

## پتروگرافی، زمین‌شیمی و محیط تکتونوماگمایی لامپروفیرها و سنگ‌های مرتبط، جنوب غرب سلماس

عبدالناصر فضل‌نیا \* و فهیمه کوزه کولانی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

### چکیده

لامپروفیرها و سنگ‌های مرتبط از جنوب غرب سلماس، به سن کواترنری، بر روی رسوبات دشت سیلابی قدیمی در مرز پهنه‌های سنندج - سیرجان و کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر رخنمون دارند. این سنگ‌ها همگی طبیعت آلکان دارند و شامل لامپروفیرهای کامپتونیتی، لامپروفیرهای آرایش یافته، بازالت، آندزیت بازالت و تراکی آندزیت می‌شوند. این سنگ‌ها به صورت منشورهای بازالتی و اسکوری با بافت پورفیری و گلومروپورفیری گسترش یافته‌اند. بلورهای اوژیت، دیوپسید، بیوتیت و آمفیبول به صورت فازهای اصلی و بلورهای ریز پلاژیوکلاز در زمینه، از مشخصات لامپروفیرهاست. سنگ‌های دیگر، دارای اوژیت، دیوپسید و پلاژیوکلاز به عنوان فازهای اصلی هستند. وجود بیگانه بلورهایی مانند کوارتز گرد شده با حواشی واکنشی پیروکسن دار و پلاژیوکلاز، تغییرات نورم نمونه‌ها، همراه با تغییرات در عناصر فرعی و کمیاب و نسبت‌های آن‌ها بیانگر آرایش با پوسته قاره‌ای است. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE نبود بی‌هنجاری در مقدار Eu و وجود بی‌هنجاری منفی در مقدار Ta و Nb از مشخصات مهم همه این سنگ‌هاست. بالا بودن نسبت‌های  $(La/Sm)_N$ ،  $(La/Yb)_N$  و  $(Sm/Yb)_N$ ، رخداد اسپینل، دیوپسید و اوژیت و طبیعت آلکان همه نمونه‌ها، بیلنگر رخداد فرآیند ذوب حدود یک درصدی گوشته اسپینل لرزولیت است. چنین شرایطی احتمالاً پس از اتمام فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و در اثر شکسته شدن بقایای پوسته اقیانوسی در زیر پهنه تصادمی عربی - اوراسیا در شرایط درون صفحه‌ای اتفاق افتاده است. فشار تکتونیک از سمت صفحه عربی به اوراسیا به صورت مایل و گسترش عملکرد گسل‌های امتداد لغز راستگرد که با شکست بقایای پوسته اقیانوسی همراه شده‌اند، باعث کاهش فشار لیتواستاتیک و در نتیجه ذوب ناشی از کاهش فشار، شده است. تقدم و تأخر این فرآیندها باعث شده تا نمونه‌های مورد مطالعه طبیعت درون صفحه‌ای با دخالت عناصر فرورانشی را نمایش دهند. مذاب‌های گوشته‌ای حاصل در امتداد همین سیستم‌های گسلی فوران نموده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** آلکالی لامپروفیر، آلکالی بازالت - آندزیت بازالت، شکست در تیغه فرورانشی، گسل‌های امتداد لغز راستگرد، مدل تکتونوماگمایی، کواترنری، سلماس

### مقدمه

توده‌ای، گدازه‌های منشوری و گدازه‌های بالشی) و نیمه‌آتشفشانی (به صورت دایک‌مانند و به ندرت سیل،

لامپروفیرها، سنگ‌های آذرین آتشفشانی (گدازه‌های

سینیت- گابرو و سنگ‌های آلکالن- کربناتیت در دره‌های ریفتی قاره‌ای رخ می‌دهند. (ج) لامپروفیرهای اولترامافیک با حضور فنوکریست‌های فلوگوپیت، الیوین و یا اوژیت در زمینه‌ای حاوی پروفوسکیت، کربنات و یا ملیلیت مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها  $\text{SiO}_2$  متغیر اما کمتر از ۲۰ درصد (بین ۱۰ و ۲۰) داشته، بیشتر طبیعت انتقالی تا کربناتیتی نشان می‌دهند. همچنین، فراوانی آن‌ها از دیگر لامپروفیرها کمتر بوده و با مراکز اولترامافیک آلکالی- کربناتیت و سینیت‌ها در ریفت‌های قاره‌ای رخ می‌دهند (Downes *et al.*, 2005). Rock (1991) لامپروئیت‌ها و کیمبرلیت‌ها را جزو لامپروفیرها می‌داند، اما بر اساس تقسیم‌بندی (Le Maitre, IUGS 2002) آن‌ها جزو لامپروفیرها نیستند. گدازه‌های بازالتی و آندزی‌بازالتی، از انواع مواد خروجی همراه با برخی لامپروفیرها، در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی و از ذوب بخشی گوشته با ترکیبات مختلف و در شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد می‌شوند. ماگماهای بازالتی آلکالن معمولاً از ذوب گوشته در اعماق زیادتر نسبت به بازالت‌های کالک‌آلکالن و تولئیتی تولید می‌شوند. انواع آلکالن هم در داخل صفحات اقیانوسی و هم در داخل صفحات قاره‌ای و همچنین مرزهای مخرب تکامل می‌یابند. ماهیت آلکالن ماگماهای بازالتی می‌تواند در نتیجه دو سازوکار مهم نرخ کم ذوب سنگ منشاء (لرزولیت گارنت‌دار یا اسپینل‌دار) و یا ذوب بخشی گوشته دگرسان شده (بخش غنی شده منشاء) حاصل شوند (معین‌وزیری و احمدی، ۱۳۷۲؛ Hyndman, 1985؛ Cabanis and Lecolle, 1989؛ Raymond, 2007؛ Gill, 2010). با مطالعه بازالت‌ها می‌توان به چگونگی رخداد ذوب بخشی، صعود و ماهیت آتشفشان و محیط زمین‌ساخت احتمالی پی برد. اهمیت مطالعه بازالت‌ها، به علت ترکیب شیمیایی محدود و کانی‌شناسی ساده آن‌هاست. غالباً آن‌ها را به‌عنوان ماگمای اولیه حاصل از ذوب گوشته و یا ماگمای اولیه کمی تغییر یافته (Hyndman, 1985؛ Rollinson, 1993؛ Hall,

پلاگ و یا استوکمانند) حاوی بلورهای دانه درشت بیوتیت و هورنبلند هستند که در زمینه‌ای از فلدسپار و یا فلدسپاتوئید قرار گرفته‌اند. از کانی‌های مافیک دیگر می‌توان به دیوپسید، اوژیت و الیوین اشاره نمود. این سنگ‌ها در محیط‌های تکتونیکی مختلفی مانند قوس‌های اقیانوسی (جزایر قوسی)، حواشی قاره‌ای فعال، ریفت‌ها و کراتون‌های پایدار ایجاد می‌شوند (Rock, 1991؛ Luhr, 1997؛ Torabi, 2009؛ Gill, 2010؛ Bayat and Torabi, 2011؛ Krmíček, 2010). ترکیب شیمیایی با دیگر سنگ‌های آذرینی دارای همپوشانی گسترده‌ای هستند. از نظر بافتی تفاوت مشخصی با سنگ‌های همراه‌شان ندارند. لامپروفیرها، سنگ‌های آلکالن یا کالک‌آلکالن غنی از  $\text{H}_2\text{O}$  و یا  $\text{CO}_2$  هستند و می‌توانند از سدیک تا پتاسیک و اولترامافیک تا حدواسط تغییر یابند. بافت آن‌ها معمولاً غیر هم‌بعد بوده، به طوری که بلورهای درشت کانی‌های فرومنیزین در زمینه دانه‌ریز یا شیشه‌ای قرار دارند. این سنگ‌ها شواهدی از مواد فرار حاصل از گوشته متاسوماتیزم شده را نمایش می‌دهند و نشان می‌دهند که فرآیندهای دینامیکی حاصل از چنین موادی باعث تکامل تکتونوماگمایی آن‌ها شده است (Luhr, 1991؛ Rock, 1991؛ Best, 2003؛ Torabi, 2009؛ Gill, 1997؛ Torabi, 2010).

بر اساس کانی‌شناسی، ترکیب و گردهمایی تکتونیکی، Rock (1991) و Gill (2010) سه گروه از لامپروفیرها را معرفی نمودند. الف) لامپروفیرهای کالک‌آلکالن که توسط فنوکریست‌های بیوتیت یا هورنبلند همراه با آلکالی‌فلدسپار یا پلاژیوکلاز (بدون بلورهای فلدسپاتوئید) در زمینه مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها در کمرندهای کوه‌زایی با گرانیتوئیدها همراهی می‌شوند. ب) لامپروفیرهای آلکالن که توسط فنوکریست‌های کرسوتیت یا اوژیت با پهنه‌بندی ترکیبی، در زمینه‌ای از فلدسپار و فلدسپاتوئید مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها همراه با مجموعه‌های آذرینی

بخشی و کانی‌های دخیل در فرآیند ذوب پرداخته خواهد شد.

### موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در جنوب‌غرب سلماس، واقع در استان آذربایجان غربی در محدوده جغرافیایی  $38^{\circ} 3'$  تا  $38^{\circ} 12'$  عرض‌های شمالی و  $44^{\circ} 32'$  تا  $44^{\circ} 46'$  طول‌های شرقی قرار دارد (شکل ۱). این ناحیه از نظر تقسیمات ساختمانی-رسوبی ایران (Stöcklin, 1968) بخشی از پهنه سنندج-سیرجان است که در مرز کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. محققانی از جمله نبوی، ۱۳۵۵، بر اساس وضعیت ساختمانی و رخساره‌ای، این ناحیه را جزو پهنه خوی-مهاباد از پهنه البرز-آذربایجان تقسیم‌بندی کرده‌اند. Alavi (۱۹۹۱) بر مبنای سری‌های ماگمایی، این ناحیه را جزو کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز نام‌گذاری نموده است و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمین‌درز حاصل از برخورد آن‌ها می‌داند. این منطقه در تقسیم‌بندی ساختارهای تکتونیکی ایران توسط آقاناتی (۱۳۷۱ و ۱۳۸۳) در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان قرار دارد. به‌علاوه، در مطالعات اخیر Azizi و Moinevaziri (۲۰۰۹) محدوده مورد مطالعه بخشی از پهنه سنندج-سیرجان و نزدیک به مرز ارومیه-دختر در نظر گرفته شده است.

لامپروفیرها و آندزی‌بازالت-بازالت‌های این منطقه دارای ساخت منشوری در قاعده و اسکوری در رأس هستند. ساخت بادامکی در بخش فوقانی توسعه شدیدی دارد، اما به سمت قاعده از حجم حفرات کاسته می‌شود.

