28	5.28	7.09	6.85	4.40	8.20	7.64
MnO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.06
MgO	20.10	19.46	19.78	19.13	18.12	19.60	17.48	12.55	19.38
CaO	0.66	0.33	1.00	0.85	0.63	0.66	2.68	2.43	3.69
Na ₂ O	0.46	0.08	0.81	0.44	0.74	1.28	0.67	0.02	0.30
K ₂ O	7.89	7.89	8.14	7.91	7.42	7.51	7.20	7.00	7.00
SrO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.05	0.00	0.03	0.07	0.03	0.03	0.03

Biotite									
Sample	Center 1	Middle 1	Margin 1	Center 2	Middle 2	Margin 2	Center 3	Middle 3	Margin 3
ادامه جدول ۱-.....									
NiO	0.05	0.10	0.08	0.05	0.07	0.08	0.04	0.05	0.07
Total	96.34	96.67	93.89	94.94	96.00	96.07	93.32	94.75	96.77
Structural formula based on the 22 Oxygene									
Si	6.008	5.857	5.606	6.087	6.042	5.781	6.124	6.395	5.762
Al ^{iv}	1.992	2.143	2.369	1.913	1.958	2.219	1.876	1.605	2.238
Al ^{vi}	0.330	0.250	0.000	0.411	0.454	0.210	0.560	0.993	0.017
Ti	0.422	0.476	0.496	0.406	0.413	0.452	0.348	0.350	0.438
Cr	0.001	0.000	0.006	0.000	0.003	0.008	0.003	0.003	0.003
Fe	0.636	0.909	0.889	0.620	0.828	0.806	0.524	0.965	0.900
Mn	0.006	0.005	0.004	0.002	0.005	0.004	0.004	0.005	0.007
Mg	4.151	4.054	4.303	4.003	3.772	4.112	3.709	2.633	4.071
Ni	0.006	0.011	0.009	0.006	0.008	0.009	0.005	0.006	0.008
Ca	0.098	0.049	0.156	0.128	0.094	0.100	0.409	0.366	0.577
Na	0.124	0.022	0.229	0.120	0.200	0.349	0.185	0.005	0.082
K	1.394	1.406	1.515	1.416	1.321	1.348	1.307	1.257	1.258
Sr	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
TotalL	19.168	19.184	19.583	19.113	19.099	19.397	19.054	19.585	19.341

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های دایک لامپروفیری (برحسب درصد وزنی).

Sample/Analysis	M ₁	M ₉	M ₁₀	M ₁₁	M ₁₃	M ₁₆
SiO ₂	44.48	45.68	43.42	43.26	42.42	43.15
Al ₂ O ₃	13.14	12.48	11.77	13.30	13.43	12.15
Fe ₂ O ₃	7.72	9.04	9.50	8.11	8.60	8.63
K ₂ O	4.07	3.91	3.71	4.45	4.36	3.52
CaO	11.75	12.90	13.68	12.32	10.60	14.90
MgO	3.40	3.04	2.95	2.91	2.82	2.59
Na ₂ O	1.60	1.81	1.60	1.36	1.20	1.65
SO ₃	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12
P ₂ O ₅	1.10	1.34	1.27	1.09	1.00	1.24
MnO	0.13	0.12	0.17	0.13	0.12	0.16
SrO	0.22	0.31	0.31	0.18	0.13	0.27
TiO ₂	1.34	1.33	1.58	1.34	1.38	1.38
L.O.I.*	10.62	7.76	9.80	11.30	13.70	10.10
Total	99.68	99.84	99.87	99.86	99.87	99.86

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های دایک لامپروفیری (بر حسب ppm).

Sample/Analysis	M ₁	M ₉	M ₁₀	M ₁₁	M ₁₃	M ₁₆
Ag	0.8	0.7	0.5	0.5	0.7	0.5
As	<1	<1	<1	<1	2.9	1.1
B	12.9	12.3	11.5	9.1	12.8	9.7
Ba	2170.4	2871.8	2450.7	2112.7	2104.5	2108.0
Be	1.7	2.4	2.3	1.3	1.3	1.7
Bi	1.0	<0.5	1.1	0.9	0.5	0.7
Cd	2.7	2.0	7.4	4.7	1.8	5.7
Ce	267.0	320.9	295.9	284.5	260.7	245.6
Co	31.9	43.3	31.1	21.9	33.4	26.8
Cr	341.9	357.0	339.2	292.5	295.2	300.6
Cu	53.9	57.0	51.8	52.0	52.6	52.5
Dy	5.7	5.2	4.9	4.4	3.8	4.3
Er	3.7	3.3	3.9	4.0	4.3	3.7
Eu	2.2	2.0	2.2	2.5	2.8	2.2
Gd	9.7	8.5	9.7	11.0	12.0	9.2
Ge	1.8	1.6	1.9	2.0	2.0	1.6
Hf	7.9	10.9	12.6	5.8	11.8	11.5
Hg	0.06	0.05	0.10	0.08	0.07	0.07
Ho	1.7	1.9	1.9	2.1	1.8	1.8
La	125.5	135.3	133.9	109.5	109.9	107.7
Li	15.2	15.4	14.1	11.7	17.9	15.0
Lu	0.6	0.6	0.06	0.7	0.8	0.6
Mn	843.4	811.7	959.6	748.6	808.7	760.1
Mo	1.3	0.3	1.3	4.4	1.4	1.5
Nb	35.4	42.7	35.1	32.8	33.2	32.7
Nd	116.0	99.6	113.0	91.8	99.5	89.6
Ni	125.0	116.8	137.9	102.9	165.3	140.9
P	4282.4	4639.1	4330.7	4517.0	4397.2	4380.4
Pb	18.2	11.7	14.9	11.8	12.1	18.4
Pr	17.9	16.4	18.2	19.6	23.1	16.5
Rb	108.5	111.1	102.8	84.4	124.2	68.2
S	531.2	430.1	350.2	376.5	395.0	329.6
Sb	1.6	1.3	1.1	1.6	1.7	1.7
Sc	16.8	18.1	18.3	15.2	15.2	14.9
Sm	15.2	16.1	16.9	24.4	13.8	12.7
Sn	7.8	5.0	6.4	8.1	10.4	7.1
Sr	1845.5	4228.5	2342.0	997.2	822.3	1746.1
Ta	1.3	1.6	1.6	1.7	1.3	1.6
Th	12.6	16.0	13.9	11.9	12.2	11.4
Tl	1.7	0.5	2.5	1.4	1.9	1.2
Tm	0.6	0.6	0.6	0.7	0.8	0.6
Ti	8221.6	9039.5	8764.4	7337.1	7568.0	7201.7
U	6.5	6.7	6.7	7.2	6.8	6.0
V	135.9	144.6	143.8	120.3	120.2	117.5
Y	25.4	27.9	28.4	23.8	22.8	24.3
Yb	2.7	3.3	3.1	2.4	2.5	2.3
Zn	64.1	91.9	88.4	52.6	57.8	74.1
Zr	780.0	874.0	842.1	685.1	678.1	660.2

