

## بررسی سنگ‌شناختی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین ترشیری محدوده ندوشن (جنوب غرب صدوق، استان یزد)

بیژن اعتمادی\*، بتول تقی‌پور، عبدالهادی قبادی، امین اسلامی و مصطفی سلیمی‌دارانی  
بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

### چکیده

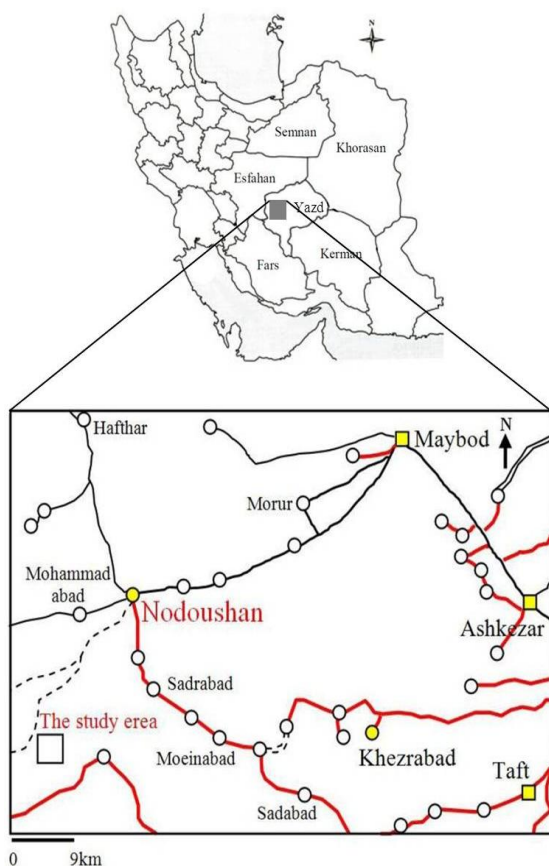
سنگ‌های آذرین ترشیری محدوده ندوشن در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر و ۱۳۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان یزد رخنمون دارند. بر اساس مطالعات کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها شامل داسیت، آندزیت، الیوین‌بازالت و توف‌های بلورین و نفوذی‌های میکروگرانودیوریتی هستند. بر اساس نمودارهای تکنوماگمایی Y-Nb، Y-Zr و  $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$  این نمونه‌ها موقعیت تکتونیکی قوس ماگمایی را نشان می‌دهند. همچنین در نمودار تمایزی  $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$  که برای تفکیک قوس‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از قوس‌های ماگمایی پس از برخورد به کار برده می‌شود، این سنگ‌ها در محدوده قوس‌های پس از برخورد (PAP) قرار می‌گیرند. در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده با MORB، سنگ‌های محدوده مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی‌شدگی نشان داده که مشخصه ماگماتیسم قوس آتشفشانی است. غنی‌شدگی از Rb، K و Th و بی‌هنجاری منفی عناصر Ta، Ti، Nb و P در این سنگ‌ها نشانگر شکل‌گیری آن‌ها در منطقه فرورانش است. واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌شناختی، ارومیه- دختر، ترشیری، ندوشن، یزد

### مقدمه

در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین ترشیری بر روی پی‌سنگ ایران مرکزی قرار دارند. بدنه اصلی این کمربند را سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پدید آورده‌اند. این فعالیت‌های آتشفشانی تنها محدود به ائوسن نبوده بلکه در چندین مرحله دیگر نظیر اولیگوسن آغازی، میوسن میانی، پلیوسن و کواترنر تکرار شده است و آتشفشان‌های

غیرفعال و نیمه‌فعال کنونی را باید ادامه همین مراحل محسوب کرد (آقاباتی، ۱۳۸۳). ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها از اسیدی تا بازی متغیر است ولی در یک نگاه کلی، ویژگی بارز آتشفشانی اصلی ائوسن ایران دو ترکیبی بودن آن است. به این صورت که ماگمای بازیک با منشأ گوشته‌ای، ضمن ذوب پوسته قاره‌ای موجب تشکیل ماگمای اسیدی شده است (آقاباتی، ۱۳۸۳). سن بیشتر سنگ‌های نفوذی، الیگوسن- میوسن است

عمده‌ترین واحد زمین‌ساختی عمل‌کننده در منطقه، گسل دهشیر- بافت است. عملکرد این گسل با روند شمال غرب- جنوب شرق، در شمال شرقی منطقه، موجب دگرشکلی شدید واحدهای سنگی و به هم ریختن روابط آن‌ها بوده است (شکل ۲). به همین علت، کمتر سنگی را در منطقه برجا می‌توان یافت و داوری درباره پالئوژئوگرافی و جنبش‌های کوهزایی در تاریخ منطقه بسیار دشوار است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه



شکل ۲- شکستگی‌های موجود در سنگ‌های منطقه

که همراه با سنگ‌های آتشفشانی همین زمان و توده‌های نیمه‌عمیق پلیوسن با حجم به مراتب کمتر در کنار واحدهای سنگی ائوسن نمایان هستند. این پهنه یک محور شکسته و پویا از نظر فعالیت آتشفشانی (در کرتاسه فوقانی و ائوسن) و نفوذی (در الیگوسن و میوسن) به‌شمار می‌رود (معین‌وزیری، ۱۳۷۷).

از دیرباز این منطقه به واسطه پدیده‌های مختلف ماگمایی و معدنی مورد توجه زمین‌شناسان بوده است. نخستین بار Amidi (۱۹۷۷) ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی را بررسی نموده است. ترابی (۱۳۷۸) ماگماتیسم شوشونیتی در شمال منطقه و نقره‌ئی‌ان و همکاران (۱۳۸۶)، ژئوشیمی و پتروژنز ماگماتیسم بخش‌های میانی این منطقه را مطالعه کرده‌اند. شرافت (۱۳۷۶) ضمن بررسی افیولیت‌ها و خاستگاه کانسارهای آهن در شرق منطقه، در بخشی از پایان‌نامه خود، ولکانیسم داسیتی جوان منطقه را نیز مطالعه نموده است.

در این نوشتار کوشش شده است تا بر اساس اطلاعات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناختی و نیز نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته، ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌زایی و خاستگاه سنگ‌های آذرین این محدوده، بررسی شوند.

