پتروژنز چند توده آذرین نفوذی بازیک واقع در نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان

محمد ولی ولی زاده* و محمود صادقیان

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

هدف از ارائه این مقاله بررسی پتروژنز چند توده آذرین بازیک تقریباً همسن (به سن ژوراسیک فوقانی) واقع در نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان می‌باشد. بدین منظور توده‌های آذرین بازیک آلموقولاق، چشمه قصابان، سرکان و بوئین ـ میاندشت، برای بحث و بررسی انتخاب شده‌اند. این توده‌های با حجم کم و رخنمون محدود با توده‌های گرانیتوئیدی آلموقولاق، الوند و بوئین ـ میاندشت همراه هستند.

ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها تنوعی از الیوین گابرو تا دیوریت پگماتوئید و تعدادی دایکهای میکروگابرویی و میکرودیوریتی را در بر می‌گیرد. بررسی سنهای رادیو متری و شواهد چینه‌شناسی حاکی است که این توده‌ها در ژوراسیک فوقانی به درون سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای قدیمی‌تر نفوذ نموده‌اند، که این امر با دگرگونی مجاورتی دمای بالایی در حد رخساره آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس تا پیروکسن هورنفلس همراه بوده است. این توده‌ها دارای ماهیت تولئیتی هستد و فاقد هرگونه پیوستگی ژئوشیمیایی، سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی با توده‌های گرانیتوئیدی همراهشان می‌باشند. نحوه تشکیل این توده‌ها، دارای مکانیسمی مستقل از مکانیسم تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی است. توده‌های آذرین بازیک با خصوصیات فوق‌الذکر را گابروهای متقدم می‌دانند.

جایگزینی بعدی توده‌های گرانیتوئیدی در نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان (در کرتاسه بالایی ـ پالئوسن زیرین) تا حد زیادی سبب در هم ریختگی و قطع شدگی توده‌های آذرین بازیک مورد نظر شده است. در نتیجه تزریق گرانیتوئیدها، سنگهای بازیک متاسماتیسم قابل ملاحظه‌ای را متحمل شده‌اند که شواهد آن به صورت بیوتیت‌زایی، تورمالین‌زایی و... قابل مشاهده است.

---

* مسئول مکاتبات

J.Sci.Univ.Tehran, Vol. 22, no.1, (1996) PP.79-98

Petrogenesis of some basic intrusives in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt

M.V.Valizadeh* and M.Sadeghian

Dept. of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.

Abstract

The purpose of the present study is to investigate the petrogenesis of some basic intrusives, with the same relative age (Upper Jarassic), in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. For this purpose, Almogholagh, Cheshmeh Qassaban, Serkan and Bouin-Miandasht basic intrusives have been selected, for out studies.

These are small bodies with a limitted outcrops accompaynig by granitoidic bodies of Almogholagh, Alvand, and Bouin-Miandasht.

petrographically, these basic intrusives show different compossitions from olivine-gabbro to diorite pegmatoid and they are intersected with few microgabbroic and mirodioritic dykes. Radiometric age determination and chronostratigraphic studies indicate that the basic intrusives have intruded into older regional metamorphic rocks, during Upper Jurassic which conseqerntly lead to a high-grade contact metamorphism in ablite-epidote to pyroxene hornfels facies.

These masses have tholeiitic nature and lack any lithologic, mineralogic or geochemical continuum with their neighboring granitoids. The mechanism responsible for their generation is independent of the proceses compared to their accompanied granitoids. These basic intrusives with such chracteristics can be considerd as "precursor gabbros".

The basic intrusives has been disturbed and intersected by the latter emplacement of

granitodic masses in Sanandaj-Sirjan metamorpic belt (in Upper Cretaceous-Lower Paleocene).

The basic rocks have been undergone a considerable metasomatism indicated by the observable evidences of biotitization and tourmalinization.

مقدمه:

هدف از ارائه این مقاله بررسی پتروژنز چند توده آذرین بازیک واقع در نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان (شکل ۱) می‌باشد. این توده‌های بازیک قبلاً توسط محققین متعددی [(۶)۱]، [2]، [3]، [4]، [5]، [1]، [2]، [3]، [4] از جنبه‌های مختلف مورد بحث و بررسی قرار گرفته‌اند و نظراتی درباره چگونگی تشکیل آنها ایراد گردیده است، ولی مسئله سن جایگزینی و بخصوص جایگاه تکتونیکی آنها ناشناخته مانده است. با توجه به تشابهات زیادی که بین این توده‌ها ملاحظه می‌شود سعی شده در این مقاله به طور یک جاکلیه آنها مورد بحث و بررسی قرار گیرند تا شاید راه برای فهم دقیقتر چگونگی تشکیل آنها هموار گردد. لازم به ذکر است که محور اصلی بررسی‌ها در این مقاله برمبنای داده‌های ژئوشیمیایی بدست آمده از این توده‌ها استوار است و در عین حال برای دست‌یابی به نتایج مستندتر از شواهد زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و... نیز استفاده شده است.

نتایج ژئوشیمیایی مورد استفاده در این مقاله از منابع زیر اقتباس گردیده است:

۱ـ داده‌های مربوط به دیوریت‌های منطقهٔ آلموقولاق [۷].

۲ـ داده‌های مربوط به مناطق چشمه قصابان و سرکان از ضمیمه مقاله بررسی سنگ‌شناسی و شیمی ـ کانی‌شناسی کمپلکس الوند، همدان [۲] و تعداد ۱۰ نمونه از تجزیه‌های شیمیایی انجام شده در ارتباط با[۸] .

۳ـ داده‌های‌مربوط به دلریت‌ها و دیوریت‌های منطقهٔ بوئین ـ میاندشت [۹].

جهت دستیابی به هدف این مقاله و رعایت یک ترتیب منطقی در ارائه مطالب موارد زیر را به ترتیب مورد بحث و بررسی قرار می‌دهیم:

۱ـ طبقه‌بندی و نامگذاری سنگهای آذرین بازیک برمبنای داده‌های ژئوشیمیایی، نورماتیو و مدال

۲ـ بررسی وضعیت رخنمون سنگهای آذرین بازیک مورد مطالعه

۳ـ وضعیت آلکالینیته سنگهای آذرین بازیک مورد مطالعه

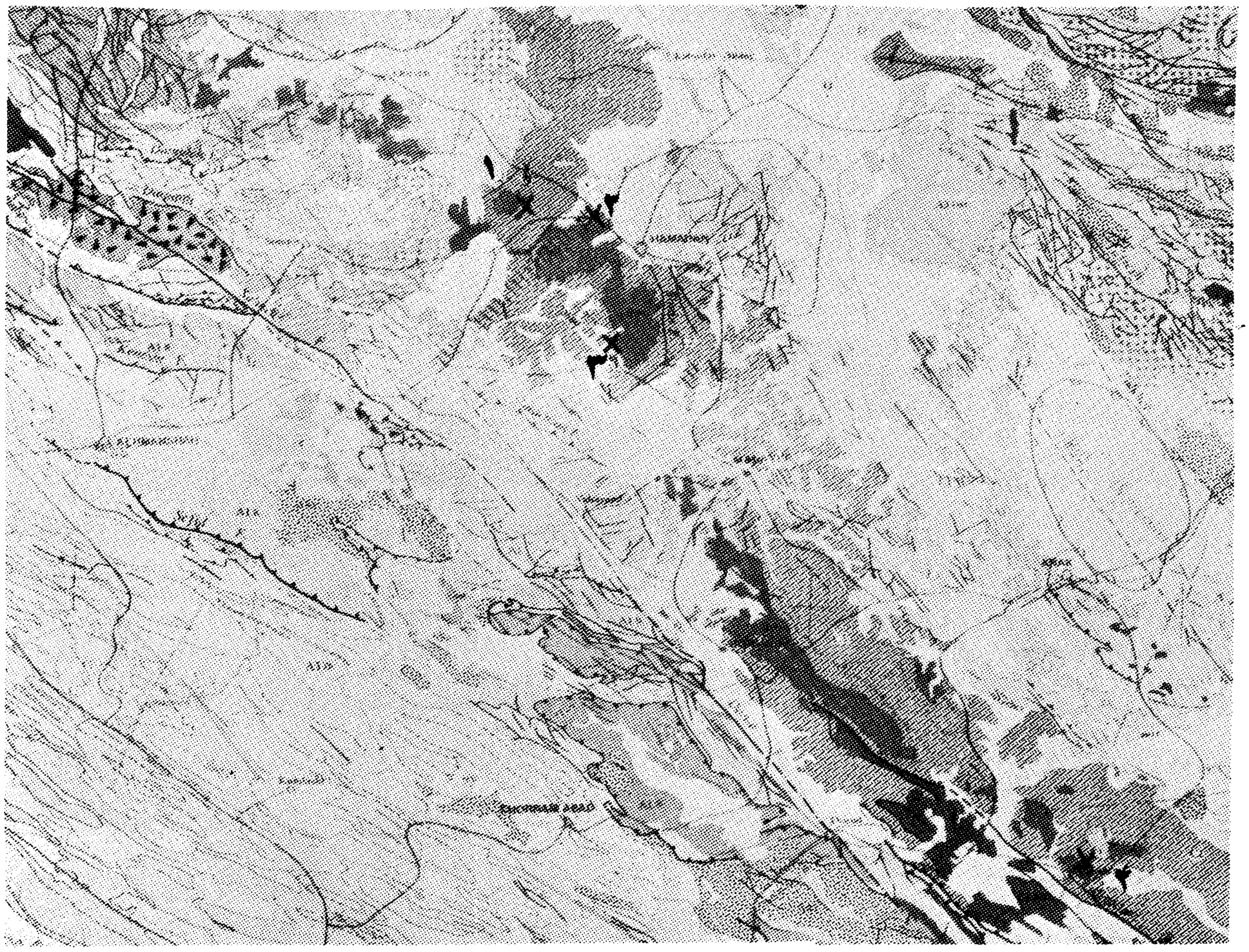
۴ـ بررسی تأثیرات احتمالی گرانیتوئیدها بر روی سنگهای بازیک مورد مطالعه

۵ـ ایجاد دگرگونی مجاورتی دمای بالا در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای قدیمی‌تر

۶ـ تعیین جایگاه تکتونیکی و خاستگاه ماگمایی توده‌های آذرین بازیک مورد مطالعه و زمان جایگزینی آنها.

