

مطالعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیک ائوسن جشوقان (شرق اصفهان)

زهرا نصرافهانی^۱، محمدهاشم امامی^{۲*}، سید جمال شیخ‌ذکریایی^۳، سید حسن طباطبایی^۴

۱- دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

۲- دانشیار پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

۳- استادیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

۴- استادیار ژئوشیمی اکتشافی، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

* عهددار مکاتبات: hashememami@yahoo.com

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱۱، پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۳/۱۶

چکیده

منطقه مورد مطالعه در ۱۱۰ کیلومتری شرق اصفهان در نزدیکی روستای جشوقان واقع شده است. این ناحیه بخشی از کمربند ارومیه- دختر در ایران مرکزی می‌باشد. در این منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های ولکانیکی متعلق به ائوسن وجود دارد. ترکیب این سنگ‌ها آندزیتی و داسیتی است. پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز درشت بلورهای سنگ‌های داسیتی است. در آندزیت‌ها نیز پلاژیوکلاز و آمفیبول از کانی‌های اصلی قابل تشخیص است که پیروکسن به صورت کانی فرعی وجود دارد و دارای بافت غالب پورفیری هستند. به دلیل عملکرد دگرسانی، کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلریت، کلسیت، اپیدوت و اکسید آهن در این سنگ‌ها ایجاد شده است. بافت غربالی و دگرسانی انتخابی در پلاژیوکلاز، وجود حاشیه سوخته در آمفیبول از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها در سری کالکوالکان قرار گرفته‌اند. نمودارهای مشخص‌کننده محیط تکتونیکی بیانگر محیط تکتونیکی قوس آتشفشانی قاره‌ای است. الگوی REEها و نیز آنومالی مثبت Pb به آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد.

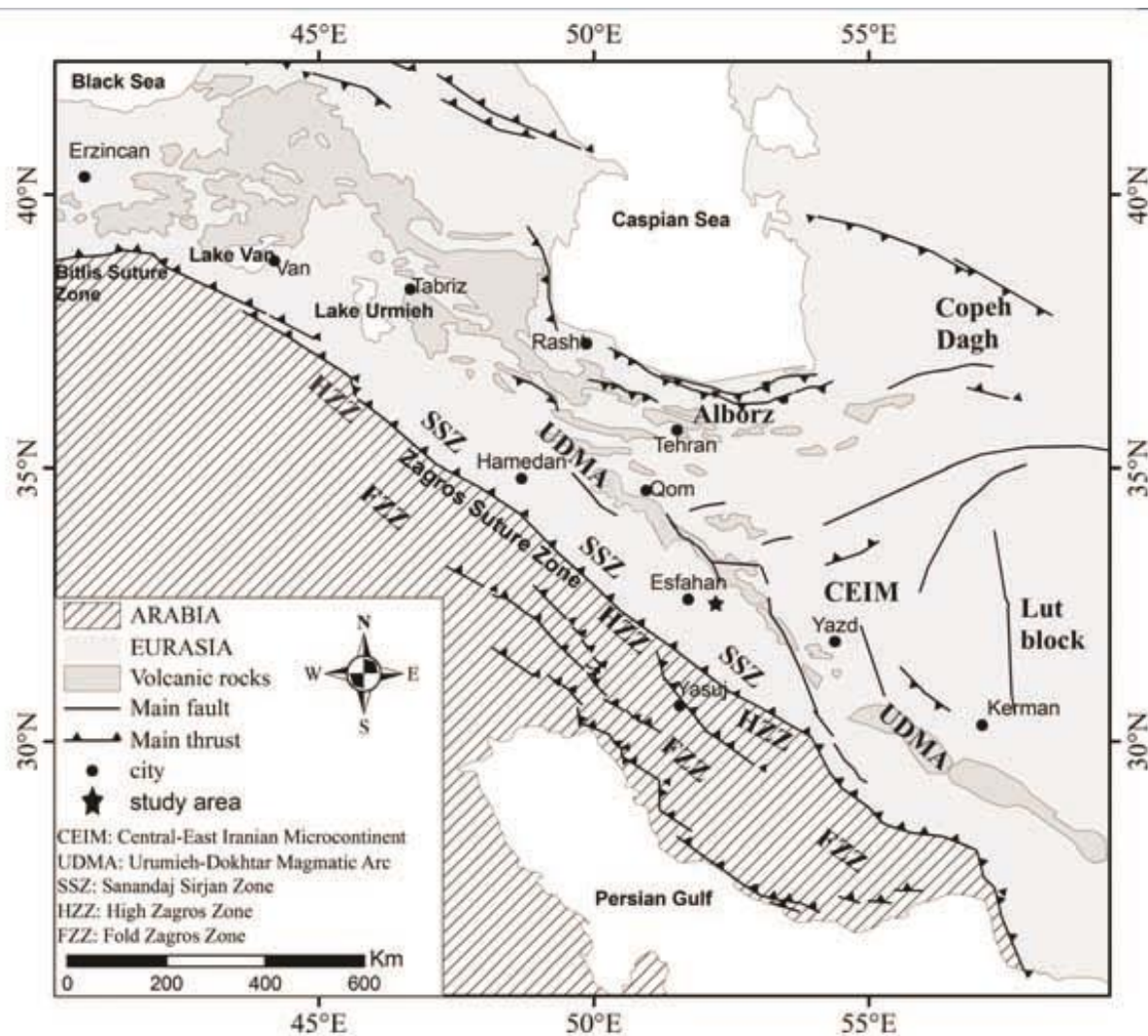
واژه‌های کلیدی: کالکوالکان، ائوسن، قوس آتشفشانی، آندزیت، اصفهان

۱- مقدمه

از پژوهش‌های جدید صورت گرفته بر روی سنگ‌های آتشفشانی در پیرامون منطقه مورد مطالعه می‌توان به ملکی، (۱۳۹۲) و حاتمی، (۱۳۸۷) اشاره نمود. که در تمام مطالعات صورت گرفته طیف وسیعی از سنگ‌ها از بازالت تا رپولیت به همراه انواع سنگ‌های آذرآواری معرفی شده است که دارای روند کالکوالکان هستند. همچنین در مطالعات سیاری، (۱۳۹۳) علاوه بر نمونه‌هایی با روند کالکوالکان، نمونه‌هایی با روند شوشونیتی و آداکیتی نیز یافت شده است که سنگ‌های آداکیتی مربوط به فاز سوم ولکانیسم سنوزوئیک و پس از برخورد می‌باشند و سنگ‌های شوشونیتی در فازهای اول و دوم ولکانیسم ایجاد شده‌اند. مهموری، (۱۳۸۸) علاوه بر بررسی سنگ‌های ولکانیک گردنه ملاحمد به بررسی بنتونیت‌های تشکیل شده نیز پرداخته است.