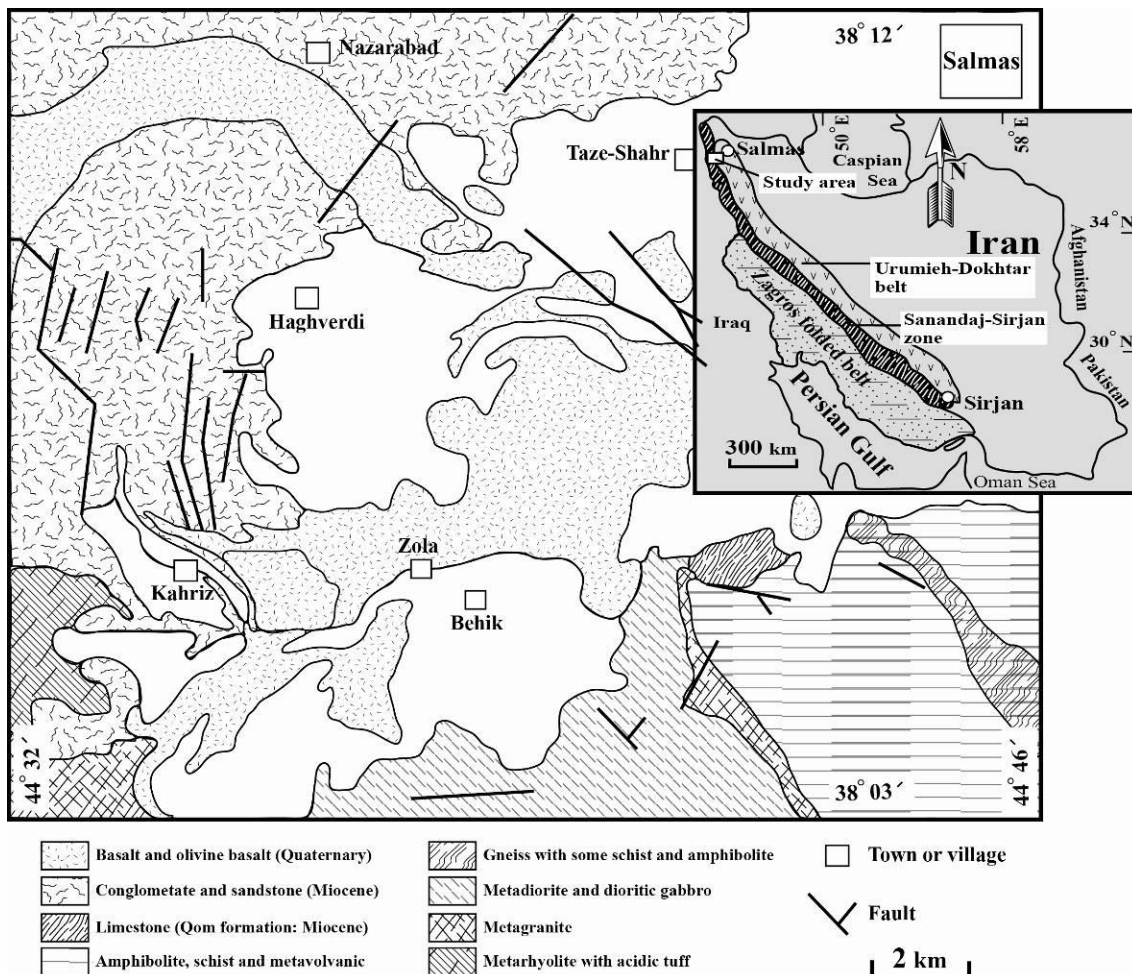
همه انواع سنگ‌ها، در بخش وسیعی از منطقه بر روی رسوبات کواترنری قرار گرفته‌اند (شکل ۲-الف) در نتیجه، این سنگ‌ها همگی دارای سن جوانی بوده و دگرسانی و هوازدگی کمی را متحمل شده‌اند.

(1996; Best, 2003; Gill, 2010) در نظر می‌گیرند که در فرآیندهای گوشته فوقانی به‌وجود آمده‌اند. لامپروفیرهایی از زمان‌های پالئوزوئیک تا الیگوسن در ایران مرکزی از محیط‌های تکتونیکی مختلف گزارش شده‌اند (بیات، ۱۳۸۸؛ همتی، ۱۳۸۸؛ Moayyed *et al.*, 2008; Torabi, 2009; Torabi, 2010; Bayat and Torabi, 2011).

اکثر این لامپروفیرها، آتشفشانی تا نیمه‌آتشفشانی بوده و ترکیبی بازیک دارند (Torabi, 2009, 2010; Bayat and Torabi, 2011). لامپروفیرهایی از شمال شرق اصفهان (ناحیه پل‌هاوند) ماهیت آکالن دارند و جزو لامپروفیرهای کامپتوتیتی هستند. این محققان معتقدند که این لامپروفیرها در یک محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای و در نتیجه ذوب بخشی درجه پایین گارنت لرزولیت (گوشته) به‌وجود آمده‌اند. همچنین برخی دیگر از لامپروفیرها در ایران مرکزی در ناحیه معراجی و چاه‌پلنگ در نتیجه درجات ذوب پایین یک اسپینل لرزولیت حاوی آمفیبول متاسوماتیسم شده توسط سیالات  $CO_2$  دار ایجاد شده‌اند (Bayat and Torabi, 2011). این لامپروفیرها به فرورانش پالئوتتیس نسبت داده شده است.

دایک‌های لامپروفیری از جزیره اسلامی (شمال‌غرب ایران)، ماهیت کالک‌آکالن-آکالن دارند و احتمالاً در یک محیط تکتونیکی پس از برخورد، در نتیجه ذوب بخشی یک گارنت لرزولیت با محتوای بالای  $CO_2/H_2O$  ایجاد شده‌اند (Moayyed *et al.*, 2008).

در این مطالعه سعی شده است تا بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی و داده‌های عناصر کمیاب و اصلی به بررسی خصوصیات آرایش ماگمایی، زمین‌شیمی (مدل‌سازی زمین‌شیمیایی) و محیط تکتونیکی لامپروفیرهای آکالن کواترنری سلماس و آندزی‌بازالت و بازالت‌های آکالن همراه که همگی دارای سن هم‌زمان هستند، پرداخته شود. همچنین در این مطالعه به چگونگی ذوب

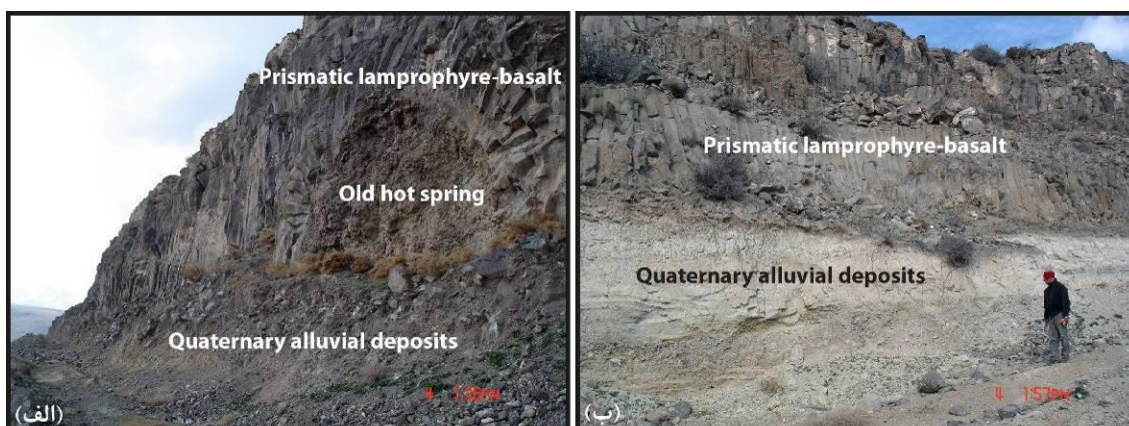


شکل ۱- نقشه زمین شناسی غرب سلماس (با تغییرات از خدابنده و همکاران، ۱۳۷۵)

است که باعث ایجاد ساختار غارمانندی در منطقه شده است. این مجموعه توسط مخلوطی از رسوبات و قطعات سنگی بازالتی پر شده است (شکل ۲-ب). شکافها و شکستگی‌هایی که ما بین ستون‌های بازالتی وجود دارد محل مناسبی برای نفوذ و عبور آب جاری است. هنگامی که هنوز سنگ‌های بازالتی به‌طور کامل سرد نشده بودند، آب توانسته از لابه‌لای شکستگی‌ها عبور و ساختارهای فوق را ایجاد نماید. وجود چنین ساختارهایی نیز می‌تواند دلیل دیگری برای جوان بودن لامپروفیرها و آندزی‌بازالت-بازالت‌های منطقه باشد.

ساختار منشوری این سنگ‌ها به سمت قاعده کاسته می‌شود، به‌طوری‌که در نهایت در تماس با رسوبات کواترنری، قطعات مختلفی از این سنگ‌ها و رسوبات دشت سیلابی قدیمی در هم آمیخته و مجموعه سست و ناپایداری را ایجاد نموده‌اند. به‌نظر خدابنده و همکاران (۱۳۷۵) بازالت‌های منشوری سلماس، واحدهای جریان‌گدازه‌ای بازالت-الیوین‌بازالت اغلب حفره‌دار، با ضخامت متغیر از چندین متر تا چندین ده متر هستند که به‌همراه اسکوری به‌رنگ خاکستری تا تیره رخنمون دارند (شکل ۲-الف).

از جمله ویژگی‌های در خور توجه در این محدوده، وجود شواهدی از چشمه‌های آب‌گرم



شکل ۲- الف) رخنمونی از ساخت منشوری لامپروفیرها و آندزی‌بازالت-بازالت‌های جنوب‌غرب سلماس. این سنگ‌ها بر روی رسوبات کواترنری ریخته‌اند. بخش‌های فوقانی، ساختارهای اسکوری دارند، ب) نمایی از ساختارهای برش مانند حاصل از چشمه‌های آب‌گرم که در زمان کمی قبل از سرد شدن نهایی گدازه‌های منشوری اتفاق افتاده است.

## روش انجام پژوهش

تنوع سنگ‌شناختی، نمونه‌های کاملاً تازه انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه آن‌ها، حدود ۲۰ نمونه از سالم‌ترین آن‌ها که حداکثر تنوع را داشتند برای انجام آنالیز شیمیایی ICP-MS به شرکت Acme کانادا ارسال شدند (جدول‌های ۱ و ۲). در نهایت، داده‌های شیمیایی با نمونه‌های دستی و مقاطع نازک آن‌ها کنترل و صحت آنالیزها تأیید شد.

نخست، نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای به‌منظور مشخص نمودن پراکندگی سنگی لامپروفیرها و آندزی‌بازالت-بازالت‌ها بررسی شد. سپس، نمونه‌برداری منظم در طول (دره جریان گدازه) و عرض (از قاعده منشورها تا اسکوری در رأس) جریان گدازه‌ای تشخیص داده شده در تصاویر ماهواره‌ای، انجام شد. بر اساس

جدول ۱- متوسط آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و محاسبه نورم ترکیب سنگ‌ها، (اختصارات: Lamp: لامپروفیر؛ C. Lam: لامپروفیرهای آرایش‌یافته؛ Pl. Bas: بازالت، آندزی‌بازالت و تراکی‌آندزیت)

Sample	Uncertainty wt%	NF-1 Lamp	NF-2 Lamp	NF-3 Lamp	NF-4 Lamp	NF-5 Lamp	NF-6 Lamp	NF-7 Lamp	NF-8 Lamp	NF-9 Lamp
SiO <sub>2</sub>	0.01	45.25	45.41	44.89	45.40	46.21	45.49	45.67	46.07	44.75
TiO <sub>2</sub>	0.01	1.38	1.39	1.35	1.36	1.46	1.44	1.49	1.48	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	14.18	13.67	13.29	13.66	14.20	14.04	14.54	14.24	13.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	9.03	8.99	8.79	8.93	9.20	8.92	9.25	9.23	8.70
MgO	0.01	9.67	10.30	11.09	10.79	9.83	10.39	9.08	9.94	11.45
MnO	0.01	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.13
CaO	0.01	11.21	11.34	11.23	11.19	11.44	11.24	11.26	11.64	11.45
Na <sub>2</sub> O	0.01	3.46	3.22	3.12	3.45	3.55	3.30	3.65	3.58	3.04
K <sub>2</sub> O	0.01	1.31	1.53	1.53	1.54	1.74	1.63	1.76	1.73	1.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.75	0.75	0.71	0.75	0.75	0.74	0.84	0.76	0.73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.09	0.04	0.09	0.11
L.O.I.		3	2.7	3.3	2.2	0.9	2.1	1.8	0.6	2.7
Total	0.01	99.54	99.57	99.55	99.56	99.56	99.55	99.54	99.57	99.59
CIPW Norm										
Qtz		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or		7.74	9.04	9.04	9.10	10.28	9.63	10.40	10.22	9.51
Ab		14.18	12.50	10.93	11.40	11.63	11.73	12.05	10.47	8.63
An		19.29	18.33	17.74	17.24	17.67	18.68	18.09	17.68	18.93
Ne		8.18	7.99	8.38	9.64	9.97	8.77	10.20	10.74	9.26
Di		25.01	26.25	26.44	26.50	27.19	25.60	25.72	27.92	26.27
Hy		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol		12.83	13.46	14.66	14.25	12.35	13.62	11.49	12.27	15.54
Mgt		4.18	4.19	4.13	4.15	4.29	4.26	4.34	4.32	3.99
Ilm		2.62	2.64	2.56	2.58	2.77	2.73	2.83	2.81	2.37
Ap		1.74	1.74	1.64	1.74	1.74	1.71	1.95	1.76	1.69