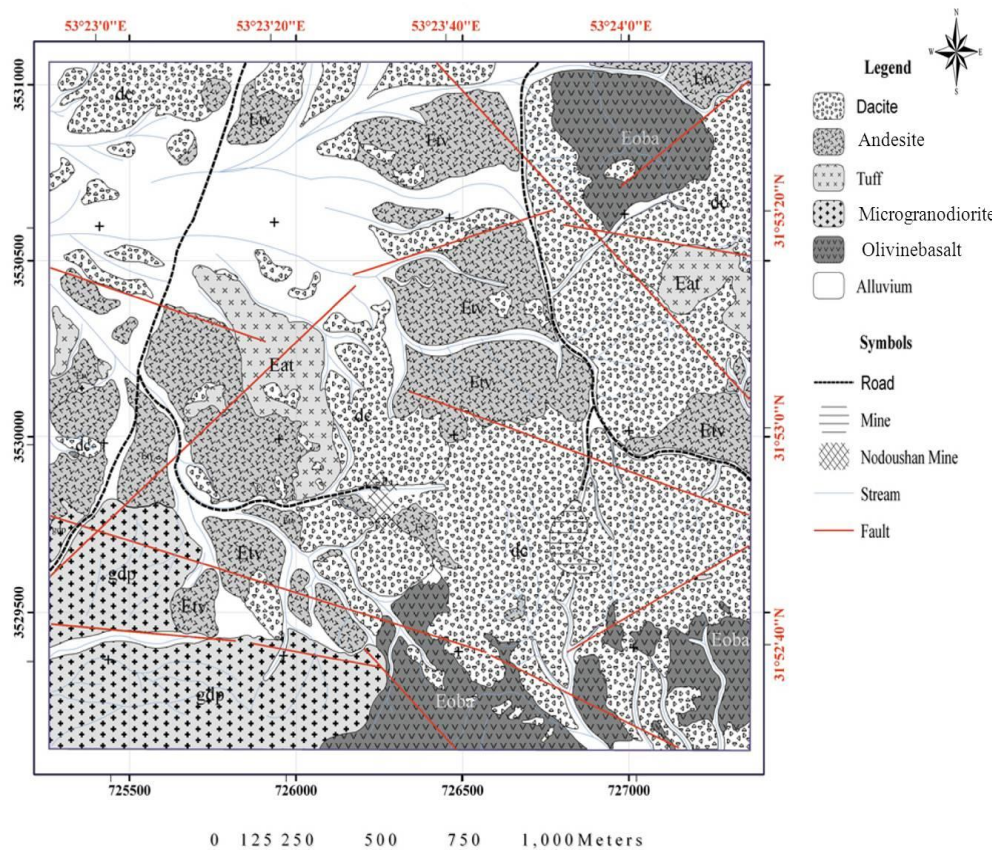
### زمین‌شناسی عمومی منطقه

محدوده مورد بررسی بین عرض‌های جغرافیایی  $31^{\circ} 52'$  تا  $31^{\circ} 53' 35''$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $53^{\circ} 22' 54''$  تا  $53^{\circ} 24' 14''$  شرقی در  $130$  کیلومتری جنوب غرب شهرستان یزد و  $25$  کیلومتری جنوب غرب دهستان ندوشن از توابع شهرستان صدوق قرار دارد (شکل ۱). این محدوده در قسمت شمال شرق نقشه  $1/100000$  کفه‌تاقستان قرار دارد. این ورقه (کفه‌تاقستان) بخشی از چهارگوش  $1/250000$  آباده است. از نظر زمین‌شناسی ساختاری، محدوده مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی Stocklin (۱۹۶۸) بر روی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است.

گرفته است. این واحد با ضخامت ۱۵۰ تا ۳۰۰ متر تناوبی از توف‌های اسیدی را در بر دارد که با رنگ‌های قرمز و سبز تیره نمایان هستند. گنبد‌های داسیتی بخشی از توالی ولکانیکی دوره ائوسن است. تمامی رخنمون‌های این واحد تحت تأثیر محلول‌های گرمابی، دگرسان شده‌اند. بنابراین، رخنمون‌های آن‌ها غالباً نرم بوده و در سطح هوازده به رنگ خاکستری روشن تا قرمز متمایل به قهوه‌ای و در سطح تازه به رنگ خاکستری روشن مشاهده می‌شوند. واحد الیوین‌بازالت در بخش‌های جنوب، جنوب شرق و شمال شرق محدوده رخنمون دارند که دارای رنگ نسبتاً سیاه هستند. واحد نفوذی موجود در منطقه از جنس میکروگرانودیوریت است. زمان پیدایش این واحد جوان‌تر از ائوسن است. Amidi (۱۹۷۷) بر اساس سن‌سنجی رادیومتری به روش روبیدیم-استرانسیم بر روی سنگ‌کل، زمان جایگیری واحد گرانودیوریتی منطقه را ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال قبل تعیین نموده است.

سنگ‌های آتشفشانی، بخش عمده رخنمون‌های محدوده مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند و دارای مورفولوژی تپه‌های کم‌ارتفاع کوچک و بزرگ هستند. به علت فراوانی فعالیت آتشفشانی ائوسن در محدوده مورد مطالعه و همچنین گستردگی و حجم زیاد این مواد، تنوع سنگ‌شناسی چندانی وجود ندارد. بر اساس مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های مختلف سنگی (در ادامه به آن‌ها پرداخته خواهد شد) و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰ تهیه شده طی عملیات صحرایی ۵ واحد سنگی قابل تفکیک و تشخیص هستند (شکل ۳).

قدیمی‌ترین واحدهای آتشفشانی منطقه، گدازه‌های آندزیتی هستند. این واحد با رنگ سبز تا خاکستری تیره و لایه‌بندی متوسط تا ضخیم لایه و توده‌ای نمایان است. واحد توف بلورین، جوان‌ترین افق‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه به‌شمار می‌آیند که در بخش‌های مختلف منطقه به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های آتشفشانی قرار



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (قبادی، ۱۳۹۰)

## روش انجام پژوهش

در طی عملیات صحرایی از واحدهای مختلف سنگی تعداد ۴۹ نمونه برداشت شد. به منظور شناسایی ترکیب سنگ شناسی و روابط بافتی از همه آنها مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد بررسی قرار گرفت و نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ از محدوده تهیه شد.

تعداد ۸ نمونه از سنگ های دگرسان نشده برای آنالیزهای زمین شیمیایی به آزمایشگاه کانساران بینالود جهت آنالیز عناصر اصلی به روش XRF و آزمایشگاه SGS کانادا جهت آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS فرستاده شدند که نتایج آن به ترتیب در جدول های ۱ و ۲ آورده شده اند.

جدول ۱- درصد اکسیدهای اصلی (wt%) نمونه های محدوده مورد مطالعه به روش XRF

| Sample                         | NK36  | NK29  | NK38  | NK40  | NK12   | NK10  | NK9   | NK39  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 69.04 | 68.83 | 68.82 | 67.51 | 66.28  | 64.89 | 61.3  | 60.34 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.31 | 14.54 | 17.96 | 15.33 | 19.04  | 17.53 | 14.86 | 15.47 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.8   | 3.39  | 1.92  | 3.39  | 2.15   | 2.95  | 7.16  | 6.77  |
| CaO                            | 0.04  | 2.24  | 0.03  | 0.01  | 0.08   | 0.12  | 3.79  | 4.63  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.11  | 3.11  | 1.16  | 0.14  | 0.11   | 0.5   | 2.47  | 2.88  |
| K <sub>2</sub> O               | 5.37  | 3.84  | 6.68  | 4.67  | 4.98   | 6.08  | 3.06  | 2.94  |
| MgO                            | 1.95  | 1.43  | 0.45  | 0.64  | 0.72   | 0.95  | 4.25  | 4.07  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.543 | 0.292 | 0.505 | 0.313 | 0.461  | 0.535 | 0.605 | 0.6   |
| MnO                            | 0.008 | 0.116 | 0.004 | 0.029 | 0.001  | 0.012 | 0.149 | 0.146 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.048 | 0.103 | 0.022 | 0.015 | 0.045  | 0.016 | 0.117 | 0.123 |
| SO <sub>3</sub>                | 0.2   | 0.165 | 0.037 | 3.154 | 3.945  | 1.915 | 0.295 | 0.135 |
| L.O.I                          | 3.42  | 1.54  | 2.18  | 4.41  | 4.13   | 4.16  | 1.81  | 1.57  |
| Total                          | 99.66 | 99.6  | 99.77 | 99.61 | 101.94 | 97.66 | 99.87 | 99.67 |

