

بررسی زمین‌شناختی توده‌های نفوذی عمده البرز مرکزی

نویسنده: محمد ولی ولی زاده*، حمیدرضا عبدالهی* و محمود صادقیان**

* پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران ** دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

Geological Investigations of Main Intrusions of the Central Alborz

By: M. V. Valizadeh*, H. R. Abdollahi* & M. Sadeghian**

* School of Geology, University College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

**Faculty of Sciences, Shahroud University of Technology, Shahroud, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۴/۰۳/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۰۲/۰۹

چکیده

توده‌های نفوذی البرز مرکزی با پراکنده‌گیهای خاص، به شکل سیل، لوپولیت، فاکولیت، استوک و پلاگ در درون سنگهای آذرآواری سازند کرج و معادل آن جای گرفته‌اند. توده‌های مذکور از نظر سنی به بعد از ائوسن پسین تعلق داشته و فاز کوهزایی معادل پیرنه، بستر مناسبی را برای تشکیل آنها ایجاد کرده است. با توجه به بررسی نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌هایی که توسط محققان مختلف برداشت شده است، ضمن نامگذاری و تعیین سری ماگمایی و مدل‌سازی توده‌های گرانیتوئیدی و گابرویی، مشخص شد که این توده‌ها از نوع I هستند و دارای ماهیت کلسیمی-قلیایی تا قلیایی هستند. از نظر محیط زمین‌ساختی همه توده‌ها از نوع همزمان با کوهزایی هستند. انواع مدل‌های زمین‌ساختی آن، در قالب گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای (CAG) قرار می‌گیرند.

کلید واژه‌ها: توده‌های نفوذی، آذرآواری، لوپولیت، فاکولیت، کلسیمی-قلیایی

Abstract

The intrusive bodies of Central Alborz constitute special distribution. And they are located near major faults, and also they are accompanied by pyroclastic rocks of the Karaj Formation. Moreover they display lithological diversity and they occur as sill, lopolith, stock and plug. These intrusive bodies belong to post upper Eocene and they are related to the Pyrenean- equivalent orogenic phase. Regarding the geochemical results obtained by other researchers, as well as determining the nomenclature, definition of granitoid and gabbroic bodies the composition of the above mentioned masses, fall within the calc - alkaline to alkaline range. However, most specimens are plotted in the field of type I granitoids. From the tectonic viewpoint, all of the intrusive bodies are considered as syntectonic. Moreover, they are often of continental subduction Zone(CAG)origin, while other may be long to continental collision type(CCG), and a few are located to the island arcs(IG).

Keywords: Intrusive bodies, Pyroclastic, Lopolith, Phacolith, Calc- alkaline

مقدمه

علم کوه، مونزوگابروی شمال طالقان، مونزودیوریت جنوب طالقان، مونزوگابروی خاور و شمال قزوین و توده‌های به‌طور عمده گرانودیوریتی طارم سفلی را می‌توان نام برد، که با سازند کرج و گسل‌های عمده منطقه در ارتباط

در زون البرز مرکزی، تعداد زیادی توده آذرین نفوذی کوچک و بزرگ رخمون دارد. از جمله مهم‌ترین آنها، گابروی مبارک‌آباد، مجموعه آذرین رودهن، گرانودیوریت قصر فیروزه، توده نفوذی پی سد کرج، مونزوگرانیت



زیرین، توف میانی، شیل آسارا، توف بالایی و شیل کندوان تقسیم کرده است. Anells et al. (1975) سازند کرج را در چهارگوش قزوین-رشت، با روند باختر-شمال باختر و با ستبرایی نزدیک به ۶۰۰۰ متر در بخش باختری این چهارگوش معرفی و همه سنگهای آتشفشانی پالئوژن منطقه را براساس مشخصات سنگ‌چینه‌شناسی به سه فاز از پایین به بالا:

- ۱- توفهای آندزیتی و اسیدی و گل سنگهای توفی؛
- ۲- گدازه‌های بازی؛
- ۳- گدازه‌های شیشه‌ای آندزیتی؛ تقسیم کرده‌اند.

زمین‌ساخت البرز مرکزی

البرز مرکزی بخشی از سامانه زمین‌ساختی پیچیده البرز است، که خود نیز قسمتی از نوار زمین‌ساختی فعال آلپ-همیالیاست. در این منطقه، روند ساختارهای اصلی مانند گسلها و چین خوردگیها، روند اصلی البرز را با امتداد باختر-شمال باختر و خاور-شمال خاور دنبال می‌کنند (شکل ۱).

چینه‌بندیهای همساز رسوبات از پرکامبرین پسین تا اواخر مزوزویک، بیانگر تأثیر ناچیز فازهای کوهزایی بر منطقه بوده که خود موجب خشکی زایی و ایجاد نبوده‌های چینه‌شناسی شده است.

در کرتاسه پسین اولین حرکات گسلهای فشارشی منطقه البرز شروع شد (Stocklin, 1974) و مشابه بسیاری از نقاط ایران در اواخر کرتاسه-پالئوسن منطقه را دچار چین خوردگی شدید کرده است، ولی به تدریج در ائوسن وضعیت کششی در منطقه حاکم شد و دریای کم و بیش ژرف بخش مهمی از ایران، از جمله البرز مرکزی را فراگرفته است (Stocklin, 1974). فعالیت آتشفشانی ائوسن در امتدادی با روند کم و بیش شمال باختر-جنوب خاور، در موقعیت جنوبی‌تر منطقه فعلی البرز مرکزی با فعالیت شدید در زیر آبهای کم‌ژرفای منطقه آغاز شده و موجب رسوبگذاری مواد آذرآواری در اطراف و گدازه‌های کلسیمی-قلیایی در وسط حوضه شده است (بلوریان، ۱۳۷۱).

حرکات شدیدتر زمین‌ساختی در ائوسن پسین-لیگوسن پیشین، ضمن بستن این حوضه باعث چین خوردگی و حرکت آن به سمت موقعیت فعلی شده، و ادامه حرکات آن در لیگوسن پسین-نئوژن پیشین، ضمن ادامه تحرک گسلهای عمده منطقه، باعث رسوبگذاری در حوضه‌های محدود منطقه و در کواترنری، موجب رسوبگذاری رسوبات آبرفتی و کنگلومرای شده است. زلزله‌هایی که در منطقه رخ می‌دهند نیز حاصل فعالیت گسلهای همین منطقه است (Anells et al., 1975). گسلهای اصلی منطقه بیشتر از نوع فشارشی معکوس و راندگی و با روند شمال باختر-جنوب خاور هستند، و گسلهای شمالی-جنوبی و خاوری-باختری آن هم بسیار کمتر و از نوع ترادیس و

مستقیم و منطقی هستند. نظر به این که تا کنون این توده‌ها به صورت تقریباً منفرد بررسی شده و به صورت کلی و در ارتباط با هم مطالعه نشده‌اند، لذا در این مقاله سعی شده مجموعه توده‌های نفوذی عمده منطقه، به صورت هر چند اجمالی ولی از زوایای مختلف زمین‌شناسی، بویژه ژئوشیمیایی و با استفاده از داده‌های به دست آمده از محققان پیشین و نگارندگان این مقاله بررسی شود و سرانجام به یک نتیجه‌گیری کلی در مورد تحول ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی ماگمایی منسجم دست یابیم.

چینه‌شناسی کلی البرز مرکزی

رشته کوههای البرز از نظر زمین‌شناختی به شکل یک تاقدیس مرکب و با ساختارهای متنوع به بخشهای مختلف تقسیم شده است. البرز مرکزی نیز مجموعه‌ای از ساختار البرز بوده و تحت تأثیر رخدادهای زمین‌شناسی آن قرار داشته است.

به‌طور کلی، البرز مرکزی بخش جنوبی تحذب دریای خزر را شامل می‌شود و دارای گسترشی از سمنان تا قزوین است (Stocklin, 1974). زون مورد بحث با توجه به تقسیم‌بندی هفتگانه Gansser & Huber (1962) در محدوده کوههای مرکزی رانده شده پالئوزویک، زون ترشیری مرکزی و زون پالئوزویک و مزوزویک جنوبی قرار می‌گیرد.

این منطقه کلاً از نظر چینه‌شناسی، سنگهای پرکامبرین پسین تا عهد حاضر را در خود دارد. سرزمینهای با سن پرکامبرین پسین و پالئوزویک آن غالباً با وضعیت سنگ‌شناسی از نوع تخریبی و با آثار خشکی زایی، در کنار گسلهای عمده منطقه همچون گسل معکوس کندوان، گسل جنوب طالقان و گسل آبیگ - فیروزکوه رخنمون دارند. از جمله این مناطق می‌توان به بخش جنوبی طالقان، باختر دره کرج-چالوس و خاور دماوند اشاره کرد (شکل ۱).

سازندهای مزوزویک با گسترش کمتر، کم و بیش در خاور علم کوه، شمال طالقان و قزوین، خاور قصر فیروزه، شمال و شمال خاور رودهن، شمال کوههای کرج که غالباً در کنار گسلهای طالقان، کندوان، بایجان، گسل شهر ری و گسل شمال قزوین دیده می‌شوند (شکل ۱).

سازندهای مربوط به دوران سنوزویک و کواترنری، غالباً آذرآواریهای سازند کرج و معادل آن را شامل می‌شوند. سازند کرج با توجه به وسعت آن در البرز مرکزی و مسئله جایگزینی توده‌های نفوذی در درون آن، از اهمیت خاصی برخوردار است.

سازند کرج از نظر سنگ‌شناسی به طور عمده شامل آگلومرا، سنگهای آذرآواری شیل، کنگلومرا، گدازه‌های آندزیتی و داسیتی و مارن است. Dedual (1967) در مقطع نمونه، آن را به پنج بخش اصلی از پایین به بالا، شیل

امتداد لغز هستند (Berberian, 1976).

گسل‌های اصلی البرز مرکزی از سنوزویک به سمت عهد حاضر، دارای مؤلفه راستا لغز بزرگ‌تری بوده و مسئله برخورد صفحه هندوستان به صفحه اوراسیا و باز شدن دریای سرخ در ائوسن باعث ایجاد این مؤلفه شده است (الیاسی، گفتگوی شفاهی).