۱ـ طبقه‌بندی و نامگذاری سنگهای آذرین بازیک برمبنای داده‌های ژئوشیمیایی، نورماتیو و مدال:

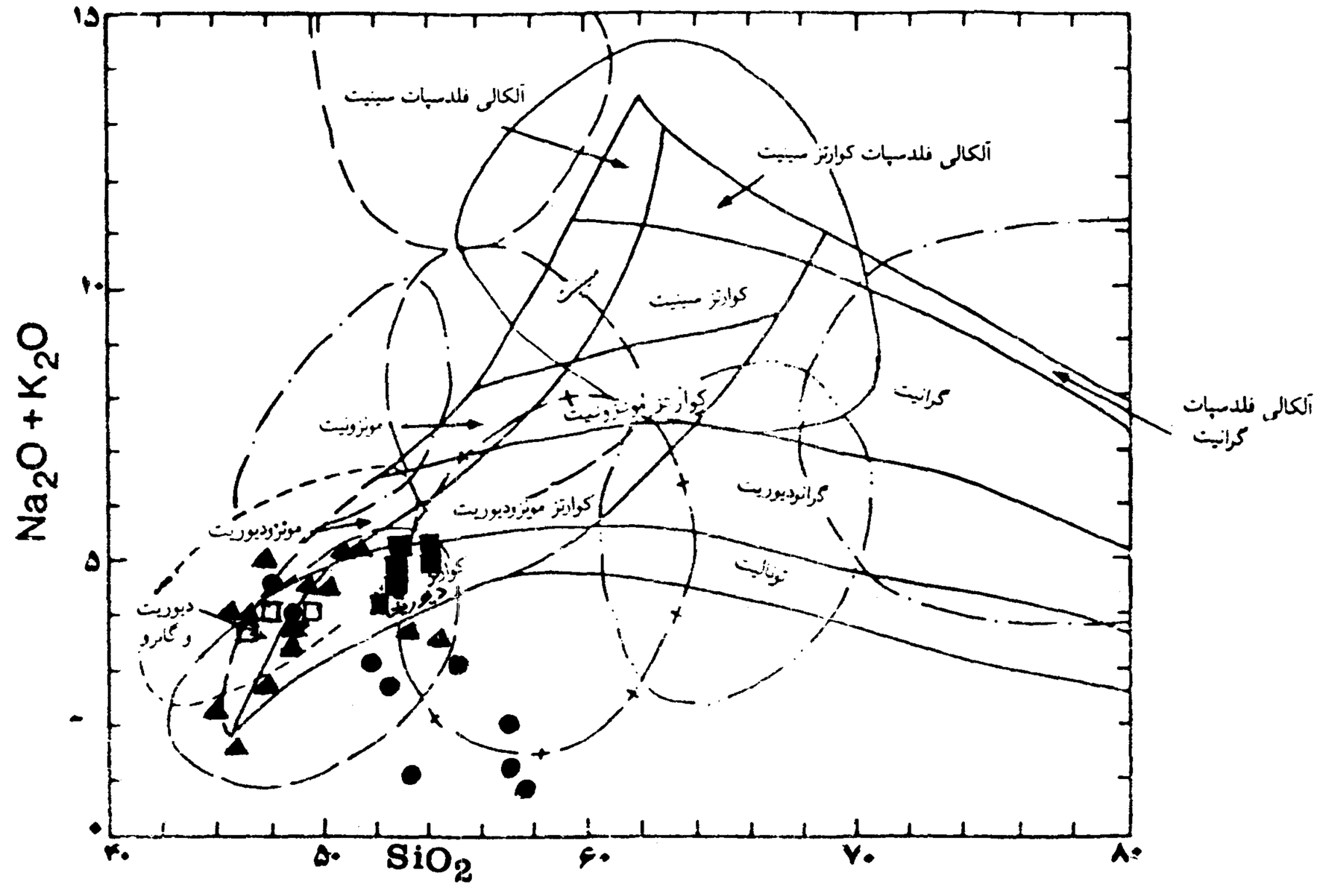
برای رده‌بندی و نامگذاری سنگهای بازیک مورد مطالعه برمبنای داده‌های ژئوشیمیایی از نمودار تغییرات ALK ($Na_2O + K_2O$) در مقابل SiO_2، [5] (شکل ۲)



شکل ۱ـ نقشه زمین‌شناسی نشان‌دهنده موقعیت مکانی توده‌های آذرین بازیک مورد مطالعه [۶].
۱ـ آلموقولاق ۲ـ چشمه قصابان ۳ـ سرکان ۴ـ بوئین ـ میاندشت

استفاده می‌کنیم. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدودهٔ ترکیبی گابرو، دیوریت، کوارتز گابرو و کوارتز دیوریت واقع می‌شوند. در این نمودار چند نمونه در محدودهٔ ترکیبی مونزودیوریت واقع می‌شوند که با توجه به عدم وجود فلدسپات پتاسیم در مجموعه کانی‌شناسی این سنگها، این نام، نام مناسبی محسوب نمی‌شود، که علت آن نیز در ادامه همین بحث توضیح داده خواهد شد.

ولی‌زاده [۲] اظهار داشته است که «سنگهای مورد مطالعه (سنگهای بازیک چشمه قصابان و سرکان) از لحاظ نورماتیو (مجازی) در حد بین گابرو و ترالیت نفلین دار جای می‌گیرند»، که با توجه به عدم وجود هرگونه کانی فلدسپاتوئیدی و از طرف دیگر تشکیل کوارتز در مراحل پیشرفته‌تر و تشکیل سنگهایی چون کوارتز گابرو و کوارتز دیوریت، مشخص می‌گردد که نامهای استنباط شده نامهای



شکل ۲ـ رده‌بندی شیمیایی سنگهای مورد مطالعه براساس نمودار SiO_2-(Na_2O+K_2O) [5].

علائم به کار رفته به ترتیب معرف موارد زیر می‌باشند:

▲ نمونه‌های متعلق به سنگهای بازیک منطقه چشمه قصابان همدان.

□ نمونه‌های متعلق به سنگهای بازیک منطقه سرکان تویسرکان.

■ نمونه‌های متعلق به سنگهای بازیک منطقه آلموقولاق.

● نمونه‌های متعلق به سنگهای بازیک منطقه بوئین ـ میاندشت.

مناسبی نمی‌باشند.

با توجه به مطالعات کانی‌شناسی و بررسی مدال، سنگهای مورد مطالعه یک طیف ترکیبی متنوعی متشکل از: ملاالیوین گابرو، گابرو، کوارتز گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، میکروگابرو (دلریت)، میکرودیوریت[1]، و پگماتوئید را در بر می‌گیرند.

کانی بیوتیت یکی از کانیهای بارز سنگهای فوق‌الذکر می‌باشد که بخصوص در سنگهای آذرین بازیک منطقه چشمه قصابان از حضور چشمگیرتری برخوردار است. با توجه به آن که در این سنگها بیوتیت به صورت ناقص یا کامل جانشین (پسودومرف) پیروکسنها گردیده است و بخصوص با نزدیک شدن به توده گرانیتوئیدی الوند و مشتقات آن بر شدت بیوتیت‌زایی افزوده می‌گردد و همچنین با توجه به این که در بعضی از این سنگهای بازیک تورمالین‌زایی[2] صورت گرفته است، لذا نتیجه می‌گیریم که

۱ـ برای مثال: در دیوریت‌های شمال روستای توئیجین.

۲ ـ برای مثال: در دیوریت شمال روستای توئیجین.

این توده‌های بازیک در اثر تزریق بعدی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی متاسماتیسم قابل ملاحظه‌ای را متحمل شده‌اند و در نتیجه مقدار زیادی از Na_2O و K_2O نشان داده شده در تجزیه شیمیایی آنها متعلق به خود آنها نبوده و لذا باعث می‌شود اسامی که بر مبنای داده‌های ژئوشیمیایی و بخصوص ترکیب نورماتیو برای این سنگها انتخاب می‌شود از صحت قابل اعتمادی برخوردار نباشند.