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب نمونه ها به روش ICP-MS (بر حسب ppm)

| Sample | NK40 | NK39 | NK38 | NK36 | NK29 | NK12 | NK10 | NK9  |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Cr     | 3    | 33   | 2    | 27   | 4    | 4    | 2    | 42   |
| Co     | 106  | 76   | 15.3 | 6.5  | 26.7 | 20   | 16.1 | 35.1 |
| Ni     | 0.4  | 14.6 | 0.4  | 0.5  | 1.4  | 1.1  | 0.4  | 16   |
| Zn     | 21   | 154  | 22   | 27   | 190  | 14   | 22   | 70   |
| Rb     | 170  | 114  | 238  | 274  | 147  | 155  | 314  | 137  |
| Sr     | 40.7 | 350  | 184  | 369  | 247  | 84.7 | 108  | 347  |
| Y      | 1.7  | 24.8 | 4.3  | 7.7  | 14.3 | 5.3  | 4.8  | 22.9 |
| Zr     | 45   | 120  | 56.7 | 54.5 | 57.5 | 72.3 | 30.6 | 110  |
| Nb     | 2.2  | 10.4 | 16.3 | 10.5 | 10.4 | 11.8 | 16.7 | 10.5 |
| Ba     | 460  | 703  | 2340 | 966  | 734  | 444  | 1160 | 779  |
| Ga     | 31.3 | 20.9 | 18.4 | 20.7 | 18.7 | 14.2 | 25.4 | 19.8 |
| Ta     | 0.17 | 1.83 | 1.33 | 0.83 | 1.48 | 1.21 | 1.24 | 1.23 |
| Hf     | 0.64 | 2.77 | 1.21 | 1.26 | 1.56 | 1.28 | 0.8  | 2.96 |
| In     | 0.25 | 0.05 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 0.06 | 0.07 |
| Bi     | 6.91 | 0.14 | 0.77 | 2.5  | 0.18 | 2.58 | 1.53 | 0.18 |
| Na     | 0.2  | 2.4  | 1.14 | 0.09 | 2.42 | 0.07 | 0.53 | 2.64 |
| Li     | 10   | 20   | 6    | 27   | 15   | 21   | 11   | 20   |
| Th     | 3.2  | 7.1  | 6.8  | 6.2  | 11   | 10.3 | 6.4  | 8    |
| V      | 42   | 140  | 20   | 74   | 42   | 27   | 31   | 139  |
| U      | 1.69 | 1.75 | 1.71 | 1.86 | 2.89 | 1.43 | 1.13 | 1.99 |
| Pb     | 1020 | 12.3 | 17.5 | 7.3  | 115  | 6.6  | 22.7 | 11   |
| P      | 210  | 590  | 150  | 300  | 450  | 240  | 120  | 560  |
| Sc     | 10.1 | 20.9 | 8.3  | 13.7 | 6.2  | 5.3  | 9.9  | 19.9 |
| La     | 8.5  | 22.6 | 18.8 | 33.9 | 27.1 | 21   | 25.9 | 23.3 |
| Ce     | 15.8 | 46   | 38.3 | 65.8 | 48.7 | 41   | 47.8 | 48.4 |
| Pr     | 1.45 | 5.05 | 3.78 | 6.38 | 4.7  | 3.94 | 4.32 | 5.27 |
| Nd     | 4.8  | 19.6 | 11.9 | 19.3 | 15.6 | 12.4 | 13.3 | 20   |
| Sm     | 0.74 | 4.27 | 1.84 | 2.87 | 2.75 | 1.78 | 2    | 4.32 |
| Eu     | 0.26 | 1.21 | 0.83 | 0.74 | 0.88 | 0.43 | 0.63 | 1.19 |
| Gd     | 0.51 | 4.6  | 1.26 | 2.18 | 2.62 | 1.46 | 1.42 | 4.54 |
| Tb     | 0.07 | 0.72 | 0.18 | 0.33 | 0.41 | 0.2  | 0.19 | 0.71 |
| Dy     | 0.27 | 4.12 | 0.81 | 1.59 | 2.26 | 0.94 | 0.9  | 3.99 |
| Ho     | 0.06 | 0.8  | 0.17 | 0.3  | 0.46 | 0.19 | 0.19 | 0.78 |
| Er     | 0.25 | 2.48 | 0.63 | 1.01 | 1.54 | 0.7  | 0.68 | 2.47 |
| Yb     | 0.3  | 2    | 0.8  | 0.9  | 1.4  | 0.7  | 0.7  | 2.1  |
| Lu     | 0.06 | 0.31 | 0.14 | 0.14 | 0.22 | 0.11 | 0.11 | 0.32 |

## پتروگرافی

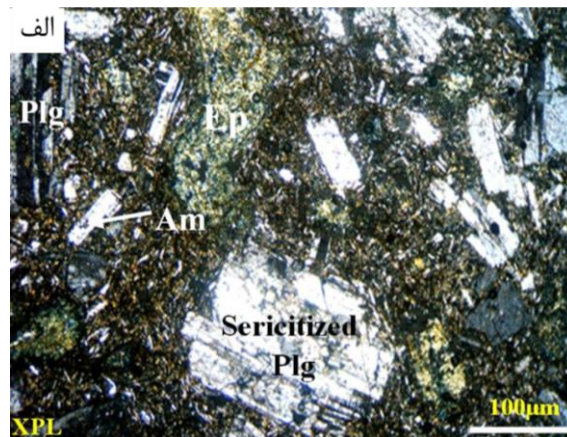
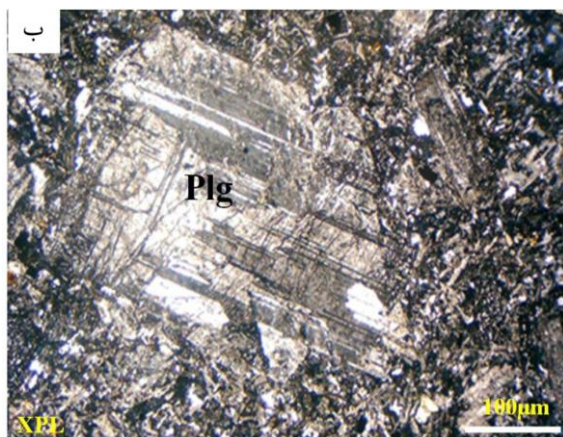
مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که گدازه‌های آندزیتی، توف بلورین با ترکیب آندزیتی، داسیت، الیوین بازالت و میکروگرانودیوریت، واحدهای تشکیل‌دهنده محدوده مورد مطالعه هستند که شرح داده خواهد شد.

### گدازه‌های آندزیت - تراکیت

این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با زمینه تراکیتی هستند. زمینه سنگ‌های آندزیتی از میکروولیت‌های ریز و جهت‌یافته پلاژیوکلاز که مقداری شیشه نیز در بین آن‌ها

وجود دارد تشکیل شده است. پلاژیوکلاز، کانی اصلی این سنگ بوده و به شدت دگرسان شده است (شکل ۴-الف). کوارتز به صورت ریز و پراکنده در متن سنگ حضور دارد. همچنین مقادیر کمی بیوتیت دیده می‌شود.

آمفیبول نوع هورنبلند عمدتاً دگرسان شده و توسط مجموعه کلریت، کلسیت و اپاک جانشین شده‌اند. این بلورها تا حد زیادی به اپیدوت، کلریت، کانی اپاک و بیوتیت دگرسان شده‌اند. کانی‌های ثانوی سنگ شامل سریسیت، اپیدوت، سیلیس و کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن است (شکل ۴-ب).