بیشتر گسل‌های منطقه از باختر به خاور (شکل ۲) عبارتند از گسل معکوس شمال قزوین (به طول ۸۰ کیلومتر)، که در کنار آن توفیتها و گدازه‌های سازند کرج بر روی رسوبات کنگلومرایی نوژن رانده شده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

گسل آبیک- فیروزکوه (مشا - فشم، نبوی، ۱۳۵۵) که از دو شاخه ولیان و جنوب طالقان تشکیل شده است، از باختر شروع و تا فیروزکوه و شمال شاهرود به سمت خاور ادامه می‌یابد. شیب آن به سمت شمال و بین ۳۵ تا ۷۰ درجه متغیر است. پیرامون لواسانات (خاور تهران) این گسل دو شاخه شده و شاخه جنوبی آن گسل شمال تهران را می‌سازد، که رسوبات بسیار قدیمی و سازند کرج را در خاور شهر دماوند و جنوب طالقان جابه‌جا کرده است (شکل ۲).

گسل بایجان- کندوان- طالقان، گسل معکوس (رانندگی) کندوان (Stalder, 1971) به گسل معکوس شمال طالقان ختم می‌شود. در ناحیه طالقان گسل مزبور به حالت رورانده، لایه‌های پالئوزویک- مزوزویک را در کنار سنگهای آذرآواری و گدازه‌های آتشفشانی معادل سازند کرج قرار می‌دهد. آخرین حرکت آن رافاز میوسن- پلیوسن می‌دانند (عکاشه و همکاران، ۱۳۶۲).

خلاصه‌ای از موقعیت زمین‌شناختی و سنگ‌شناختی توده‌های نفوذی منطقه

توده‌های نفوذی متعددی در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که در زیر به شرح عمده‌ترین آنها می‌پردازیم:

• گابروی مبارک آباد

پس از جاده آبدلی و پیش از گردنه مبارک‌آباد (جاده تهران- آمل) توده نفوذی به مساحت ۲/۵ کیلومتر مربع در کنار رانندگی میگون- مشا رخنمون داشته و بخشهای شمال و باختر آن را رسوبات پالئوزویک و بیشتر ماسه‌سنگ لالون و بخش جنوبی آن را نیز توفهای سبز البرز احاطه کرده‌اند (Assereto, 1966).

این توده، به علت تحمل فشارهای زمین‌ساختی، به شدت خرد شده است. شکل آن را Allenbach (1966) حالت استوک و سلیمانی (۱۳۶۸) دایکی شکل می‌دانند. از نظر سنگ‌شناسی، از ملاگابرو- دیوریت و سینیت تشکیل شده است (نمونه‌های Mg از جدول ۱).

از نظر میکروسکوپی غالباً شامل پلاژیو کلاز (لابرادوریت) و با تجزیه سوسوریتی،

پیروکسن (اوژیت تیتان‌دار)، فلدسپار قلیایی (ارتو کلاز) و کانیه‌های آمفیبول و بیوتیت با مقدار کمی کانیه‌های فرعی ساخته شده است (سلیمانی، ۱۳۶۸). نظر به این که میانبره‌هایی از سازند کرج در این توده نفوذی وجود دارد (سلیمانی، ۱۳۶۸) و اثر دگرگونی آن بر روی رسوبات سازند کرج دیده می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۷۰)، لذا سن جایگیری آن را باید به بعد از زمان ائوسن نسبت داد.

• مجموعه نفوذی رودهن

این توده‌ها در منطقه عمومی رودهن و در بخش‌های شمالی و جنوبی آن به ترتیب از مونزوگابرو و سکاره، مونزونیت جورد، گابروی گل دره و مونزودیوریت رودهن تشکیل شده، و همگی آنها در لایه‌های سبز کرج تزریق شده‌اند. از نظر سنگ‌نگاری، به‌طور کلی با بافت دانه‌ای و تقریباً خاکستری رنگ و غالباً دارای پلاژیو کلاز، پیروکسن (اوژیت) و فلدسپار قلیایی با مقداری الومین و بیوتیت به همراه آثار تجزیه سوسوریتی، اورالیتی، کلریتی و کائولینیتی دیده می‌شوند (شایگانفر، ۱۳۶۶)، (نمونه‌های R از جدول ۱). با توجه به این که این مجموعه در بین لایه‌های سازند کرج (ائوسن) نفوذ و یا آن را قطع و حتی گاهی آثار دگرگونی همبری گذاشته‌اند، سن آنها باید پس از ائوسن باشد.

• سینیت لواسان

در شمال رانندگی میگون و در درون سازند کرج و در بین دره لار قرار داشته و لایه‌های آهکی به سن ائوسن را مرمری کرده است (Dedual, 1967)، سمت خاور آن ظاهراً توسط گسلی که از شاخه‌های رانندگی میگون- مشاست کاملاً خرد شده است (Assereto, 1966). در این منطقه، دو توده نفوذی یکی در نزدیکی بلافضل روستای لواسان و دیگری در فاصله دورتر (شمال خاور) و با وسعت بیشتر دیده می‌شود. توده کوچک‌تر به شکل استوک در سازند کرج نفوذ کرده، و توده بزرگ‌تر در کنار شاخه‌ای از گسل مشا- فشم قرار دارد. از نظر کانی‌شناسی فلدسپار قلیایی (ارتو کلاز)، پلاژیو کلاز (الیگو کلاز)، آمفیبول (هورنبلندسبز) و پیروکسن (اوژیت) و با تجزیه‌های سریستی، کائولینیتی و کلریتی دیده می‌شوند (شایگانفر، ۱۳۶۶)؛ (نمونه‌های L از جدول ۱). سن توده‌ها باید از سازند کرج جوان‌تر و از رانندگی میگون- مشا با عملکرد زمان میوپلیوسن (Dellenbach, 1964) قدیمی‌تر باشد.

• گرانودیوریت قصر فیروزه

در دامنه جنوبی البرز مرکزی (جنوب خاور تهران) و در زون آنتی‌البرز و در کنار روستای ترکمن‌ده، در بین رسوبات ژوراسیک زیرین و کرتاسه (تیزکوه)



باختسری دره رود چالوس و مشرف به بخش کلاردشت قرار دارد. توده مونزونیتی آکاپل نیز در ۵ کیلومتری شمال‌خاور این بلندیها واقع است. توده علم کوه نسبت به سنگهای اطراف، همبری بسیار تنیدی دارد (Annells et al., 1975). در اطراف آن رسوبات پالئوزویک زیرین و بالایی، و سنگهای آذرآواری سازند کرج وجود دارد. گرانیت مزبور دانه درشت تا متوسط و خاکستری تا گاهی گلی رنگ است، و با بافت پورفیروید، پوبیکلیتیک و گاه گرانوفیری و به شدت پرتیتی دیده می‌شود (شکل ۴). توده مونزونیتی آکاپل (نمونه AR از جدول ۱) با ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و سینیت قلیایی دیده می‌شود، و از کوارتز، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) و فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز) کمی میکروکلین و پرتیت و مقداری هم بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده است (رنجبر مالی دره، ۱۳۷۰). سن این توده‌ها با توجه به زمان رخمون آن در کوارتزی (Annells et al., 1975)، و به علت اثرات دگرگونی بر روی رسوبات اطراف، احتمال زیاد چنین می‌نماید که جایگزینی آن مربوط به پس از ائوسن باشد.

• توده‌های نفوذی شمال طالقان

این توده‌ها غالباً با ماهیت سنگ‌شناسی مونزونیت الیون و پیروکسن دار (مونزو گابرو) در بخشهای مختلف از شمال طالقان علیا (پراچان) و شمال روستای کرکبود و شمال‌خاور روستای قاضی کلايه و در بین توفهای سازند کرج (به حالت سیل) گزارش شده‌اند (Stalder, 1971). مهم‌ترین توده نفوذی منطقه، مونزو گابرو شمال پراچان است، که توسط گسل معکوس کندوان در کنار سازندهای پالئوزویک (سمت باختر توده) و در لایه‌های سازند کرج با روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور و با اثرات دگرگونی بر آن دیده می‌شود (نوری، ۱۳۷۵). از نظر سنگ‌نگاری دارای پلاژیوکلاز در حد لابرادوریت، فلدسپار قلیایی از نوع ارتوکلاز، پیروکسن (تیتات اوژیت) و کمی هم الیون (۵ درصد) تشکیل شده است (نمونه‌های T از جدول ۱). سن آن را با توجه به همبری و تأثیر دگرگونی همبری بر روی سازند کرج، به احتمال زیاد مربوط به فاز کوهزایی (پلوتونیزم) معادل پیرنه است.

• مونزودیوریت جنوب طالقان

این توده به شکل یک استوسوک کوچک در جنوب طالقان (ورکش - اورازان) و در کنار گسل معکوس ولیان رخمون دارد. سازندهای اطراف توده عبارتند از: میلا، لالون و کهر که این سازندها توسط سازند کرج از سمت شمال و جنوب در برگرفته شده‌اند. از نظر سنگ‌نگاری با بافت دانه‌ای - گرانوفیری و دارای پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) و

توده نفوذی قصر فیروزه به شکل یک استوک و با وسعت ۹ کیلومتر مربع رخمون دارد. از نظر بافتی، مشخصات دانه‌ای نیمه ژرف را دارد و دارای ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز (آندزین - الیگوکلاز)، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز و میکروکلین) و کوارتز است. همچنین آمفیبول (هورنبلندسبز) بیوتیت و با کانیهای ثانوی کلریت، کلسیت، سرسیت و کائولن نیز در آن دیده می‌شود (داوری، ۱۳۶۶؛ نمونه‌های GF از جدول ۱). با توجه به مطالعات چینه‌شناسی، به علت نبود قطعات این توده در سازند فجن و با تکیه بر مطالعات ایزوتوپی به روش K-Ar سن آن در حدود 41 ± 4 میلیون سال و مربوط به فعالیت کوهزایی معادل پیرنه می‌دانند (داوری، ۱۳۶۶).

• توده آذرین بی سد کرج

این توده دارای بروزندی وسیع و به شکل لوپولیت است و با دقت بیشتر ملاحظه می‌شود که این توده بین لایه‌های سازند کرج و به موازات ناودیس آدران با روند باختر - شمال‌باختر و در اطراف دره کرج به صورت یک فاکولیت دیده می‌شود (ولی‌زاده، ۱۳۶۶). از نظر سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی از پایین به بالا، از گابرو - دیوریت و مونزونیت و با واحدهای حد وسط آنها و از بافتی نسبتاً دانه درشت تشکیل شده است (شکل ۳).

این توده در همبری سنگهای درونگیر در بخش پایین به حالت انجماد سریع و با پورفیروبلاستهایی از نوع پلاژیوکلاز سفیدرنگ و در بخش بالایی در سنگهای دربرگیرنده لکه‌های سفیدرنگ فلدسپار قلیایی را ایجاد کرده است (ولی‌زاده، ۱۳۶۶). واحدهای مختلف سنگ‌شناختی (با توجه به وضعیت ترکیب شیمیایی و ترکیب کانی‌شناسی) در آن دیده می‌شود. بیشتر کانیهای آن پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوژیت)، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز) و مقداری هم آمفیبول است (نمونه‌های K از جدول ۱).