پتروگرافی

ترکیب کانی‌شناسی شامل: پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن و اولیوین است و مهم‌ترین کانی فرعی آن آپاتیت است (شکل ۴-B). خمیره شیشه‌ای، ریزبلور بوده و گاهی توسط رگچه‌هایی از کربنات قطع شده است (شکل ۴-A). بیوتیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. وجود بافت منطقه‌بندی، کلریتی شدن و کینگ‌باند در بعضی از بیوتیت‌ها، از ویژگی‌های بارز مشاهده شده در این مقاطع است و در بعضی از آنها بلورهای ریز آپاتیت به صورت میانبار در داخل درشت‌بلورهای شکل‌دار بیوتیت مشاهده می‌شود (شکل ۴-B، C و D). بیوتیت‌ها دارای تغییر شکل خمشی (کینگ‌باند) هستند و این ویژگی نشانگر وجود استرس در حین جایگیری توده یا پس از آن است. همچنین، وجود بیوتیت‌های فراوان نشان می‌دهد که ماگما آبدار و دارای پتاسیم زیاد بوده و سبب تبلور بیوتیت در مخزن ماگمایی شده است. پایداری میکاها و آمفیبول‌ها بستگی به وجود آب در سیستم ماگمایی دارد. زیرا آنیون‌های OH⁻ در ساختار بلوری از عناصر اصلی هستند. غلظت H₂O بیش از ۴ تا ۵ درصد حجم وزنی، تبلور آمفیبول‌ها در ماگما را سبب می‌شود (Merzbacher and Egger, 1984). در صورتی که غلظت به نسبت کم آب، بیوتیت‌ها را پایدار می‌سازد. پلاژیوکلاز ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص می‌دهد و به صورت خمیره در زمینه سنگ وجود دارد. کلریتی شدن، سریسیتی شدن از دگرسانی‌های قابل مشاهده در پلاژیوکلازها است. در بعضی از مقاطع، پلاژیوکلازها به صورت شعاعی در خمیره لامپروفیر رشد کرده و تشکیل بافت اوسلار را داده است (شکل ۴-E). فراوانی بیشتر

بافت اوسلار با ویژگی عدم امتزاج سیلیکات-سیلیکات تحت فشار بالای مواد فرار توسعه می‌یابد. درشت‌بلورهای اولیوین، ایدینگسیتی شده و توسط کربنات سودومورف شده است (شکل ۴-F). محلول‌های غنی از آب که خود محصول نهایی تبلور ماگما هستند، باعث دگرسانی پیروکسن‌ها به اورالیت شده و درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن به کربنات و اکسید آهن تجزیه شده‌اند (شکل ۴-E). علایم اختصاری کانی‌ها از Evans و Whitney (2010) است.