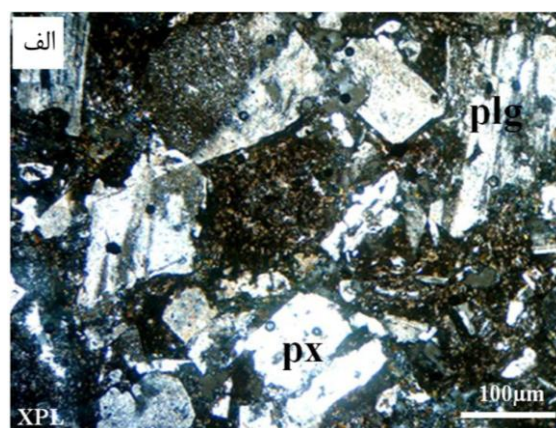
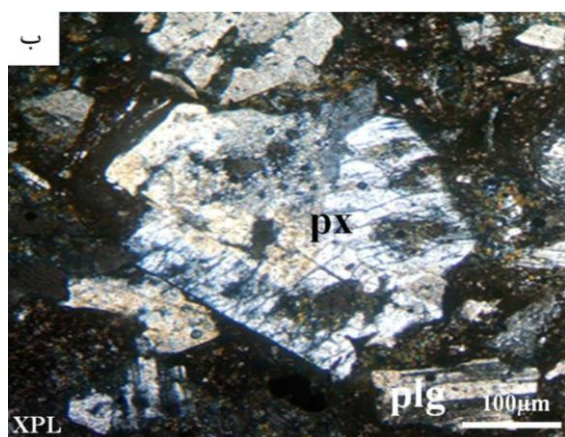


شکل ۴- تصاویر مقاطع میکروسکوپی؛ الف) فنوکریست پلاژیوکلاز در نمونه‌ای از آندزیت که به کانی‌های رسی دگرسان شده است، ب) بافت پورفیری و پلاژیوکلازهای سوسوریتی شده، زمینه فنوکریست‌ها از میکروولیت‌های ریز و جهت‌یافته پلاژیوکلاز حاوی مقداری شیشه تشکیل شده است (Plg: پلاژیوکلاز، Am: آمفیبول، Ep: اپیدوت)

### توف بلورین

این سنگ‌ها دارای بافت پورفیروکلاستی هستند (شکل ۵-الف). درشت‌بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت شکسته شده و بی‌شکل در متن سنگ حضور دارند که بیشتر به کانی‌های ثانویه تجزیه شده‌اند (شکل ۵-ب). درشت‌بلورهای پیروکسن در بیشتر موارد با حاشیه خورده شده و گرد شده مشخص هستند. در موارد نادری بافت خورده‌شدگی حلقوی نیز دیده می‌شود که این شواهد بافتی نشانگر عدم تعادل این درشت‌بلورها در مذاب است (شکل ۶-ب).

زمینه نهان‌بلور سنگ از کانی‌های فلسیک پدید آمده است. در برخی از نمونه‌ها، شیشه، سازنده اصلی زمینه به شمار می‌آید. زمینه شیشه‌ای سنگ به طور وسیع به سیلیس کریپتو-میکروکریستالین، ریزبلورهای اکسید آهن و به ندرت به اپیدوت تبدیل شده است. کانی‌های اپاک به صورت لکه‌هایی نسبتاً بزرگ و متشکل از بلورهای بی‌شکل ملاحظه می‌شود. کانی‌های اکسیدی-هیدروکسیدی آهن در شکستگی‌ها و به صورت رگه و رگچه ظاهر شده‌اند. این واحدهای توفی دارای ترکیب آندزیتی هستند.



شکل ۵- تصاویر مقاطع میکروسکوپی؛ الف) بافت پورفایر و کلاست در توفهای بلورین، ب) درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز شکسته شده و بی شکل در زمینه دانه ریز از همین کانی ها و شیشه، پیروکسن با حواشی گرد شده و خورده شده مشخص است (Px: پیروکسن، Plg: پلاژیوکلاز)

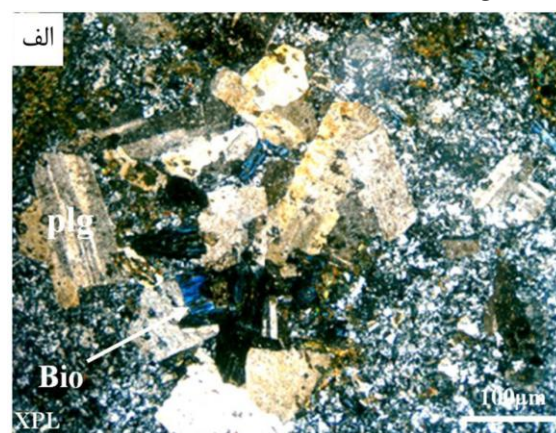
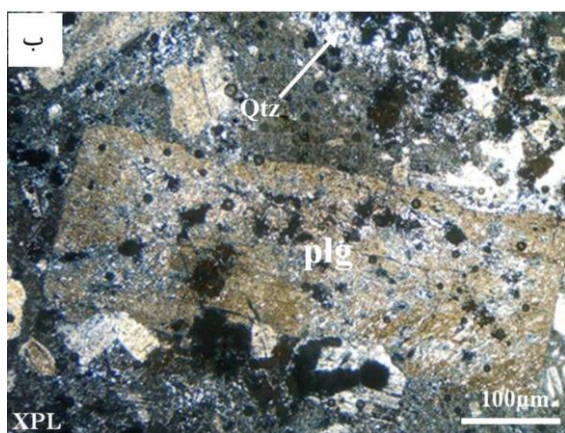
### گنبد‌های داسیتی

پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، کوارتز و در برخی مقاطع بیوتیت، ترکیب کانی شناسی این سنگ‌ها را پدید آورده‌اند. بافت گلومروپورفیری در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود. همچنین فلدسپات‌ها به‌طور قابل ملاحظه‌ای به کانی‌های رسی و بیوتیت و به‌ندرت اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۶- الف).

فلدسپات‌های شکل دار گاه با حواشی تحلیل رفته که عمدتاً پلاژیوکلاز و به‌ندرت آلکالی فلدسپات است، مهم‌ترین درشت بلورها هستند (شکل ۶- ب). در مواردی درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی مشاهده می‌شوند که از شواهد عدم تعادل بلور تشکیل شده با مذاب است (شکل ۶- ب).

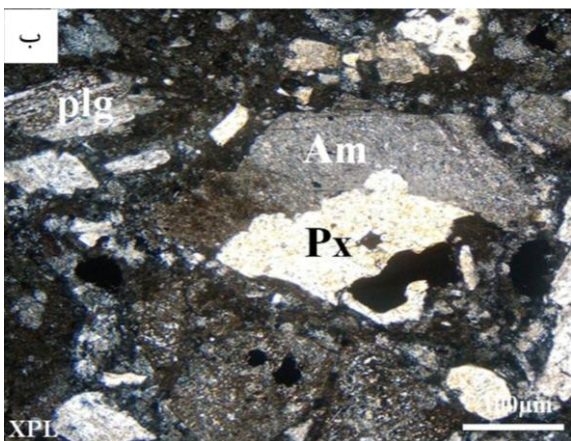
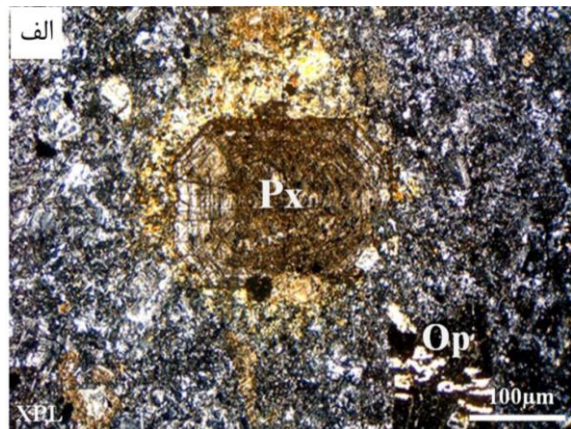
از طرفی درشت بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه بندی نوسانی ویژه‌ای مشاهده شدند که این مورد نیز از نشانه‌های تبلور در شرایط فیزیکیوشیمیایی ناپایدار است. تحلیل رفتن یک فاز جامد در یک فاز شاره‌ای نشانه تحت اشباع بودن شاره یاد شده از آن فاز است. یعنی فازی که قبلاً به علت اشباع بودن در شاره اولیه از آن متبلور شده، به واسطه تغییر شرایط، دستخوش انحلال شده است (Shelley, 1993).