این توده در گوشه شمال‌باختری منطقه کرج و در روستای سنج (برغان) نیز توسط Meyer (1967) گزارش شده است (نمونه K.My از جدول ۱). وی این توده را به نام مونزونیت پیروکسن دار و به شکل یک سیل می‌داند، که در لایه‌های توفی سازند کرج تزریق شده است. از نظر کانی‌شناسی دارای پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، فلدسپار قلیایی (آلیت، ارتوکلاز) و پیروکسن (اوژیت) و کمی هم آمفیبول هستند. سن آن را با توجه به قرارگیری این توده در لایه‌های سازند کرج و مطالعات زمین‌گاشماری بینا و همکاران (۱۹۸۶)، (ولی‌زاده، ۱۳۶۶) باید در حد الیگوسن و مربوط به فاز کوهزایی معادل پیرنه در نظر گرفت.

• توده مونزو گرانیت علم کوه و آکاپل

این توده شامل بلندیهای تخت سلیمان و علم کوه است که در بخش

فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز - آلپیت) و کمی نیز کوارتز دیده می‌شود. کانیهای ثانویه آن، کلریت، سرپیت، اپیدوت و کائولن هستند (نمونه‌های TA، از جدول ۱). سن آن با توجه به نزدیکی سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی با توده‌های ترشیری البرز مرکزی و فاز ۲ سازند کرج و به دلایل ساختاری، به احتمال زیاد مربوط به زمان پلوتونیزم ترشیری البرز مرکزی (معادل پیرنه) است.

• توده‌های نفوذی خاور و شمال قزوین

این توده‌ها اغلب به شکل فاکولیت و گاه سیل و پلاگ و در بین توفهای بلورین فاز یک سازند کرج و با واحدهای سنگ‌شناختی مونزوگابرو- مونزودیوریت - مونونیت و سینیت، رخنمون دارند. بافت توده‌های خاور قزوین (شکرنا) پویکلیتیک و با کانیهای پلاژیوکلاز در حد لابرادیوریت - آندزین، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز)، بیوتیت و گاهی نیز پیروکسن، الیون و آمفیبول دیده می‌شوند (حسینی طالقانی، ۱۳۷۵). گابرویدهای شمال قزوین دارای پلاژیوکلاز (لابرادوریت) با تجزیه سوسوریتی، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز)، پیروکسن از نوع تیتانواوژیت و با کانیهای الیون و بیوتیت دیده می‌شود (نمونه‌های Ch، از جدول ۱). سن این توده‌ها با توجه به مسئله تزریق در لایه‌های سازند معادل کرج باید بعد از زمان ائوسن باشد.

• توده‌های نفوذی طارم سفلی

در باختر و شمال‌باختر جاده تاکستان - ابهر و در بالا دست گسل زنجان، توده‌های نفوذی عموماً با ترکیب گرانودیوریت و باروند شمال باختر - جنوب‌خاور دیده می‌شود. این توده دارای تنوع سنگ‌شناختی، از گابرو - گرانودیوریت - مونزونیت و حتی گرانیت قلیایی است که در سازند کرج منطقه رخنمون دارند (پيروان، ۱۳۷۱). از نظر سنگ‌نگاری شامل پلاژیوکلاز (بیشتر آندزین)، فلدسپار قلیایی (آلپیت و ارتوکلاز) و کوارتز، و با کانیهای پیروکسن (اوژیت)، آمفیبول از نوع هورنبلندسبز و بیوتیت دیده می‌شوند (نمونه‌های TA و TZ از جدول ۱). پیروان (۱۳۷۱) حضور محفظه ماگمایی واحدی را منشأ این توده‌ها دانسته و مسئله تفریق ماگمایی را در تنوع سنگ‌شناسی آن درگیر می‌داند. سن این توده‌ها با توجه به تزریق در لایه‌های سازند کرج به پس از الیگوسن پیشین نسبت می‌دهند (احمدیان، ۱۳۷۰).

نامگذاری شیمیایی سنگهای مورد مطالعه

با توجه به داده‌ها و نتایج تجزیه شیمیایی ارائه شده در جدول ۱، می‌توان به نامگذاری سنگهای مورد مطالعه پرداخت. بدین منظور از نمودار مجموع

بررسی ژئوشیمیایی و تعیین سری ماگمایی

با توجه به اینکه ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگهای آذرین تابع ترکیب شیمیایی ماگما در محل تشکیل خود است، مسائلی از قبیل ذوب‌بخشی و تفریق ماگما می‌تواند ترکیب سنگ‌شناسی توده را در محدوده خاصی تغییر دهد. برای بررسی ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی مورد مطالعه البرز مرکزی به تفسیر چند نمودار به دست آمده از عناصر اصلی می‌پردازیم. برای تعیین و بررسی تحولات ماگمایی منطقه و رابطه پیوستگی و همخوانی این توده‌های نفوذی از نمودار دو بعدی Harker (1909) استفاده شده است (شکل ۶). در این نمودار، شاخص تفریق SiO_2 ، که نشانه‌ای از پایان یک تفریق و تبلور ماگمایی است، نسبت به اکسیدهای اصلی دیگر مورد استفاده قرار گرفته و نتایج حاصل نیز گویای همین واقعیت است.

اکسیدهای CaO و MgO با توجه به حضور در فاز اولیه تبلور نسبت به افزایش SiO_2 شیب منفی دارند. مجموع اکسیدهای آهن، در برابر SiO_2 نیز با توجه به اینکه بیشتر در مراحل اولیه تفریق ظاهر می‌شوند، دارای شیب منفی است؛ نسبت به TiO_2 نیز دارای یک شیب کند و منفی بوده است. این امر به علت حضور این عنصر علاوه بر جایگاه Fe, Mg, Al در کانیهای اولیه تبلور تفریقی، در فاز نهایی نیز دگرسانی کانیهای درجه بالا به ردیفهای پایین‌تر، مانند بیوتیت و اسفن قرار می‌گیرد. SiO_2 نسبت به اکسیدهای $Na_2O + K_2O$ افزایش نسبی و با شیب تند و مثبت را نشان داده است. این امر نشانگر این است که این اکسیدها در فازهای نهایی تبلور قرار گرفته و در کانیهای سازنده آن متبلور می‌شوند. شیب منحنی K_2O کمی تندتر از Na_2O است. این امر در نمونه‌های لواسان و مبارک‌آباد کمی تندتر به نظر می‌رسد. در مورد اکسید آلومینیم نیز اندکی غیر عادی به نظر می‌رسد، شاید شیب مثبت آن در رابطه با مصرف شدن آن در بیوتیت‌های حاصل از تجزیه پیروکسنها باشد. در کل شیب به نسبت منفی آن نیز نشانه مصرف آن به همراه CaO در کانیهای اولیه مانند پلاژیوکلاز است (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).



بیشتر از ۳/۲ درصد و تغییرات ترکیب سنگ‌شناسی از محدوده مافیک تا اسید، و حضور هورنبلند، اسفن، مانیتیت، گاهی ایلمنیت، آن را از منشأ خارج از پوسته و نتیجه تفریق ماگمای مافیک گوشه‌ای معرفی می‌کند، لذا می‌تواند با گرانیتوئیدهای نوع I مقایسه شوند. همچنین (Maniar & Piccoli, 1989) با توجه به جدول ۲، گرانیتوئیدهای نوع I را حاصل زون فرورانش حاشیه قاره‌ها یا جزایر کمانی دانسته که در اثر تفریق یک ماگمای کلسیمی-قلیایی، ایجاد می‌شوند. با توجه به مقدار آلومین، این سنگها (متاآلومین) و با طیف تغییرات ترکیبی در محدوده کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند. با توجه به مدل‌های پیشنهادی، توده‌های متنوع نفوذی منطقه را می‌توان حاصل تفریق یک ماگمای بازالتی کلسیمی-قلیایی مشتق از گوشه بالای به شمار آورد و حضور کانی تیتانواوژیت در اکثر توده‌ها، نشانه‌ای از یک ماگمای بازالتی قلیایی است. (Middlemost, 1987)

ماگمای والد توده‌های نفوذی مورد بحث به گمان باید با گدازه‌های کلسیمی-قلیایی تا قلیایی بین لایه‌های سازند کرج منطقه البرز مرکزی هم‌منشأ و زمان تولید و تنوع آنها به پیش از بسته شدن حوضه کششی منتسب باشد، و در ادامه آن، سن توده‌های مورد بحث که از این منبع ماگمایی منشأ دارند را می‌توان به فاز کوهزایی معادل پیرنه و پس از آن مرتبط دانست، زیرا از تریاس پسین (شروع کوهزایی آلپی) سرزمین ایران بویژه البرز، تحت یک رژیم فشارشی قرار داشته، و با توجه به مسئله فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران، و سپس ضمن باز شدن دریای سرخ، و اثر عملکرد آن بر ایران و البرز و بالاخره برخورد صفحه هندوستان به صفحه ایران در ائوسن میانی و حضور یک رژیم کششی و پیشروی دریا در سراسر ایران، بویژه البرز مرکزی در ائوسن، به همراه ایجاد رسوبات ژرف و نیمه‌ژرف دریایی، از جمله رسوبات آذرآواری که در بخش دورتر از مکان فعلی سازند کرج و در اثر فعالیت آتشفشانهای زیردریایی به همراه گدازه‌های کلسیمی-قلیایی تا قلیایی در کف حوضه، تقریباً با روند فعلی همراه شده به طوری که مدل زمین‌ساختی البرز مرکزی در این زمان، مؤلفه بزرگ تنش آن (S1) که با روند زون سندانج-سیرجان نیز همخوانی دارد، ثابت می‌یابد.

با شروع و ادامه تحمیل تنش بر منطقه از ائوسن پسین و تغییر جهت تنش اصلی به سمت افقی، مسیرهای تغذیه گدازه‌های درون حوضه بسته می‌شود و طی جابه‌جایی، چین‌خوردگی و حرکت قائم رسوبات آذرآواری سازند کرج سمت موقعیت فعلی، مواد مذاب مولد همان گدازه‌ها در امتداد شکستگیهای ژرف و در اثر عملکرد گسل‌های عظیم و معکوس منطقه به صورت توده‌های نفوذی و به شکلهای استوک، سیل، فاکولیت، لوپولیت، پلاگ، در درون لایه‌های سازند کرج تزریق می‌شوند. به علت گسترش زیاد حوضه کششی اولیه، و حجم عظیم ماگما در محفظه‌های ماگمایی و در ادامه عملکرد گسل‌های عمده منطقه،

به هر حال این روندها در نمودارهای حاصل، یک روند تفریق تدریجی کم و بیش منظم در سراسر منطقه را به نمایش گذاشته و گویای همبستگی ماگمایی و پیوستگی اولیه منشأ توده‌های نفوذی این منطقه از البرز با توجه به سن و حضور سنگهای اسیدی، حدواسط و مافیک آن می‌تواند می‌باشد.