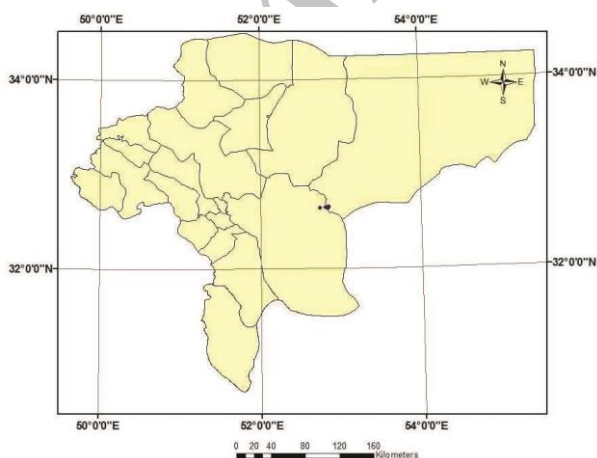
در این پژوهش به بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی، پتروژنز سنگ‌های ولکانیک در منطقه شرق اصفهان پرداخته شده است که می‌تواند در رابطه با شناخت فعالیت‌های ماگمایی در زمان ائوسن و در نتیجه شناخت بیشتر زون ارومیه- دختر در آن زمان مفید باشد.

فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک ایران در سه برهه اصلی ائوسن، میوسن بالایی- پلیوسن و کواترنر رخ داده است (Dilek et al., 2010). نوار آتشفشانی ارومیه- دختر خود بخشی از یک ایالت ماگمایی وسیع است که حاصل همگرایی بین صفحه‌های آفریقا- عربی و اوراسیا است (Jackson and McKenzie, 1984, Dewey et al., 1986, McClusky et al., 2003, Allen et McClusky et al., 2000, Dilek and Whitney, al., 2004, Dilek and Sanduol, 2009 (2000) معتقدند سنگ‌های آتشفشانی پس از برخورد سنوزوئیک در ایالت ماگمایی بطور گسترده‌ای در قسمت شمال و شمال غربی زمین درز زاگرس- بیتلیس برون‌زد دارد (شکل ۱). مطالعات متعددی روی نوار آتشفشانی ارومیه- دختر انجام شده است (Amidi et al., 1984, Emami, 1981, Hassanzadeh, 1993, Aftabi and Atapour, 2000) که گویای وجود سری ماگمایی غالب کالک‌الکان و در برخی مناطق شوشونیتی و آداکیتی است.



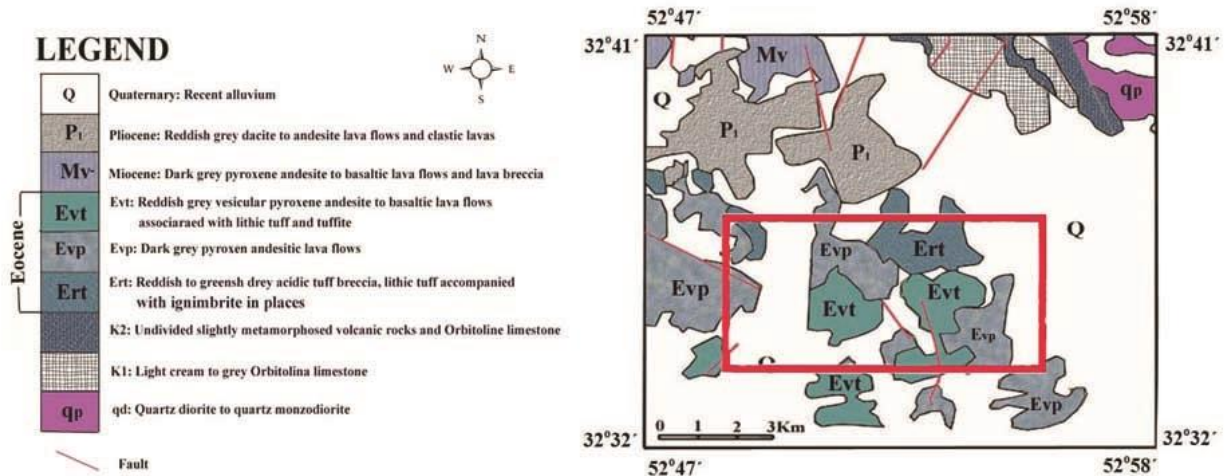
شکل ۱- پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی پس از برخورد صفحات عربی- اوراسیا (بر اساس تلفیقی از Agard et al., 2011; Dilek et al., 2010; Hessami et al., 2003 همراه با موقعیت منطقه مورد مطالعه (روستای جشوقان)

۲- موقعیت جغرافیایی منطقه



شکل ۲- نقشه اصفهان به همراه نمایش منطقه مورد مطالعه (روستای جشوقان)

منطقه مورد مطالعه در ۱۱۰ کیلومتری شرق اصفهان و شمال باتلاق گاوخونی قرار گرفته است (شکل ۲). محدوده‌ی مورد مطالعه در عرض‌های جغرافیایی ۳۳° ۳۳' و ۳۲° ۳۹' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۵° ۵۲' و ۵۲° ۵۱' شرقی قرار دارد (شکل ۳). قسمتی از راه آهن یزد- کوهپایه از بخش جنوبی این منطقه عبور می‌نماید و از مهمترین محورهای ارتباطی در محدوده مورد مطالعه می‌توان از نایین- کوهپایه و بخشی از راه نایین- اردستان نام برد. راه‌های ارتباطی محدوده‌ی مورد مطالعه، راه آسفالتی اصفهان- کوهپایه- ملاحمد می‌باشد. روستاهای کجان، تودشک، نیستانک و نهوج از نقاط مسکونی مهم این محدوده‌اند، که از ملاحمد توسط راه آسفالتی مظفرآباد- کبرآباد- خرم دشت- طمینان- مهرآباد، می‌توان به روستای جشوقان (منطقه مورد مطالعه) دسترسی یابیم. منطقه مورد مطالعه در نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان و ۱:۲۵۰۰۰۰ نایین قرار می‌گیرد.



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه حوالی روستای جشوقان- مهرآباد (امینی و امینی‌چهرق، ۱۳۸۲) به همراه نمایش منطقه مورد مطالعه

۳- روش تحقیق

روستای جشوقان قرار گرفته است. این منطقه به منظور شناسایی و آشنایی کلی با سنگ‌های ولکانیکی در محدوده مطالعاتی مورد بررسی پتروگرافی قرار گرفت. سنگ‌های ولکانیک این منطقه از نوع گدازه هستند و از لحاظ سنگ‌شناسی در طیفی از بازالت آندزیتی، آندزیت تا داسیت و ریولیت تغییر می‌نمایند. بازیک‌ترین سنگ‌های موجود در منطقه مورد مطالعه را بازالت‌های آندزیتی تشکیل می‌دهند. تنها کانی قابل تشخیص در این نمونه‌ها پیروکسن می‌باشد. حجم آن کم است و حجم اصلی را آندزیت و تراکی آندزیت و ترکیبات اسیدی و توف‌ها تشکیل می‌دهند. آندزیت‌ها دارای رنگ سبز تیره تا خاکستری هستند (شکل ۴- الف) که در مواردی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریز دانه رخنمون دارند. داسیت‌ها در نمونه دستی به رنگ شیری تا کرم و صورتی می‌باشند (شکل ۴) و از نظر دانه‌بندی متوسط تا ریز دانه هستند.

طی مطالعات صحرایی از رخنمون‌های منطقه ۶۸ نمونه سنگی برداشت شد. پس از تهیه ۴۲ مقاطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان نوع Nikon مدل E200، ۸ نمونه نسبتاً سالم جهت بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب و عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زرآزما مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جداول ۱ و ۲). از نرم‌افزار Minpet و GCDkit برای ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شده است.