## جدول ۱- ادامه ...

Sample	Uncertainty wt%	NF-10 Lamp	NF-11 Lamp	NF-12 Lamp	F-1-2 C. Lam	F-1-8 C. Lam	F-1-15 C. Lam	F-1-11 Pl. Bas	G-1-21 Pl. Bas	G-1-10 Pl. Bas	G-1-23 Pl. Bas	G-1-18 Pl. Bas
SiO <sub>2</sub>	0.01	45.20	46.07	45.83	53.29	46.28	50.58	50.09	56.33	56.89	57.2	56.96
TiO <sub>2</sub>	0.01	1.40	1.52	1.57	1.04	1.37	1.28	1.24	1.03	1.05	0.92	0.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	14.31	14.55	14.45	15.22	14.96	16.26	15.96	16.35	16.66	17.77	16.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	8.85	9.25	9.45	7.27	9.11	8.44	8.27	6.63	6.61	6.12	6.55
MgO	0.01	10.74	9.79	9.33	5.37	8.78	5.31	6.55	3.75	4.05	2.26	4.1
MnO	0.01	0.14	0.16	0.14	0.1	0.15	0.17	0.14	0.1	0.11	0.09	0.1
CaO	0.01	11.39	11.61	11.62	8.24	11.93	8.3	9.09	6.89	6.43	5.35	6.69
Na <sub>2</sub> O	0.01	3.52	3.62	3.84	4	3.37	3.6	3.52	4.08	4.25	4.49	4.13
K <sub>2</sub> O	0.01	1.79	1.82	1.81	2.76	0.68	2.39	2.19	2.6	2.65	3.1	2.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.79	0.81	0.89	0.75	0.88	0.87	0.82	0.42	0.43	0.49	0.39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002	0.09	0.08	0.05	0.039	0.045	0.014	0.017	0.005	0.003	0.005	0.002
L.O.I.		1.4	0.5	0.7	1.5	1.9	2.3	1.6	1.5	0.6	1.9	0.6
Total	0.01	99.62	99.78	99.68	99.6	99.49	99.54	99.54	99.7	99.71	99.68	99.71
CIPW Norm												
Qtz		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.02	5.26	6.82	2.35
Or		10.58	10.76	10.70	16.31	4.02	14.12	12.94	15.36	15.66	18.32	16.01
Ab		8.13	10.08	10.04	33.85	18.86	30.46	29.57	34.52	35.96	37.99	34.95
An		17.96	18.08	16.85	15.42	30.51	27.28	22.40	26.86	14.13	12.66	27.95
Ne		11.73	11.13	12.16	0.00	5.23	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00
Di		26.49	27.22	27.86	16.45	18.29	6.21	13.87	3.67	11.96	8.65	2.16
Hy		0.00	0.00	0.00	4.19	0.00	3.02	0.00	10.75	7.44	4.21	12.38
Ol		13.95	12.17	11.20	3.95	13.67	8.99	10.60	0.00	0.00	0.00	0.00
Mgt		4.20	4.38	4.45	3.68	4.16	4.03	3.97	3.67	3.70	3.51	3.61
Ilm		2.66	2.89	2.98	1.98	2.60	2.43	2.36	1.96	1.99	1.75	1.88
Ap		1.83	1.88	2.06	1.74	2.04	2.02	1.90	0.97	1.00	1.14	0.90

## جدول ۲- متوسط آنالیز شیمیایی عناصر فرعی به روش ICP-MS، اختصارات مانند جدول ۱ است.

Sample	Uncertainty	NF-1 Lamp	NF-2 Lamp	NF-3 Lamp	NF-4 Lamp	NF-5 Lamp	NF-6 Lamp	NF-7 Lamp	NF-8 Lamp	NF-9 Lamp	NF-10 Lamp	NF-11 Lamp	NF-12 Lamp
Ba	ppm	785	725	693	717	757	750	844	740	712	740	769	830
Be	1.00	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	<1	<1	1.0	1.0	1.0	<1
Co	0.2	42.5	41.4	43.4	42.1	40.2	43.0	41.6	41.7	42.7	43.2	39.6	41.1
Ni	20	216	235	266	250	201	211	141	199	281	234	218	164
Sc	1	24	24	24	24	24	24	23	25	26	28	27	22
Cs	0.1	1.1	1.0	0.9	1.0	1.1	1.0	1.1	1.1	0.9	1.0	0.9	1.1
Ga	0.5	14.0	14.6	13.8	13.7	14.8	14.1	15.6	15.2	13.2	14.3	15.1	16.2
Hf	0.1	4.1	3.6	3.5	3.6	3.8	3.8	4.1	3.7	3.9	3.7	3.8	4.3
Nb	0.1	27.6	26.3	24.6	25.1	26.4	27.4	29.4	26.7	24	28.2	27.2	30.2
Rb	0.1	36.3	38.7	37.8	44.5	43.7	40.5	42.6	43.2	37.1	41.6	44.2	45.9
Sn	1	1	1	2	2	1	2	1	2	1	1	2	2
Sr	0.5	997.7	907.5	891.4	901.5	886.6	925.2	1029.7	899.4	875.2	954.6	945.8	1125.3
Ta	0.1	1.5	1.5	1.3	1.3	1.5	1.4	1.6	1.4	1.2	1.5	1.6	1.7
Th	0.2	9.4	8.8	8.4	9.3	9.1	9.7	11.3	9.5	8.5	10.1	9.5	12.1
U	0.1	2.2	2.1	2.0	2.1	2.2	2.3	2.7	2.2	2.3	2.4	2.5	2.9
V	8	206	198	189	189	203	206	215	204	195	215	220	232
W	0.5	0.7	1.1	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	0.8	0.6	0.9	0.8
Zr	0.1	166.5	150.4	143.4	149.5	151.6	160.2	168.6	153.2	147.2	165.3	157.7	172.4
Y	0.1	24.0	22.5	22.3	22.8	23.0	23.5	25.4	23.3	23.5	24.6	25.0	26.3
La	0.1	51.9	48.6	47.5	49.1	50.7	51.0	58.3	50.6	48.2	52.2	53.3	60.1
Ce	0.1	101.7	96.3	95.7	97.8	100.6	103.3	115.9	101.8	97.1	106.2	102.7	120.4
Pr	0.02	11.32	10.98	10.38	10.72	10.94	11.35	12.78	11.08	10.45	11.75	11.2	13.52
Nd	0.3	42.3	40.6	38.4	39.9	40.2	42.2	47.3	41.9	39.3	43.2	41.1	48.2
Sm	0.05	6.77	6.42	6.34	6.43	6.71	6.88	7.62	6.73	6.38	6.95	6.81	7.79
Eu	0.02	1.83	1.79	1.69	1.73	1.79	1.84	1.98	1.82	1.66	1.80	1.73	1.94
Gd	0.05	5.17	5.21	5.12	5.23	5.44	5.55	6.00	5.47	5.16	5.65	5.52	6.05
Tb	0.01	0.81	0.78	0.76	0.78	0.80	0.83	0.87	0.82	0.77	0.85	0.82	0.89
Dy	0.05	4.35	4.18	4.11	4.19	4.26	4.44	4.69	4.38	4.21	4.53	4.35	4.75
Ho	0.02	0.84	0.80	0.77	0.79	0.82	0.84	0.88	0.83	0.79	0.86	0.85	0.90
Er	0.03	2.26	2.14	2.09	2.13	2.21	2.26	2.46	2.24	2.11	2.31	2.28	2.53
Tm	0.01	0.33	0.31	0.29	0.31	0.33	0.33	0.34	0.32	0.30	0.35	0.35	0.36
Yb	0.05	2.10	2.00	1.93	1.94	2.05	2.12	2.20	2.04	1.98	2.18	2.09	2.28
Lu	0.01	0.31	0.29	0.29	0.30	0.30	0.31	0.32	0.30	0.30	0.32	0.32	0.33
Mo	0.1	1.1	1.1	1.4	1.6	1.5	1.2	2.0	1.2	1.3	1.2	1.6	2.1
Cu	0.1	47.0	56.6	55.4	56.1	47.8	62.1	58.1	48.1	57.6	69.3	55.1	60.7
Pb	0.1	4.4	4.2	3.7	2.5	2.7	4.7	5.1	2.4	3.9	4.5	3.1	5.7
Zn	1	59	58	60	57	51	63	71	47	66	69	49	76
Au	0.5 pbb	3.4	2.1	2.8	<0.5	2.5	3.6	2.1	3.5	2.7	3.8	2.8	2.3
K		13907	16243	16243	16349	18472	17304	18684	18366	17092	19003	19321	19215
Ti		17272	17397	16896	17021	18273	18023	18648	18523	15645	17522	19024	19650
P		5284	5284	5002	5284	5284	5213	5918	5354	5143	5565	5706	6270
Cr		522	549	560	571	478	495	223	473	582	473	429	277
Eu*		5.97	5.82	5.73	5.83	6.08	6.22	6.81	6.10	5.77	6.30	6.17	6.92
Eu/Eu*		0.31	0.31	0.29	0.30	0.29	0.30	0.29	0.30	0.29	0.29	0.28	0.28
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		18.03	18.05	17.64	17.63	18.20	17.72	19.62	18.17	17.31	17.57	17.94	19.62
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>		4.95	4.89	4.84	4.94	4.88	4.79	4.94	4.86	4.88	4.85	5.06	4.99
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		2.04	2.15	2.19	2.23	2.20	2.17	2.26	2.22	2.16	2.14	2.18	2.19
Sm <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		3.58	3.56	3.65	3.68	3.63	3.60	3.85	3.66	3.58	3.54	3.62	3.79

جدول ۲- ادامه ...