شیمی کانی‌ها

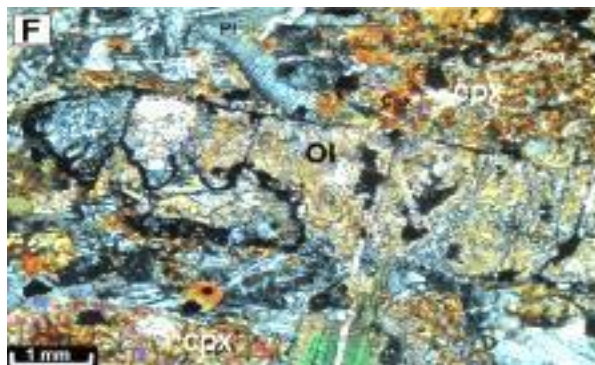
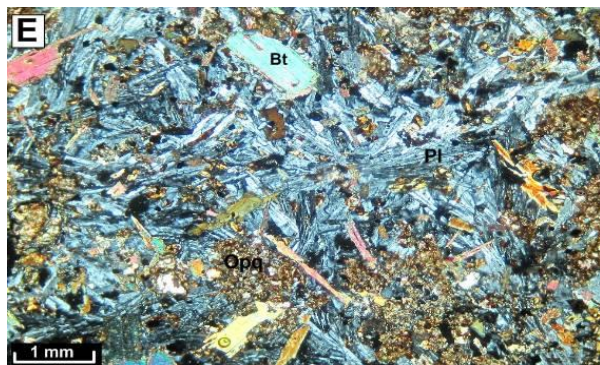
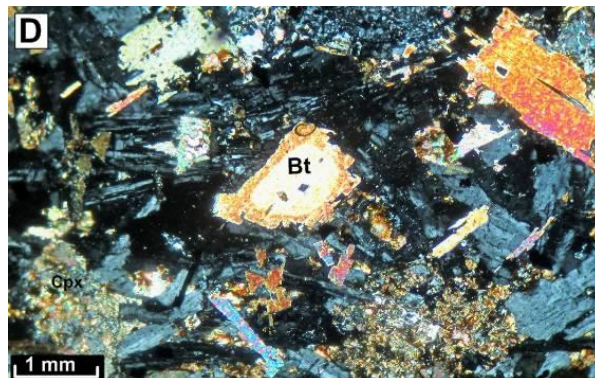
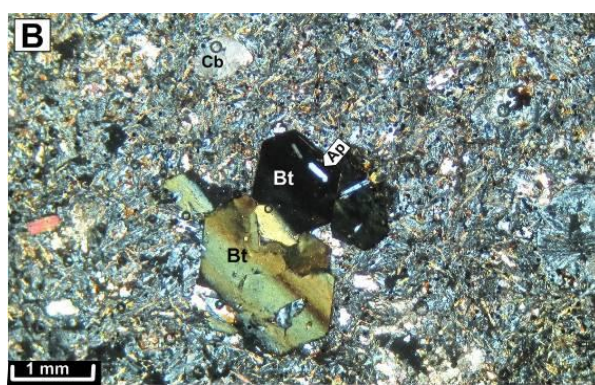
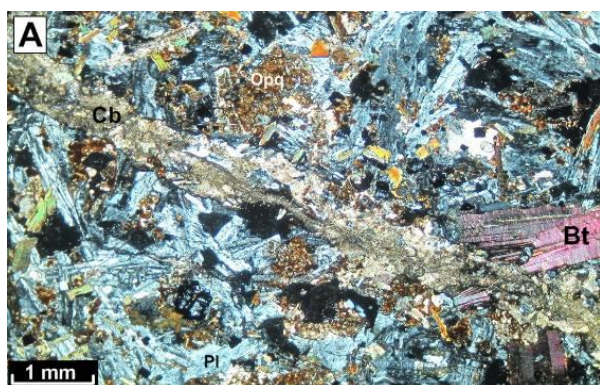
پلاژیوکلاز: تجزیه نقطه‌ای برای ۳ نمونه از پلاژیوکلازهای موجود در دایک لامپروفیری انجام شد. فرمول ساختمانی پلاژیوکلازها به ازای ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۱).

در شکل ۵-A ترکیب پلاژیوکلازها در نمودار سه‌تایی (An-Ab-Or) نمایش داده شده است (Deer *et al.*, 1992). متوسط ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها $Ab_{51.74}An_{30.92}Or_{17.34}$ است و ترکیب آندزین تا اولیگوکلاز دارند.

بیوتیت: تجزیه نقطه‌ای برای ۹ مورد از بیوتیت‌های نمونه‌های لامپروفیری انجام شد. (جدول ۱). فرمول عمومی بیوتیت $X_2Y_{4-6}Z_{6-8}O_{20}(O,OH)_4$ است که در موضع کاتیونی X عنصر (K)، در موضع کاتیونی Y عناصر (Al, Cr, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, Mn) و (Ti) و در موضع کاتیونی Z (Si و Al) قرار می‌گیرد. بیوتیت‌های لامپروفیرهای کوه گوی‌پشتی دارای چندرنگی قوی با بلورهای شکل‌دار و میانبارهایی از آپاتیت هستند که در حقیقت تغییر رنگ آنها از تغییر ترکیب شیمیایی آنها تبعیت می‌کند (Lalonde and Bernard, 1993). ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیته‌ی تابع ترکیب ماگمای مادر، فوگاسیته اکسیژن (Wones, 1989)، دمای مذاب

بیوتیت‌های نخستین از بیوتیت‌های ثانویه از نمودار سه‌تایی $FeO^*+MnO-10TiO_2-MgO$ استفاده شده است (Nachit *et al.*, 2005). این نمودار نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در دایک لامپروفیری، بیوتیت‌های اولیه تعادل یافته هستند و ممکن است از گوشته متاسوماتیزم شده دما بالا منشأ گرفته باشند (شکل ۵-۷).

(Abbot and Clark, 1979) و خاستگاه سنگ است (Abdel-Rahman, 1994; Nachit, 1986). بیوتیت‌های موجود در منطقه کوه گوی‌پشتی بر اساس Al^{iv} در برابر $Fe/Fe+Mg$ دارای ترکیب Eastonite است (شکل ۵-۷) (Deer *et al.*, 1962; Spear, 1984). برای تمایز بیوتیت‌های اولیه تعادل مجدد یافته و