۴- مطالعات صحرایی و میکروسکوپی

منطقه مورد مطالعه در کنار جاده اصلی اصفهان- نایین در نزدیکی

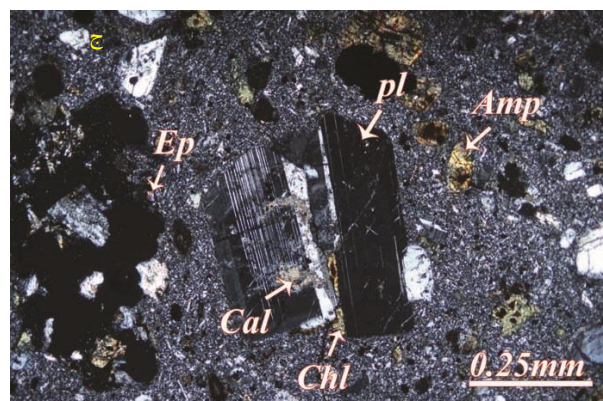
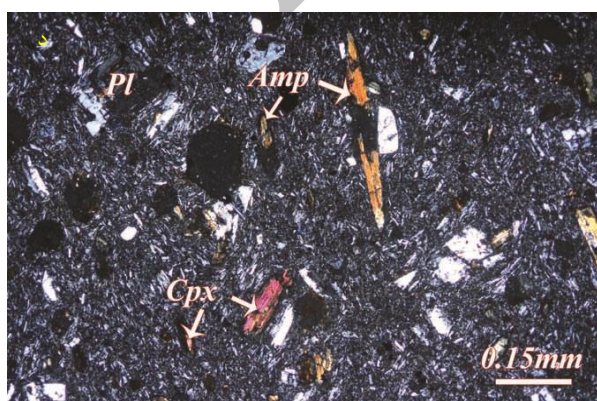
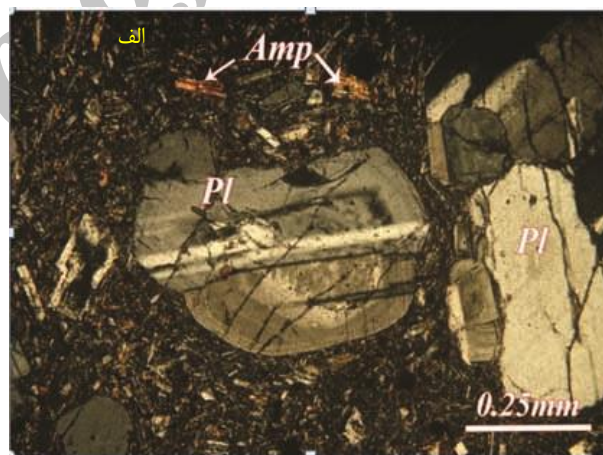
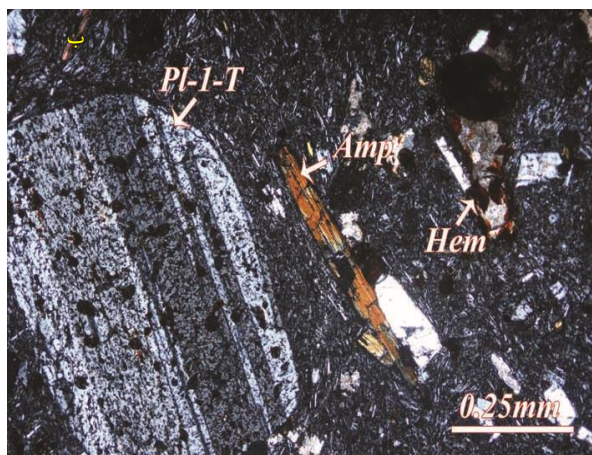


شکل ۴- توصیف صحرایی الف: نمای از سنگ‌های آندزیتی، ب: نمای از سنگ‌های داسیتی

۴-۱- پتروگرافی آندزیت‌ها

کانی‌های اصلی در آندزیت‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز، آمفیبول و در مواردی همراه با پیروکسن و کانی‌های ثانویه از نوع کلسیت و اپیدوت به همراه کانی‌های کدر است. پلاژیوکلازها حجم اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند در نمونه دستی به اندازه ۰/۳ تا ۱ سانتی‌متر و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و بیش از ۶۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و به صورت میکروولیت و فنوکریست در سنگ دیده می‌شوند. در واقع پلاژیوکلازها، حاصل دو مرحله متفاوت در مقاطع نازک میکروسکوپی این سنگ‌ها دیده می‌شود. مرحله اول بلورهای درشت و خودشکل پلاژیوکلاز که بصورت آرام در اعماق تشکیل شده‌اند و فرصت کافی جهت تبلور داشته‌اند. مرحله دوم میکروولیت‌های پلاژیوکلاز موجود در خمیره سنگ می‌باشند که در نزدیکی سطح زمین متبلور شده‌اند و نشانه سرد شدن سریع ماگما است و برخی بلورهای پلاژیوکلاز از حاشیه تحلیل رفته و گرد شده‌اند (شکل ۵-۵ الف). هم‌زیستی پلاژیوکلازهای سالم و دگرسان شده در یک سنگ یکی از موارد در خور توجه در اکثر نمونه‌هاست. پلاژیوکلازها در بعضی از مقاطع دارای بافت غربالی هستند (شکل ۵-۵ ب). برخی از محققین وجود بافت غربالی در پلاژیوکلاز را به فرآیند اختلاط ماگمایی نسبت می‌دهند

مانند Castro, (2001) معتقد است که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و کاهش فشار باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. همچنین ورود مقدار زیادی سیال به مخزن ماگمایی که سبب تغییر فشار سیالات می‌شود و در نتیجه منجر به تشکیل بافت غربالی می‌گردد. و در واقع بیانگر وجود یک سیستم باز در حین تبلور پلاژیوکلاز است (Humphrey et al., 2006). در آندزیت، پلاژیوکلازهای درشت و سالم دیده می‌شود و در بعضی مقاطع دچار دگرسانی شده‌اند و به کانی‌های کلسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-۵ ج). آمفیبول‌ها جزء کانی‌های اصلی در سنگ است که همراه پلاژیوکلازها حضور دارند و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده، در اغلب موارد حالت کشیده دارد و اکثراً دارای حواشی گرد شده هستند و از نظر حجمی حدود ۲۰ درصد را به خود اختصاص داده است. پیروکسن یکی از کانی‌های قابل تشخیص در آندزیت‌ها است که حدود ۵ تا ۸ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهد و در اغلب موارد به صورت شکل‌دار و اندازه ۰/۳ تا حدود ۱ سانتی‌متر است (شکل ۵-۵ د). کوارتز نیز بصورت ریز بلور در زمینه مشاهده شده است که درصد حجمی آن زیاد نیست. بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری و در مواردی میکروولیتیک پورفیریک است.