Sample	Uncertainty	F-1-2 C. Lam	F-1-8 C. Lam	F-1-15 C. Lam	F-1-11 Pl. Bas	G-1-21 Pl. Bas	G-1-10 Pl. Bas	G-1-23 Pl. Bas	G-1-18 Pl. Bas
<b>ppm</b>									
Ba	1	811	786	1071	913	684	702	863	687
Be	1.00								
Co	0.2	24.3	37.1	29.6	28.8	21.5	21.5	19.2	21.2
Ni	20	101	140	80	78	40	34	29	48
Sc	1	17	23	15	16	16	14	10	16
Cs	0.1	1.8	1.6	2	0.7	2	2.6	1.9	1.9
Ga	0.5	16.2	15.9	17.4	16.3	17.2	18.2	18.9	17.3
Hf	0.1	4.7	4	4.7	3.9	4.8	5.2	5.6	4.4
Nb	0.1	31.1	29.6	33.6	28.6	23.1	23.4	28.9	22.7
Rb	0.1	77.7	88.4	67.8	40.4	83.6	90	93.2	88.5
Sn	1	2	1	2	1	1	2	1	1
Sr	0.5	1020.1	1323.5	1175.5	1179.8	679.6	640	845.9	642
Ta	0.1	1.7	1.4	1.7	1.6	1.3	1.4	1.6	1.3
Th	0.2	20.7	15.5	20.6	19.8	17.5	18.7	19.3	18.2
U	0.1	5.5	3.2	5	2	4.5	4.7	5.2	4.7
V	8	136	183	172	143	159	141	125	138
W	0.5	0.9	<0.5	1.8	<0.5	0.9	1	1.9	1.2
Zr	0.1	206.8	183.6	206	190.9	190.8	202	262.4	192
Y	0.1	25	26	28.2	25.2	22.9	23.5	23.9	22.6
La	0.1	77.3	82.1	90.1	83.6	52.5	51.7	67.6	50.7
Ce	0.1	137.7	151.4	156.2	144.3	91.6	92.2	118.3	89.7
Pr	0.02	14.75	16.3	16.56	15.35	9.9	9.89	13.15	9.54
Nd	0.3	51	57.4	56	51	34.1	34.1	45.5	33
Sm	0.05	7.93	8.99	8.46	8.03	5.85	5.85	7.11	5.72
Eu	0.02	1.95	2.37	2.15	2.02	1.46	1.48	1.68	1.42
Gd	0.05	6.08	7.06	6.77	6.34	4.97	4.91	5.44	4.73
Tb	0.01	0.92	1.01	0.99	0.96	0.77	0.79	0.84	0.78
Dy	0.05	4.62	4.93	4.94	4.42	4.03	4.15	4.1	3.83
Ho	0.02	0.9	0.96	1.01	0.91	0.86	0.88	0.91	0.88
Er	0.03	2.57	2.7	2.72	2.68	2.51	2.44	2.45	2.53
Tm	0.01	0.36	0.39	0.39	0.39	0.34	0.37	0.37	0.35
Yb	0.05	2.18	2.45	2.54	2.24	2.29	2.19	2.33	2.3
Lu	0.01	0.33	0.34	0.37	0.35	0.32	0.33	0.34	0.33
Mo	0.1	1.1	1.1	1.5	1	1.4	1	1.6	1.8
Cu	0.1	31.6	47	31	31.1	32.4	12.3	12.3	24.7
Pb	0.1	1.6	1.7	2.5	4.9	3.4	2	6.4	3.1
Zn	1	63	68	74	63	52	48	50	43
Au	0.5 pbb	0.5	<0.5	0.8	0.7	<0.5	1.2	<0.5	0.8
K		29301	7219	25373	23249	27602	28133	32910	28770
Ti		13016	17146	16020	15519	12891	13141	11514	12390
P		5284	6199	6129	5777	2959	3029	3452	2747
Cr		212	245	76	92	27	16	27	11
Eu*		7.01	8.03	7.62	7.19	5.41	5.38	6.28	5.23
Eu/Eu*		0.28	0.30	0.28	0.28	0.27	0.28	0.27	0.27
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		25.23	26.23	25.73	26.01	17.67	16.88	21.42	16.55
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>		6.30	6.88	6.73	5.90	5.80	5.71	6.14	5.73
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		2.31	2.20	2.34	2.38	1.80	1.85	1.93	1.70
Sm <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>		4.04	3.70	3.98	4.07	2.84	2.97	3.39	2.76

## پتروگرافی

بلورهای پلاژیوکلا و کوارتز، این سنگ‌ها به سه دسته تقسیم می‌شوند: الف) آلکالی لامپروفیرها، ب) آلکالی لامپروفیرهای آرایش یافته با بیگانه بلورهای گرد شده کوارتز (با حواشی واکنشی) و پلاژیوکلاز و ج) آلکالی بازالت، آندزیت بازالت و تراکی آندزیت‌های دارای فنوکریست پلاژیوکلاز.

زمینه آلکالی لامپروفیرها متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، بلورهای ریز کلینوپیروکسن (اوژیت و دیوپسید) و شیشه است. فراوان‌ترین فنوکریست‌ها، شامل اوژیت‌های با پهنه‌بندی ترکیبی و دیوپسید

سنگ‌های مورد مطالعه، در نمونه‌دستی دارای رنگ تیره بوده، ساخت منشوری و ظاهری نهان‌بلور و اغلب حفره‌دار (بادامکی) هستند. بافت غالب آن‌ها پورفیری و گلومروپورفیری است و در مواردی دارای بافت جریان‌ی و بادامکی هستند. بافت غیر هم‌بعد به علت حضور بلورهای درشت، ریز و زمینه شیشه‌ای مشاهده می‌شود. بر اساس رخداد کانی‌های کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت و دیوپسید)، پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت به صورت فنوکریست یا بلورهای زمینه و همچنین شکل

منطقه‌بندی نوسانی و دیوپسید همراه با مقادیر کمی بلورهای درشت کوارتز گرد شده با حواشی واکنشی پیروکسن است. پلاژیوکلازها درشت تا متوسط بلور (۰/۴ تا ۳ میلی‌متر)، تقریباً بی‌شکل و دارای حاشیه گرد شده هستند. این مشخصات می‌تواند نشان دهنده کاهش فشار ناگهانی در حین صعود ماگما و یا آرایش با پوسته باشد. با توجه به حضور بیگانه‌بلورهای کوارتز گرد شده در ماگمای آلکان فوق، احتمالاً پلاژیوکلازهای با حواشی گرد شده، حاصل آرایش ماگما با پوسته، هنگام حرکت به طرف سطح است. فنوکریست‌های اوژیت و دیوپسید به صورت دانه متوسط تا ریز (در زمینه) حضور دارند (شکل ۴-الف). بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری و گلومروپورفیری است.

آلکالی‌بازالت، آندزی‌بازالت و تراکی‌آندزیت‌های با فنوکریست‌های خودشکل پلاژیوکلاز، دارای زمینه دانه‌ریز بوده که از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با پیروکسن و کانی‌های اوپاک تشکیل شده است. فنوکریست اصلی در این سنگ‌ها، بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک است (شکل ۴-ب). از دیگر فنوکریست‌های این نمونه‌ها، بلورهای ریز تا متوسط اوژیت و دیوپسید است. به طور کلی فراوانی این دو بلور کمتر از پلاژیوکلاز است. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری و در برخی نمونه‌ها جریانی است.

#### زمین‌شیمی

بررسی زمین‌شیمیایی نمونه‌های سنگی، نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها طبیعت آلکان دارند. نمونه‌های لامپروفیری در محدوده آلکالی‌بازالت و تراکی‌بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۵). همچنین نمونه‌های فوق در محدوده لامپروفیرهای آلکان ترسیم می‌شوند. در نورم این سنگ‌ها نفلین ایجاد می‌شود (جدول ۱) که نشانگر طبیعت آلکان است. لامپروفیرهای آرایش یافته با توجه به درصد مودال کوارتزها و پلاژیوکلازهای آایشی در

هستند (شکل‌های ۳-الف و ۳-ب). بلورهای آمفیبول و بیوتیت در مقادیر متغیر (هر کدام بین ۲ تا ۳ درصد) با حواشی شدید یا به‌طور کامل اکسیده در این سنگ‌ها حضور دارند (شکل‌های ۳-ج و ۳-د). اکثر بلورهای اوپاک (۳ تا ۵ درصد)، احتمالاً بلورهای بیوتیت یا آمفیبول هستند که به شدت اکسیده شده‌اند (شکل ۳-د). فنوکریست‌های اوژیت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به صورت بلورهای دانه‌درشت تا دانه‌ریز وجود دارند. این فنوکریست‌ها غالباً سالم بوده و دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل ساعت شنی هستند (شکل ۳-ب). فنوکریست‌های دیوپسید شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، به صورت بلورهای دانه‌درشت تا دانه‌ریز دیده می‌شوند و به علت اکسیده شدن، حواشی باریکی از این بلورها به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل‌های ۳-الف و ۳-ه).

از بلورهای فرعی که در اسکوری‌های لامپروفیری مشاهده می‌شود، اسپینل است (شکل ۳-ه). وجود این کانی می‌تواند نشان‌دهنده منشاء عمیق ماگمای لامپروفیری (برای مثال اسپینل لرزولیت) باشد. بافت اصلی آلکالی‌لامپروفیرها، پورفیری و گلومروپورفیری است (شکل ۳). این لامپروفیرها با توجه به ماهیت آلکان، داشتن میکا و آمفیبول و نورم بالاتر فلدسپارها از نفلین (جدول ۱)، جزو انواع کامپتونیت (Streckeisen, 1979 نام‌گذاری می‌شوند).

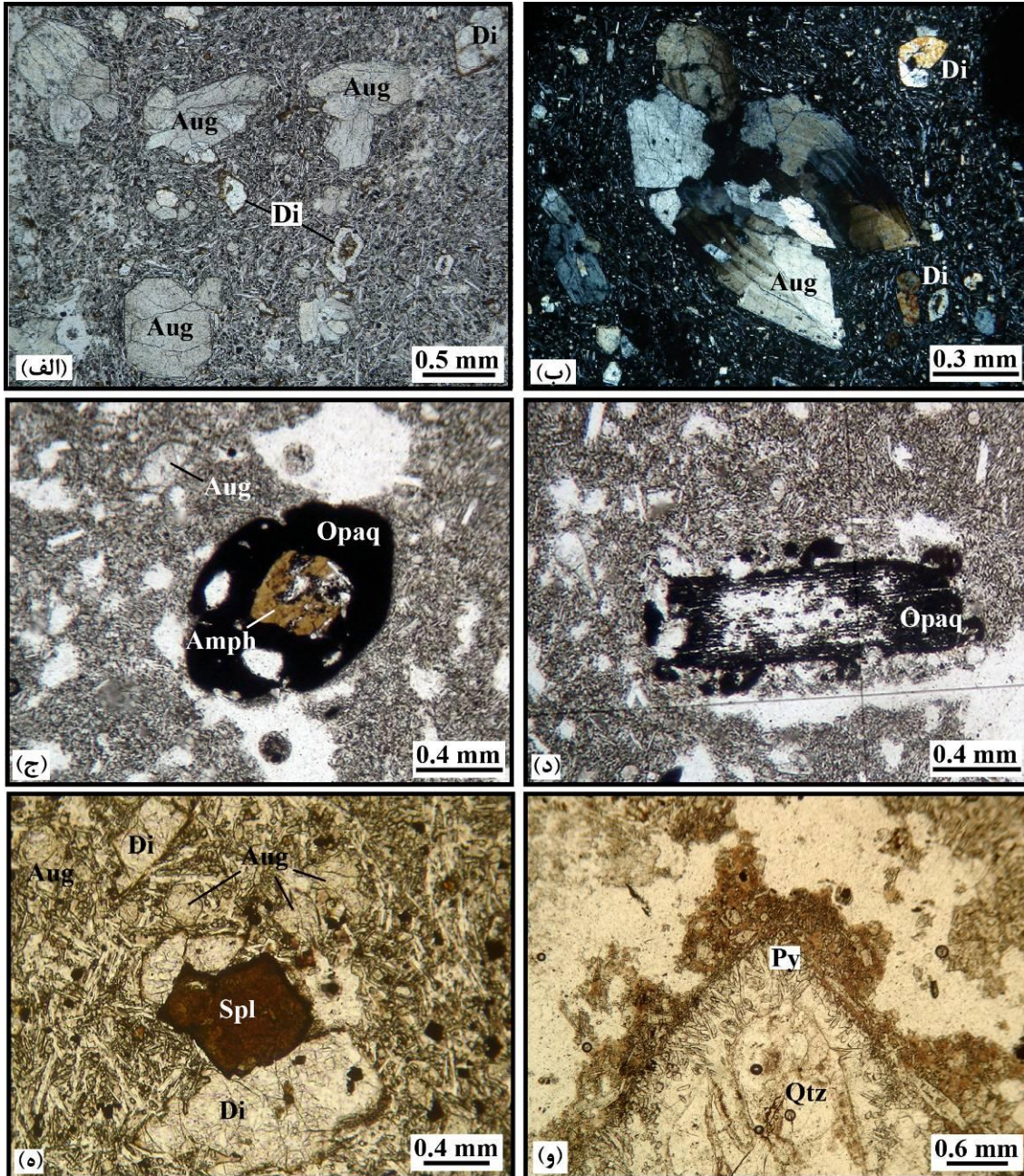
در برخی نمونه‌های لامپروفیری، بیگانه‌بلورهای ناپایدار کوارتز با حاشیه واکنشی متشکل از بلورهای ریز پیروکسن دیده می‌شود که به خوبی رخداد فرآیند آرایش پوسته‌ای در ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۳-و).