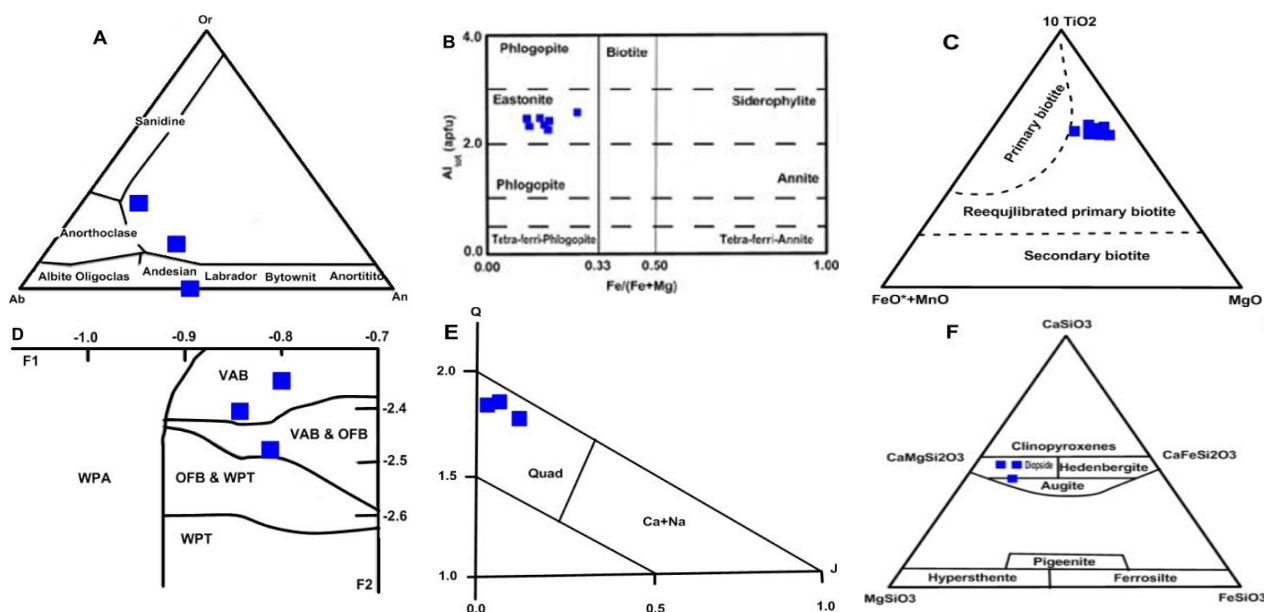
شکل ۴-۷) (XPL)؛ (B) اذخال بلورهای ریز آپاتیت در داخل درشت‌بلورهای بیوتیت (C؛ (XPL)؛ منطقه‌بندی در درشت‌بلورهای بیوتیت (D؛ (XPL)؛ حاشیه خلیجی‌شکل در بلور بیوتیت و تجزیه آن به اکسید آهن (E؛ (PPI)؛ تجمع شعاعی پلاژیوکلاز در خمیره لامپروفیر و بافت اوسلار (F؛ (XPL)؛ درشت‌بلورهای اولیوین در حال تجزیه به کربنات و ایدینگسیتی شدن. همچنین، کلینوپیروکسن‌ها به اکسید آهن تجزیه شده‌اند (XPL).

ساختمان کانی، فعالیت کلسیم چرماک اضافه می‌شود که خود تابعی از افزایش فشار هنگام تبلور کانی است. نمودار تکتونوماگمایی رسم شده بر اساس داده‌های کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که سنگ‌های کوه گوی‌پشتی به یک کمان آتشفشانی متعلق است (Nisbet and Pearce, 1977) (شکل ۵-D). مقادیر F_1 و F_2 طبق فرمول‌های ارائه شده محاسبه شده است:

$$F_1 = - (0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO \text{ total}) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

$$F_2 = - (0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO \text{ total}) - (0.1435 * MnO) - (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) + (0.016 * Na_2O)$$

کلینوپیروکسن: ۳ نقطه از کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک لامپروفیری تجزیه شد. فرمول ساختمانی کلینوپیروکسن بر اساس ۴ کاتیون به ازای ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۱). ترکیب نهایی کلینوپیروکسن‌ها $En_{42.3}Wo_{46}Fs_{11.7}$ است و عدد منیزیم این کانی‌ها ۷۸/۳۳ است. پیروکسن‌ها در نمودار Q-J (Morimoto *et al.*, 1988) در موقعیت Quad (پیروکسن‌های آهن، منیزیم و کلسیم‌دار) قرار گرفته‌اند (شکل ۵-E). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار سه تایی (En-Wo-Fo) نشان می‌دهد که تمامی نقاط تجزیه شده در محدوده دیوپسیدی تا اوژیت واقع شده‌اند (شکل ۵-F) (Morimoto, 1989). با توجه به این که میزان آلومینیوم در این کانی‌ها بیشتر از سدیم است، بهتر است آنها را در دسته پیروکسن‌های کلسیک طبقه‌بندی نمود. با افزایش مقدار (Al^{VI}) در



شکل ۵-A) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای کوه گوی‌پشتی در نمودار سه تایی (Ab-An-Or) (Deer *et al.*, 1992). مرکز پلاژیوکلازهای تجزیه شده دارای ترکیب آندزین و حاشیه، فلدسپار آلکالن (آنورتوکلاز) است؛ (B) طبقه‌بندی شیمیایی میکاهای دایک لامپروفیری (Spear, 1962؛ Deer *et al.*, 1962)؛ (C) نمودار سه تایی $FeO^*+MnO-10TiO_2-MgO$ (Nachit *et al.*, 2005)، برای تمایز بیوتیت‌های نخستین از بیوتیت‌های ثانویه و بیوتیت‌هایی که دچار تعادل مجدد در محیط شده‌اند؛ (D) رسم ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های کوه گوی‌پشتی در نمودار F_1 و F_2 محیط کمان‌های آتشفشانی را برای سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد (Nisbet and Pearce, 1977). (E) ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه $Q=(Ca+Mg+Fe^{2+})$ ، $J=(2Na)$ (Spear, 1984)؛ (F) (Morimoto, 1989)؛ (F) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها روی نمودار مثلثی انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسیلیت (Fr) (Spear, 1984).