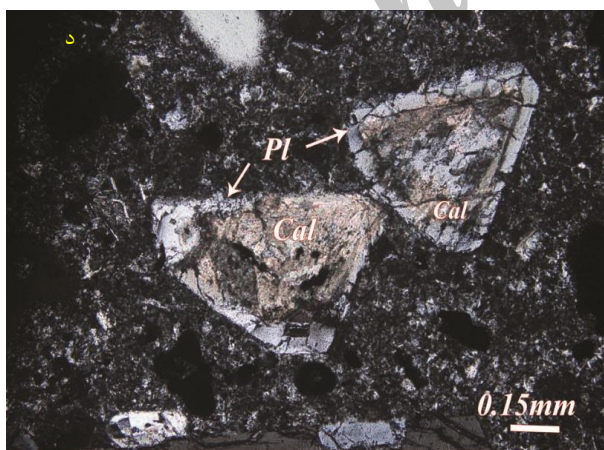
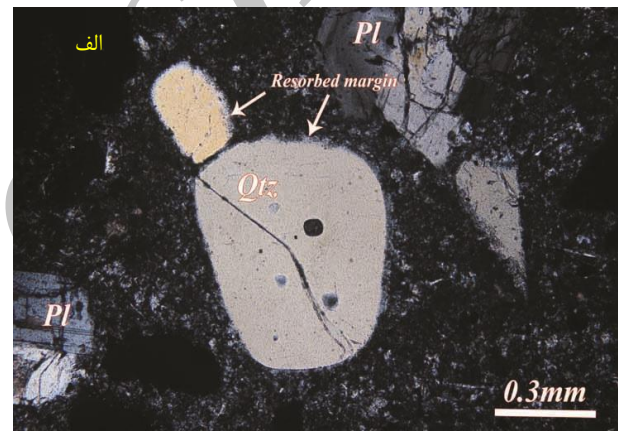
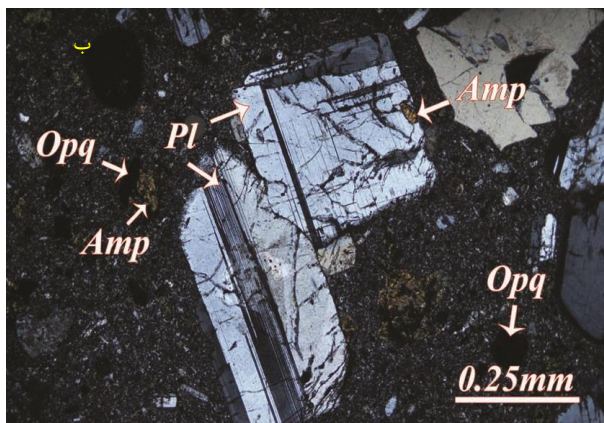


شکل ۵-۵ الف: پلاژیوکلاز با حواشی گرد شده به همراه کانی آمفیبول، ب: پلاژیوکلاز با بافت غربالی به همراه آمفیبول و هماتیت، ج: دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت و اپیدوت، د: فنوکریست آمفیبول به همراه کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (نور XPL)

۴-۲- پتروگرافی داسیت‌ها

ب) و تعدادی نیز دارای زونینگ نوسانی هستند (شکل ۶-ج). اپاسیتی شدن هورنبلند در مقاطع داسیت را برخی از محققین به افت سریع فشار مربوط می‌دانند (Rutherford and Hill, 1993). عقیده بر آن است که افت فشار محدوده پایداری این کانی را کاهش داده و آنها را دچار واجذبی می‌نماید، در نتیجه حاشیه سیاه رنگی در اطراف بلورهایمانند هورنبلند تشکیل می‌شود (Devine and Sigurdasson, 1995) و درصد حجمی آن در حدود ۱۰ درصد است و مواردی توسط پلاژیوکلازها در بر گرفته شده است که نشان‌دهنده تقدم تبلوری آن است. کلسیت نیز با رنگ‌های اینترفرانس درجه بالا، برجستگی ضعیف و در نور طبیعی بی‌رنگ بوده و یک کانی ثانویه می‌باشد که از تجزیه فلدسپار (پلاژیوکلازها) ایجاد شده است (شکل ۶) از دیگر کانی‌ها می‌توان به فلدسپار پتاسیم و کانی‌های اپاک اشاره نمود که کانی‌های اپاک بصورت بلورهای بی‌شکل هستند که متوسط تا ریز دانه هستند.

بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها پورفیری است و کانی‌های اصلی در داسیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و آمفیبول اپاسیته شده می‌باشد. پلاژیوکلازها با درصد حجمی بیش از ۵۰ درصد به صورت فنوکریست‌های خودشکل و بصورت ریز بلور در سنگ وجود دارند. کوارتز ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی داسیت‌ها را تشکیل می‌دهد که اکثراً بصورت بلورهای بی‌شکل ریزدانه تا متوسط دانه هستند که دانه‌های ریز در زمینه و کانی‌های متوسط به صورت پورفیری هستند و دارای خاموشی موجی بوده و در برخی موارد کوارتزها با حواشی گرد شده، خوردگی خلیجی و بافت حلقوی دیده می‌شود و تعدادی دارای حاشیه باز جذب (Resorbed margin) هستند (شکل ۶-الف). پلاژیوکلازها دارای ماکل آلیبت-پریکلین، آلیبت-کارلسباد به همراه آمفیبول‌های اپاسیته بوده (شکل ۶-



شکل ۶- الف: گردش‌گی حواشی کوارتز با حاشیه باز جذب ب: وجود ماکل آلیبت پریکلین، آلیبت کارلسباد در پلاژیوکلاز به همراه آمفیبول، ج: وجود زونینگ نوسانی در بلور پلاژیوکلاز، د: کربناته شدن بلورهای فلدسپار (نور XPL)

۵- ژئوشیمی

منطقه پس از مطالعات پتروگرافی، نمونه‌هایی که کمتر دگرسان بودند جهت انجام آنالیز سنگ کل انتخاب شدند. در این راستا مجموعاً ۸ نمونه سنگ جهت انجام آنالیز انتخاب و مورد آزمایش قرار گرفتند. تعیین اکسیدهای اصلی به روش آلکالی فیوژن و عناصر نادر به روش ICP-MS انجام گرفت.

به منظور تعیین ویژگی‌های ماگمایی، تکنونوماگمایی، رفتار عناصر اصلی و نادر و در نهایت ارائه سیمایی دقیق از جایگاه پتروژنتیکی مجموعه سنگ‌های آذرین

جدول ۱- مقادیر اکسیدهای اصلی (Wt%) سازنده سنگ ولکانیکی به روش XRF

Sample	M4	M5	M24	M26	M2	M7	M8	M9
SiO ₂	61.14	69.03	63.47	63.39	65.8	59	57.2	63.1
Al ₂ O ₃	16.48	11.74	16.91	15.54	15.1	16.5	16.6	16.6
Na ₂ O	4.4	6.46	4.81	4.82	4	3.2	3	3.6
MgO	2.19	0.19	0.62	2.01	1.05	2.36	2.57	1.92
K ₂ O	1.5	1.98	2.63	1.58	3.92	1.89	2.04	2.65
TiO ₂	0.56	0.06	0.5	0.45	0.35	0.72	0.65	0.51
MnO	0.09	0.06	0.09	0.08	0.08	0.13	0.12	0.1
CaO	5.31	1.11	5.1	4.06	1.8	5.89	6.01	5.3
P ₂ O ₅	0.13	0.02	0.24	0.12	0.1	0.15	0.18	0.19
Fe ₂ O _{3t}	5.414	1.26	3.7	4.84	3.45	7.07	6.71	5.53
BaO	0.07	0.06	0.14	0.07	0.1	0.08	0.09	0.17
LOI	2.72	8.03	1.37	3.03	2.78	1.94	2.09	1.79
Total	100.004	100	99.58	99.99	98.4	98.8	97.2	101.3