در نمودار مثلثی $MgO-Na_2O, K_2O-FeO$ از (Irvin & Baragar, 1971) موقعیت سنگهای نفوذی منطقه، (بجز نمونه گابروی و توده کوچک تر منطقه لواسان و نمونه گابروی رودهن) در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۷). همانطور که در نمودار اکسیدهای $Al/Ca+Na+K$ در برابر اکسیدهای $-Ma$ (iar & Piccoli, 1981) در شکل ۸ دیده می‌شود، این نتایج نشان می‌دهد که تعداد بسیار اندکی از نمونه‌ها در محدوده پرآلومین واقع شده‌اند (مسئله آرایش با مواد پوسته‌ای)، بقیه نمونه‌ها همگی در محدوده متاآلومین که از نشانه‌های سنگهای نفوذی با منشأ آذرین مافیک است قرار داشته و اغلب ماهیت گرانودیوریتی (تونالیتی) و دیوریتی از خود نشان می‌دهند. این سنگها غالباً گرایش به حالت متاآلومین دارند و وضعیت اکسیدهای شاخص آن از رابطه $K+Na+Ca > Al > Na+K$ پیروی می‌کنند. (Hyndman, 1985)

محیط زمین‌ساختی و نتیجه‌گیری

ضمن بررسی نمودارهای (Maniar & Piccoli, 1989)، مراحل (IV, V) از شکل ۹ برای تمایز زمین‌ساختی گرانیتوئیدها نتایج بدین شرح حاصل می‌شود. تقریباً همه توده‌های مورد مطالعه منطقه در موقعیت و ارتباط با کوهزایی، یعنی مدل‌های (IAG-CAG-CCG) قرار می‌گیرند؛ به طوری که نمونه‌های طارم سفلی، قصر فیروزه، جنوب طالقان، پی سد کرج و علم‌کوه و نمونه‌هایی از لواسان، رودهن، و شمال طالقان که حالت گرانیتوئیدی دارند در وضعیت کوهزایی هستند، در بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها، با توجه به نظریه پیشنهادی از (Maniar & Piccoli, 1989)، جدول ۲، بر اساس محاسبات انجام شده نتایجی را به دنبال داشت.

با توجه به این نتایج، بر مبنای شاخص نسبت اکسیدهای Na_2O/CaO ، نمونه‌های لواسان، آکاپل (علم‌کوه)، طارم سفلی در وضعیت POG (گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی) و بقیه در مدل CAG (گرانیتوئیدهای همراه با کوهزایی)؛ و بر مبنای اکسیدهای Na_2O/K_2O ، بیشتر در مدل CAG و بر مبنای اکسیدهای $MgO/FeO^{(t)}$ بیشتر نمونه‌ها در مدل CAG و تعدادی نیز در مدل IAG گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای را نشان می‌دهند.

این شاخصها، با تکیه بر نظر (Maniar & Piccoli, 1989)، گرانیتها را در وضعیت نوع I معرفی می‌کند و از نظر (White & chappell, 1977) و (Chappell & white, 1992) با توجه به حضور اکسید سدیم به طور متوسط

دما بالا، حتی با حاشیه‌های سوخته را در کنار فلدسپار قلیایی در خود جای می‌دهند. البته در برخی توده‌ها (گرانودیوریت قصر فیروزه و مونزوگرانیت علم کوه) که بویژه در کنار گسل‌های اصلی قرار دارند چنین وضعی کمتر دیده می‌شود. این امر شاید به علت هضم سنگ‌های هم ترکیب خود باشد و یا به علت دگرسانی (در نتیجه فاز گرمایی)، کانپهای دما بالای آن به ردیف‌های پایین دمای تجزیه شده باشند (حضور ترمولیت، کلریت، سریسیت، و اپیدوت فراوان). مورد بعدی در این نتیجه‌گیری عبارت از مسئله قرار گرفتن برخی از توده‌هایی است که اگرچه به ظاهر در لایه‌های سازند کرج حضور ندارند (مانند مونزوگرانیت علم کوه، مونزودیوریت جنوب طالقان، گرانودیوریت قصر فیروزه)، اما به طور تقریباً مستقیم در ارتباط با رسوبات بسیار قدیمی پرکامبرین پسین و پالئوزویک زیرین منطقه هستند.

این امر به احتمال زیاد به علت حضور فاز کششی ائوسن البرز است که شکستگی‌های ژرف حاصل از گسل‌های نرمال آن زمان، ضمن بسته شدن حوضه در زمانهای بعدی و تغییر فاز زمین‌ساختی (فشارشی) توده‌های نفوذی را به همراه این رسوبات بسیار قدیمی به سمت بالا حرکت داده‌اند.

با تکیه بر مسائل مورد بحث و با توجه ترکیب کلسیمی-قلیایی تا قلیایی با پتاسیم بالای این توده‌های نفوذی البرز مرکزی، چنین درمی‌یابیم که مسئله فروخزش صفحه اقیانوسی به ژرفای بیشتر گوشته بالایی در زیرسنگ کره قاره‌ای البرز مرکزی، موجب ادامه تحول ژئوشیمیایی محفظه‌های ماگمایی زیر منطقه شده و توانسته است ضمن تغییر ترکیب، باعث ایجاد این توده‌ها در زمانهای پس از ائوسن در سطح وسیع منطقه شود. این وضعیت با توجه به زمین‌ساخت فعال می‌تواند در زمانهای بعدی حتی با تعداد و با حجم‌های عظیم‌تری نیز در سطح زمین دیده شوند. برای نمونه مستدل در این رابطه باید از آتشفشان شوشونیتی دماوند را نام برد که در آن مسئله بالا رفتن عناصر قلیایی را نشانه و دلیلی بر حضور محفظه‌های ماگمایی تحول یافته‌تر و زمین‌ساخت فعال در البرز مرکزی می‌توان توجه و نتیجه‌گیری کرد.

سپاسگزاری

هزینه اجرای این پژوهش از محل اعتبار طرح پژوهشی شماره ۵۱۲/۱/۴۰۸ مصوب تاریخ ۷۷/۱۱/۳ پرداخت شده‌است، لذا از شورای پژوهشی دانشکده علوم، دانشگاه تهران تشکر می‌نمایم.

به تدریج تعدادی از این توده‌های نفوذی در سطح وسیع منطقه رخنمون پیدا کرده‌اند (شکل ۱).

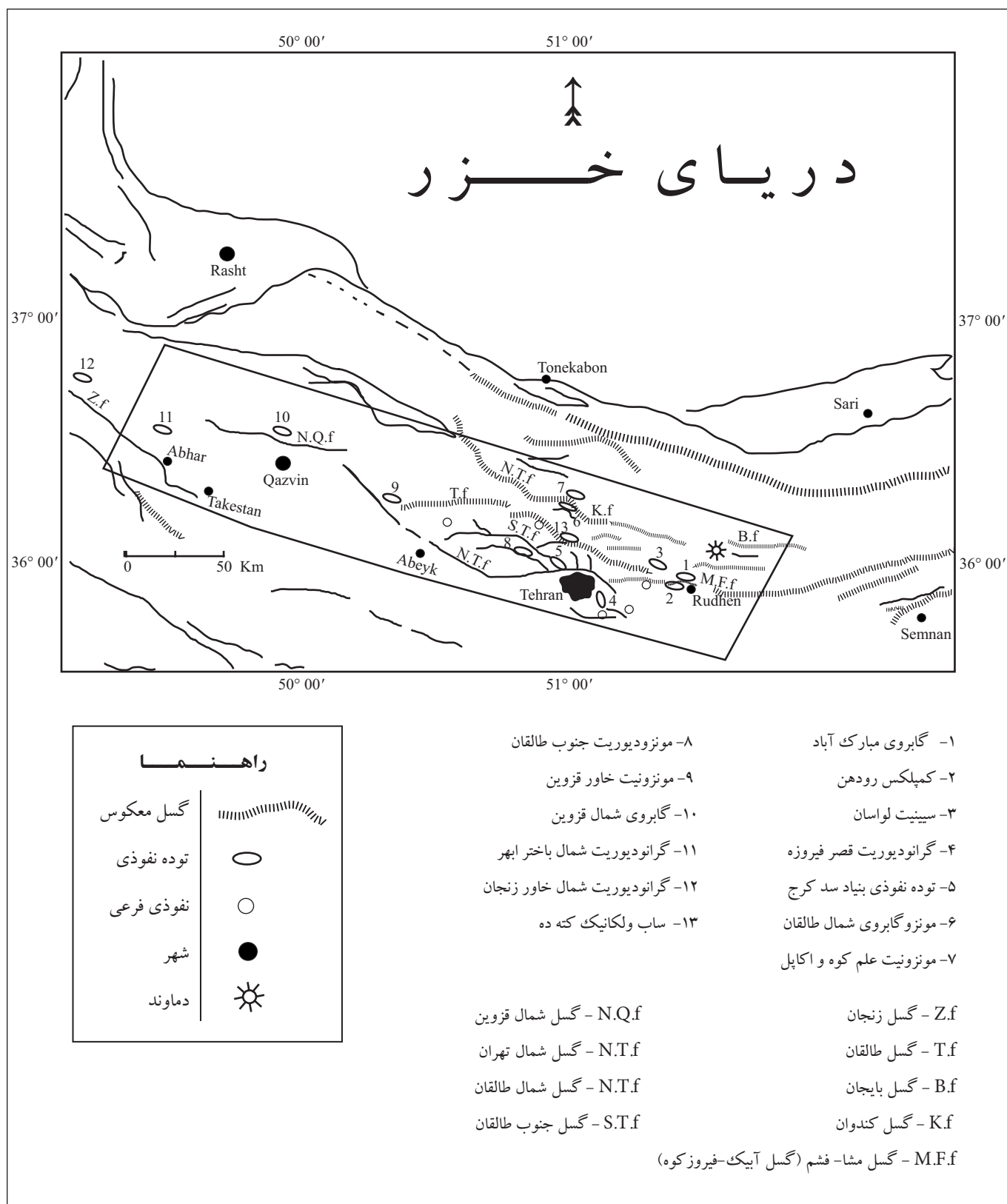
مدل زمین‌ساختی مناسب جهت چنین فرایندی با توجه به وضعیت سنگ‌شناختی یاد شده سنگ‌های مورد بررسی منطقه البرز مرکزی در زمان ترشیری، و تزریق این توده‌ها از محفظه‌های ماگمایی ایجاد شده قبلی (عمدتاً در درون لایه‌های سازند کرج) منطقه، می‌تواند مشابه مدل گوشته گرم-پوسته سرد (Wyllie, 1984؛ شکل ۱۰) باشد. براساس این مدل با حرکت سیال‌های ماگمایی و ذوب بخشی در پریدوتیت گوشته‌ای، و با ایجاد میگماتیت در زیر پوسته قاره‌ای یک محفظه ماگمایی تشکیل می‌شود، و در ادامه این عمل و ازدیاد ماگمایی اولیه ضمن جدایش و تفریق ماگمایی، خواهد توانست به درون پوسته قاره‌ای راه یابد. بر اساس این دلایل، مدل پیشنهادی (Jung et al., 1976)، در رابطه با فرورانش صفحه آفرو-عربی به زیر صفحه ایران (شکل ۱۱) می‌تواند توجه خوبی برای زمین‌ساخت منطقه و تحول سنگ‌زایی ماگمای اولیه باشد.