لازم به ذکر است که گرانیتوئیدهای همراه با این توده‌ها با دارا بودن کانیهای بیوتیت، مسکوویت، هورنبلند، فلدسپات پتاسیم (ارتوز، میکروکلین و پرتیت)، پلاژیوکلاز (آلبیت الیگوکلاز)، کوارتز و کانیهای فرعی از جمله اسفن، زیرکن و... و کانیهای باقیمانده از ذوب سنگهای دگرگونی قدیمی‌تر از جمله گارنت، آندالوزیت و...، دارای هیچ گونه پیوستگی کانی‌شناسی با سنگهای آذرین بازیک مورد نظر نمی‌باشند.

۲ـ بررسی وضعیت رخنمون سنگهای آذرین بازیک مورد مطالعه

این توده‌ها به صورت توده‌های نفوذی با حجم کم و رخنمون محدود، در ارتباط با توده گرانیتوئیدی یافت می‌شوند و یک مجموعه سنگ‌شناسی متشکل از الیوین گابرو، گابرو، کوارتز گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت را در بر می‌گیرند که بخصوص تغییرات کانی‌شناسی ـ سنگ‌شناسی بین گابرو تا دیوریت یک تغییر تدریجی می‌باشد. علاوه بر این همراه با این توده‌ها رخنمون‌های محدودی از پگماتوئید و تعدادی دایکهای میکروگابرویی و میکرودیوریتی مشاهده می‌گردد.

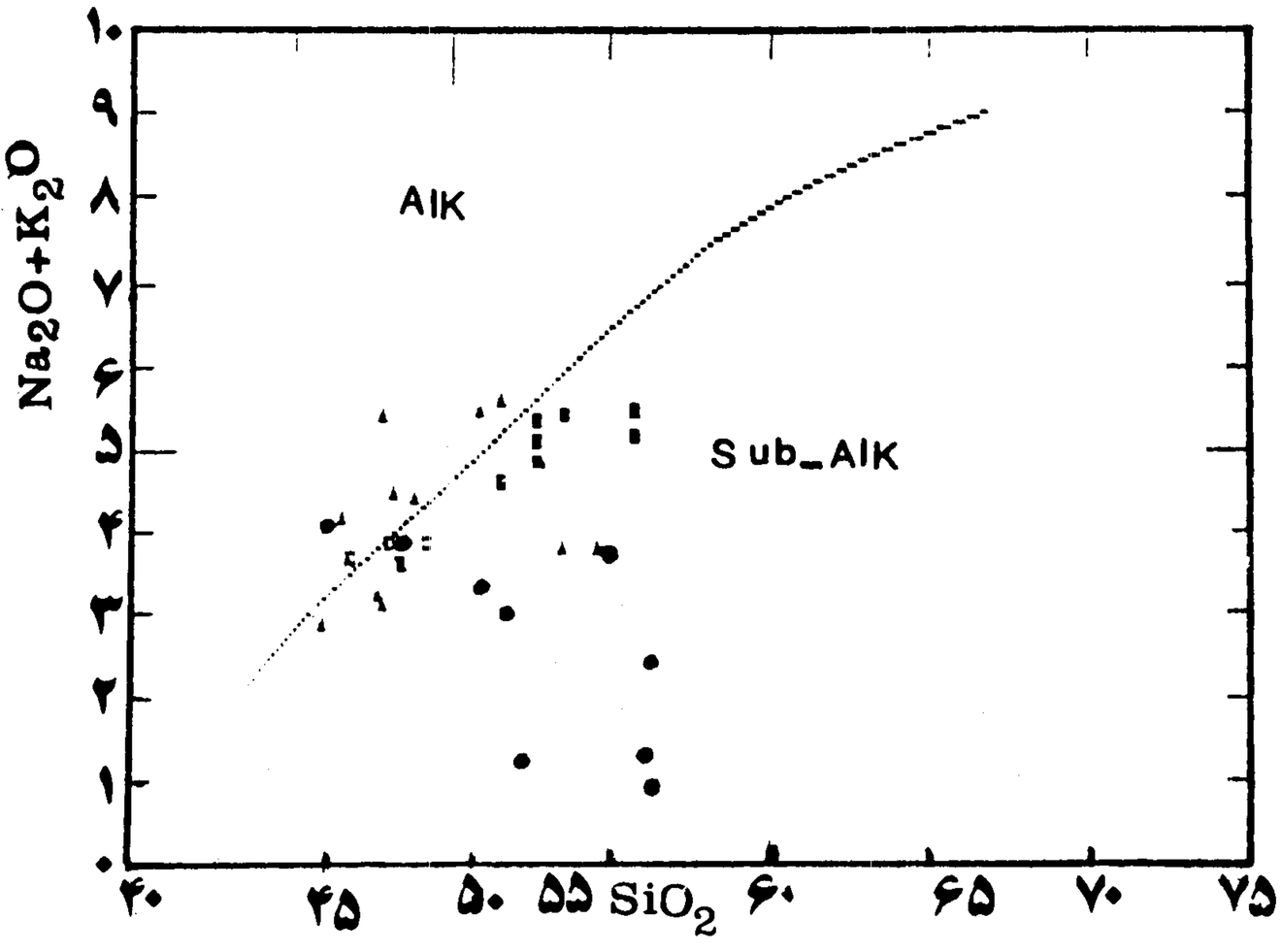
این توده‌ها همچنین توسط سنگهای گرانیتوئیدی قطع گردیده و گاهی در هم ریختگی پیدا کرده‌اند. سنگهای گرانیتوئیدی نفوذ نموده در این توده‌ها به صورت آپوفینرهای گرانیتی، دایکها، رگه‌ها و رگچه‌های آپلیتی و دایکهای پگماتیتی مشاهده می‌شوند. در بعضی موارد قطعاتی از سنگهای آذرین بازیک با ابعاد متفاوت در توده‌های گرانیتوئیدی همراهشان یافت می‌شوند. بر همین اساس تصور می‌شود که تعدادی یا بخشی از این توده‌های آذرین بازیک انکلاوهای بزرگ و یا تخته‌هایی (Slabs) بوده‌اند که توسط ماگمای گرانیتوئیدی به سطوح بالاتر انتقال داده شده‌اند و از همین موضوع نتیجه می‌گیریم که این سنگها، از سنگهای گرانیتوئیدی مزبور قدیمی‌تر هستند.

۳ـ تعیین وضعیت آلکالینیته سنگهای آذرین بازیک مورد مطالعه

برای تعیین وضعیت درجه آلکالن بودن (آلکالینیته) سنگهای آذرین بازیک مورد مطالعه از نمودار $ALK(Na_2O+K_2O)$ در مقابل SiO_2 [6] استفاده می‌کنیم (شکل ۳).

با توجه به توزیع نمونه‌ها روی این نمودار (شکل ۳) ملاحظه می‌شود که اکثر نمونه‌ها در محدوده ساب آلکالن واقع می‌شوند ولی با این وجود تعدادی از نمونه‌ها به سمت محدوده ترکیبی سنگهای آلکالن گرایش نشان می‌دهند. علائم به کار برده شده نشان می‌دهد که این نمونه‌ها عمدتاً مربوط به منطقه چشمه قصابان همدان می‌باشد و با توجه به آنچه در مباحث قبلی ذکر شد، سنگهای بازیک منطقه مذکور تحت تأثیر متاسماتیسم پتاسیک قرار گرفته‌اند. بنابراین گرایش این نمونه‌ها به سمت محدوده آلکالن، مربوط به آلکالینیته اولیه نمونه‌ها نبوده، بلکه مربوط به آلودگی و تحت تأثیر قرار گرفتن این سنگها توسط توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی می‌باشد.