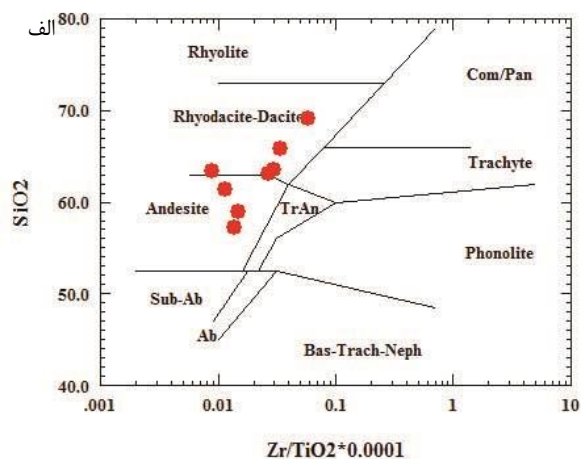
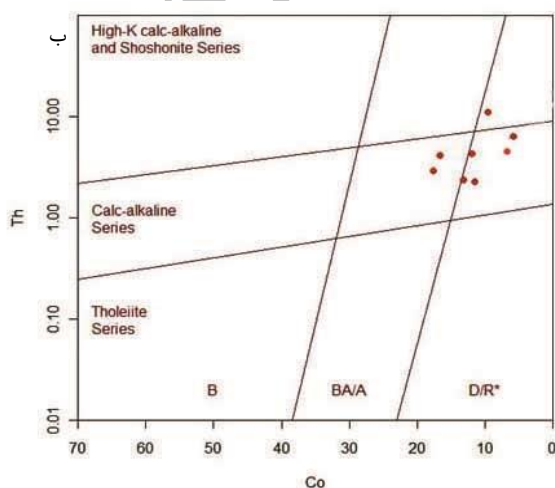
جدول ۲- غلظت عناصر فرعی و نادر (PPM) سازنده سنگ ولکانیکی به روش ICP-MS

Sample	M4	M5	M24	M26	M2	M7	M8	M9
Ag	<0.1	<0.01	0.1	<0.1	<1	<1	<1	<1
Ba	464	517	935	454	860	720	890	1050
Co	13.2	<1	9.6	11.5	5.8	16.7	17.6	11.9
Cr	15	4	12	20	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Cs	0.5	22.4	1.7	0.7	3.7	1.8	1.2	1.4
Cu	11	3	33	23	13	32	30	26
Ga	15	13.08	12.51	17.25	15	17	16	15
Hf	1.33	2.16	2.12	0.94	4	3	3	5
Mo	<0.5	1.5	1.4	<0.5	<2	<2	2	4
Nb	3.1	8.8	8.1	3.5	6	4	4	11
Ni	7	<1	25	30	<5	<5	5	<5
Pb	6	20	62	9	13.8	19	26	34
Rb	16	124	30	17	111	72.7	59.8	69.6
Sn	0.7	1.2	0.8	0.7	2	2	1	<1
Sr	251.9	103.2	536	198.3	380	370	410	420
Ta	<0.1	0.34	0.23	<0.1	<0.5	<0.5	<0.5	1.2
Th	2.38	17.1	11.1	2.28	6.4	4.1	2.9	4.3
Tl	<0.1	3.18	0.35	0.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
U	0.6	3.2	3	0.5	1.77	1.03	0.64	1.17
V	110	6	71	85	45	138	140	80

W	<0.5	1.3	0.8	<0.5	1	<1	1	3
Y	16.6	16.2	6.4	15.5	16.5	26.1	20.3	23.8
Zn	54	38	210	54	61	76	62	59
Zr	65	91	148	40	119	106	89	137
La	12	32	30	12	21	14.5	16.3	27.2
Ce	26	60	58	27	39.4	31.5	32.1	49.2
Dy	2.7	2.66	1.22	2.59	2.59	4.38	3.21	4.25
Er	1.81	1.79	0.63	1.7	1.61	2.6	1.96	2.58
Eu	0.67	0.35	0.76	0.6	0.7	0.97	0.98	1.1
Gd	3.18	3.37	2.61	1.94	2.62	4.13	3.66	4.62
Ho	0.82	0.95	0.68	0.79	0.55	0.91	0.73	0.93
Lu	0.35	0.37	0.13	0.33	0.28	0.44	0.37	0.43
Nd	12.1	18.2	18.7	11.9	15.4	16.9	15.8	22.6
Pr	2.8	5.23	5.06	2.81	4.32	4.08	4.11	6.33
Sm	2.65	3.16	3.08	2.5	2.8	4.2	3.6	4.9
Tb	0.32	0.32	0.2	0.31	0.4	0.72	0.58	0.74
Tm	0.24	0.24	<0.1	0.22	0.26	0.42	0.33	0.4
Yb	1.9	2	0.5	1.7	1.8	2.6	2.2	2.4
Eu/Eu*	0.71	0.53	0.82	0.68	0.79	0.71	0.83	0.71
(La/Sm)N	2.79	4.23	5.99	2.96	4.61	2.12	2.79	3.4
(La/Yb)N	4.21	8.67	9.33	4.7	7.78	3.72	4.94	7.55
(Gd/Yb)N	1.33	1.34	1.39	1.36	1.16	1.27	1.33	1.53

۵-۱- نام‌گذاری
Floyd and Hastie سنگ‌های ولکانیکی در محدوده آندزیت تا داسیت قرار گرفته است (شکل ۷-الف). همچنین بر اساس نمودار Th در مقابل Co (et al., 2007) نیز نمونه‌ها در محدوده آندزیت تا داسیت قرار گرفته‌اند و روند کالکوالکان را نشان می‌دهند (شکل ۷-ب).

برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها از نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شد. در نمودار Zr/TiO₂ در مقابل SiO₂ از (Winchester, 1977) استفاده

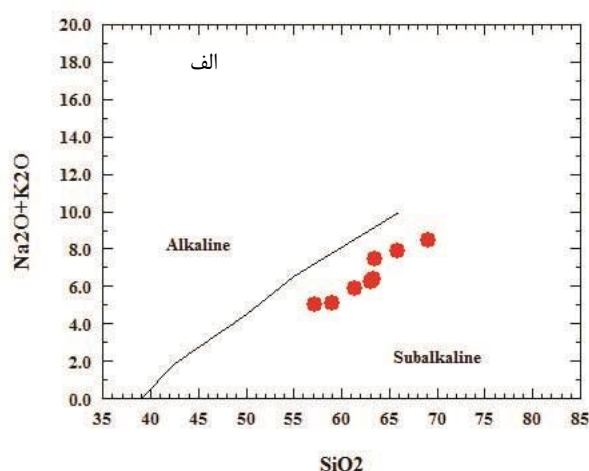
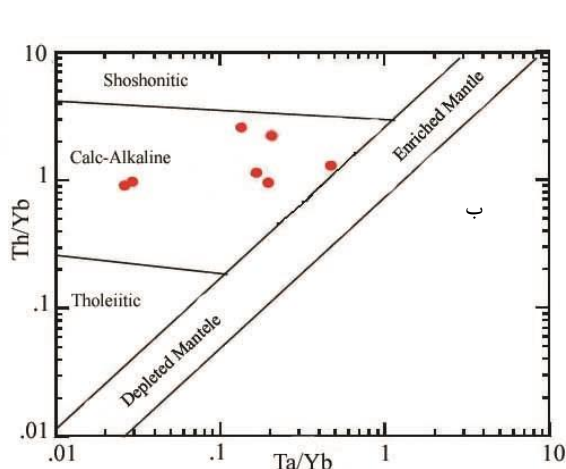


شکل ۷- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی الف: بر مبنای Zr/TiO₂ در مقابل SiO₂ (Winchester and Floyd, 1977)، ب: نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)

۲-۵- تعیین ماهیت ماگما

است. در نمودار TAS نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۸-الف). در نمودار Ce/Yb در مقابل Ta/Yb که توسط Pearce (1983)، ارائه شده است می‌توان نوع ماگمای اولیه را تعیین نمود. با توجه به شکل ۸-ب نوع ماگما را کالکوالکالن نشان می‌دهند.