آلکالی‌لامپروفیرهای آرایش یافته، دارای فنوکریست پلاژیوکلاز با حواشی گرد شده و کوارتزهای با حواشی گرد شده و واکنشی، دارای زمینه دانه‌ریز و کمی شیشه هستند که حاصل سرد شدن در مرحله نهایی تبلور هستند (شکل ۴-الف). فنوکریست‌های این نمونه‌ها شامل پلاژیوکلازهای گرد شده، اوژیت‌های با

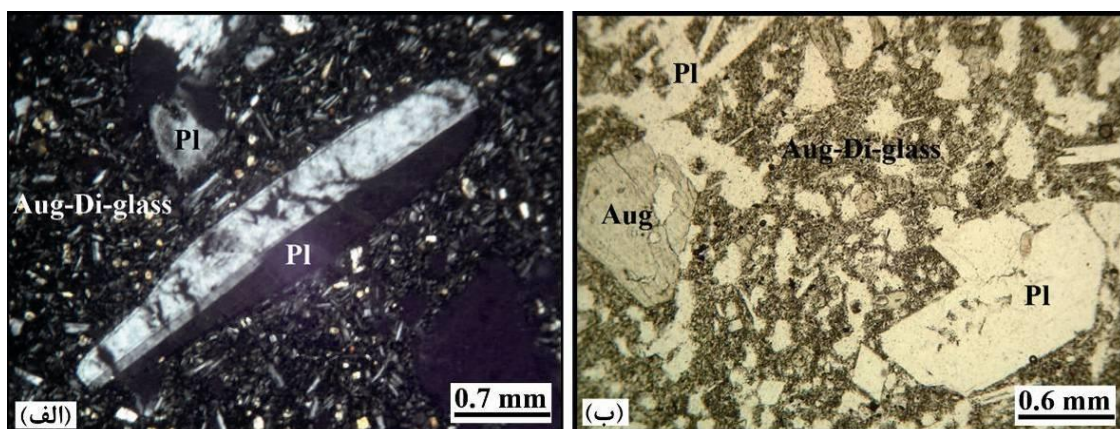


همراه با لامپروفیرها، که دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز خودشکل هستند، دارای ترکیب متفاوتی از آلکالی‌بازالت - تراکی‌بازالت تا تراکی‌اندزیت هستند (شکل ۵).

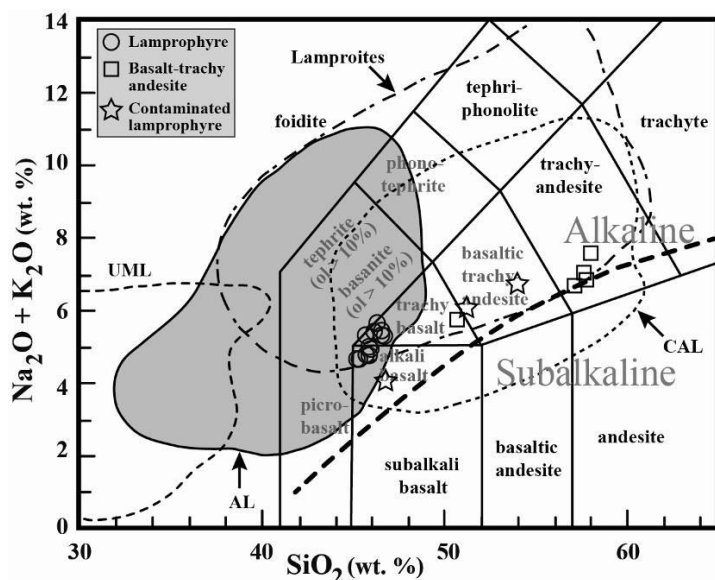
محدوده گسترده‌ای از آلکالی‌بازالت تا تراکی‌اندزیت قرار می‌گیرند. بنابراین تغییرات در مقدار  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{CaO}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  باعث پراکندگی این نوع از لامپروفیرها می‌شود. نمونه‌های سنگی



شکل ۳- تصاویر پتروگرافی از گدازه‌های لامپروفیری؛ الف) بافت پورفیری با فنوکریست‌های اوژیت و دیوپسید همراه با بلورهای ریز زمینه شامل میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و دو نوع پیروکسن (PPL)، ب) بافت گلومروپورفیری با فنوکریست‌های اوژیت و دیوپسید همراه با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و دو نوع پیروکسن (XPL)، ج) بلور آمفیبول اکسید شده (PPL)، د) بلور بیوتیت که به طور کامل اکسید شده است (PPL)، ه) رخدادهای اسپینل همراه با اوژیت و دیوپسید (PPL) و و) بلور درشت کوارتز گرد شده با حواشی واکنشی پیروکسن (PPL). اختصار کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) است.



شکل ۴- الف) پلاژیوکلازهای با حواشی گرد شده در لامپروفیرهای آرایش یافته (XPL)، ب) بافت پورفیری در آلکالی تراکی بازالت - بازالت‌ها. بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز خود شکل که در زمینه دانه ریز اوژیت، دیوپسید، پلاژیوکلاز و شیشه پراکنده‌اند (PPI).

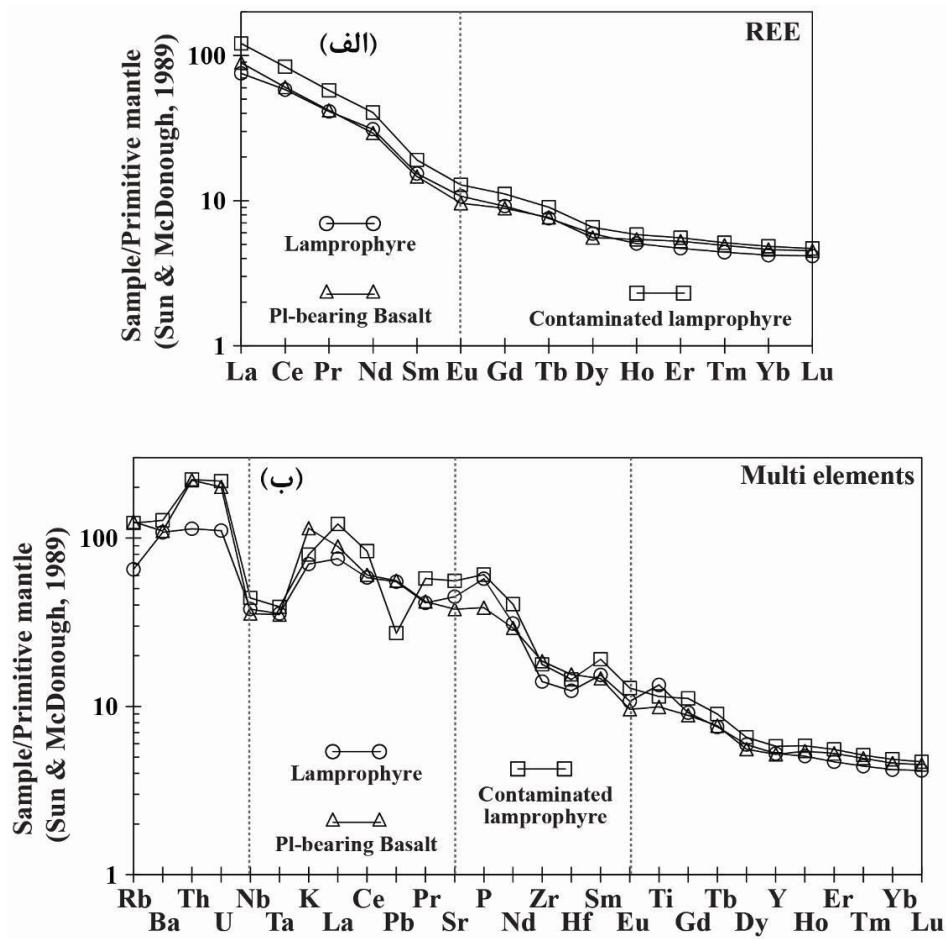


شکل ۵- تقسیم‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار LeBas و همکاران (۱۹۸۶)؛ محدوده‌های لامپروفیر و لامپروئیت و خط تفکیکی سری‌های ماگمایی از Gill (۲۰۱۰) است. محدوده خاکستری: ترکیب لامپروفیرهای آلکالن، محدوده با خط چین بزرگ: لامپروفیرهای اولترامافیک (UML)، محدوده با خط چین ریز: لامپروفیرهای کالک‌آلکالن (CAL) و محدوده با نقطه خط چین: لامپروئیت‌ها را نمایش می‌دهند.

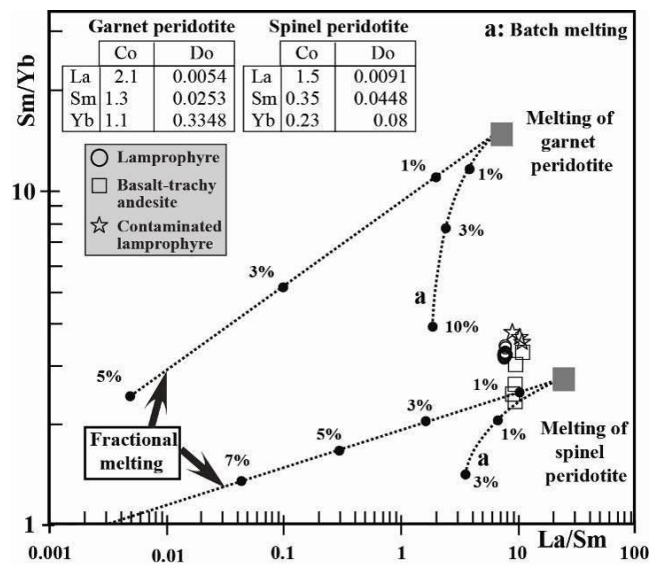
اینکه در چندین نمونه سنگی، بلورهای اسپینل مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵) و نمونه‌های مورد بررسی در محدوده ذوب بخشی اسپینل لرزولیت (شکل ۷) قرار می‌گیرند، احتمالاً هیچ بلور پلاژیوکلازی در سنگ منشاء وجود نداشته است تا باعث بی‌هنجاری در عیار Eu و مذاب‌های حاصله از این سنگ مادر شده باشد.

بالا بودن نسبت‌های  $(La/Sm)_N$ ،  $(La/Yb)_N$  و  $(Sm/Yb)_N$  (همه نمونه‌ها (جدول ۲) نشان می‌دهد که LREE فراوانی بسیار بالاتری از MREE و HREE دارد و سنگ منشاء غنی در REE به‌ویژه LREE بوده است.

شبهات در تغییرات عناصر ناسازگاری مانند عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که همه نمونه‌های مورد مطالعه با هم در ارتباط هستند و احتمالاً از یک سنگ منشاء مشترک ایجاد شده‌اند (شکل ۶). عدم مشاهده بی‌هنجاری در فراوانی Eu نشان می‌دهد که پایداری یا ناپایداری پلاژیوکلاز، عاملی در ذوب بخشی سنگ منشاء نبوده است یا اینکه پلاژیوکلاز در حین ذوب بخشی دخیل نبوده است (شکل ۶-الف). نبود بی‌هنجاری در Sr نیز تأییدی بر این مسئله است که پلاژیوکلاز نقشی در هنگام ذوب بخشی نداشته است. به‌علاوه، با توجه به



شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای لامپروفیرها و سنگ های همراه، (الف) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی و (ب) نمودار عنکبوتی چند عنصری



شکل ۷- نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb برای پیش بینی ذوب بخشی متعادل و نامتعادل برای سنگ منشاءهای گارنت-لرزولیت و اسپینل-لرزولیت. مقادیر لرزولیت و ترسیم منحنی ها از Keskin (۲۰۰۵) است.