در ادامه این مبحث برای تعیین وضعیت کالکو آلکالن یا



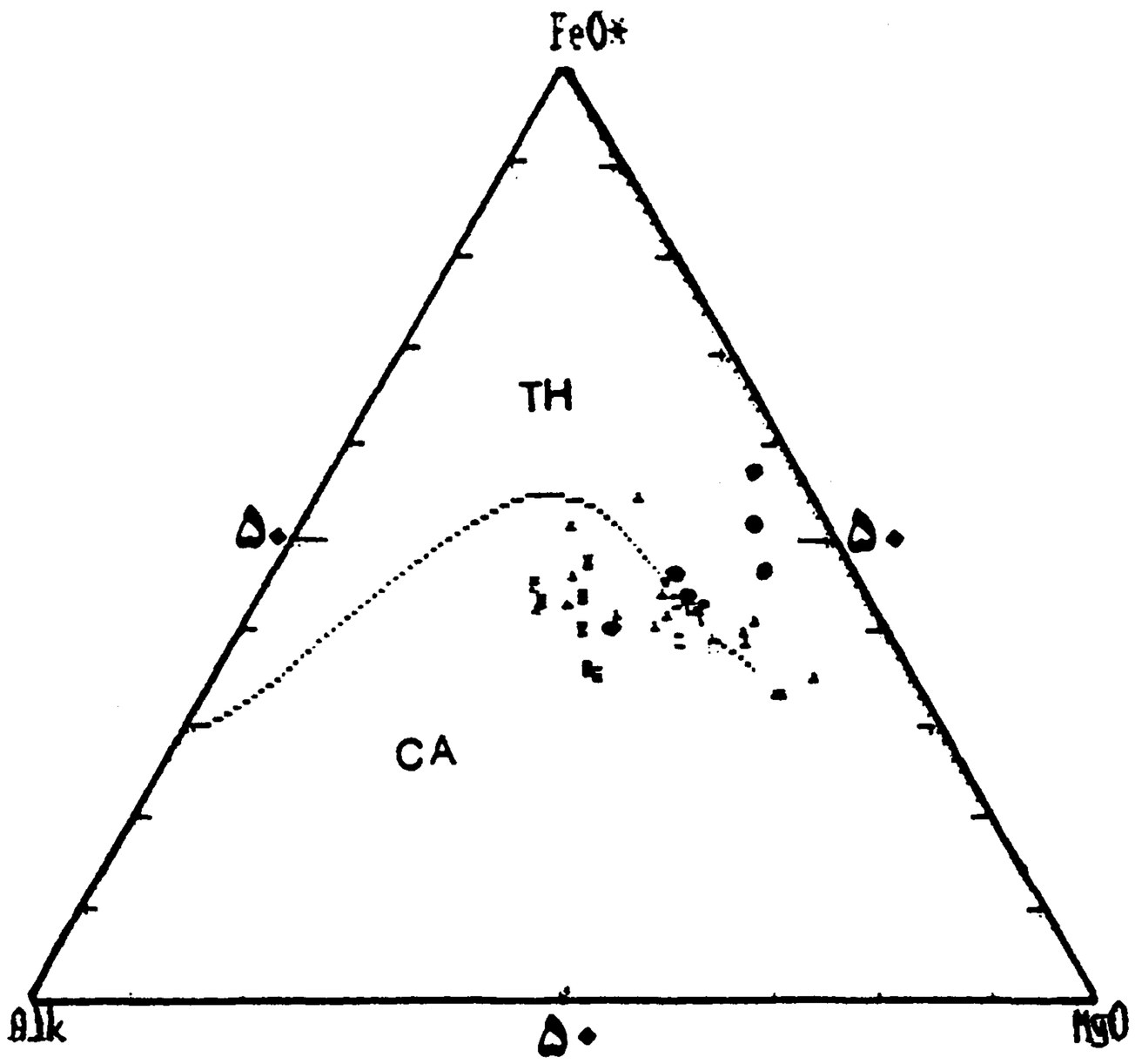
شکل ۳ـ نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 که بر روی آن سنگهای آلکالن و ساب آلکالن از هم تفکیک می‌شوند [۵].
علائم مشابه شکل ۲ (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود).

تولئیتی بودن نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از نمودار مثلثی AFM [6] و نمودار مثلثی AFM (بسون و فون تیلس، [7]) استفاده می‌کنیم. در نمودار AFM (شکل ۴) بیشتر نمونه‌ها در حول و حوش مرز محدوده‌های ترکیبی سنگهای کالکو آلکالن و تولئیتی قرار می‌گیرند و با توجه به آنکه پراکندگی آنها نیز محدود است، لذا این امر تصمیم‌گیری دربارهٔ تولئیتی یا کالکو آلکالن بودن سنگها را مشکل می‌سازد، به همین علت از نمودار AFM(Al_2O_3-FeO*-MgO) (بسون و فون تیلس، ۱۹۷۴) در [7] (شکل ۵) استفاده نمودیم. در این نمودار حدود بیش از ۸۰٪ نمونه‌ها در محدود ترکیبی سنگهای تولئیتی واقع می‌شوند و این امر در حقیقت بیانگر آن است که این سنگها در کل تولیئتی می‌باشند. مقایسه شکلهای ۴ و ۵ گویای این حقیقت است که بخش سازنده‌های آلکالن (Na_2O و K_2O) این سنگها حاصل آغشتگی و آلودگی توسط تزریق توده مذاب گرانیتی در آنهاست و مربوط به ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه تشکیل‌دهنده آنها نمی‌باشد.

در ادامه این بحث به ارائه دیگر اظهارات ایراد شده در مورد تولئیتی بودن این سنگها می‌پردازیم:

۱ـ ولی‌زاده [۳] در قسمتی از نتیجه‌گیری مقاله خود تحت عنوان بررسی مقدماتی سنگ‌شناسی آلموقولاق همدان اظهار می‌دارند که سنگهای دیوریتی منطقه آلموقولاق با داشتن نسبت ایزوتوپی 87Sr/86Sr=0.7088، از گوشته فوقانی نشأت گرفته‌اند و در نتیجه تفریق حاصل شده‌اند. به عبارت دیگر احتمالاً این سنگها تولئیتی هستند.

۲ـ ایرانی [۵] با در دست داشتن مقادیر کمی Zr (ppm) و P_2O_5 (%wt) نمونه‌های مربوط به سنگهای بازیک



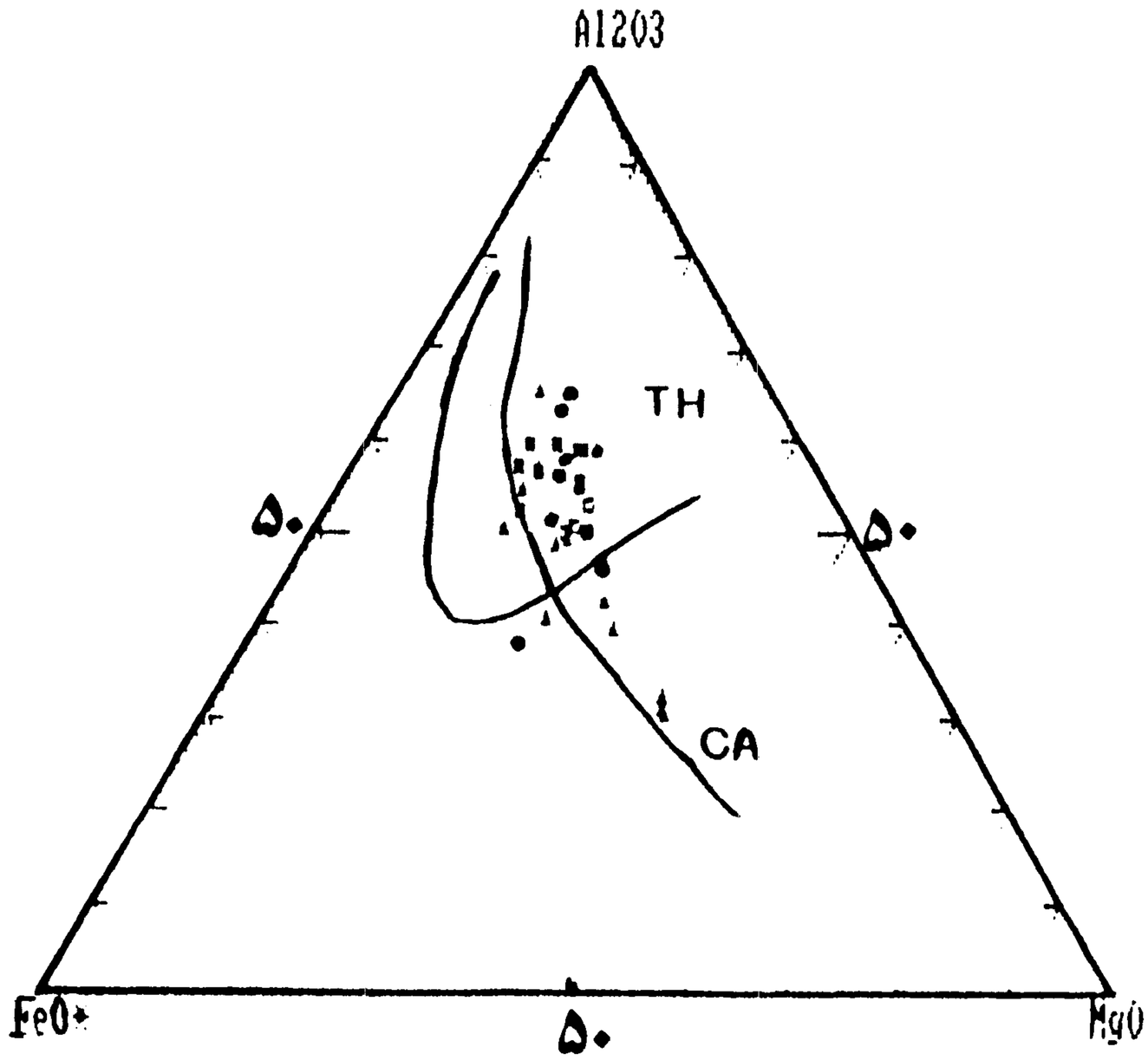
*شکل ۴ـ دیاگرام مثلثی AFM که محدوده‌های ترکیبی سنگهای کالکو آلکالن و سنگهای تولئیتی را از یکدیگر جدا می‌سازد [6]. علائم مشابه شکل ۲. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.**

منطقه چشمه قصابان و بااستفاده از نمودار P_2O_5-Zr [۵] (شکل ۶) نشان داده است که این سنگها دارای منشا تولئیتی هستند.