ژئوشیمی

نمونه‌های لامپروفیری در نمودار TAS (Le Bas *et al.*, 1986) در محدوده تراکی‌بازالت و محدوده آلکالن (شکل ۶-۱) و همچنین، در نمودار مثلثی MgO, K_2O, Al_2O_3 (Bergman, 1987) در محدوده لامپروفیری قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲).

بر اساس نمودار دو تایی SiO_2-K_2O (Gill, 1982) و نمودار دو تایی $Ce/Yb-Sm$ (Rock, 1991) نمونه‌های لامپروفیری در محدوده کالک‌آلکالن قرار دارند (شکل ۶-۳ و ۶-۴).

در شکل ۶-۵ تمامی نمونه‌های لامپروفیری، سری آلکالن را نشان می‌دهند. نمودار عنکبوتی ترسیم شده برای نمونه‌های لامپروفیری نیز نشانگر غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر ناسازگار نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) است (شکل ۶-۶). همچنین، آنومالی منفی Nb، Ta و Ti می‌تواند به مقادیر متفاوت آرایش پوسته‌ای مربوط باشد. این عناصر حالیت بسیار اندکی در سیالات متاسوماتیسم‌کننده ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرو رنده داشته و بنابراین، در پوسته اقیانوسی آبگیری شده، متمرکز می‌شوند (Saunders *et al.*, 1991).

تهی‌شدگی Nb، Ti و Zr نیز از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکالن در ارتباط با قوس آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای درون صفحات لیتوسفری است.

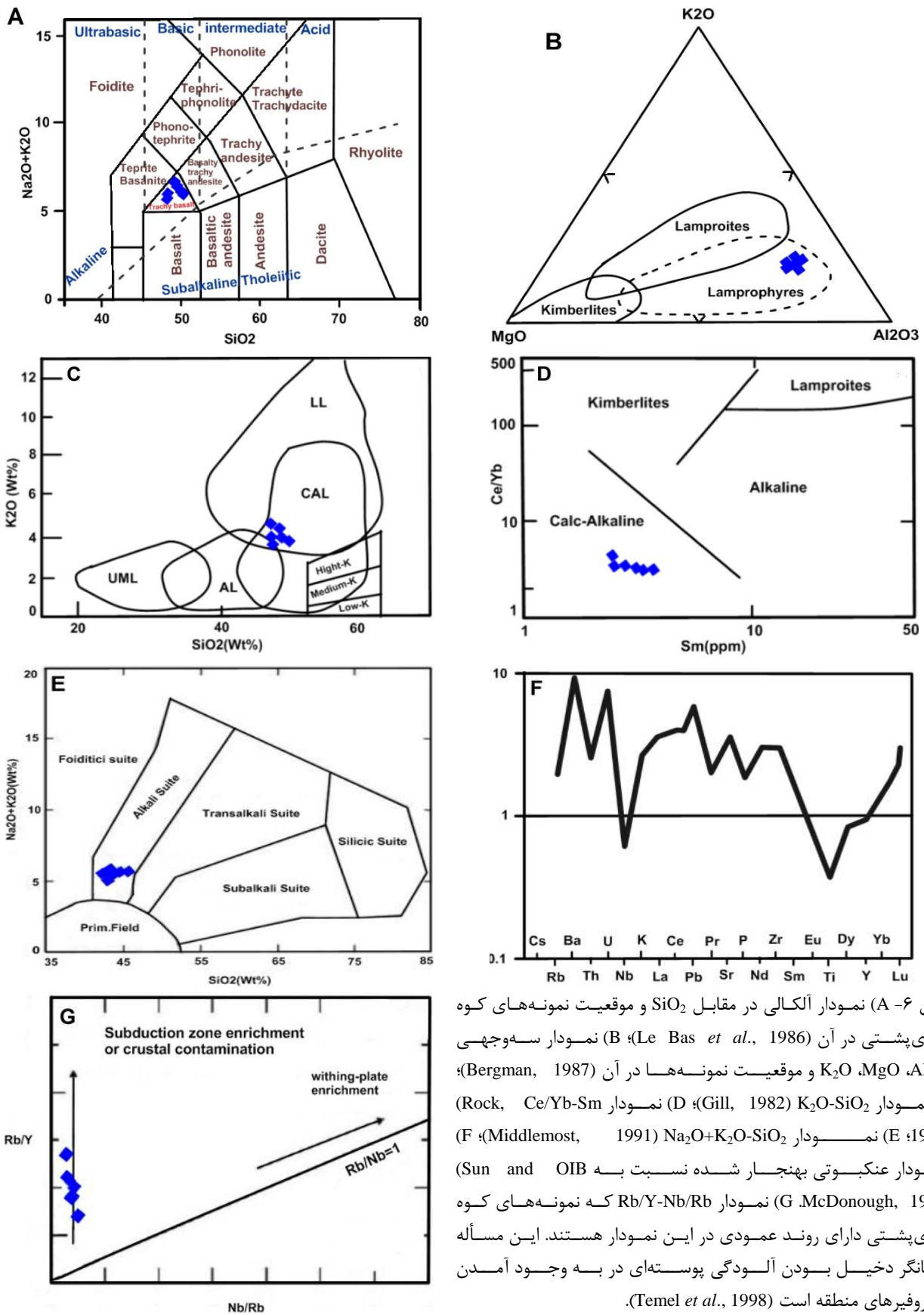
متوسط مقدار آنومالی محاسبه شده برای Eu، ۰/۵۶ppm است که بیانگر آنومالی منفی این عنصر در نمونه‌های لامپروفیری است. هنگامی که

پلاژیوکلاز از یک ماگمای مافیک متبلور می‌شود، مقدار در خور توجهی Eu را از مایع جذب می‌کند. آنومالی منفی Eu می‌تواند نشانه جدایش این عنصر توسط پلاژیوکلاز باشد (Willson, 1989). علاوه بر این، با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، پیروکسن‌های کلسیم‌دار و آپاتیت نیز می‌توانند از عوامل دیگری محسوب شوند.