محدوده‌های بازالتی آلكالان حاصل از محیط درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. بررسی نمودار مثلثی Ta/10-Nb/8-Y/15 (شکل ۸-۵) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های آلكالی حاصل از ریفت درون قاره‌ای ترسیم می‌شوند. اما در زمان کواترنری در این محیط تکتونیکی، فعالیت ریفت وجود ندارد. بررسی فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و جهت فشاری که صفحه عربی پس از بسته شدن نئوتتیس به سرزمین ایران وارد می‌نماید (برای مثال: Elmas and Yilmaz, Berberian and King, 1981; McClay et al., 2004; Mohajjel et al., 2003; 2003 و Molinaro et al., 2004)، به صورت مایل بوده و از جنوب غرب به سمت شمال شرق با زاویه‌ای حدود ۵۵ درجه (McClay et al., 2004) فشار وارد می‌نماید. اثر چنین عملکردی، توسعه گسل‌های امتدادلغز راستگرد است. چنین گسل‌هایی در شمال غرب ایران به‌ویژه در استان آذربایجان غربی به فراوانی یافت می‌شود. حرکت چنین گسل‌هایی باعث ایجاد بخش‌های کششی در امتداد گسل‌های فوق شده و حوزه‌های کوچک کششی را ایجاد نموده است. همین حوزه‌ها می‌توانند نقشی همانند ریفت‌های درون صفحه‌ای ایفا کنند. بنابراین چنین مکان‌هایی می‌توانند سبب توسعه مذاب‌های آلكالان مافیک شوند.

حال چگونه چنین مذاب‌هایی در گوشته تولید شده‌اند؟ چرا چنین مذاب‌هایی غنی از K، Na، Ba و Sr (جدول‌های ۱ و ۲) هستند؟ بسیاری از محققین (برای مثال: Alavi, 1994; Berberian and King, 1981; Arvin et al., 2007; Azizi and Moinevaziri, 2009; Alizadeh et al., 2010) زمان بسته شدن نئوتتیس را الیگوسن-میوسن می‌دانند، بنابراین فرورانش نمی‌تواند مدل تکتونوماگمایی قابل قبول برای ایجاد چنین مذاب‌هایی باشد.

سن کواترنری سنگ‌های مورد بررسی نشان

حضور احتمالی اسپینل در سنگ مادر می‌تواند عاملی در نگهداری HREE در گوشته و خروج LREE همراه با مذاب بخشی تولیدی باشد. بالا بودن عناصر LIL (عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ) مانند Rb، Ba و K و منفی بودن بی‌هنجاری عناصر HFS (عناصر با قدرت یونی بالا) مانند Ta و Nb نشان می‌دهد که احتمالاً عناصر فرورانشی در غنی یا فقیر شدن مذاب از این عناصر دخالت داشته‌اند (به بخش بحث و مدل تکتونیکی احتمالی مراجعه شود). همچنین، با توجه به اینکه بلورهای روتیل که در سنگ‌های فشار بالا همراه با اسپینل رخ می‌دهند (Xiong et al., 2005) نیز می‌توانند باعث نگهداری Ta و Nb در بخش‌های دیرگداز سنگ مادر شده باشند. به علاوه، با توجه به مطالعات پتروگرافی، ممکن است بالا بودن عیار برخی عناصر متحرک مانند LILها ناشی از آلیش مذاب در حین عبور از پوسته قاره‌ای باشد. پایین بودن عیار Rb در همه نمونه‌های لامپروفیری و بالاتر بودن آن در بقیه انواع سنگی نشان می‌دهد که Rb اضافی در انواع سنگی همراه لامپروفیرها، ناشی از حضور پلاژیوکلاز و یا آلیش پوسته‌ای بوده است. بالاتر بودن عیار U و Th در سنگ‌های همراه لامپروفیرها، در مقایسه با لامپروفیرها، می‌تواند به علت آلیش با پوسته قاره‌ای و متحول تر بودن سنگ‌های همراه لامپروفیرها توجیه شوند.

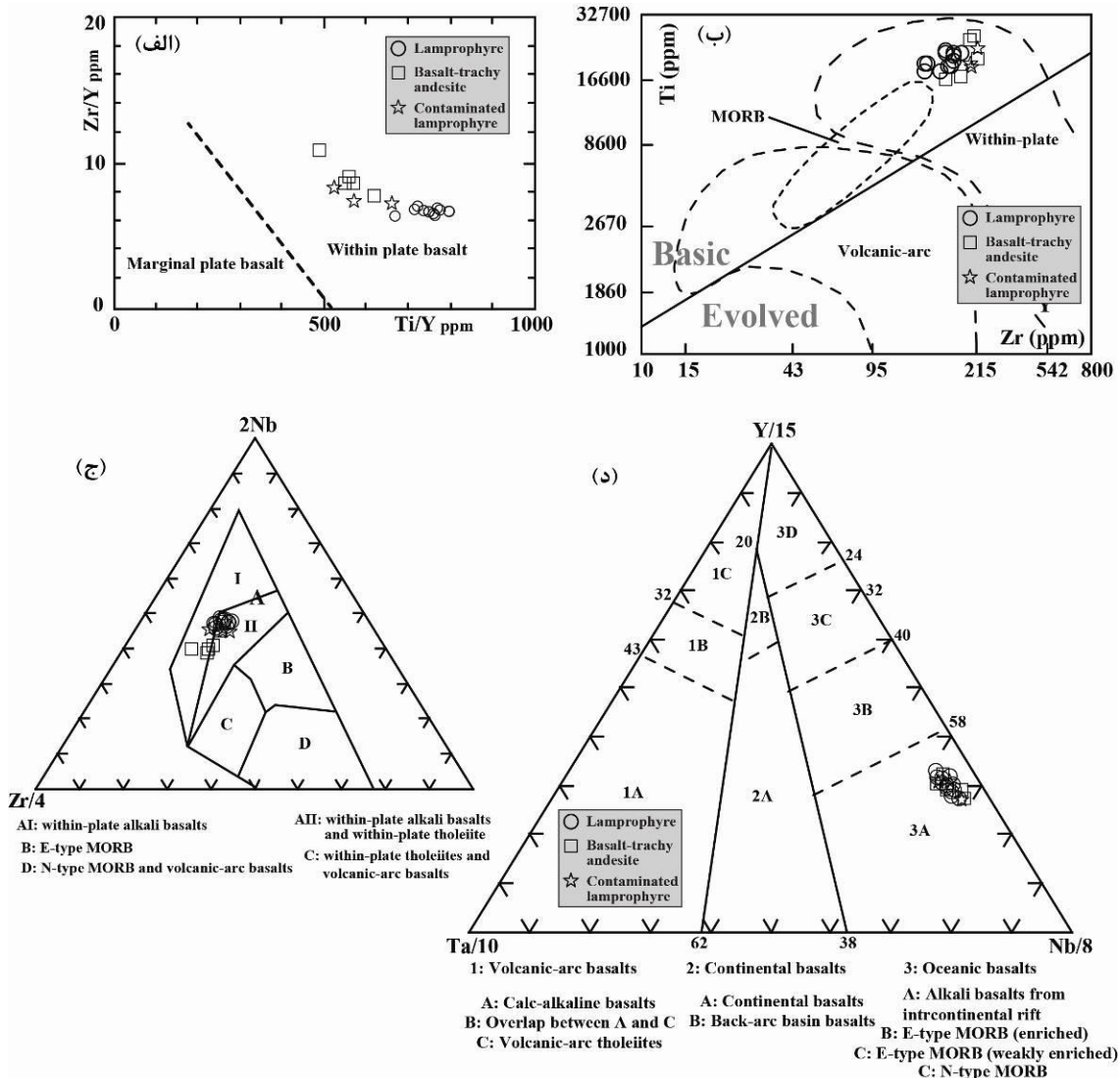
## بحث

لامپروفیرهای آلكالان و سنگ‌های آلكالان همراه، در دره‌های ریفتی رخ می‌دهند. بنابراین رخداد چنین سنگ‌هایی با سن کواترنری در این بخش از ایران می‌تواند به علت فعالیت‌های بعد از بسته شدن نئوتتیس باشد. بررسی نمودارهای توصیفی محیط تکتونیکی (شکل ۸) نشان می‌دهد که همه نمونه‌های مورد مطالعه با یک محیط تکتونیکی مرتبط با فعالیت‌های درون صفحه‌ای در ارتباط هستند. همه نمونه‌ها در

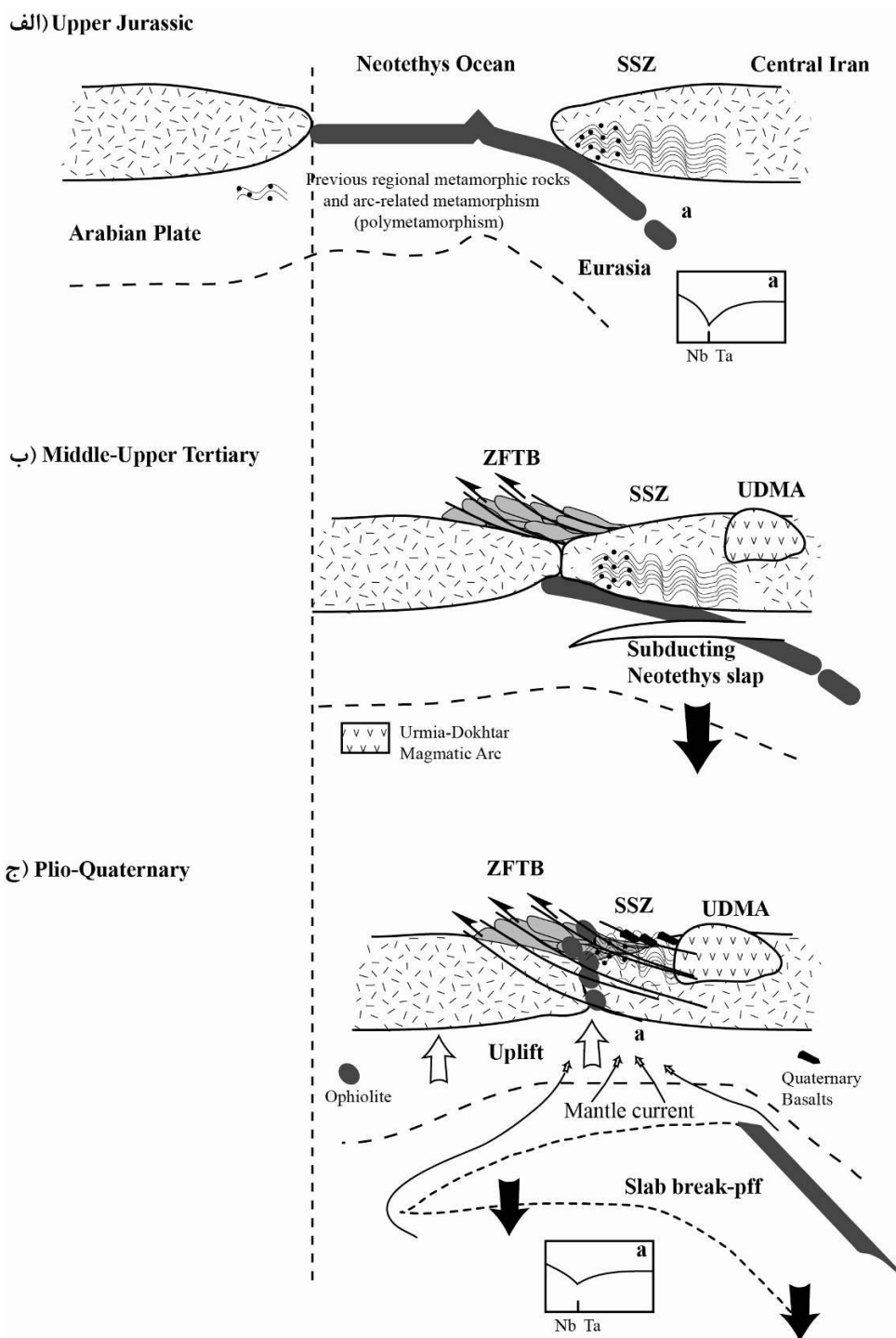
کرتاسه ماگماتیسیم‌های کالک‌آلکان در پهنه فوق توسعه (Berberian and King, 1981; Mohajjel *et al.*, 2003; Shahabpour, 2005; Shahabpour, 2010) زمان‌های بعد در پهنه ارومیه-دختر تداوم یابند (شکل ۹-الف). احتمالاً در اواسط یا اواخر سنوزوئیک، نئوتیس بسته شد و تصادم قاره‌ای بین اوراسیا و عربی رخ داد (برای مثال: Berberian and King, 1981; Molinaro *et al.*, 2004; Mohajjel *et al.*, 2003; Shahabpour, 2005 و Shahabpour, 2010).