برای بررسی سری ماگمایی و یا ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای ژئوشیمیایی مختلفی استفاده شده

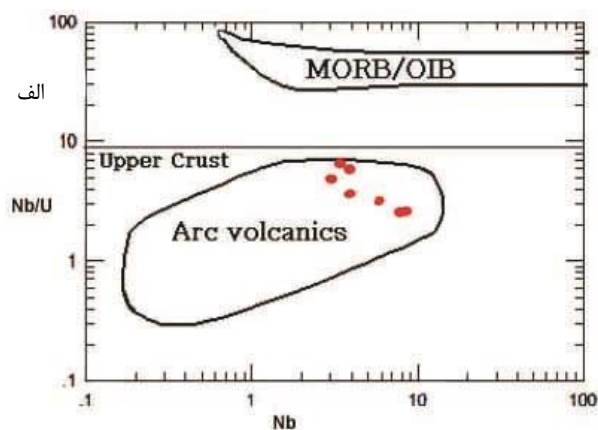
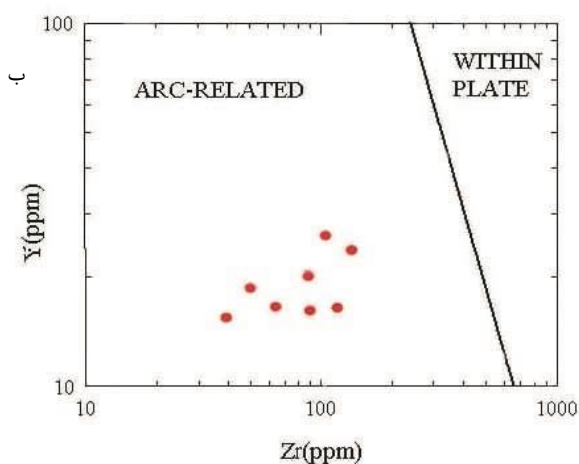


شکل ۸-الف: نمودار TAS برای تمایز میان سری سنگ‌های آلکالن و ساب‌آلکالن (Irvine and Baragar, 1971) تمام نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن واقع شده‌اند، ب: نمودار $Th/Yb - Ta/Yb$ (Pearce, 1983) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالکوالکالن قرار گرفته‌اند.

۳-۵- تعیین جایگاه تکتونیکی

(شکل ۹-ب). در این نمودار، محدوده‌های تعیین شده برای OIB، MORB و Arc Volcanic توسط Hofmann et al., (1986)، Hart and Reid, (1991) Edwards et al., (1994)، Miller et al., (1995) و Pearce et al., (1995) ارائه شده است.

بررسی ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیکی منطقه در شکل ۹ (Müller and Groves, 1997) بیانگر یک محیط تکتونیکی وابسته به قوس ماگمایی است. نمودار Nb/U در برابر Nb (Hofmann et al., 1986) موقعیت قوس آتشفشانی را برای سنگ‌های مطالعه شده نشان می‌دهد

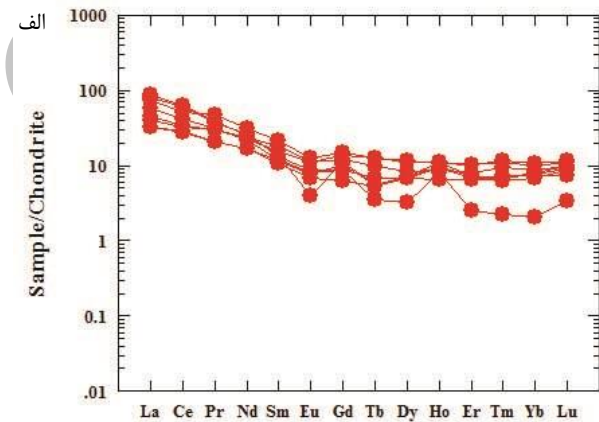
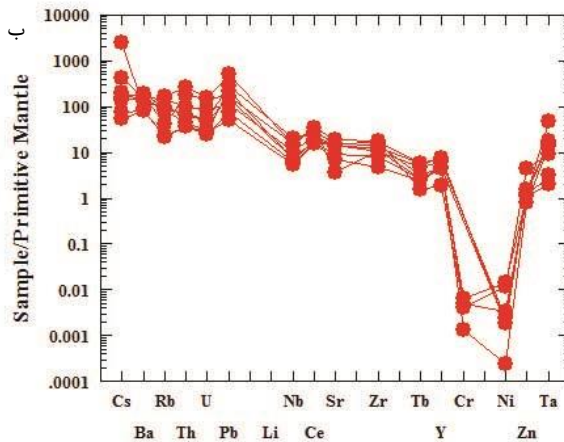


شکل ۹-الف: نمودار Nb/U در برابر Nb (Hofmann et al., 1986)، ب: نمودار Zr در مقابل Y (Müller and Groves, 1993)

۴-۵- نمودارهای REE و عنکبوتی

غنی‌شدگی ۱۰-۱۰۰ برابر است. همچنین الگوی تغییرات عناصر سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته اولیه مشابه بوده و تفاوت در تمرکز عناصر است. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و منشاء مشترک آنها باشد (Chen et al., 2002). بی‌هنجاری مثبت Pb و بی‌هنجاری منفی Nb در نمونه‌ها مشخص است که بی‌هنجاری مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (kamber et al., 2002). بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های بارز مناطق فرورانش است (Pearce, 1982; Wilson, 1989) که می‌تواند ناشی از خاستگاه ماگما از یک پوسته فرورانده شده که قسمت بالایی گوه گوشته‌ای متحمل فرآیند تبلوربخشی و نیز هضم و آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Nagudi et al., 2003). بی‌هنجاری منفی عناصر Ni و Cr احتمالاً به علت تفکیک این عناصر در ضمن تبلور اولیون و کلینوپیروکسن-اسپینل است که این عناصر به دلیل سازگاری در فاز جامد متمرکز گردیده‌اند و باعث بی‌هنجاری منفی در مذاب می‌شوند (Glenn, 2004).