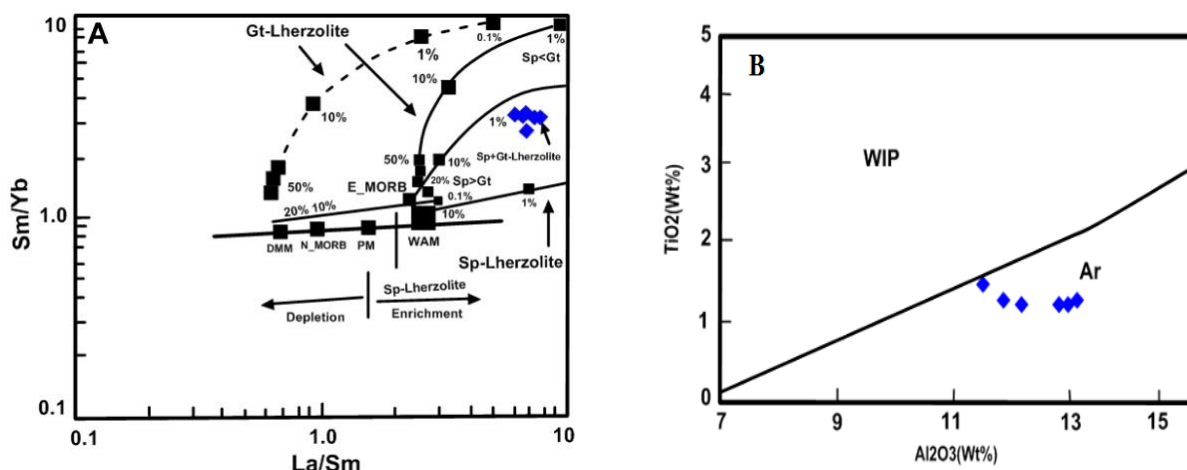
از نمودار Rb/Y-Nb/Rb برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیالات در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای می‌توان استفاده کرد. روندهای عمودی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آید و به این ترتیب، میزان Rb در نسبت Rb/Y افزایش می‌یابد. در صورتی که در موقعیت غنی‌شدگی درون صفحه‌ای روند مثبت بین Rb و Nb نشان داده می‌شود که در آن نسبت Nb/Y برابر با یک است (Temel *et al.*, 1998). با ترسیم کردن مقادیر مربوط به سنگ‌های لامپروفیری کوه گوی‌پشتی روی این نمودار، روند عمودی داده‌ها قابل مشاهده است (شکل ۶-۷). بنابراین، سنگ‌های کوه گوی‌پشتی ویژگی‌های غنی‌شدگی به وسیله محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای را از خود بروز می‌دهند.

در نمودار دوتایی $Al_2O_3-TiO_2$ پیشنهادی Groves و Muller (۱۹۹۳) تمامی نمونه‌ها در محدوده کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۷).

شکل ۶-۸ بیانگر منشأ گرفتن نمونه‌های لامپروفیری از ذوب بخشی با نرخ حدود یک درصد گارنت‌لرولیت است (Aldanmaz *et al.*, 2000).



شکل ۶- A) نمودار آلكالی در مقابل SiO_2 و موقعیت نمونه‌های کوه گوی‌پشتی در آن (Le Bas *et al.*, 1986)؛ B) نمودار سه‌وجهی K_2O ، MgO ، Al_2O_3 و موقعیت نمونه‌ها در آن (Bergman, 1987)؛ C) نمودار K_2O-SiO_2 (Gill, 1982)؛ D) نمودار $Ce/Yb-Sm$ (Rock, 1987)؛ E) نمودار $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (Middlemost, 1991)؛ F) نمودار غنکبوتی بهنجار شده نسبت به (Sun and OIB)؛ G) نمودار $Rb/Y-Nb/Rb$ که نمونه‌های کوه گوی‌پشتی دارای روند عمودی در این نمودار هستند. این مسأله بیانگر دخیل بودن آلودگی پوسته‌ای در به وجود آمدن لامپروفیرهای منطقه است (Temel *et al.*, 1998).



شکل ۷- A) نمودار Sm/Yb-La/Sm برای نمونه‌های کوه گوی‌پشتی (Aldanmaz *et al.*, 2000)؛ B) نمودار دوتایی $TiO_2-Al_2O_3$ برای تعیین منشأ و درجه ذوب بخشی (Muller and Groves, 1993) (Ar = کمان آتشفشانی، WIP = درون صفحه‌ای)