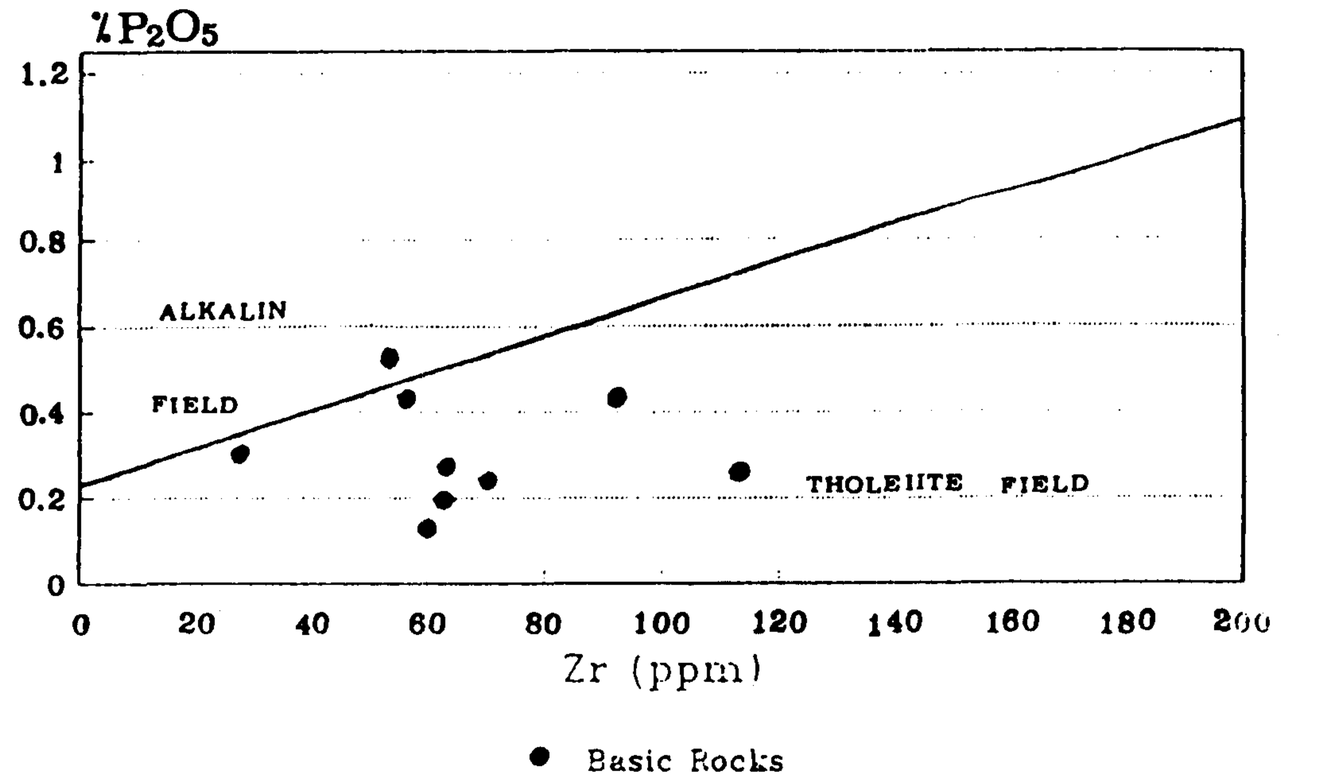
۳ـ ولی‌زاده و قاسمی [۹] با دردست داشتن مقادیر کمّی Ni و Zr (ppm) ، Tio_2، P_2O_5، SiO_2 (%wt) و بـــا استفاده از نـمودارهـای SiO_2 در مـقابل Ni (شکـل ۷) و P_2O_5 در مقابل Zr/P_2O_5 [۵] (شکلهای a ـ ۸ و b ـ ۸) مشخص نموده‌اند کـه نـمونه‌های دلریـتی مـنطقه بـوئین ـ میاندشت دارای منشاء تولئیتی هستند. نامبردگان همچنین اظهار می‌دارند که ماگـمای بـازیک سـازنده دولریت‌هـا و دیوریتهای منطقه بوئین ـ میاندشت، ماگمایی اولیه بوده و از گوشته سرچشمه گرفته‌اند.

ولی‌زاده و قاسمی [۹] در قسمت دیگری از مقاله خود با تکیه بر نتایج بدست آمده از نمودارهای P_2O_5 در مقابل Zr (ppm) و TiO_2 در مقابل Zr/P_2O_5 اظهار مـی‌دارنـد کـه دلریـتهای مـنطقه‌بوئین ـ مـیاندشت در قـلمرو تـولئیتی و بخصوص در قلمرو تولئیت اقیانوسی قرار می‌گیرند و نتیجه می‌گیرند که ماگمای سازنده دلریتها و دیوریتها احتمالاً از ذوب بـخشی پـوسته اقـیانوسی فـرو رانـده شـده (پـوسته اقیانوسی نئوتیتس) یاگوه گوشته‌ای روی آن، ناشی شده‌اند.

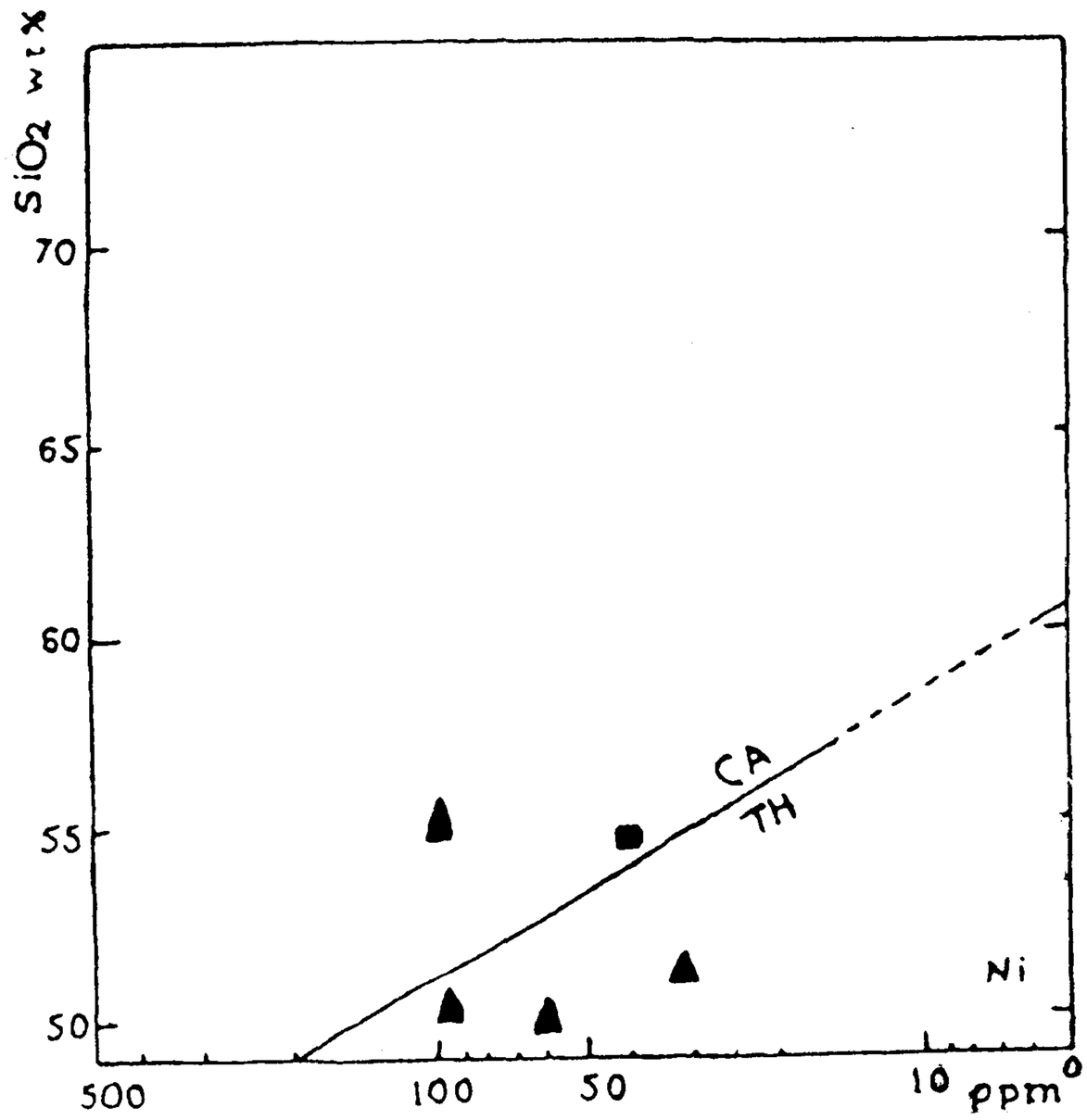
** M=Mgo و آهن کل = Feo و $A=Na_2O+K_2O$



شکل ۵ـ دیاگرام مثلثی Al_2O_3-MgO-FeO^* که در آن محدوده‌های ترکیبی سنگهای کالکو آلکالن و تولئیتی از یکدیگر تفکیک می‌شود. [۷] . علائم مشابه شکل ۲. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