می‌دهد که مدل تکتونوماگمایی تشکیل این سنگ‌ها می‌تواند مرتبط با بعد از بسته شدن کامل و تصادم قاره‌ای باشد. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و موقعیت این سنگ‌ها در ساختار تکتونیکی ایران، می‌توان مدلی تکاملی برای این سنگ‌ها ارائه نمود (شکل ۹).

فرآیند فروانش در زمان ژوراسیک و کرتاسه و همچنین در بخش عمده‌ای از سنوزوئیک به زیر پهنه سندرچ-سیرجان باعث شد تا در زمان ژوراسیک و

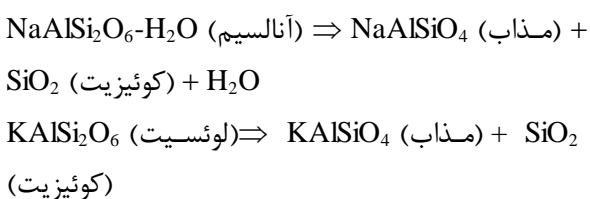


شکل ۸- نمودارهای توصیفی محیط تکتونیکی؛ الف) نمودار نسبت عنصری Ti/Y در مقابل Zr/Y (Pearce and Gale, 1977; Pearce *et al.*, 1990)؛ ب) نمودار Ti (ppm) در مقابل Zr (ppm) (Pearce and Cann, 1973)؛ ج) نمودار مثلثی 2Nb-Y-Zr/4 (Meschede, 1986) و د) نمودار مثلثی Nb/8- Y/15- Ta/10 (Cabanis and Lecolle, 1989).



شکل ۹- مدل تکتونوماگمایی برای تحولات تکتونیکی و ماگمایی اطراف سلماس؛ الف) فرورانش نئوتیتیس به زیر ایران مرکزی و ایجاد مجموعه سنگ‌های دگرگونی در پهنه سنندج- سیرجان (SSZ). سنگ‌های بالای پهنه فرورانش در این زمان بی‌هنجاری منفی Nb و Ta دارند، ب) فرورانش کامل نئوتیتیس و برخورد صفحه عربی و اوراسیا و تشکیل سه پهنه ساختاری ایران (UDMA: قوس ماگمایی ارومیه- دختر؛ SSZ: پهنه سنندج- سیرجان؛ ZFTB: کمربند تراستی زاگرس چین خورده)، همراه با ایجاد شکستگی (Break off) در تیغه فرورانده شده نئوتیتیس در اثر جریان حرارتی گوشته، ج) شکسته شدن کامل تیغه فرورانده نئوتیتیس که نتیجه چنین فرآیندی برخاست حرارتی گوشته است. تداوم فشارش مایل از سمت صفحه عربی، گسل‌های امتداد لغز راستگرد عمیق بزرگ مقیاس را توسعه بیشتری داد. مجموعه عوامل فوق باعث تشکیل لامپروفیرها و سنگ‌های مرتبط با آن شد.

جنوب‌غرب سلماس نزدیک مرز سرو) احتمالاً در اوایل و یا اواسط سنوزوئیک جایگزین شدند (برای مثال: Berberian and King, 1981؛ Ghazi *et al.*, 2003؛ Khalatbari-Jafari *et al.*, 2003؛ Mohajjel *et al.*, 2003؛ Pessagno *et al.*, 2005؛ Azizi and Moinevaziri, 2009) و در نتیجه فعالیت چنین گسل‌هایی، رخنمون سطحی یافتند. از مشخصات بسیاری از لامپروفیرهای آلکان دنیا و ایران (برای مثال: Torabi, 2009؛ Torabi, 2010؛ Azbej *et al.*, 2006؛ Bayat and Torabi, 2011)، بالا بودن عیار عناصر Na، Ba و Sr است. این احتمال وجود دارد که ناپایداری کانی‌های آنالسیم و لوسیت و تبدیل آن‌ها به مذاب با ترکیب نفیلین و یا کالسلیت و فاز بلورین کوئزیت در عمق پایداری اسپینل لرزولیت (برای مثال: Hall, 1996؛ Best, 2003 و Gill, 2010)، می‌تواند باعث تولید مذاب‌های غنی در این عناصر شود.

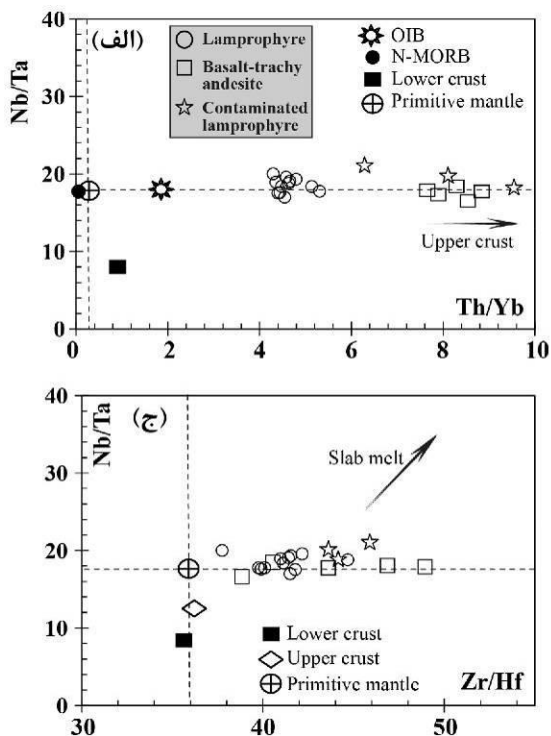


به‌علاوه، پوسته اقیانوسی در اعماق فرورانش به اکلوزیت تبدیل می‌شود. هنگامی که فرآیند شکست در بقایای پوسته اقیانوسی در محل فرورانش رخ می‌دهد، پوسته با ترکیب اکلوزیتی به‌علت برخاست حرارتی گوشته دچار ذوب می‌شود. ذوب امفاسیت می‌تواند منبعی برای عیار بالای Na و عناصری شود که می‌توانند جانشین این عنصر در امفاسیت شوند، مانند K، Ba و Sr. آب آزاد شده در واکنش اول می‌تواند منبع سیالی برای تشکیل کانی‌های آبدار مانند بیوتیت و آمفیبول باشد.

علاوه بر این دو حالت، آرایش ماگمایی با عناصر پوسته‌ای (حضور بیگانه بلور کوارتز با حواشی واکنشی و پلاژیوکلازهای گرد شده) در حین صعود مذاب نیز

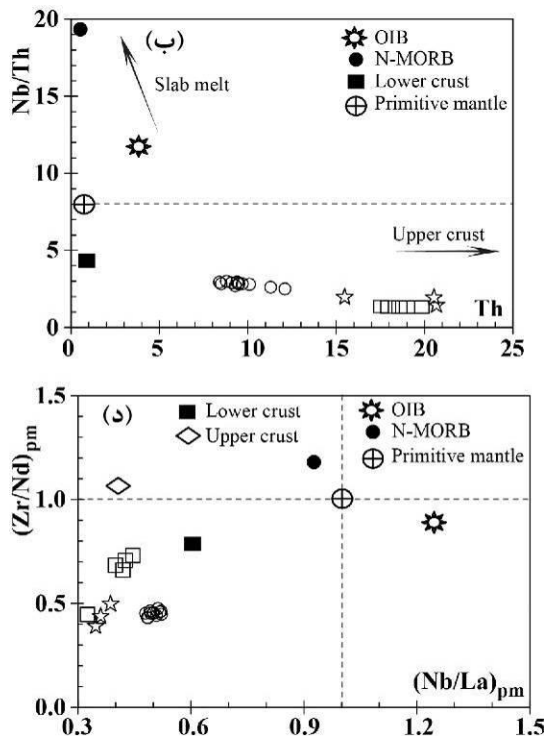
با بسته شدن کامل نئوتتیس، احتمالاً در زمان پلیستوسن و کواترنری فرآیند شکست در بقایای تیغه فرورانده شده نئوتتیس (Slab break off) درست در زیر پهنه‌های سنندج-سیرجان و ارومیه-دختر (Molinaro *et al.*, 2004؛ Ghasemi and Talbot, 2006؛ Jahangiri, 2007؛ Hafkenscheid *et al.*, 2006؛ Arfania and Shahriari, 2009؛ Omrani *et al.*, 2008؛ Dargahi *et al.*, 2010؛ Kheirkhah *et al.*, 2009؛ Agard، Mirnejad *et al.*, 2010؛ Dilek *et al.*, 2010؛ Ghorbani and Bezenjani, 2011؛ *et al.*, 2011؛ Rezaei-Kahkhaei *et al.*, 2011) باعث شد تا در مرز بین دو پهنه ساختاری، یک فرآیند برخاست حرارتی گوشته‌ای (upwelling of asthenosphere) رخ دهد و در نتیجه آن، در بخش فوقانی گوشته، کاهش فشار صورت پذیرفت (شکل ۹-ب). در نتیجه این فرآیند، بخشی از گوشته که قبلاً تحت تأثیر فرورانش قرار گرفته بود، همراه با بخش‌های اضافه شده، دچار ذوب بخشی ناشی از کاهش فشاری (decompression melting) شدند. این فرآیند باعث تولید مذاب‌هایی با مشخصات ماگمایی یاد شده در بالا شده است. همچنین فرآیند فرورانش مایل (Oblique subduction) به زیر ایران مرکزی (برای مثال: McClay *et al.*, 2004) و تداوم فشارش به‌صورت مایل، پس از اتمام فرورانش از سمت صفحه عربی، باعث شد تا تعدادی گسل‌های امتداد لغز راستگرد (right-lateral strike-slip faults) عمیق بزرگ مقیاس تا اعماق پوسته زیرین در پهنه سنندج-سیرجان و مرز مشترکش با زون ارومیه-دختر فعال شود. این گسل‌های عمیق، خود نیز باعث کاهش فشار بیشتر و در نتیجه باعث توسعه بیشتر فرآیند ذوب بخشی شدند (شکل ۹-ج). به‌علاوه، این گسل‌ها محل بسیار مناسبی برای انتقال مواد مذاب از گوشته بالایی به سطح زمین شدند. بقایای نئوتتیس به‌صورت افیولیت در نزدیکی محدوده مورد مطالعه (شمال خوی و

اتفاق افتاده باشد. وجود بلورهای گرد شده پلاژیوکلاز و کوارتز با حواشی واکنشی در نمونه دستی و همچنین زیر میکروسکوپ بیانگر آن است که سنگ‌های همراه، ترکیبی به سمت بالا رفت سیلیس نشان می‌دهند. حضور بیگانه‌بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز گرد شده در برخی نمونه‌های لامپروفیری آلکانل گویای آرایش ماگما در حین عبور از پوسته است. این شواهد دلایل تغییرات در نمودارهای شکل ۱۰ هستند. بررسی کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ کل لامپروفیرهای سلماس و سنگ‌های مرتبط با آن نشان داد که احتمالاً یک سنگ منشاء گوشته‌ای با ترکیب اولیه اسپینل لرزولیت، درجه ذوب بخشی متعادلی معادل ۱ درصد را تحمل نموده است (شکل ۷). طبیعت آلکانل، بالا بودن نسبت‌های عنصری  $(La/Yb)_N$ ،  $(La/Sm)_N$  و  $(Sm/Yb)_N$  و حضور بلورهای اسپینل در این سنگ‌ها می‌تواند مؤید چنین شرایطی برای ایجاد سنگ‌های این منطقه باشد.