تغییر ترکیب شاره، حاصل تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درون گیر و یا اختلاط با آبگون‌های دیگر است (Shelley, 1993).

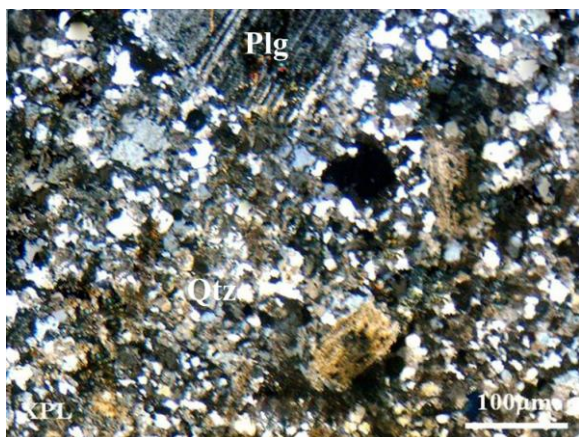


شکل ۶- تصاویر مقاطع میکروسکوپی؛ الف) بافت گلومروپورفیری در داسیت، ب) آثار خوردگی در بلور پلاژیوکلاز موجود در داسیت، پلاژیوکلازها شدیداً به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (Qtz: کوارتز، Plg: پلاژیوکلاز و Bio: بیوتیت)

هستند و زمینه غالباً شامل کوارتز-فلدسپات، کلریت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن است.



شکل ۷- الف) بلور درشت پیروکسن با ساختار منطقه‌ای در الیون بازالت‌ها، ب) نمایی از خوردگی خلیجی بلور پیروکسن در الیون بازالت (Px): پیروکسن، Am: آمفیبول، Plg: پلاژیوکلاز، Op: اپاک



شکل ۸- بافت پورفیروئیدی با زمینه میکروگرانولار در میکروگرانودیوریت‌ها

## الیون بازالت

پیروکسن، پلاژیوکلاز، الیون، کلسیت، سربیسیت، کلریت و مگنتیت، سازندگان این سنگ‌ها هستند. دارای بافت پورفیری بوده و فنوکریست غالب پیروکسن با ساختمان منطقه‌بندی است (شکل ۷- الف). زمینه این سنگ‌ها بیشتر از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و دانه‌های کوچک پیروکسن تشکیل شده است که الیون (تا ۱۰ درصد) و کانی‌های کدر نیز در فضای بین آن‌ها دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها نیز برخی از پیروکسن‌ها، خوردگی خلیجی و حاشیه دنداندار نشان می‌دهند. این پدیده بیانگر عدم تعادل است (شکل ۷- ب). مشاهدات میکروسکوپی درشت‌بلورهای پیروکسن را به دو شکل زیر نشان داده است: الف) درشت‌بلورهای خودشکل با داشتن ماکل قطاعی و ساختار منطقه‌ای که نشان می‌دهد این پیروکسن‌ها از مذاب به‌طور مستقل متبلور شده‌اند و سپس دستخوش تغییرات قرار نگرفته‌اند (شکل ۷- الف)؛ ب) پیروکسن در همیافیتی نزدیک با هورنبلند، به‌گونه‌ای که بافت دانه‌ای نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد این نسل از پیروکسن‌ها متعلق به قطاعی از یک گابرو یا دیوریت هستند که هم‌اکنون به‌صورت آنکلاو در سنگ‌های آتشفشانی شناور شده‌اند (شکل ۷- ب).

## میکروگرانودیوریت

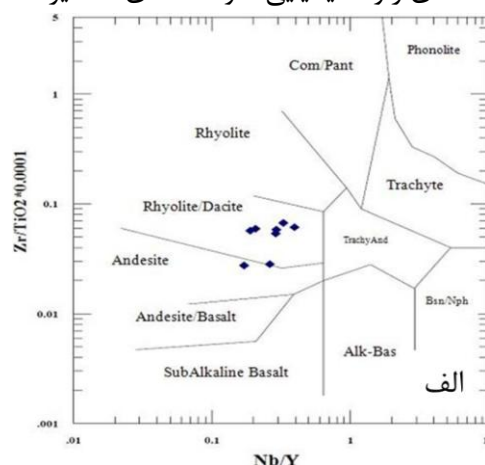
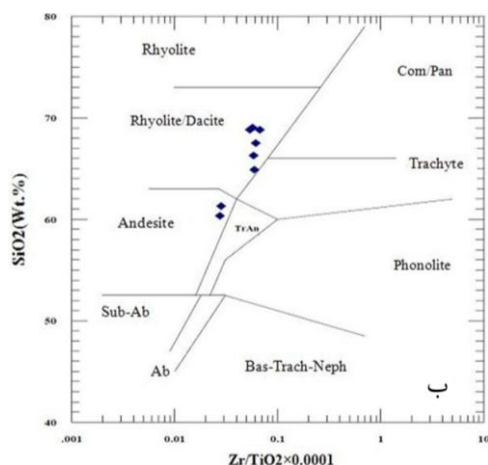
رخدادهای صحرایی این توده‌ها به‌شکل زبانه‌های کوچک و دایک است که سنگ‌های آتشفشانی را قطع کرده‌اند و به‌نظر می‌رسد از منشأ نیمه‌عمیق باشند. این سنگ‌ها دارای کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن و به‌طور محلی بیوتیت هستند. نام سنگ‌های این واحد بر پایه بافت و ترکیب کانی‌شناسی در حد میکروگرانودیوریت است. بافت این واحد نفوذی، پورفیروئیدی با زمینه میکروگرانولار است (شکل ۸). مهم‌ترین تشکیل‌دهنده‌های سنگ‌ها پلاژیوکلاز و کوارتز

## ژئوشیمی

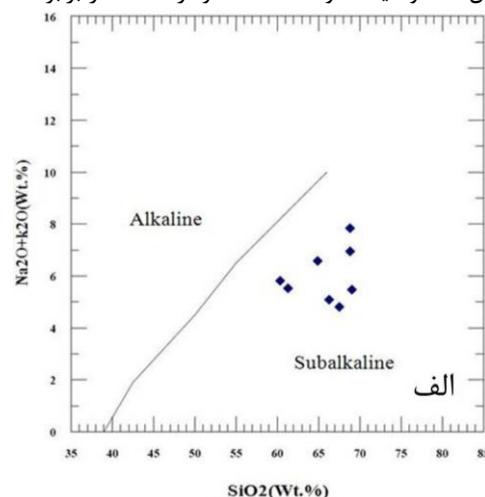
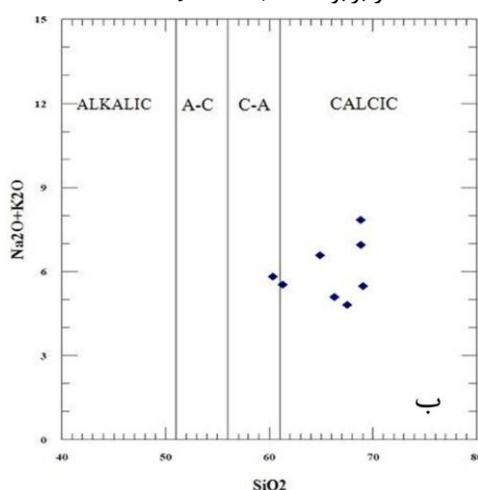
## رده‌بندی سنگ‌های آذرین و نوع ماگما