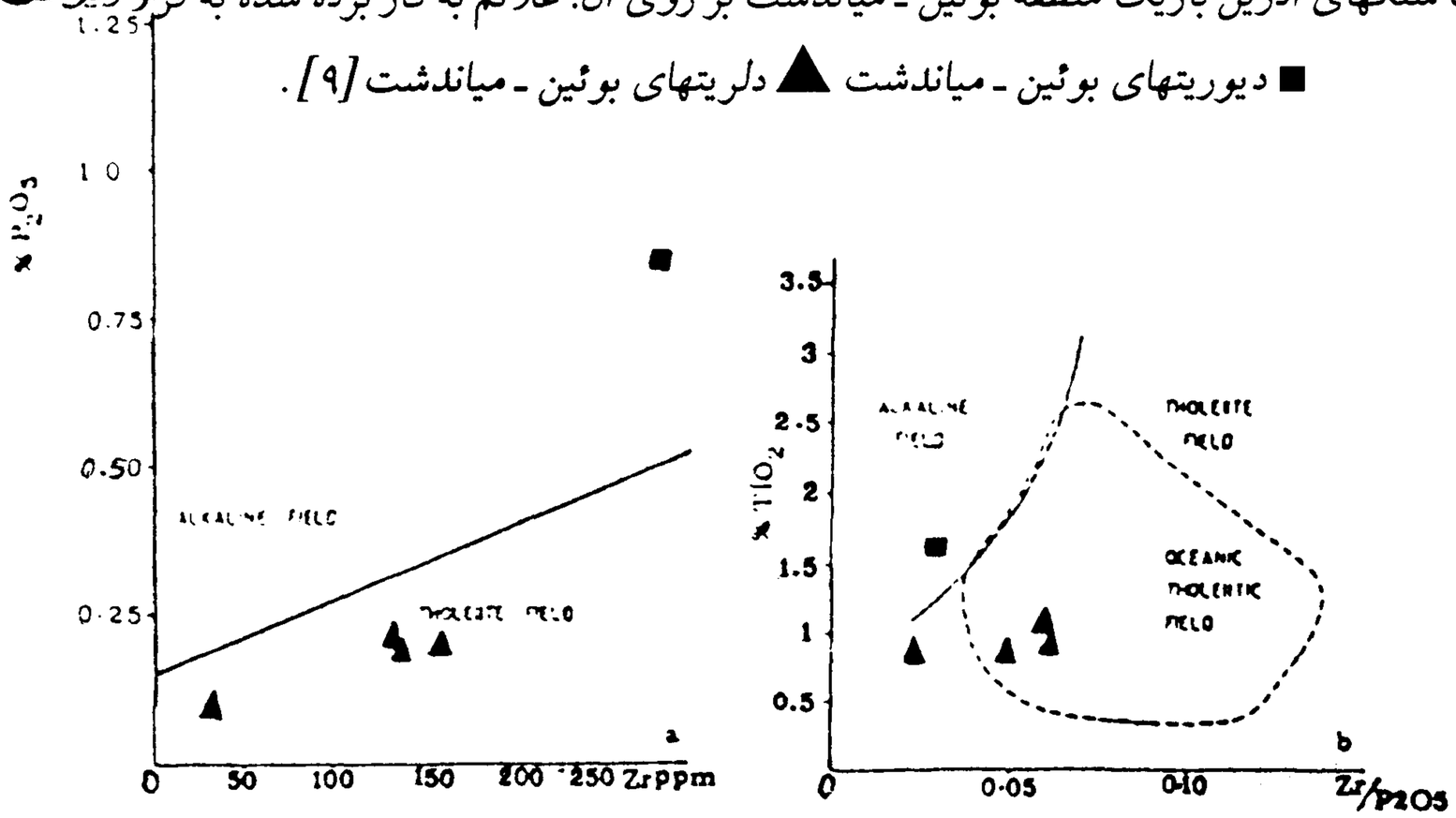


شکل ۶ـ نمودار P_2O_5 (برحسب درصد) در مقابل $Zr\ (ppm)$ برای تفکیک محدوده ترکیبی آلکالن از تولئیتی [۵].



شکل ۷ـ نمودار نیمه لگاریتمی تغییرات درصد وزنی سیلیس در مقابل نیکل، که سری کالکوآلکالن را از تولئیتی مجزا می‌سازد. و موقعیت سنگهای آذرین بازیک منطقه بوئین ـ میاندشت بر روی آن. علائم به کار برده شده به قرار زیراست :

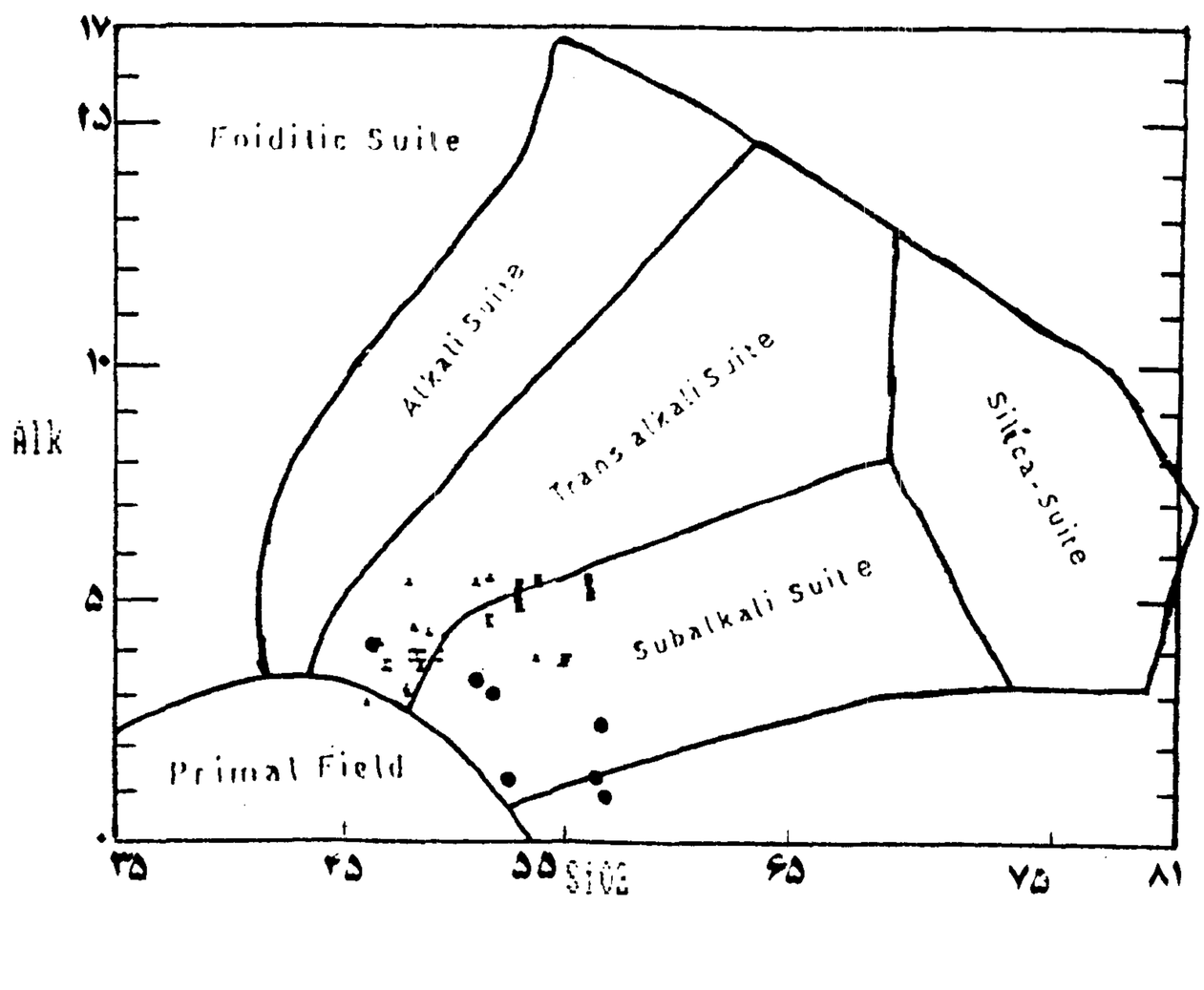
■ دیوریتهای بوئین ـ میاندشت ▲ دلریتهای بوئین ـ میاندشت [۹].



شکل ۸ـ a) ـ نمودارتغییرات درصد وزنی $P205$ در مقابل Zr (ppm) و موقعیت دیوریتها و دلریتهای منطقه‌بوئین ـ میاندشت برروی آن. b) نمودار درصد وزنی TiO_2 در مقابل $\frac{Zr}{P_2O_5}$، [۵] و موقعیت دلریتهای منطقه بوئین ـ میاندشت بر روی آن. علائم مشابه شکل ۷است [۹].

برای تکمیل نمودن این مبحث از نمودار تغییرات alk ($Na_2O + K_2O$) در مقابل SiO_2 استفاده می‌کنم (شکل ۹). در این نمودار ملاحظه می‌شودکه نمونه‌های سنگی موردمطالعه بین قلمروهای ساب آلکالن و ترانس آلکالن (حالت انتقالی یا حد واسط) توزیع شده‌اند. با این وجود در این نمودا رنیز مشاهده‌می‌شود که نمونه‌های مربوط به مناطق چشمه قصابان و سرکان که به ترتیب در شمال و جنوب توده نفوذی گرانیتوئید الوند قرار دارند در محدوده ترانس آلکالن واقع می‌شوند تصور می‌نمائیم که علت آن آغشتگی و متاسماتیسم پتاسیک‌حاصل از تأثر توده نفوذ الوند بر روی این سنگها باشد.