ضمن بررسی کلی این توده‌ها که در بخش‌های پیشین آمده است، می‌توان به نتایج سنگ‌شناختی جالب توجهی به صورت زیر دست یافت.

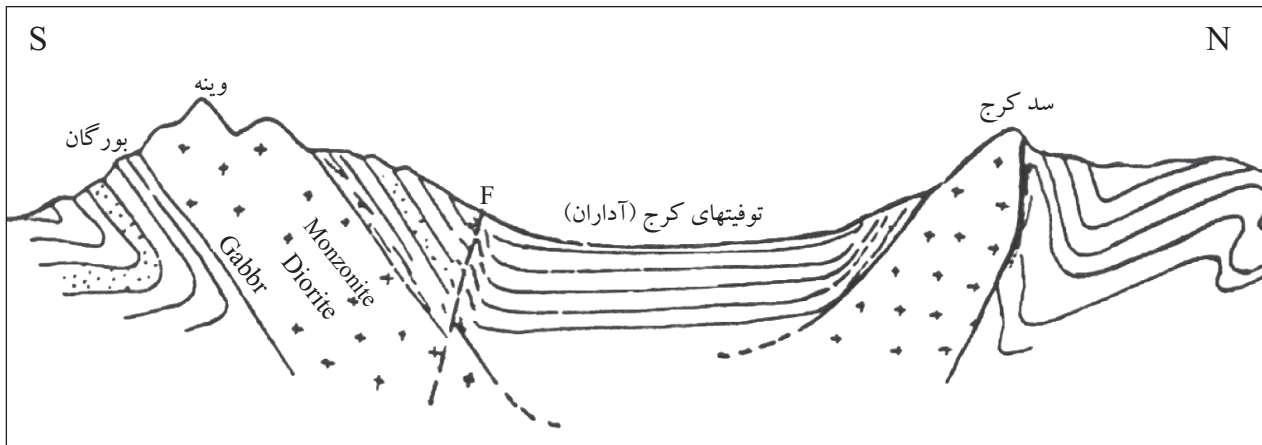
این توده‌ها (مانند گابروی مبارک آباد مجموعه نفوذی رودهن، توده کوچک لواسان، توده آذرین پی سد کرج، توده نیمه آتشفشانی گننه‌ده، مونزوگابرو شمال طالقان، توده‌های شمال و خاور قزوین، و توده‌های گرانودیوریتی طارم سفلی) بیشتر در لایه‌های سازند کرج و یا مانند توده‌های نفوذی سینیت لواسان، گرانودیوریت قصر فیروزه، مونزوگرانیت علم کوه و مونزودیوریت جنوب طالقان، که هم در ارتباط مستقیم با سازندهای پرکامبرین تا پالئوزویک زیرین و هم در کنار گسل‌های عمده منطقه (آبیک-فیروز کوه، گسل معکوس کندوان و گسل معکوس ولیان) و با ارتباط نسبتاً مستقیم با سازند کرج قرار دارند.

در توده‌های مورد مطالعه کانپهایی با درجه تبلور دمای بالا مانند پیروکسن (ومعدلهای تجزیه شده) در کنار کانپهای دما پایین (مانند فلدسپارهای قلیایی) قرار می‌گیرند، در حالی که معمولاً حضور عناصر سازگار و ناسازگار در کنار هم اندکی غیر عادی است.

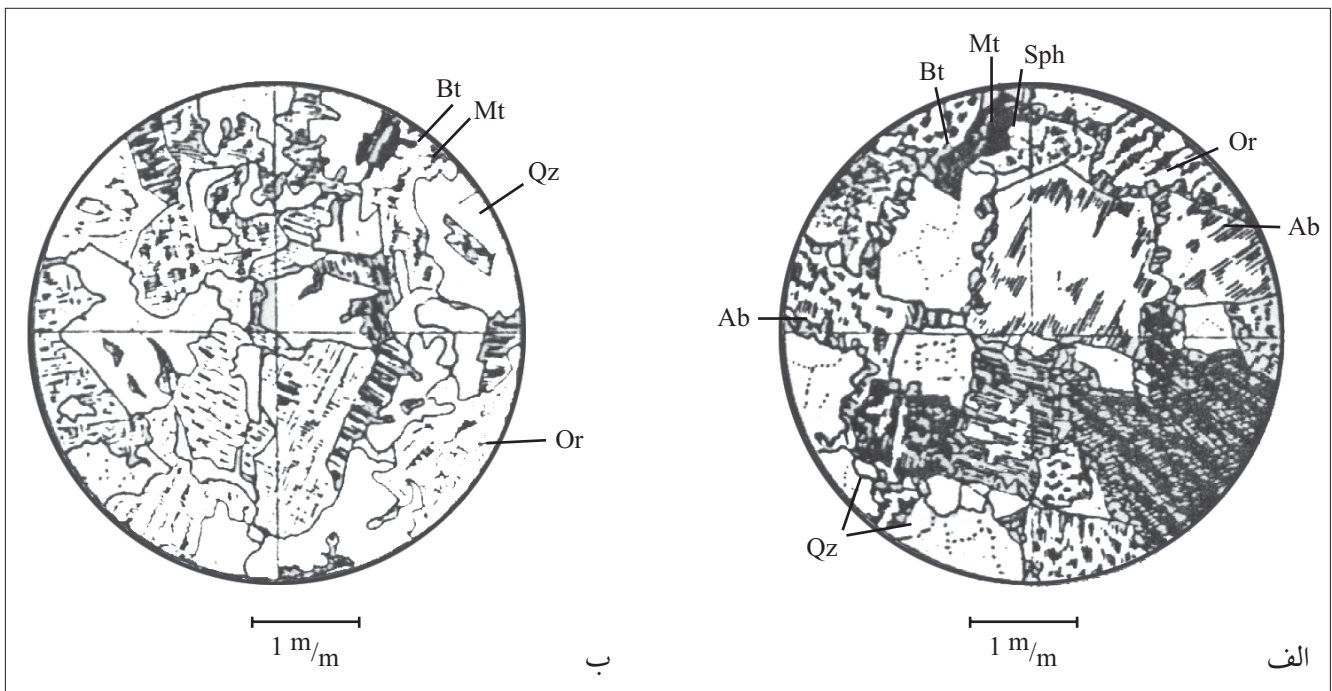
با توجه به اینکه توده‌های نفوذی ترشیری البرز مرکزی را بنا بر دلایل زمین‌ساختی-ماگمایی و ژئوشیمیایی ارائه شده از منشأ همان ماگمایی که باعث فعالیت آتشفشانی ائوسن منطقه شده می‌دانیم، این ماگمای فرامافیک تا مافیک با بالا آمدن در نقاط ضعف پوسته قاره‌ای منطقه، ضمن تبلور و تغییر ترکیب، در لایه‌های مساعده سازند کرج و یا در شکستگی‌های عمده و ژرف، نفوذ کرده و در این فرایند طی هضم سنگ‌های رسوبی اطراف با توجه به جنس و نوع سنگ هضم شده، تغییرات زیادی در ترکیب آن ایجاد می‌شود و یا در اثر هضم لایه‌های بسیار بازی فاز ۲ سازند کرج، مقدار غیر عادی از فازهای



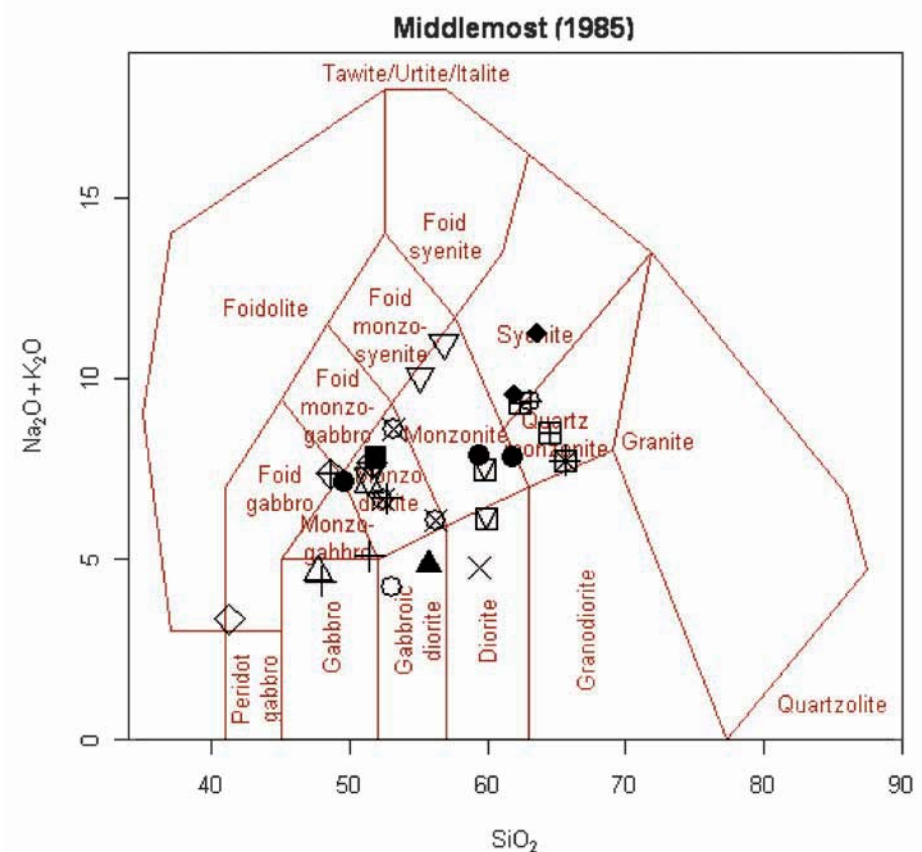
شکل ۱- نقشه نشان‌دهنده موقعیت توده‌های مورد مطالعه و گسل‌های اصلی منطقه (ولی‌زاده، عبداللهی، ۱۳۷۸).