از معیارهای ژئوشیمیایی، مثل مقادیر  $TiO_2$ ، قلیایی‌ها، آهن، منیزیم و غیره، غالباً برای تشخیص و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین استفاده می‌شود (Miyashiro, 1978). با توجه به شدت دگرسانی گرمایی در این منطقه که آثار آن در تمامی مقاطع مشهود است به نظر می‌رسد که استفاده از نمودارهایی که از عناصر نام‌تحرک استفاده می‌شود، نتیجه‌ای بهتر از نمودارهایی دارد که در آن‌ها از اکسیدهای عناصر اصلی استفاده شده است. با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های آنالیز شده

(جدول‌های ۱ و ۲)، این نمونه‌ها بر اساس نمودارهای Winchster و Floyd (۱۹۷۷) در محدوده آندزیت و داسیت-ریوداسیت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۹-الف و ب). جهت تعیین سری ماگمایی از نمودار Irvin و Baragar (۱۹۷۱) استفاده شده است و همه نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکان قرار گرفتند (شکل ۱۰-الف). همچنین بر اساس نمودار Peacock (۱۹۳۱) جهت تمایز سنگ‌های آتشفشانی به کلسیمی و قلیایی، نمونه‌ها در محدوده کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-ب). بنابراین سنگ‌های آتشفشانی منطقه از نوع کلسیک هستند.



شکل ۹- موقعیت نمونه‌ها؛ الف) نمودار Nb/Y در برابر  $Zr/TiO_2$  و ب) نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر  $SiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977)



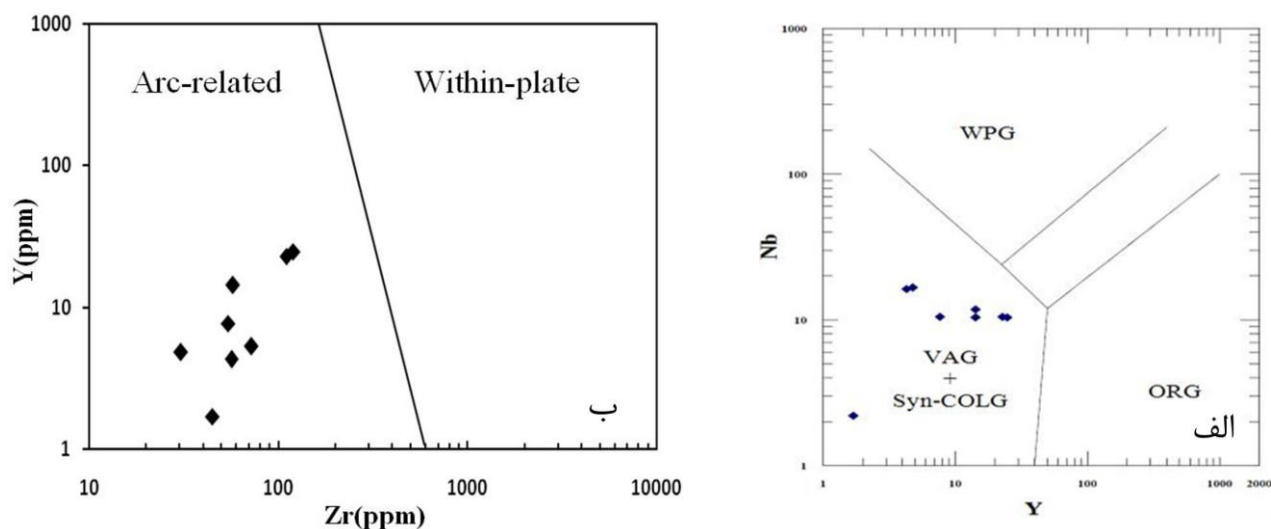
شکل ۱۰- الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی به آلکان و ساب‌آلکان بر اساس مجموع آلکالی در برابر سیلیس (Irvin and Baragar, 1971). ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی به کلسیک و قلیایی بر اساس مجموع آلکالی در برابر سیلیس (Peacock, 1931)

## الگوی زمین‌ساختی - ماگمایی

نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی هستند که در آن ماگماهای تولید شده و جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی می‌توانند بر اساس شیمی آن‌ها از یکدیگر متمایز شوند (Pearce and Cann, 1973). نخستین بار Pearce و Cann (۱۹۷۳) نظریه استفاده از شیمی سنگ‌کل را برای شناسایی ماگماهای مربوط به محیط‌های زمین‌ساختی مختلف ارائه دادند. البته بنا بر نظر ایشان، نمودارهای جدایشی به‌ندرت محیط زمین‌ساختی قدیمی را بدون ابهام تعیین می‌کنند. این نمودارها بیانگر یک محیط زمین‌ساختی احتمالی هستند ولی نمی‌توانند تأیید قاطعی بر یک محیط خاص زمین‌ساختی باشند. غلظت عناصر تشکیل‌دهنده یک ماگمای اولیه تابعی از غلظت عناصر در گوشته، میزان ذوب، فرآیندهای تبلور جدایشی و تأثیرهای آرایش پوسته است. در مقایسه با عناصر دیگر، عناصر کمیاب ماهیت ماگمای اولیه را بهتر نشان می‌دهند. برای شناسایی محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی محدوده از نمودارهای مختلفی استفاده شد. بر اساس نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Muller و Groves (۱۹۹۷) تمامی نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آتشفشانی قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۱-الف و ب و ۱۲-الف و ب). برای تفکیک قوس‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی پس از برخورد نیز از نمودار Muller و Groves (۱۹۹۷) استفاده شد که در این نمودار، نمونه‌ها در گستره قوس‌های پس از برخورد (PAP) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲-ج). به اعتقاد معین‌وزیری (۱۳۸۳) اقیانوس نئوتتیس به‌علت حرکت صفحه آفریقا به سمت شمال‌خاوری، به زیر خردقاره ایران مرکزی فروورانش کرده است. هم‌خوانی زون‌های فروورانش و برخورد با تیغه‌های گرمایی قدیمی که در موزوئیک ریفت‌های درون قاره‌ای را بوجود آورده بودند، می‌توانست موجب به‌هم‌خوردگی نظم کلاسیک ماگماتیسم در