نمودار عناصر کمیاب REE بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در سنگ‌های منطقه و در حقیقت شیب منفی نمودارهای REE از مشخصات ماگماهای کالکوالکان، آلکان و شوشونیتی است (شکل ۱۰-الف). همچنین بالا بودن نسبت LREE/HREE در سنگ‌های ولکانیکی منطقه نیز شاخصی از گوشته غنی‌شده بوسیله فرورانش یا احتمال آرایش پوسته‌ای است (Barragan et al., 1998; Fitton et al., 1991). بی‌هنجاری منفی Eu به دلیل پایین بودن کلسیم در این سنگ‌ها است که نتایج شیمی سنگ نیز گویای این مطلب است، زیرا Eu در فلدسپار جانشین کلسیم می‌شود و در واقع پلاژیوکلاز غالب در نمونه‌ها از نوع سدیک می‌باشد (نصرافهانی، ۱۳۹۴). بطور کلی تمامی نمونه‌ها دارای بی‌هنجاری یکسان هستند که نشان‌دهنده ژنر یکسان آنها از یک ماگمای مولد می‌باشد. نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است (شکل ۱۰-ب) که میزان

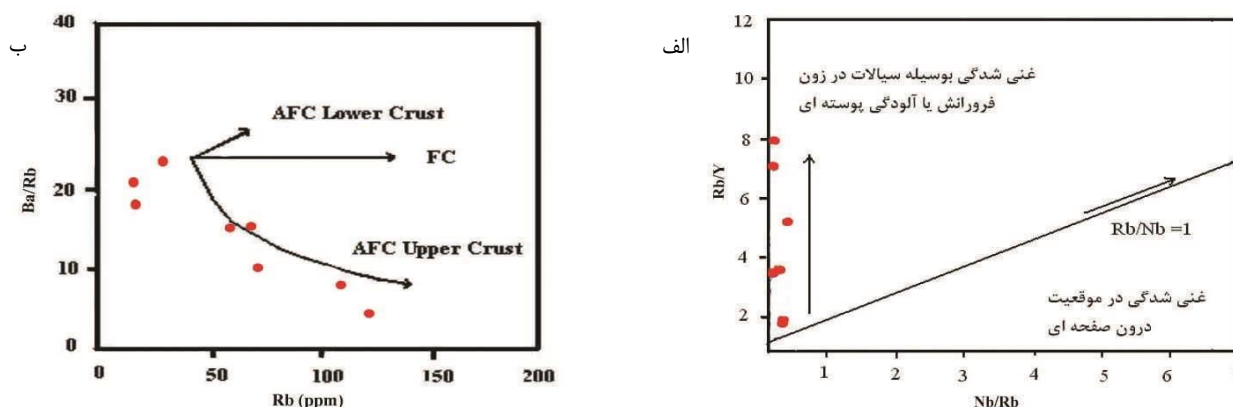


شکل ۱۰- الف: مقادیر نرمالیز شده عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت، ب: مقادیر نرمالیز شده عناصر چند عنصری سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته اولیه (مقادیر نرمالیزکننده از Taylor and McLennan, 1985)

بازالت‌های گوشته‌ای است و نشان‌دهنده ارتباط این سنگ‌ها با کمان آتشفشانی و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای است. همچنین برای مشخص شدن نقش آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه بررسی شده در ابتدا از نمودار Nb/Rb در مقابل Rb/Y (Temel et al., 1998)، روند عمودی داده‌ها به وضوح مشاهده می‌شود. بنابراین، سنگ‌های منطقه بررسی شده، خصوصاً غنی‌شدگی بوسیله محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای را از خود بروز می‌دهد (شکل ۱۱-الف). همچنین از نمودار Rb در برابر Ba/Rb استفاده شد (Askren et al., 1999). همان‌طور که مشاهده می‌شود در این نمودار، سنگ‌های منطقه مورد بررسی، روند آرایش با پوسته بالایی را نشان می‌دهد (شکل ۱۱-ب).

۵-۵- بررسی نقش آرایش پوسته

نسبت‌های بین عناصر ناسازگاری که عملاً تحت‌تاثیر فرآیندهای تفریق بلوری و ذوب‌بخشی قرار نمی‌گیرند می‌توانند نقش آرایش پوسته‌ای را با توجه به تغییرات ناحیه منبع ماگما روشن کنند. برای بررسی رخداد آرایش پوسته‌ای، نسبت‌های عناصری مانند Ce/Pb و Nb/U بسیار مفید است که میزان پایین این نسبت‌ها نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است. این عناصر فوق طی ذوب‌بخشی یا تبلوربخشی از یکدیگر تفکیک نمی‌شود و نسبت‌های آنها منعکس‌کننده این نسبت‌ها در منطقه منبع ماگما است (Hofmann, 1988). در سنگ‌های منطقه بررسی شده، میانگین نسبت Ce/Pb و Nb/U به ترتیب ۳/۵ و ۵ است که این مقدار بسیار پایین‌تر از میانگین



شکل ۱۱- الف: نمودار Nb/Rb در مقابل Rb/Y برای بررسی نقش آرایش پوسته‌ای و شرکت محصولات (محلول‌ها و مواد مذاب) پهنه فرورانش در سنگ‌های مناطق بررسی شده (Temel et al., 1998). ب: نمودار Rb در برابر Ba/Rb برای بررسی فرآیند آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های مناطق بررسی شده (Askren et al., 1999)

نتیجه‌گیری

دکتری رشته‌ی زمین‌شناسی گرایش پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۹۵ صفحه.

ملکی، ح.، ۱۳۹۲، "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن روستای دستگرد تا گردنه ملاحمد (بخش میانی زون ارومیه- دختر، شرق اصفهان)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۱۵ صفحه.

مهموری، ر.، ۱۳۸۸، "مطالعات پترولوژیکی و کانی‌شناسی دگرسانی‌های گرمایی (بتنویت‌زایی و سیلیس‌زایی)، گردنه ملاحمد (شرق اصفهان)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی گرایش پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۷۱ صفحه.

نصر اصفهانی، ز.، ۱۳۹۴، "پترولوژی سنگ‌های ولکانیکی ائوسن گردنه ملاحمد- چاهریسه (زون ارومیه- دختر) با نگرشی بر فرآیند بتنویت‌زایی" پایان‌نامه دکتری زمین‌شناسی گرایش پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۲۳۲ صفحه.

Aftabi, A., Atapour, H., 2000, "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", *Episodes* 23(2): P.119-125.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer B., and Wortel R., 2011, "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", In: *Geodynamic Evolution of the Zagros* (Eds. Lacombe, O., Grasemann, B. and Simpson, G.). *Geological Magazine*, P. 692-725.

Allen, M., Jackson, J., Walker R., 2004, "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and comparison of short-term and long-term deformation rates", *Tectonics* 23, P.1-16.

Amidi, S. M., Emami, M. H., and Michel, R., 1984, "Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation", *Geologische Rundschau* 73: P.917-932.

Anderson, U. B., Eklund, O., 1994, "Cellular plagioclase intergrowths as a result of crystal-magma mixing in the proterozoic Aland rapakivi batholite, sw Finland", *Contributions to mineralogy and petrology*, 117, P.124-136.