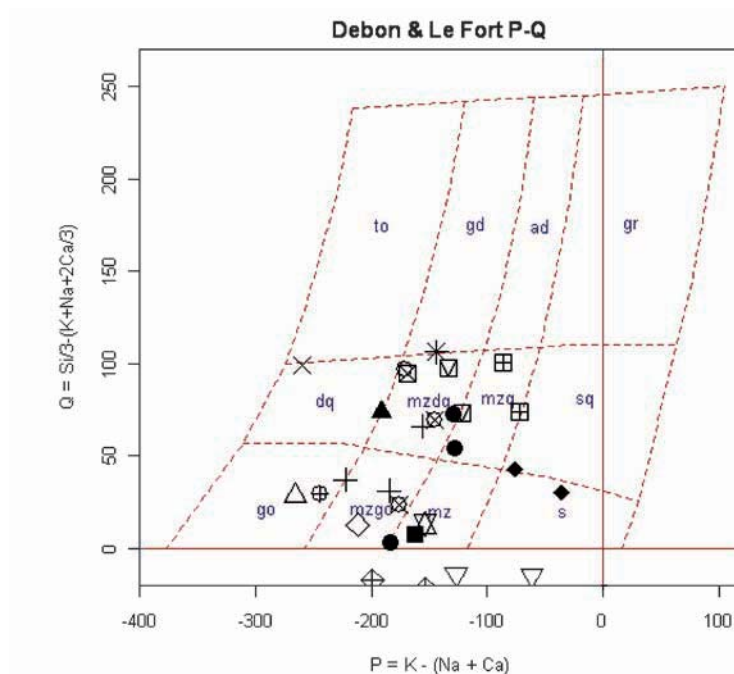
شکل ۳- موقعیت تقریبی توده نفوذی دیوریت - گابروی مونزویتی پورکان - سد کرج (ولی زاده، ۱۳۶۶).



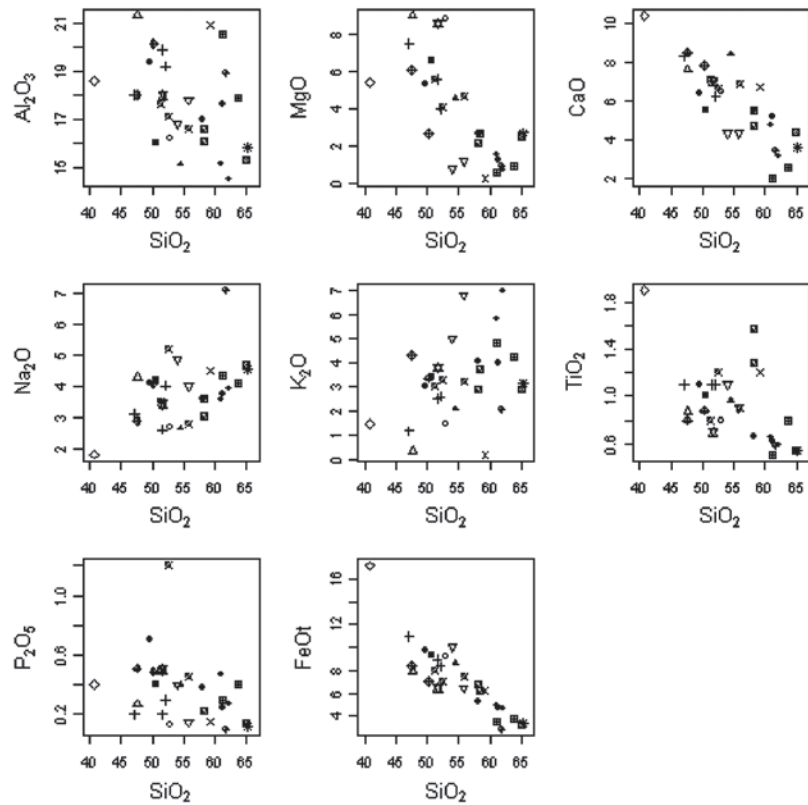
شکل ۴- دو نمونه میکروسکوپی از توده نفوذی علم کوه، الف) آلکالی بیوتیت گرانیت (تخت سلیمان)، Or- ارتو کلاز پرتیتی و آلپیت صفحه شطرنجی Ab- آلپیت کوچک با ارتو کلاز حاشیه‌ای Q- کوارتز، Bt- بیوتیت، Sph- اسفن، Mt- مگنتیت.
 ب) آلکالی گرانوفیری (شمال دیواره علم کوه)، Or- ارتو کلاز پرتیتی و آلپیت صفحه شطرنجی، برخی از ارتو کلازها در حاشیه‌ها آلپیتی هستند.
 Q- کوارتز، و هم‌رشدی با فلدسپارها، Bt- بیوتیت، Mt- مگنتیت (Gansser & Huber, 1962).



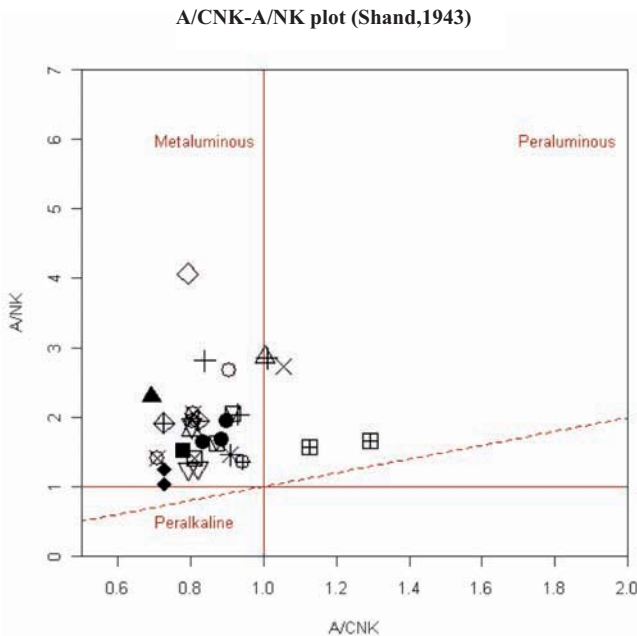
شکل ۵- الف - نمودار مجموع $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 (Middlemost (1985))



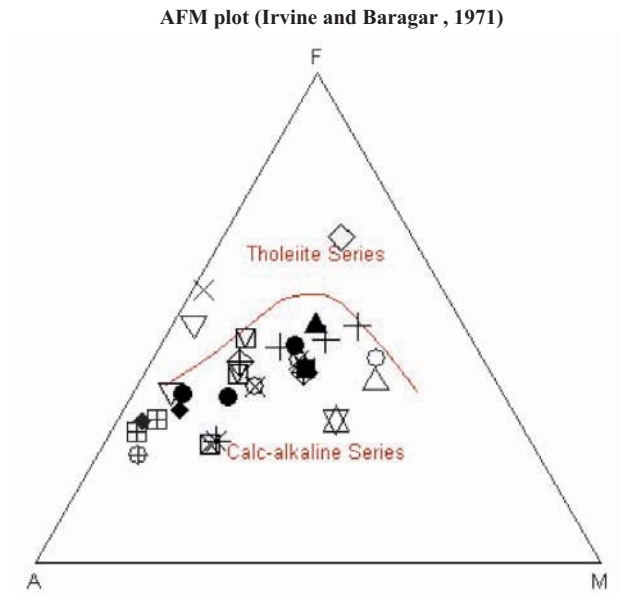
شکل ۵- ب - نمودار Q/P (De Bon & Le Fort (1983)) موقعیت سنگهای نفوذی مورد مطالعه (علائم مشابه جدول ۱) - ۱- گرانیت. ۲- آداملیت. ۳- گرانودیوریت. ۴- تونالیت. ۵- کوارتز سینیت. ۶- کوارتز مونزونیت. ۷- کوارتز مونزو دیوریت. ۸- کوارتز دیوریت. ۹- سینیت. ۱۰- مونزونیت. ۱۱- مونزو گابرو. ۱۲- گابرو.



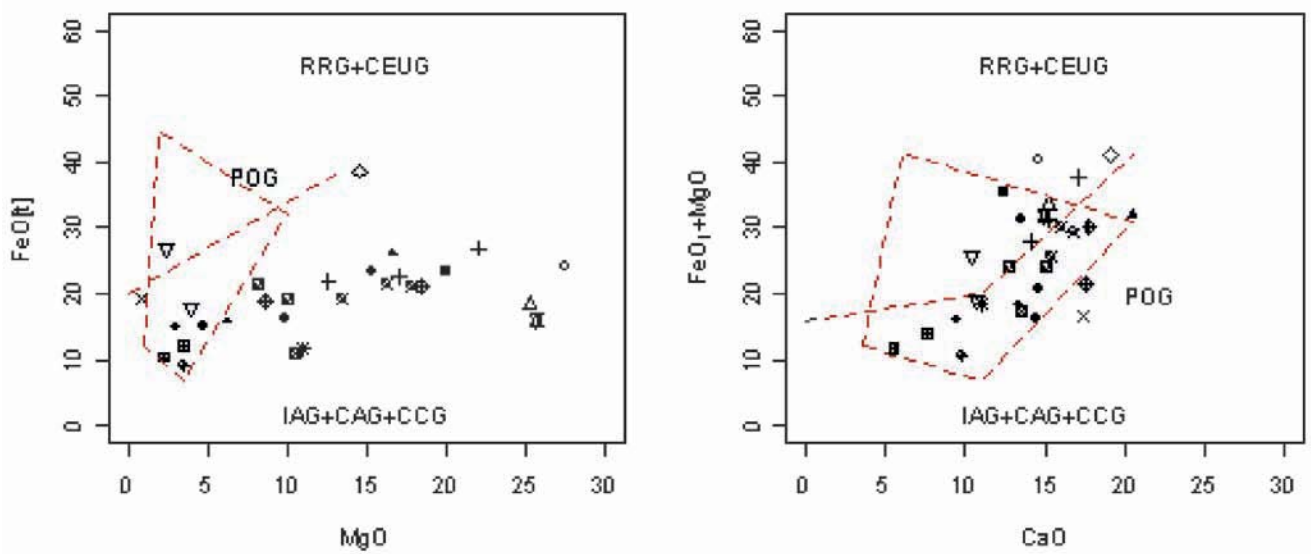
شکل ۶- نمودار تغییرات ژئوشیمیایی SiO_2 در برابر اکسیدهای اصلی (Harker, 1909) (علائم مشابه جدول ۱).