موضوع جالب توجه دیگری که در توضیح این نمودار باید به آن اشاره نمود، آن‌است که این نمونه‌هابه قلمرو ترکیبی ماگماهای اولیه بسیار نزدیک هستند. این امر احتمالاً می‌تواند مؤید آن باشدکه این سنگها از یک ماگمای اولیه واحدی مشتق شده‌اند. از طرف دیگر دور شدن آنها از قلمرو ماگماهای اولیه یا بیانگر تفریقی است که در ماگمای تشکیل دهنده این سنگها صورت‌گرفته، یا نتیجه تأثیراتی از قبیل متاسماتیسم است که بعداً در اثر نفوذ توده‌های گرنیتوئیدی بر این توده‌ها تحمیل گردیده‌است. با توجه به این نمودار همچنین می‌توان تصور نمود که احتمالاً این سنگها دارای اعضاء بازیکتری نیز هستند که یا در سطح رخنمون پیدا نکرده‌اند یا آن که ما به آنها دسترسی پیدا نکرده‌ایم.



شکل ۹ـ نمودار ساده شده TAS (مجموع آلکالن در مقابل سیلیس) که قلمروهای سیلیسی، ساب آلکالن، ترانس آلکالن، آلکالن، فوئیدیتی و منطقه مربوط به ماگماهایی اولیه را از یکدیگر مجزا می‌سازد موقعیت ترکیبی سنگهای مورد مطالعه روی این دیاگرام نشان داده شده‌است. علائم مشابه شکل ۲ـ برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

در پایان این قسمت از این بحث نتیجه می‌گیریم که سنگهای آذرین بازیک موردمطالعه، سنگهای تولیئتی‌ای هستند که از یک ماگمای اولیه مشتق شده‌اند و احتمالاً از ذوب بخشی پوسته اقیانوس فرو رانده شده یا گوه گوشته‌ای روی آن ناشی شده‌اند.

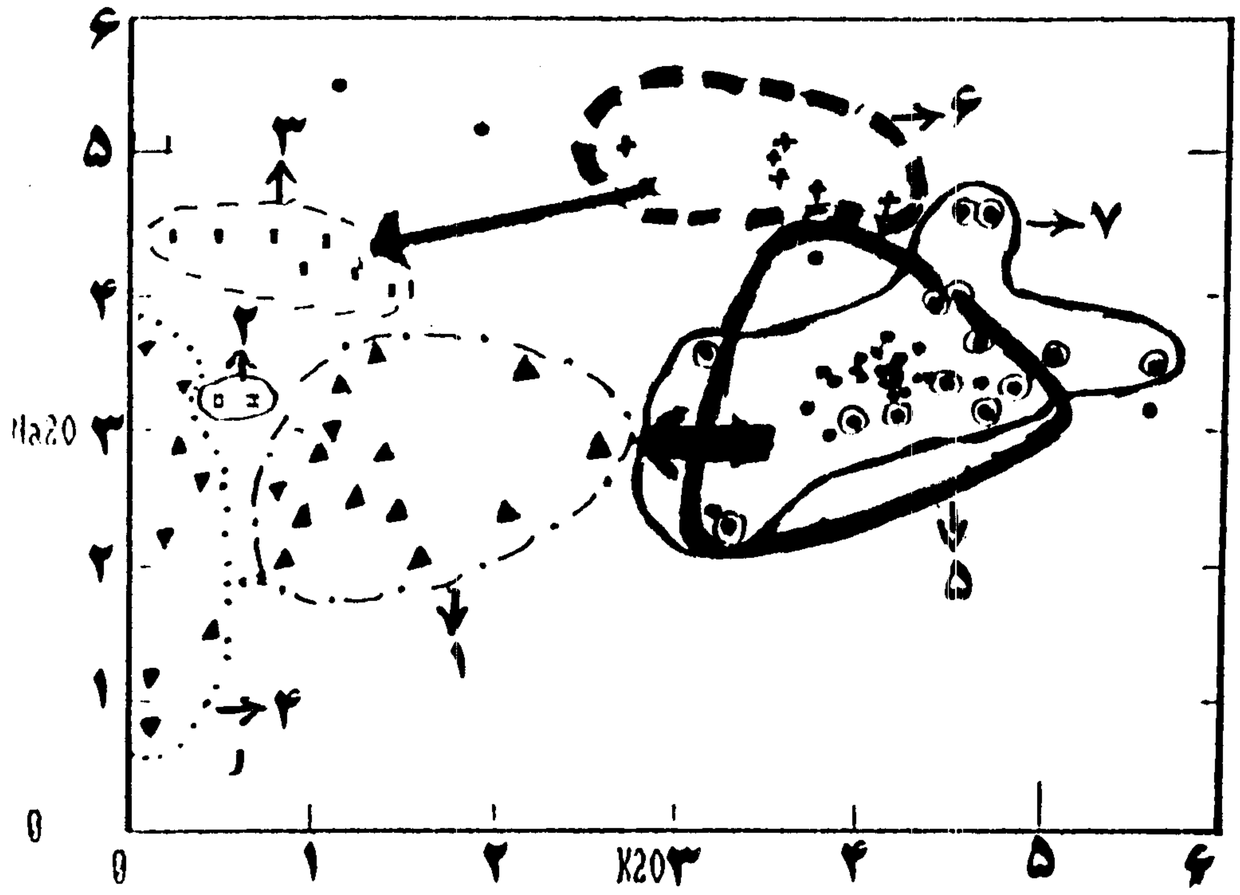
۴ـ بررسی تأثیرات احتمالی گرانیتوئیدها بر روی سنگ‌های بازیک مورد مطالعه

به منظور بررسی تأثیرات احتمالی گرانیتوئیدها بر روی سنگهای بازیک مورد مطالعه به یکی از پر معنی‌ترین و گویاترین نمودارها که کلیه خواسته‌های مورد انتظار ما را برآورده میکند اکتفا می‌کنیم. این نمودار، نمودار تغییرات Na_2O در مقابل K_2O (شکل ۱۰) می‌باشد. در روی این نمودار (شکل ۱۰) می‌توان مشاهده نمود که محدوده ترکیبی سنگهای آذرین بازیک مناطق مختلف تقریباً به طور کامل از یکدیگر تفکیک شده‌اند. این ویژگی در مورد توده‌های گرانیتوئیدی نیز تا اندازه‌ای صادق است. با توجه به این نمودار می‌توان اظهار داشت که هیچگونه پیوستگی ژئوشیمیایی بین توده‌های آذرین بازیک و توده‌های گرانیتوئیدی همراه آنها مشاهده نمی‌گردد، ولی در عین حال توده‌های آذرین بازیک در اثر تزریق توده گرانیتوئیدی بعدی تا حد زیادی تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. از این نمودار (شکل ۱۰) به وضوح می‌توان استنباط نمود که بالا بودن میزان پتاسیم سنگهای آذرین بازیک منطقه چشمه قصابان همدان یا به عبارتی بیوتیت زایی در این سنگها، و همچنین بالا بودن میزان Na_2O در سنگهای بازیک منطقه آلموقولاق، در ارتباط مستقیم و متأثر از ترکیب شیمیایی توده گرانیتوئیدی الوند و آلموقولاق می‌باشد (به فلشها توجه کنید). سنگهای آذرین بازیک منطقه سرکان نیز تا حدی رفتاری شبیه سنگهای آذرین بازیک منطقه چشمه قصابان نشان می‌دهند، ولی شدت این عملکرد ضعیفتر است.

در باره نمونه‌های اسید و بازیک مربوط به منطقه بوئین ـ میاندشت باید اظهار داشت در این مورد نیز عدم وجود هرگونه پیوستگی ژئوشیمیائی تأیید می‌شود و همچنین توده‌های آذرین بازیک از توده گرانیتوئیدی بوئین‌میاندشت متأثر گشته‌است، و احتمالا به علت حجم کمتر سنگهای این محل اخیر الذکر نسبت به دیگر توده‌های مورد مطالعه، و ظاهر شدن آنها به صورت دایک، این تأثیر از نمود کمتری برخوردار بوده‌است.

۵ـ ایجاد دگرگونی مجاورتی دمای بالا در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای قدیمیتر.

نفوذ و جایگزینی سنگ‌های آذرین بازیک مورد مطالعه در ژوراسیک فوقانی به درون سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای قدیمی‌تر (به سن تریاس فوقانی ـ ژوراسیک) سبب تحمیل یک دگرگونی مجاورتی دمای بالایی شده است که تا حد رخساره پیروکسن هورنفلس پیش می‌رود و در بخشهای با ترکیب اولیه پلیتی، زونهای آندالوزیت و سیلیمانیت را به وجود می‌آورد. در مواردی که ترکیبات آهکی و آهکی ـ مارنی در مجاورت این توده‌ها وجود داشته، و دگرگون شده‌اند، مجموعه‌ای از مرمرهای با ترکیب کانی ... شناسی ساده تا مرمرهای کانی دار تشکیل گردیده‌است. این کانیها عبارتند از: گروسولار، وزوویانیت (ایدوکراز)، دیوپسید، ترمولیت، اپیدوت، زوئیزیت، اسفن، کوارتز و .... . بررسی دما ـ فشار پایداری این مرمرها نشان می‌دهد که آنها تحت فشار نسبتاً زیاد ۳ تا ۴ کیلو بار و دمایی حدود ۶۳۰ ـ ۶۰۰ درجه سانتیگراد دگرگون شده‌اند. این امر احتمالاً مؤید آن است که سنگ های آذرین بازیک در عمقی حدود ۱۰ یا



شکل ۱۰ـ نمایش همزمان‌موقعیت ترکیبی سنگهای‌بازیک و اسیدی همراه آنها موجود در نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان در روی نمودار $Na_2O - K_2O$ علائم به‌کار برده شده در مورد نوع سنگها، و محدوده‌های ترکیبی آنها به ترتیب به قرار زیر می‌باشند:

۱ـ محدوده ترکیبی نمونه‌های متعلق به سنگهای بازیک منطقه چشمه قصابان همدان.