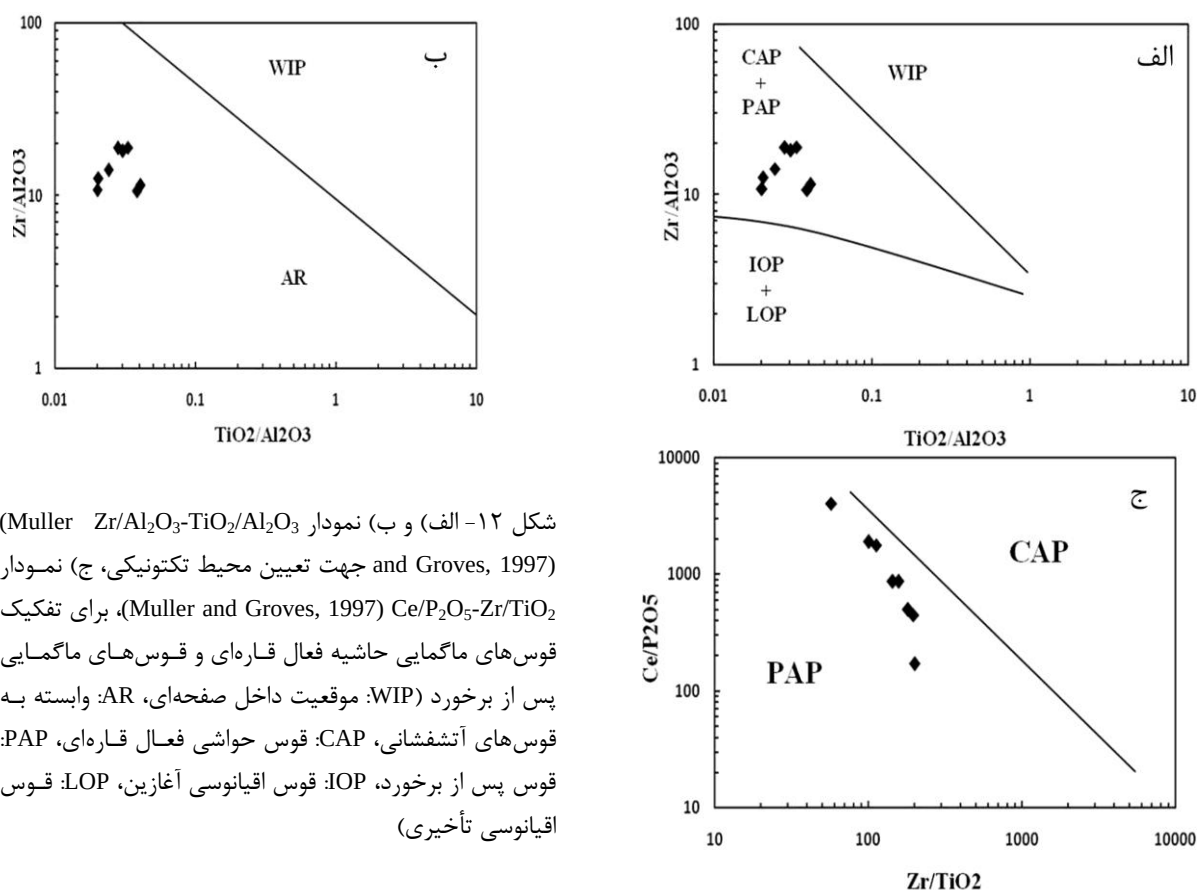
محیط‌های زمین‌ساختی نامبرده شده باشد. شکسته‌شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه بالایی این امکان را فراهم کرده تا بخش فرورفته و متوقف شده این پوسته به‌طور یکنواخت گرم شده و سبب ایجاد آتشفشان شدید دوره ائوسن شود. این پدیده در دوره ترشیری نیز با شدت کمتری ادامه داشته است (آقنباتی، ۱۳۸۳). به اعتقاد Berberian and (۱۳۸۳)، Berberian and (1981) اغلب توده‌های نفوذی و نیمه‌آتشفشانی ترشیری ایران با سن الیگومیوسن مشخص هستند و حاصل تخلیه فشاری مخازن ماگمایی ژرف زیر آتشفشان‌های ائوسن در دوره‌های کوه‌زایی پیرنه و آسترین هستند (معین‌وزیری، ۱۳۸۳).

در شکل ۱۳ الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به کندریت (Taylor and Mclennan, 1985) به‌هنجار شده است. بر اساس این نمودار، تمامی نمونه‌ها نسبت به کندریت از لحاظ REE غنی‌تر هستند. در این میان عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به انواع سنگین (HREE) نشان می‌دهند. تطابق الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی می‌تواند نشانه خاستگاه مشترک این سنگ‌ها باشد (Henderson, 1984). بی‌هنجاری Eu در نمونه‌ها ( $Eu/Eu^*=0.87$ ) اندکی مثبت است. بی‌هنجاری یوروپیم، عمدتاً توسط فلدسپات‌ها کنترل می‌شود، زیرا Eu (در حالت دو ظرفیتی)، برخلاف REE سه‌ظرفیتی که در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم عناصری ناسازگارند، عنصری سازگار به‌شمار می‌آید. بنابراین، وجود فلدسپات باعث بی‌هنجاری مثبت Eu خواهد شد. همچنین ناهنجاری اندکی مثبت Eu می‌تواند دلیلی بر فشار بخشی بالای اکسیژن در سنگ‌های آتشفشانی منطقه باشد (Rollinson, 1993). وجود کانی‌های اپاک مانند مگنتیت و هماتیت در سنگ‌ها نیز دلیلی بر مدعاست.



شکل ۱۱- الف) تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی با استفاده از نمودار Nb/Y (Pearce et al., 1984).

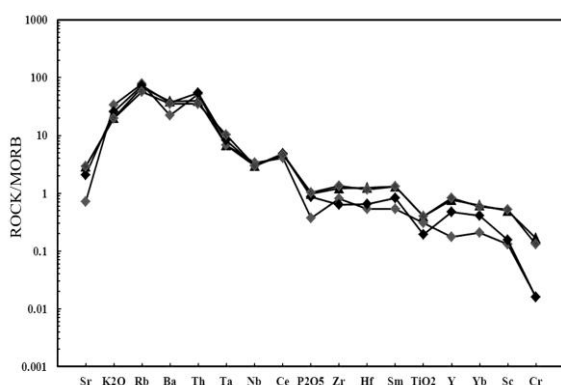
ب) نمودار Y/Zr برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گستره مورد بررسی (Muller and Groves, 1997)



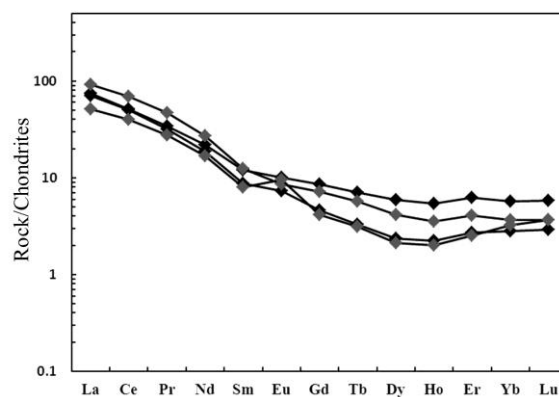
شکل ۱۲- الف) و ب) نمودار  $Zr/Al_2O_3$ - $TiO_2/Al_2O_3$  (Muller and Groves, 1997) جهت تعیین محیط تکتونیکی، ج) نمودار  $Ce/P_2O_5$ - $Zr/TiO_2$  (Muller and Groves, 1997) برای تفکیک قوس‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی پس از برخورد (WIP: موقعیت داخل صفحه‌ای، وابسته به قوس‌های آتشفشانی، CAP: قوس حواشی فعال قاره‌ای، PAP: قوس پس از برخورد، IOP: قوس اقیانوسی آغازین، LOP: قوس اقیانوسی تأخیری)

(شکل ۱۴) که این وضعیت شاخص سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس آتشفشانی است (Zanetti et al., 1999).