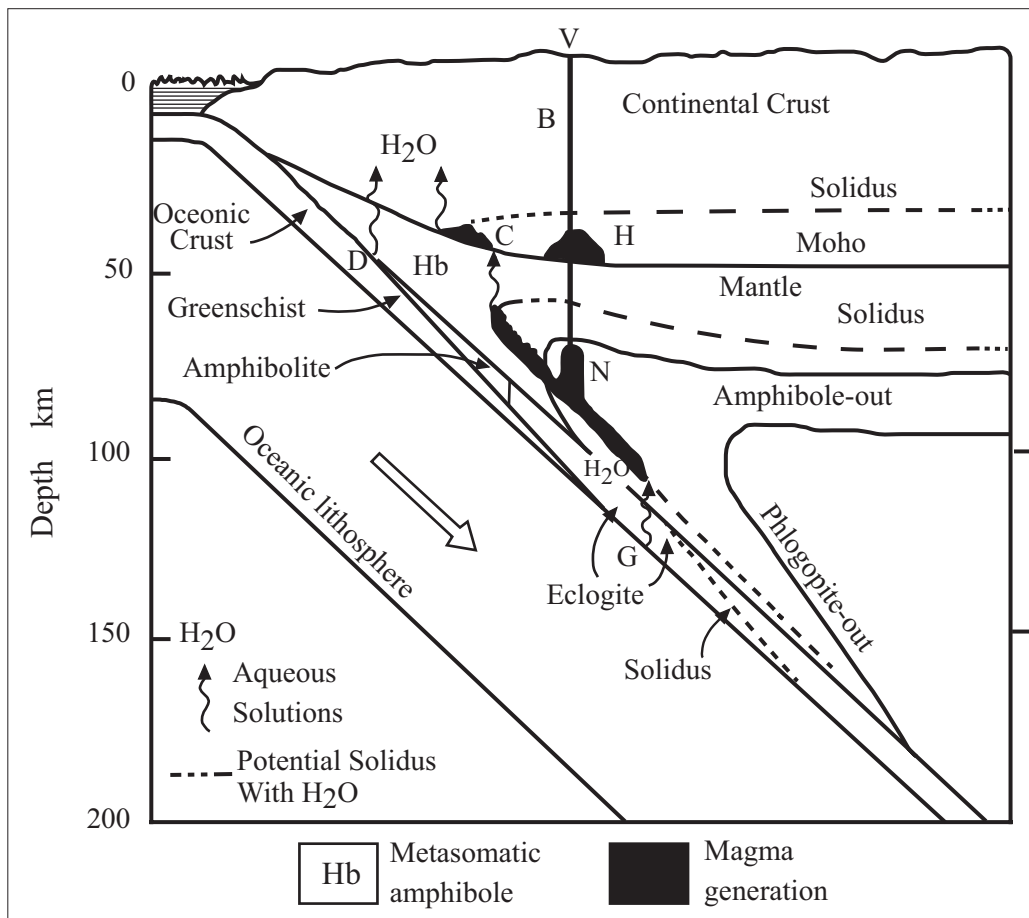
شکل ۸- نمودار نسبت‌های مولی $Al/(Ca+Na+K)$ در برابر $Al/(Na+K)$ (Maniar & Piccoli, 1989)



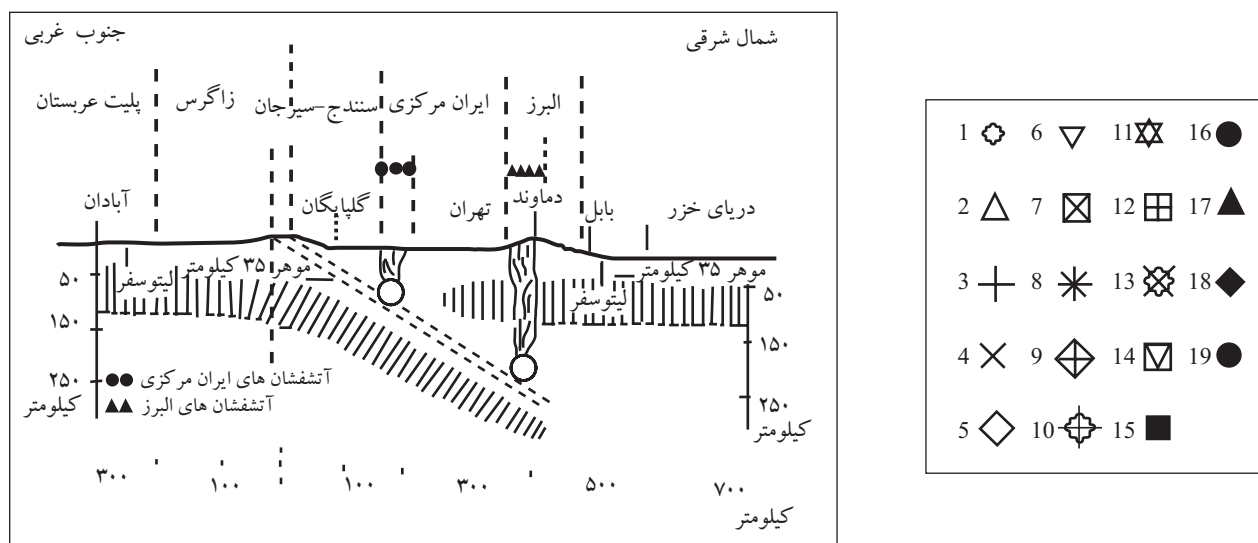
شکل ۷- نمودار مثلثی $MgO-Na_2O, K_2O-FeO^*$ (Irvin & Baragar, 1971) که موقعیت ترکیبی سنگهای نفوذی مورد مطالعه بر روی آن نشان داده شده است.



شکل ۹- نمودارهای تعیین مدل‌های گرانیتیویدی (Maniar & Piccoli, 1989) (علائم مشابه جدول ۱).



شکل ۱۰- فرایندهای از دست دادن آب و تولید ماگما بر اساس ساختار گرمایی گوشته گرم - پوسته سرد (Wyllie, 1984)



شکل ۱۱- مقطع قائم و فرضی صفحه فرورنده غربی از آبادان تا دریای خزر، ستبرای پوسته فرضی است (Jung et al., 1976)

راهنمای علائم به کار برده شده در ترسیم اشکال و جدول ارائه شده در این مقاله

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای نفوذی منطقه البرز مرکزی. راهنمای علائم به کار برده شده در رسم شکلها و جدولهای ارائه شده در این مقاله در زیر آورده شده است.

علائم	محل برداشت	برداشت کننده	SAMPLES	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MgO %	MnO %	TiO ₂ %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %
۱	مبارک آباد	شایگانفر، ۱۳۶۶	M.gsh	52.90	16.20	2.40	7.10	8.80	0.60	0.80	6.50	2.70	1.50	0.13
۲	مبارک آباد	سلیمانی، ۱۳۶۸	M.gsh	47.68	21.32	3.01	5.20	9.02	0.27	0.87	7.60	4.27	0.36	0.27
۳	رودهن	شایگانفر، ۱۳۶۶	RGI	52.10	19.20	2.70	5.90	4.00	0.90	1.10	6.20	4.00	2.60	0.30
۴	جورد رودهن	شایگانفر، ۱۳۶۶	R.ja	59.20	20.90	3.00	3.50	0.22	0.11	1.20	6.70	4.50	0.22	0.15
۳	گل دره رودهن	شایگانفر، ۱۳۶۶	R.Gg	47.10	18.00	2.44	8.80	7.50	0.50	1.10	8.30	3.10	1.20	0.20
۳	وسکاره رودهن	شایگانفر، ۱۳۶۶	R.Vg	51.60	19.90	2.70	6.50	5.60	0.60	1.10	7.00	2.60	2.50	0.20
۵	لواسان	شایگانفر، ۱۳۶۶	Lg	40.80	18.60	4.50	13.10	5.40	0.50	1.90	10.40	1.80	1.50	0.40
۶	لواسان	شایگانفر، ۱۳۶۶	L.S1	54.00	16.80	2.35	7.93	0.75	0.50	1.10	4.30	4.85	5.00	0.40
۶	لواسان	شایگانفر، ۱۳۶۶	L.S2	55.80	17.80	2.30	4.40	1.20	0.60	0.90	4.30	4.00	6.80	0.15
۷	قصر فیروزه	داوری، ۱۳۶۶	GF1	64.90	15.30	1.54	1.80	2.50	0.10	0.54	4.40	4.70	2.90	0.14
۸	قصر فیروزه	داوری، ۱۳۶۶	GF2	65.20	15.80	1.64	1.95	2.71	0.16	0.54	3.60	4.53	3.13	0.12
۹	بنیاد سد کرج	ولی زاده، ۱۳۶۶	K.gv	47.56	18.01	4.95	3.98	6.10	0.22	0.80	8.49	2.89	4.30	0.51
۹	بنیاد سد کرج	ولی زاده، ۱۳۶۶	K.Dv	50.23	20.15	4.07	3.34	2.69	0.19	0.88	7.84	4.06	3.37	0.49
۱۰	بنیاد سد کرج	ولی زاده، ۱۳۶۶	K.Mv	61.71	18.92	0.35	2.53	0.93	0.09	0.59	3.40	7.07	2.08	0.10
۱۱	سنج کرج	مایر، ۱۹۶۷	K.My	51.70	18.00	2.50	4.20	8.60	0.10	0.70	7.00	3.40	3.80	0.50
۱۲	اکاپل علم کوه	رنجبر، ۱۳۷۰	ARI	63.65	17.90	2.86	1.24	0.92	0.10	0.80	2.51	4.10	4.25	0.40
۱۲	اکاپل علم کوه	رنجبر، ۱۳۷۰	AR2	61.16	20.56	2.46	1.32	0.62	0.10	0.51	1.95	4.33	4.82	0.30
۱۳	شمال طالقان	اشتالدر، ۱۹۷۱	Tsh	52.50	17.10	4.70	2.80	4.10	0.11	1.20	6.60	5.20	3.30	1.20
۱۳	شمال طالقان	اشتالدر، ۱۹۷۱	Tk	55.90	16.60	3.10	4.70	4.70	0.16	0.90	6.90	2.80	3.20	0.45
۱۳	شمال طالقان	اشتالدر، ۱۹۷۱	Tb	51.30	17.60	4.50	3.90	5.60	0.12	0.80	7.10	3.50	3.00	0.50
۱۴	جنوب طالقان	عبدالهی، ۱۳۷۸	TA1	58.30	16.10	3.20	3.40	2.70	0.06	1.57	4.70	3.60	3.70	0.22
۱۴	جنوب طالقان	عبدالهی، ۱۳۷۸	TA2	58.13	16.62	3.24	3.90	2.14	0.02	1.28	5.51	3.02	2.92	0.22
۱۵	شرق قزوین	حسینی، ۱۳۷۵	Gha	50.60	16.00	3.20	6.40	6.60	0.10	1.00	5.50	4.20	3.40	0.40
۱۶	شمال قزوین	حسینی، ۱۳۷۵	Ghg	49.60	19.40	3.40	6.70	5.30	0.20	1.10	6.40	4.10	3.00	0.70
۱۷	طارم سفلی	پیروان، ۱۳۷۱	TAP1	54.50	15.11	3.14	5.80	4.58	0.15	0.96	8.39	2.64	2.07	0.40
۱۸	طارم سفلی	پیروان، ۱۳۷۱	TAP2	61.00	15.16	2.46	2.80	1.62	0.14	0.66	4.75	3.56	5.84	0.47
۱۸	طارم سفلی	پیروان، ۱۳۷۱	TAP3	62.10	14.50	3.27	1.80	0.77	0.11	0.60	3.20	3.95	7.00	0.28
۱۹	طارم سفلی	احمدیان، ۱۳۷۰	TZA	58.10	16.97	3.90	1.78	2.68	0.13	0.66	5.53	3.59	4.08	0.38
۱۹	طارم سفلی	احمدیان، ۱۳۷۰	TZA1	61.18	17.60	2.79	2.18	1.22	0.14	0.63	5.20	3.73	3.98	0.25