شکل ۱۰ - نمودار عناصر ناسازگار نامتحرک و نسبت‌های آن‌ها؛ الف) Nb/Ta در برابر Th/Yb، ب) Nb/Th در برابر Th، ج) Nb/Ta در مقابل Zr/Hf و د)  $(Zr/Nb)_N$  در مقابل  $(Nb/La)_N$ . این تصاویر نشان می‌دهند که عناصر فرورانشی تأثیر کمی در تکامل گدازه‌های مورد مطالعه داشته‌اند. به‌علاوه، فرآیند آرایش با پوسته، اهمیت زیادی در تکامل گدازه‌های لامپروفیری سلماس و سنگ‌های مرتبط با آن‌ها داشته است (مقادیر N-MORB، OIB و Primitive mantle از Sun و McDonough (۱۹۸۹) و مقادیر پوسته فوقانی و زیرین از Wedepohl (۱۹۹۵) است).

می‌تواند عاملی بر بالا بودن عیار عناصر یاد شده در بالا شود. همین آرایش، باعث تغییرات شدید در نورم سنگ‌ها، مخصوصاً لامپروفیرهای آرایش یافته و برخی بازالت‌ها شده است (جدول ۱). برای مثال، ظهور نفلین در برخی نمونه‌ها و ظهور هیپرستن در برخی دیگر. بررسی عناصر ناسازگار نامتحرک و نسبت‌های آن‌ها (شکل ۱۰)، مانند Nb/Ta در برابر Nb/Th، Th/Yb در برابر Nb/Ta، Th در برابر Nb/Ta، در مقابل  $(Zr/Nb)_N$  و  $(Zr/Hf)$  در مقابل  $(Nb/La)_N$ ، نشان می‌دهد که پوسته قاره‌ای می‌تواند عاملی در تغییر ترکیب گدازه‌های مورد مطالعه، به‌ویژه لامپروفیرهای آرایش یافته، آلکالی‌بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت باشد. دور بودن نمونه‌ها از طبیعت فرورانش نشان می‌دهد که عناصر فرورانشی نقش کمی در تکامل این مذاب‌ها داشته‌اند. در هر حال با توجه به مدل پیشنهادی و شواهد پتروگرافی و شیمیایی، به نظر می‌رسد که هر سه حالت ممکن است





## نتیجه‌گیری

سنگ‌های لامپروفیری سلماس و سنگ‌های مرتبط با آن‌ها به‌صورت گدازه‌های منشوری و اسکوری با سن کواترنری بر روی رسوبات دشت سیلابی قدیمی در مرز پهنه‌های سنندج-سیرجان و ارومیه دختر رخنمون یافته‌اند. این لامپروفیرها، طبیعت آکالن و ترکیب کامپتونیتی دارند و عمدتاً از کانی‌های دیوپسید، اوژیت، بیوتیت و آمفیبل تشکیل شده‌اند. انواع مرتبط با این سنگ‌ها، ترکیب لامپروفیر آلیش یافته، آکالی‌بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌اندزیت دارند. آن‌ها همان کانی‌های لامپروفیرها را داشته، اما پلاژیوکلازها و کوارتزهای گرد شده یا پلاژیوکلازهای خود شکل به مجموعه کانی‌شناسی آن‌ها اضافه می‌شوند. شواهد صحرائی، رخداد اسپینل و شواهد زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب و نسبت‌های

آن‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از یک گوشته لرزولیتی اسپینل‌دار غنی شده خارج شده‌اند. احتمالاً در طول کواترنری و پس از تصادم صفحات عربی و اوراسیا با هم، شکستگی در بقایای پوسته اقیانوسی در زیر این پهنه تصادمی باعث شد تا یک برخاستگی حرارتی در گوشته ایجاد شود. ادامه فشارش از صفحه عربی به ایران به‌صورت مایل باعث شد تا گسل‌های امتداد لغز راستگرد توسعه بیشتری یابند. این دو عامل باعث ذوب حدوداً ۱ درصدی کاهش فشاری در قاعده لیتوسفری و احتمالاً بخش بالایی استنوسفر شد. در نتیجه مذابی حاصل شد که طبیعت درون صفحه‌ای دارد و تحت تأثیر عوامل فرورانشی قدیمی (بعد از تکتونیک) قرار گرفته است. نهایتاً گسل‌های فوق باعث انتقال این مذاب‌ها از منشاء به سطح زمین شده‌اند.

## منابع

- آقاناتی، ع. (۱۳۷۱) نقشه ماگمایی ایران، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- آقاناتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- بیات، ف. (۱۳۸۸) پترولوژی متبازیت‌هایی از مناطق معراجی و چاه‌پلنگ (شمال‌شرق استان اصفهان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ایران.
- خدابنده، ع. ا.، سلطانی، ع.، سرتیپی، ع. و امامی، م. ه. (۱۳۷۵) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- معین‌وزیری، ح. و احمدی، ع. (۱۳۷۲) پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین. دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- نبوی، م. ح. (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- همتی، ع. (۱۳۸۸) پترولوژی و زمین‌شیمی سنگ‌های بازیک غرب بیاضه (استان اصفهان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان، ایران.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Mineralogical Magazine* 1-34.
- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of American Bulletin* 103: 983-992.
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.

- Alizadeh, A., López Martínez, M. and Sarkarinejad, K. (2010)  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogenic Belt. *Cometes Rendus Geoscience* 342: 837-846.
- Arfania, R. and Shahriari, S. (2009) Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. *Island Arc* 18: 555-576.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 474-489.
- Azbej, T., Szabó, C., Bodnar, R. J. and Dobosi, G. (2006) Genesis of carbonate aggregates in lamprophyres from the northeastern Transdanubian Central Range, Hungary: Magmatic or hydrothermal origin? *Mineralogy and Petrology* 88: 479-497.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167-179.
- Bayat, F. and Torabi, G. (2011) Alkaline lamprophyric province of Iran. *Island Arc* 20: 386-400.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. 2<sup>nd</sup> edition, Blackwell, London.
- Cabanis, B. and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8 un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus. de l'Academie des Sciences Serie II* 309: 2023-2029.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190-204.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52: 536-578.
- Downes, H., Balaganskayab, E., Bearda, A. R. L. and Demaiffe, D. (2005) Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: a review. *Lithos* 85: 48-75.
- Elmas, A. and Yilmaz, Y. (2003) Development of an oblique subduction zone-Tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey: *International Geology Review* 45: 827-840.
- 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.
- Ghazi, A. M., Pessagno, E. A. and Hassanipak, A. A. (2003) Biostratigraphic zonation and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193: 311-323.
- Ghorbani, M. R. and Bezenjani, R. N. (2011) Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc* 20: 188-202.
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes: A practical guide*. 1<sup>st</sup> edition, Wiley-Blackwell, London.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R. and Spakman, W. (2006) Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 111(B8) DOI: 10.1029/2005JB003791.
- Hall, A. (1996) *Igneous petrology*. 1<sup>st</sup> edition, Longman, London.
- Hyndman, D. Y. (1985) *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. 2<sup>nd</sup> edition, McGraw-Hill Companies, Inc., New York.

- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Keskin, M. (2005) Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. [www.mantleplumes.org](http://www.mantleplumes.org).
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, J. and Emami, H. (2004) New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 507-535.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B. and Emami, M. (2009) Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182: 1-12.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Krmíček, L. (2010) Pre-Mesozoic lamprophyres and lamproites of the Bohemian Massif (Czech Republic, Poland, Germany, Austria). In: Awdankiewicz, M. and Awdankiewicz, H. (Eds.): *Lamprophyres and related mafic hypabyssal rocks. Abstracts and field trip guide. Mineralogia, Special Papers* 37: 37-46.
- LeBas, 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.
- LeMaitre, R. W. (2002) *Igneous rocks- a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2<sup>nd</sup> edition.* Cambridge University Press, Cambridge.
- Luhr, J. F. (1997) Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Canadian Mineralogist* 35: 473-500.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T. and Richards, M. (2004) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology* 21: 857-877.
- Meschede, M. (1986) A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218.
- Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B. L. and Taylor, B. E. (2010) Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 288-296.
- 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.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Molinario, M., Zeyen, H. and Laurencin, X. (2004) Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break-Mountains, Iran: recent slab break-off. *Terra Nova* 17: 1-6.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A. and Gale G. H. (1977) Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society of London, Special Publication* 7: 14-24.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., DeLong, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Guner, Y., Şaroğlu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J. J. (1990) Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey.

Journal of Volcanological and Geothermal Research 44: 189-229.

- Pessagno, E. A., Ghazi, A. M., Kariminia, M., Duncan, R. A. and Hassanipak, A. A. (2005) Tectonostratigraphy of the Khoy Complex, northwestern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2: 49-63.
- Raymond, L. A. (2007) *Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*. 2th edition, McGraw-Hill Companies, Inc., New York.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst, R. J. and Esmaeily, D. (2011) Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab-Neshveh pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 42: 499-514.
- Rock, N. M. S. (1991) *Lamprophyres*. 1<sup>st</sup> edition, Blackie, Glasgow, Canada.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. First edition, Longman Scientific and Technical, London.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405-417.
- Shahabpour, J. (2010) Tectonic implications of the geochemical data from the Makran igneous rocks in Iran. *Island Arc* 19: 676-689.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Streckeisen, A. (1979) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 7: 331-335.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. S. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, London 313-345.
- Torabi, G. (2009) Late Permian lamprophyric magmatism in North-East of Isfahan Province, Iran: 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.
- Wedepohl, K. H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 1217-1232.
- Xionga, X. L., Adamb, T. J. and Green, T. H. (2005) Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chemical Geology* 218: 339-359.

## Petrography, Geochemistry and Tectonomagmatic setting of the southwestern Salmas lamprophyres and related rocks

Abdolnaser Fazlnia \* and Fahimeh Kouzekoulani

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Urmia, Urmia, Iran

### Abstract

The Quaternary lamprophyres and related rocks from southwestern Salmas are laid on the old floodplain deposits in the border of Sanandaj-Sirjan and Urmia-Doukhtar zones. These rocks are all alkaline and include mostly camptonitic lamprophyres, contaminated Lamprophyres, basalt andesite-basalt and trachy-andesite. The rocks have been cropped out as prismatic and scoria structures with porphyritic and glomeroporphyritic textures. Lamprophyres are mostly composed of major minerals of augite, diopside, biotite, amphibole and tiny plagioclase in the matrix. Other rock types have augite, diopside and plagioclase as major phases. The presence of plagioclase and quartz xenocrystals with rounded margins, normative changes and variation in minor and trace elements content as well as their ratios are indicative of contamination with continental crust. Enrichment of LREE relative to HREE, the lack of Eu anomaly and the occurrence of Ta- and Nb-negative anomalies are important characteristics of all of the studied rocks. High ratios of  $La_n/Yb_n$ ,  $La_n/Sm_n$  and  $Sm_n/Yb_n$ , the presence of spinel, augite and diopside and alkaline nature of all samples, indicate a melting process about 1 percent of a mantle with spinel lherzolite composition. The processes likely occurred following the Neotethys subduction beneath Central Iran ended. Slab break off in the remnants of the Neotethys oceanic crust occurred in location of the collision zone of Arabian-Eurasian plates. Arabian oblique tectonic pressure to the Eurasian plate and increasing activity of right-lateral strike-slip faults, which resulted of remnant slab break off the Neotethys, caused to decrease lithostatic pressure. As a consequence, the decompression melting occurred. The occurrence of these processes successively led to the rocks show tectonically within plate characteristic along with interacting of subduction elements. The mantle melts were erupted along these fault systems.

**Key words:** Alkali lamprophyre, Alkali basalt-andesitebasalt, Slab break off, Right-lateral strike-slip faults, Tectonomagmatic model, Quaternary, Salmas

---

\* a.fazlnia@urmia.ac.ir