در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به MORB (Pearce, 1983)، سنگ‌های منطقه از عناصر HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند



شکل ۱۴- نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به MORB (Pearce, 1983) برای نمونه‌های مورد مطالعه



شکل ۱۳- الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) برای نمونه‌های مورد مطالعه

دگرسانی کوارتز-سریسیت) که حاصل تأثیر سیالات ماگمایی غنی از عناصر پوسته‌ای است؛ ه) در بخش شمالی منطقه، سری تفریق‌یافته سنگ‌های متعلق به ماگماتیسیم شوشونیتی (ترابی، ۱۳۷۸) با غنی‌بودن از سنگ‌های پتاسیم‌دار دیده می‌شود.

### نتیجه‌گیری

ترکیب سنگ‌شناسی محدوده مورد بررسی، شامل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و بازی دارای سن ائوسن و سنگ‌های نفوذی میکروگرانودیوریتی دارای سن جوان‌تر (پس از ائوسن) هستند که شامل: داسیت (حاوی کانی‌های اصلی کوارتز و پلاژیوکلاز)، آندزیت، الیوین‌بازالت (دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و مقداری الیوین و آمفیبول)، توف‌های بلورین دارای بافت پورفیروکلاستی با ترکیب آندزیت و سنگ‌های نفوذی میکروگرانودیوریتی دارای بافت پورفیری با زمینه میکروگرانولار هستند. کانی‌های ثانویه موجود در نمونه‌ها شامل کانی‌های رسی، اپیدوت، سریسیت، کلریت و بیوتیت است.

وجود پیروکسن و پلاژیوکلازهای با حواشی خرد شده معمولاً معلول شرایط تشکیل این کانی‌ها در محیطی کاملاً نامتعادل، همچون نوسان‌های ناشی از

همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، نمونه‌ها از عناصر K، Rb و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این غنی‌شدگی ویژگی سنگ‌های ماگمایی کمان‌ها یا قوس‌های آتشفشانی است (Rollinson, 1993). این عناصر ویژه سنگ‌های پوسته‌ای هستند و می‌توانند نشان‌دهنده هضم سنگ‌های پوسته توسط مذاب اولیه باشند. از طرفی وجود بی‌هنجاری منفی عناصر Ta، Ti، Nb و P در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها، می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد (Wilson, 1989).

در مناطق فرورانش، شاره‌های آزاد شده از بخش فوقانی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند، به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شوند (Borg et al., 1997). بالا بودن میزان عناصر Ba، Rb، K و Ce در این سنگ‌ها نشانگر این موارد است: الف) هضم سنگ‌های پوسته قاره‌ای در مسیری که مذاب از پوسته تحتانی و گوشته فوقانی سنگ‌ها را در نوردیده است؛ ب) دخالت ماگمایی از خاستگاه پوسته قاره‌ای (ذوب بخشی) یا ماگمایی از منشأ عمیق‌تر (اختلاط ماگمایی)؛ ج) تأثیر متاسوماتیسیم آلکالین بر سنگ‌های منطقه در طی و یا پس از تبلور و جایگیری این سنگ‌ها؛ د) وجود دگرسانی‌های گرمابی گسترده در سنگ‌های منطقه (کائولینیتی‌شدن با

آتشفشانی است. همچنین وجود بی‌هنجاری‌های منفی عناصر Ta, Ti, Nb و P در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها، می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد. بر اساس نمودارهای Y-Nb, Y-Zr و  $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$  تمامی نمونه‌ها در گستره قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند.

حضور ماگماهای هم‌زمان، قرارگیری در شرایط نزدیک به سطح زمین، ناآرام بودن محیط تشکیل کانی‌ها، اکسایش و تغییرات ترکیب شیمیایی ماگماهاست. سنگ‌های منطقه از عناصر LILE غنی‌شده و از عناصر HFSE نسبت به MORB تهی شده‌اند که این شاخص سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس‌های

## منابع

- آقائاتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- ترابی، ق. (۱۳۷۸) پژوهشی بر پتروولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیک مجموعه شوشونیتی جنوب عشین (غرب انارک، شمال شرق اصفهان، هجدهمین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- شرافت، ش. (۱۳۷۶) زمین‌شناسی، پتروولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های افیولیتی سورک، زرو و اردان، (غرب استان یزد). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ایران.
- قبادی، ع. (۱۳۹۰) بررسی کانی‌شناختی، زمین‌شیمیایی، ژنز و کاربرد احتمالی کانسار کانی رسی ندوشن یزد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ایران.
- معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۷) دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- معین‌وزیری، ح. (۱۳۸۳) چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونوماگمایی ایران. فصل‌نامه علوم زمین ۴۹-۵۰: ۳۲-۳۹.
- نقره‌نیا، م.، نوربهرت، ا.، مکی‌زاده، م. ع. و شیرزاد ملایری، ل. (۱۳۸۶) گزارشی از ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های نفوذی غرب سورک (استان یزد)، پنجمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.
- Amidi, S., M. (1977) Etude geologique de la region de Natanz-Nain-Surk, stratigraphie et petrologie. Geological Survey of Iran Report 42: 36.
- Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H. K. and Delany, F. M. (Eds.): Zagros, Hindukosh, Himalaya geodynamic evolution. American Geophysical Union, Washington.
- Borg, L. E., Clyne, M. A. and Bullen, T. D. (1997) The variable role of slab derived fluids in the generation of a suite primitive calc-alkaline lavas from the Southernmost Cascades, California. Contributions to Mineralogy and Petrology 35: 425-452.
- Henderson, P. (1984) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Oxford, New York.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. P. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8(5): 523-548.
- Miyashiro, A., (1978) Nature of alkalic volcanic rock series. Contribution to Mineralogy and Petrology 66(1): 91-104.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic Igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Earth Sciences 56: 238.
- Peacock, M. A. (1931) Classification of igneous rock series. The Journal of Geology 39(1): 54-67.
- Pearce, A., Harris, N. B. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic

- interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich 230-249.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letter* 19: 290-300.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannuci, R. (1999) The finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 107-122.



## **Petrography and tectonic setting investigation of Tertiary igneous rocks in the Nodoushan area (SW of Sadough, Yazd province)**

**Bijan Etemadi \*, Batoul Taghipour, Abdolhadi Ghobadi, Amin Eslami  
and Mostafa Salimi Darani**

Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Shiraz, Shiraz, Iran

### **Abstract**

The Tertiary igneous rocks of Nodoushan area cropped out at about 130 km southwest of Yazd city in the Uromieh-Dokhtar Volcano-Plutonic belt. Based on the mineralogical and geochemical studies, these volcanic rocks are composed of dacite, andesite, olivine basalt, and also pyroclastic (crystalline tuff), and micro-granodioritic intrusive rocks. Based on Y-Nb versus Y-Zr and  $Zr/Al_2O_3$  versus  $TiO_2/Al_2O_3$  tectonomagmatic diagrams, these rocks show some indications of magmatic arc tectonic setting. As observed from the  $Ce/P_2O_5$  vs.  $Zr/TiO_2$  diagram which discriminates the magmatic arcs of active continental margin from post-collision magmatic arcs, the studied rocks belong to the post-collision arcs (PAP). In the spider diagram normalized to MORB, HFS elements shows depletion, characteristic of magmatism at the volcanic arc setting. The K, Rb and Th enrichment as well as the negative anomaly of Ti, Ta, Nb and P indicate that the rocks studied formed in subduction zone.

**Key words:** Volcanic rocks, Petrography, Uromieh-Dokhtar, Tertiary, Nodoushan, Yazd

---

\* etemadi@geology.susc.ac.ir