جدول ۲- ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها در موقعیتهای مختلف زمین‌ساختی (Maniar & Piccoli, 1989)

معدل نمونه‌ها	غیر کوهزایی			کوهزایی				محیط تکنیتیکی % SiO ₂
	OP	CEUG	RRG	POG	CCG	CAG	LAG	
۵۹/۴	۷۸-۶۱	۷۷-۷۱	۷۸-۷۲	۷۸-۷۰	۷۶-۷۰	۷۶-۷۲	۶۸-۶۰	
×	کلسیک	آلکالی	آلکالی	آلکالی	آلکالی کلسیک	کالک آلکان	کلسیک کالک	اندیس آلکالی-کلسیم
متا آلومین	متا آلومین و فوق آلومین	فوق آلکان متا آلومین	فوق آلکان متا آلومین	فوق آلومین و متا آلومین	فوق آلومین	متا آلومین	متا آلومین	اندیس Al
۰/۸۱	کمتر از ۴	۱۲-۱	۲۵-۲	۱۸-۲	۱۰-۲	کمتر از ۴	حدود ۱	Na ₂ O/CaO درصد
۰/۱۱	۵۰-۰	۱-۰/۶	۱-۰/۷	۱/۲-۰/۶	۱/۵-۰/۴	۲-۰/۴	۳-۰/۴	Na ₂ O/K ₂ O درصد
۰/۵۱	۰/۷-۰	۰/۱۲-۰	۰/۲-۰	۰/۰۲-۰/۳	۰/۰۵-۰/۶	۰/۱۱-۰/۵	۰/۳-۰/۸۵	MgO/FeO(T) درصد
-	۵۰-۰	۷/۵-۰	۷/۵-۰	۱۸-۲	۴۵-۲	۳۸-۲	۲۸-۱۲	Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O معمول

IAG = گرانیتوئیدهای جزایر قوسی، CAG = گرانیتوئیدهای زون فرورانش قاره‌ها، CCG = گرانیتوئیدهای تصادم قاره‌ها،

POG = گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی RRG = گرانیتوئیدهای ریفتها، CEUG = گرانیتوئیدهای خشکی‌زایی، OP = پلاژیوگرانیتوئیدهای زون گسترش.

کتابنگاری

- احمدیان، ج.، ۱۳۷۰- بررسی ژئوشیمیایی زونهای آلتراسیون هیدروترمال منطقه ذاکر (جنوب باختری طارم). رساله فوق‌لیسانس، دانشکده علوم دانشگاه تبریز.
- بلوریان، غ. م.، ۱۳۷۱- مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سازند کرج در البرز مرکزی پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- پیروان، ح. م.، ۱۳۷۱- بررسی پتروگرافی و پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین درونی شمال ابهر، رساله کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران.
- حسینی طالقانی، ج.، ۱۳۷۵- بررسی پترولوژیکی توده‌های نفوذی شمال و شرق قزوین و پتانسیلهای اقتصادی آن، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- داوری، م.، ۱۳۶۶- بررسیهای زمین‌شناسی و پترولوژی سنگهای نفوذی قصر فیروزه (شرق تهران). رساله فوق‌لیسانس. دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰- زمین‌شناسی ایران (تألیف). انتشارات نشر دانش امروز.
- رنجبر مالی‌دره، ح.، ۱۳۷۰- بررسی پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین منطقه آکاپل (کلاردشت) البرز مرکزی، رساله فوق‌لیسانس، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۶۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، تهران.
- سازمان زمین‌شناسی، ۱۹۷۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، قزوین - رشت.
- سلیمانی، ب.، ۱۳۶۸- مطالعه پتروگرافی و پترولوژی توده آذرین مبارک‌آباد (شمال شرق تهران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران.
- شایگانفر، ف.، ۱۳۶۶- بررسی پترولوژی و سنگ‌شناسی پاره‌ای از توده‌های نفوذی شرق تهران، رساله فوق‌لیسانس دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- عکاشه، ب.، حسن‌زاده، ج. و اسلامی، ع.، ۱۳۶۲- زلزله‌های فروردین ۱۳۶۲. بایجان (هراز - البرز مرکزی). نشریه فیزیک زمین و فضا - جلد ۱۰۲ - شماره ۲-۱، ص ۷۹-۶۹.
- قرشی، م.، ارژنگ‌روش، ب.، ۱۳۵۸- معرفی و بررسی گسلهای کواترنر ناحیه تهران - سازمان زمین‌شناسی کشور.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران.
نوری، ک.، ۱۳۷۵- بررسی پترولوژیکی توده‌های مونزونیتی شمال دیزان، منطقه طالقان، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
ولی‌زاده، م. و.، ۱۳۶۶- بررسی پترولوژی توده آذرین بنیاد سد کرج، نشریه علوم دانشگاه تهران، جلد انزدهم شماره ۱ و ۲ (ص ۵-۲۸)،
ولی‌زاده، م. و.، ۱۳۷۱- پترولوژی تجربی و تکنونیک کلی (جلد دوم)، ترجمه، انتشارات دانشگاه تهران.

References

- Allenbach, P., 1966- Geologie und petrographie des damavand und seiner umgebung (Zentral Elburz), Iran, mitteilung Nr.63, geologisches institut, ETH – zurich, 114 P.
- Annels, R.N., Arthurto, R. S., Bazley, R. A. & Davies, R. G., 1975- Explanatory text of the Qazvin and rasht quadrangles map. Geological survey of Iran, E3 and E4, 94P.
- Assereto, R., 1966 b- Geological map of upper Djadjrud and lar valleys (central Eiburz, Iran), scale 1:50,000 with explanatory notes. Ist. Geol. Univ. milano, ser. G. Publ. 232.
- Berberian, M., 1976 b- Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II). Geo, surv, of Iran, Rep. No. 39, 518 P, 5 maps, 259 figures.
- Cas, R. A. F. & Wright, J.V, 1987- Volcnic sucessins, modern and Ancient, Allen and unwin hyman, London. 528 PP.
- Chappell, B. W. & white, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in lachland fold belt: Trans R., SOC. Edinb earth sci. 83, P. 1-26.
- De Bon, F. & Le Fort, P., 1983- A chemical – mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, R. Soc. Edinb., Trans., 73 P. 135.
- Dederal, E., 1967- Zur geologie des mittleren und unteren karaj Tales, Zentral Elburz (Iran). mitt. Geol. Inst. E. T. H. U. univ. zurich, n. s., n. 75, 125 P.
- Dellenbach, J., 1964 - Contribution a letude geologique de la region situee a lest de teheran (Iran), FAC. Sci., Univ. strasbourg (France), 117 P.
- Gansser, A. & Huber, H., 1962- Geological observations in central Elburz Iran. Schweizerische mineralogische und petrographische mitt, 42(4), PP. 583-630.
- Hyndman, D. W., 1985- Petrology of Igneous and metamorphic rocks, MC – Graw – Hill, Newyork, 786 PP.
- Irvin, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, canadian. Jour. Eart. Sci., No. 8, P. 523-548.
- Jung, D., Kursten, M. & Tarkian, M., 1976- Post mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the afro Arabian under the eurasian plate. In Afar between continental and oceanic rifting (V. II). Eted by pilger and Rosler. E. Schw. Verl. Hamdlung, stuttgart, PP. 175-181.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, Geo. Soc. Am. Bull. , V. 101. P. 635-643.
- Meyer, S. P., 1967- Die Geologie des Gebietes velian – Kechire (zentral – Elburz, Iran) These Zurich. Mitt. Geol. Inst., N. F. 79, 127 P.
- Middlemost, E. A. K., 1987- Magas and Magatic Rocks An Introduction to Igneous petrology. Longman group U. K. 266 P.
- Midelemost, E. A. K., 1985- Naming materials in The magma/igneous rock System Longman Groun u. k., pp.73-86.
- Rollinson. R., 1993- Using geochemical Data. Evoluation, presentation, Interpretation, Longman scientific and Technclal, U. K. 352PP.
- Stalder, P., 1971- Magmutisems tertiari. Et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran) Bull. Suiss de Min. petr, vol, 51/1, 139PP.
- Stocklin, J., 1974, a-Northern Iran: Alborz mountains. Meszoic – senozoic orogenic Belt, data for orogenic studies, Geol. Soc, london, Sp. Pub4, P. 213-234 (Collec. Ed. A. M. Spenncer, scottish Academic press).
- White, A. J. R. & chappell, B. W., 1977- Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, P. 7-22.
- Whitney, J. A. , 1988- Magmatic conditions and development of chemical zonation in the C arpenfer Ridga Tuff, central san Volcanic field, Colorado: American Jour of Science, Wones Memorial, v. 231, P.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd, London 466P.
- Wyllie, P. J., 1984- Sources of granitoid magmas at convergent plate boundaries, Planetary interiors No. 35, 12-18 P.