گزارش Holmes (۱۹۴۵) از سنگ‌های لوسیت‌اولیوین‌دار که توسط هضم زنولیت‌های گرانیتی در لاوهای اوگاندیت تشکیل شده‌اند استوار است و همین طور بر تغییر طیف ژئوشیمیایی به ترتیب: پوسته $M_5 \rightarrow M_6 \rightarrow M_7$ نیز تکیه شده است (Rock, 1984). این موضوع می‌تواند از طریق افزایش دخالت پوسته‌ای روی مذاب M_5 تفسیر شود. ماگمای M_5 به هنگام عبور از پوسته با بخش میانی آن واکنش داده است و زمانی که به سطح می‌رسد (در نواحی پایدار کراتونی) ممکن است دارای نسبت بالایی از زنولیت‌های گوشته به پوسته باشد. ماگمای M_5 در نواحی کوهزایی باعث تغییرات پوسته‌ای می‌شود. در نواحی فعال کوهزایی که پلوتون‌های گرانیتوئیدی فعال هستند، مذاب‌های M_5 با دخالت هر چه بیشتر پوسته به مذاب‌های M_7 تبدیل می‌شوند و در این صورت، نسبت زنولیت‌های گوشته به پوسته به صفر می‌رسد. پگماتیت‌ها و آپلیت‌های این نواحی با هضم دیاشیست‌ها (Diaschists) در داخل لامپروفیرهای کالک‌آلکان توجیه و تفسیر می‌شوند و این تغییرات زمانی رخ می‌دهد که پوسته به طور کامل حالت جامد پیدا نکرده است.

پتروژنز ماگماهای لامپروفیری: در جدول ۴ انواع لامپروفیرها با تیپ ماگمایی نشان داده شده است و از بین تیپ‌های مختلف آنها تیپ ماگمایی M_7 (لامپروفیرهای کالک‌آلکان) مورد بررسی قرار می‌گیرد. تیپ M_7 آثار و شواهد واضح‌تری از دخالت پوسته‌ای را نشان می‌دهد و این امر باعث غنی‌شدگی از Al_2O_3 و به طور اندکی فقر MgO و CaO می‌شود. پژوهشگران برای منشأ مذاب‌های M_7 تأثیر متقابل پوسته-قاره‌ای-بازالت را مورد بحث قرار می‌دهند. در بسیاری از نواحی لامپروفیرهای کالک‌آلکان که از زنولیت‌های پوسته‌ای تهی شده‌اند، غنی‌شدگی محسوسی از بعضی عناصر را به نمایش می‌گذارند و این امر اثر فرآیند آلیس پوسته‌ای را در آنها قطعی می‌کند. به نظر Cogne (۱۹۶۲) حل مشکل پتروژنزی با این روش توانایی توضیح بسیاری از ترکیبات ژئوشیمیایی تیپ M_7 را دارد (به عنوان مثال: مقادیر بالای Ba ، F ، $LREE$ ، P و Th). به نظر Rock (۱۹۸۴) ماگمای تیپ M_7 از تأثیر متقابل پوسته-بازالت تولید نمی‌شود بلکه از تأثیر متقابل پوسته-لامپروفیرت یا از تأثیر متقابل (پوسته+ M_5) تولید می‌شود. این موضوع تا اندازه‌ای بر

جدول ۴- انواع تیپ‌های ماگمایی لامپروفیرها (Rock, 1991)

Type magmatic	M ₁	M ₂	M ₃ و M ₄	M ₅	M ₆	M ₇
Lamprophyre name	Ultramafic and Alkaline lamprophyres	Ultramafic lamprophyres	Kimberlites and Olivine lamproites	Lamproites lamprophyres	Fenitic and Alkaline	Calc Alkaline lamprophyres

نتیجه‌گیری

محدوده ماگماهای پتاسیم بالا قرار می‌گیرد. این دایک دارای غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر ناسازگار نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) است. با توجه به بالاآمدگی در منطقه برخوردی و ضخامت زیاد پوسته، امکان فرآیند هضم پوسته‌ای وجود داشته و این موضوع با شواهد کانی‌شناسی و نمودارها قابل درک است. محیط تکتونیکی سنگ‌ها در محدوده کمان‌های آتشفشانی پس از برخورد و کمان‌های حواشی فعال قاره قرار می‌گیرد.

سپاسگزاری

نگارندگان از همه عزیزانی که در این پژوهش به نوعی کمک و همکاری نموده‌اند، نهایت سپاس و تشکر را دارند.

سنگ‌های منطقه کوه گوی‌پشتی شامل دایک‌های لامپروفیری است. بر اساس شواهد چینه‌ای سن جایگیری دایک‌ها را می‌توان به سیمین پسین نسبت داد. کانی‌های پلاژیوکلاز (آندزین)، بیوتیت (استونیت)، اولیوین، کلینوپیروکسن (دیوپسید-اوژیت) از کانی‌های اصلی لامپروفیرها است. رشد شعاعی پلاژیوکلازها در خمیره لامپروفیر باعث تشکیل بافت اوسلار شده است که با حوضه عدم امتزاج سیلیکات-سیلیکات تحت فشار بالای مواد فرار توسعه می‌یابد. لامپروفیر مورد مطالعه از نوع کرسانتیت است. بررسی ترکیب شیمیایی دایک لامپروفیری کوه گوی‌پشتی نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل‌دهنده، از نوع کالک‌آلکان بوده و در

منابع

- Abbot, R. N. and Clarke, D. B. (1979) Hypothetical liquids relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $(H_2O) < 1$. *Canadian Mineralogist* 17: 549-560.
- Abdel-Rahman, A. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35(2): 525-541.
- Aghanabati, S. A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Alavai, M. and Shahrabi, M. (1975) *Geological Map of Iran 1:100000*, Series Sheet 5265, Maraghe.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. A. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Amel, N. (2007) *Petrology and petrogenesis of magmatic rocks Pliouaternary Azerbaijan*. PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Bayat, F. and Torabi, G. (2011) Alkaline lamprophyric province of Iran. *Island Arc* 2:386-400.
- Bergman, S. C. (1987) Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: *Alkaline igneous rocks* (Eds. Fitton, J. G. and Upton, B. G. J.).