با توجه به مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیکی منطقه مورد مطالعه ترکیب اندزیت و داسیت را نشان می‌دهند که دارای ماهیت کالکوآلکان هستند. بافت پورفیری، غربالی و منطقه‌بندی نوسانی نشان‌دهنده سرد شدن در محیط نیمه عمیق و شرایط نامتعادل فشار بخار آب هستند. نمودارهای مشخص کننده محیط تکتونیکی که بر مبنای عناصر فرعی ارائه شده‌اند، محیط تشکیل این سنگ‌ها را قوس آتشفشانی معرفی می‌کند که ویژگی یک ماگماتیسم مرتبط با فرورانش مناطق قاره‌ای است. شواهد و مدارکی دال بر وجود آرایش با مواد پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه مشاهده شد که می‌توان به آنومالی مثبت Pb در نمودار عنکبوتی اشاره نمود. نمودارهای عناصر کمیاب سنگ‌های ولکانیکی نسبت به کندریت مبین غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر کمیاب سبک و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین می‌باشد، که احتمالاً دلالت بر مشتق شدن سنگ‌های آندزیتی از یک گوشته متاسوماتیزه است که طی عبور از پوسته و آرایش با مواد پوسته‌ای باعث ایجاد ماگمای اسیدی گردیده است. بطور کلی فرآیندهای مؤثر در تشکیل سنگ‌های منطقه شامل پدیده‌های تفریق بلورین، اختلاط ماگمایی و آلودگی پوسته‌ای می‌باشد.

مراجع

امینی، ب. و امینی چهرق، م. ر.، ۱۳۸۲، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان" سازمان زمین‌شناسی کشور.

حاتمی، ش.، ۱۳۸۷، "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی و توده گرانیتوئیدی کهنک (شمال شرق اصفهان) با نگرش ویژه به کانی‌سازی و زون‌های دگرسانی" پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۱۳ صفحه.

سیاری، م.، ۱۳۹۳، "پتروژنر و تکامل ولکانیسم الیگوسن- پلیوسن در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (شمال شرق اصفهان)" پایان‌نامه‌ی

- Askren, D. R., Roden, M. F., Whitney, J. A., 1999,** "Petrogenesis of Tertiary Andesite Lava Flows Interlayered with Large-Volume Felsic Ash-Flow Tuffs of the Western USA", *Journal of Petrology*, volume 38, P.1021-1046.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P., and Kurz, M., 1998,** "Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes", *Earth Planet Scientific Letters* 154: P.153-166.
- Castro, A., 2001,** "Plagioclase morphologies in assimilation experiment implication for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks", *Mineralogy and Petrology*, 71, P.31-49.
- Chen, B., Jahn, B.M., Ye K., Liu, B., 2002,** "Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unite", *sulterrane.j.geol.soc.london*. P.159.
- Devine, J. D., Sigurdsson, H., 1995,** "Petrology and eruption styles of Kick'em Jenny submarine volcano, Lesser Antilles island arc", *J Volc Geother Res* 69: P.35-58.
- Dewey, D. E., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F., Sengo, A. W.C., 1986,** "Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia- a young collision zone, In. coward, M.P., Ries, A.C.,(Eds), collision zone Tectonics", *Geological society of London Special Publication* 19, P.3-36.
- Dilek, Y., Whitney, D. L., 2000,** "Cenozoic crustal evolution in central Anatolia: Extension, magmatism and landscape development. Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean", *Geological Survey Department, September 1998, Nicosia-Cyprus*, P.183-192.
- Dilek, Y., Sanduol, E., 2009,** "Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian-African plate boundary and the Cenozoic organic belts in the eastern Mediterranean region", *Geological society of London special publication* 327, P.127-160.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, S., 2010,** "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the part-Arabian region": *collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint-International Geology Review* 52, P.536-578.
- Emami, M. H., 1981,** "Geologie de la region de Qom-Aran (Iran).Contribution a letude dynamique et geochemique du volcanisme tertiaire de Iran central", *These doctrat d Etat, Grenoble*, P.489.
- Fitton, J. F., James, D., Leeman, W. P., 1991,** "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time", *Journal of Geophysical Research*, 96, P.13693-13711.
- Glenn, A.G., 2004,** "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus", *Contrib Mineral Petrol*, 147: P.511-527.
- Jackson, J., McKenzie, D., 1984,** "Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western turkey and Pakistan", *Geophysical Journal International* 77, P.185-264.
- Kersting, A. B., Arculus, R. J., 1995,** "Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc", *Earth and Planetary Science Letters* 136, P.133-148.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. 2002,** "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: P.38-56.
- Hassanzadeh, J., 1993,** "Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahre-babak area), Kerman province", *PhD thesis, University of California, Los Angeles, USA.*, P.285.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., Mttchell, S. F. 2007,** "Classification of altered volcanic Island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram", *Petrology*, 48(12), P.2341-2356.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003,** "Map of major active faults of Iran, scale 1:2500000", *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran*.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M., and White, W. M., 1986,** "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution", *Earth and Planetary Science Letters* 79, P.33-45.
- Hofmann, A. W., 1988,** "Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust", *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, P.297-314.
- Hart, S. R. and Reid, M. R., 1991,** "Rb/Cs fractionation: a link between granulite metamorphism and the Sprocess", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, P.2379-2383.
- Humphrey, S. M. C. S., Blundy, J. D., Stephan, R & Sparka, J., 2006,** "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano, Insights from phenocryst zoning", *petrology*, 47(12), P.2303-1334.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971,** "A guide to chemical classification of common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences*.8, P.523-547.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, G., Ergintav, S., Georgiev, G., Gurkan, D., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mohmoud, S., Mishin, A., Ndariy, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, Z., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. N., Veis, G., 2000,** "Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus", *Journal of Geophysical Research* 105, P.5695-5719.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mohmoud, S., Bensari, D., Tealeb, A., 2003,** "Gpseonstrains on Africa (Nubia) and Arabia plate motion", *Geophysical Journal International* 155, P.126-138.
- Miller, D. M., Goldstein, S. L., Langmuir, C. H., 1994,** "Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents Nature", 368: P.514-520.
- Müller, D., Rock, N. M. S., Groves, D. I., 1997,** "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study", *Mineralogy and Petrology* 46: P.259-289.

- Nagudi, N., Koberl, ch., Kurat, G., 2003,** "Petrography and Geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin", *Journal of African earth Sciences*, 36. P.1-14.
- Nelson, S. T., Montana, A., 1992,** "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist*, 77, P.1242-1249.
- Pearce, J.A., 1982,** "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", in: *Thrope, R.S.(ed)*.
- Pearce, J. A., 1983,** "Role of the Sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth C.J.,Norry, M. J., (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths: Shiva", *Nantwich*, P.230-249.
- Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, P. K., Luff, I. W., 1995,** "Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc", *Journal of Petrology* 36, P.1073-1109.
- Rutherford, M.J., and Hill, P.M., 1993,** " Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions", *Journal of Geophysical Research*, v. 98, P. 19,667-19,685, doi: 10.1029/93JB01613
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989,** "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Sunders, A.D., Norry, M.J.(Eds.), Magmatic in Oceanic Basins, Special Publication", *Geology Society of London*, P. 313-345.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985,** "The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell", *Cambridge*, P.312.
- Temel, A., Gondogdu, M. N., and Gourgau, A., 1998,** "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, central Antolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: P.327-357.
- Wilson, M., 1989,** "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", *Unwin hyman Ltd, London* P.466.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977,** "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology*, 20, P.325-343.