- Special publications 30: 103-109. Geological Society, London.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. 2nd edition, Blackwell Publishing, Oxford.
- Cogne, J. (1962) La sizuniteet la probleme de I origine des lamprophyres. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 4: 141-156.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1962) *Rock forming minerals*. 3rd edition, Longman, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An introduction to the rock forming minerals*. 2nd edition, Longman, London.
- Eftekharnjad, J., Asadiyan, A. and Rastgar Mirzayi, A. (1992) Age metamorphic and ophiolite Shanderman-Isalem and its geodynamic relationship with Paleotethys and Sea Shells. *Journal of Earth Sciences* 3: 37-43 (in Persian).
- Gill, G. B. (1982) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Verlag, Berlin.
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes. a practical guide*. 1st edition, Blackwell Publishing, Oxford.
- Holmes, A. (1945) Leucitized granite xenoliths from the potash-rich lavas of Bunyaruguru SW Uganda. *American Journal Science* 243: 313-332.
- Krmíček, L. (2010) Pre-Mesozoic lamprophyres and lamproites of the Bohemian massif. In: *Amprophyres and related mafic hypabyssal rocks* (Eds. Awdankiewicz, M. and Awdankiewicz, H.) *Special Papers* 37: 37-46. Mineralogia, Poland.
- Lalonde, A. E. and Bernard, P. (1993) Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen. *Canadian Mineralogist* 31: 203-217.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Luhr, J. F. (1997) Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican volcanic belt. *Canadian Mineralogist* 35: 473-500.
- Merzbacher, C. and Eggler, D. H. (1984) A magmatic geohyrometer: applicaton to mount St. Helens and other dacitic magmas. *Geology* 12: 587-590.
- Middlemost, E. A. K. (1991) The Canobolas complex N.S.W. an alkaline shield volcano. *Geological Society of Australia* 28: 33-49.
- Moayyed, M. and Amel, N. (2002) Petrography and petrogenesis of Sharifabad lamprophyre west of Khoy. In: *Proceeding of 6th Symposium of Geological Society of Iran*, Kerman University, Kerman, Iran (in Persian).
- Moayyed, M., Mojarrad, M. and Hoseinzade, G. (2003) Mineralogical dyke lamprophyric Qkhlar (west Marand-north west of Iran). *Eleventh Congress of Crystallography and Mineralogy of Iran*, University of Yazd, Yazd, Iran (in Persian).
- Moayyed, M., Moazzen, M., Calagaria, A. A., Jahangiri, A. and Mojarrad, M. (2008) Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: implications for deep-mantle metasomatism. *Chemie der Erde* (68) 141-154.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Muller D. and Groves D. I. (1993) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Review* 8: 383-406.
- Nachit, H. (1986) *Contribution à l'étude analytiqueet expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques* thèse, université de Bretagne occidentale, Brest.

- Nachit, H., Abderrahmane, I., El Hassan A. and Mohcine B. O. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geosciences* 337: 1415-1420.
- 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.
- Rock, N. M. S. (1984) Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Transactions of the Royal Society, Edinburgh. Earth Science* 74: 193-227.
- Rock, N. M. S. (1991) *Lamprophyres*. 1st edition, Blackie, Glasgow.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. and Tarney, J. (1991) Fluid influence on the element composition of subduction zone magmas. *Transactions of the Royal Society* 35:371-392.
- Spear, J. A. (1984) Mica in igneous rocks. In: *Micas* (Ed. Bailey, S.W.) *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 13: 299-356. Mineralogical Society, America.
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, magmatism in the oceanic basins. *Geological Society of London, Special Publication* 42: 313-345.
- Temel, A., Gondogdu, M. N. and Gourgau, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 23: 87-100.
- Torabi, G. (2009) Late Permian lamprophyric magmatism in north-east of Isfahan province, a mark of rifting in the Gondwana land. *Comptes Rendus Geoscience* 341: 85-94.
- Torabi, G. (2010) Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan province, Central Iran), evidence of Central-east Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc* 19: 277-291.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95:158-187.
- Willson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.
- Wones, D. R. (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite +quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74: 744-749.

Mineral chemistry and petrology of lamprophyric dyke in Goyposhti Mountain (northwest Maragheh-East Azarbaijan)

Mousa Akbarzadeh Laleh, Nasir Amel *, Mohsen Moayyed and Ahmad Jahangiri

Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The study area is located about 30 km northwest of Maragheh in East Azerbaijan. The lamprophyric dyke intruded the Shemshak sedimentary rocks. Based on stratigraphic evidences, the age of dyke is probably Early Cimmerian. The principal minerals of the lamprophyric dyke consist of plagioclase (andesine -oligoclase), biotite (eastonite), phlogopite, olivine and clinopyroxene (diopside) with ocellar texture. The average chemical composition of clinopyroxene and plagioclase is En42.3, Wo46, Fs11.7 and Ab51.74, An30.92, Or17.34 respectively. According to the mineralogical and geochemical evidences, the studied lamprophyre samples are kersantite belonging to calc-alkaline lamprophyre. The plotted spider diagrams for the rock samples indicate the light rare-earth elements (LREE) and incompatible elements enrichment compared to heavy rare earth elements (HREE). The parent magma is probably generated from garnet lherzolite mantle with low rate partial melting. The studied lamprophyre dyke formed in intraplate and post collision environment which translocated possibly in basins and ruptures in related with fault systems.

Key words: Lamprophyric dyke, Goyposhti Mountain, Post collision environment, Maragheh, East Azarbaijan

* n.amel@tabrizu.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.