۲ـ محدوده ترکیبی نمونه‌های متعلق به سنگهای بازیک منطقه سرکان تویسرکان.

۳ـ محدوده ترکیبی نمونه‌های متعلق به سنگهای بازیک منطقه آلموقولاق.

۴ـ محدوده ترکیبی نمونه‌های متعلق به سنگهای بازیک منطقه بوئین ـ میاندشت.

۵ـ محدوده ترکیبی نمونه‌های متعلق به سنگهای توده گرانیتوئیدی الوند.

۶ـ محدوده ترکیبی نمونه‌های متعلق به سنگهای توده گرانیتوئیدی آلموقولاق.

۷ـ محدوده ترکیبی نمونه‌های متعلق به سنگهای توده گرانیتوئیدی بوئین میاندشت.

فلشها نشان دهنده متأثر شدن سنگهای آذرین بازیک مناطق آلموقولاق و چشمه قصابان از توده‌های گرانیتوئیدی الوند و آلموقولاق می‌باشد.

کمی بیش از ۱۰ کیلومتر جایگزین شده‌اند و سبب دگرگونی مجاورتی دمای بالا تا حد رخساره پیروکسن هورنفلس درسنگهای در برگیرنده خود گردیده‌اند، و سپس در اثر صعود ماگمای گرانیتوئیدی و عملکرد فرآیندهای تکنونیکی از قبیل بالا راندگی و ... همراه با سنگ‌های در برگیرنده به سطوح بالاتر انتقال یافته‌اند.

از آنچه تا اینجا ارائه شد نتیجه می‌گیریم که این توده‌های آذرین بازیک دارای ترکیب سنگ شناسی کلی گابرو تا دیوریت می‌باشند. سنگ‌های متشکله این توده‌ها دارای ماهیت ساب آلکالن و تولیئتی هستند و با گرانیتوئیدهای همراهشان فاقد هرگونه پیوستگی کانی شناسی، ژئو شیمیایی و چینه شناسی می‌باشد. پیچر [8] از سنگ‌های

آذرین بازیک دارای خصوصیات مشابه با سنگ‌های آذرین بازیک مورد مطالعه تحت عنوان «گابروهای متقدم»[1] نام می‌برد. بر همین اساس برای تعیین جایگاه تکتونیکی و نحوهٔ جایگزینی این توده‌هااز نظرات ارائه شده توسط پیچر در این زمینه کمک می‌گیریم.

خاستگاه تکتونیکی و نحوه جایگزینی سنگهای بازیک مورد مطالعه

همانطور که در پایان بحث قبل ذکر شد سنگهای آذرین بازیک مورد مطالعه از جمله گابروهای متقدم محسوب می‌شوند. لذا برای تعیین جایگاه تکتونیکی و نحوه جایگزینی این توده‌ها از نظرات ارائه شده در باره تشکیل گابروهای متقدم، توسط [8]کمک می‌گیریم. پیچر در پایان بحث گابروهای متقدم با مطرح کردن موضوعی تحت عنوان «منشاء ماگماها: یک مدل دو مرحله‌ای» (شکل ۱۱)، خاستگاه تکتونیکی و نحوه جایگزینی این سنگها را مورد بررسی قرار می‌دهد که خلاصه آن به قرار زیر است:

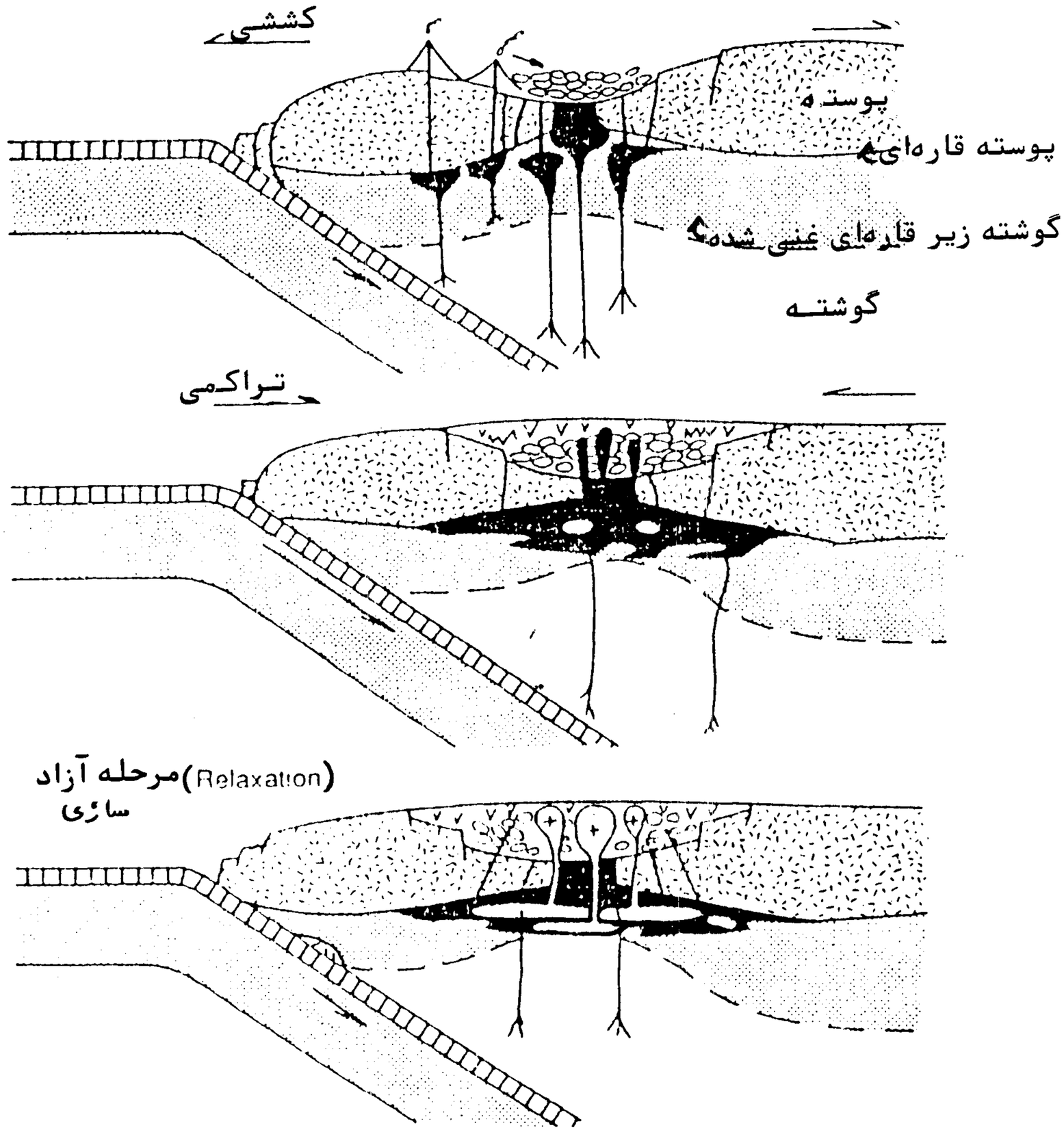
1- Precursor gabbros

پیچر عقیده دارد که در طی فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای، در یک دوره کوتاه مدت، به علت‌کاهش نیروهای وارده از پوسته اقیانوسی به پوسته قاره‌ای یا وقفه در اعمال این نیروها، پوسته قاره‌ای با یک رژیم کششی مواجه می‌شود. این امر سبب کاهش فشار، نازک شدن پوسته، بالا آمدگی گوه گوشته‌ای واقع بر روی پوسته اقیانوسی فرورونده، و ذوب بخشی درگوشته فوقانی زیر قاره‌ای می‌شود. احتمالاً آب و مواد فرار آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرو رونده نیز به تشدید ذوب بخشی در گوشته فوقانی کمک می‌کند. ممکن است مواد ذوب شده به همدیگر بپیوندند و اتاقهای ماگمایی بزرگتری راتشکیل دهند، همچنین احتمال داردکه در طی این رژیم کششی شکستگیهای عمیقی در پوسته ایجاد شود. پس از این مرحله، رژیم کششی به رژیم تراکمی تغییر می‌یابد و ماگماهای به وجود آمده در مرحله قبل، تحت تأثیر نیروهای تراکمی وارده قرار گرفته و در نتیجه به سمت محیط کم فشارتر یعنی سطوح بالای گوه گوشته‌ای واقع بر روی پوسته اقیانوسی فرو رونده و یا پوسته قاره‌ای صعود می‌نمایند و در نتیجه در سطوح مختلف پوسته جایگزین می‌شوند. درصورتی که تفریق بخشی صورت گیرد، تفریق این ماگماهای تولئیتی می‌تواند یک ماگمای تونالیتی تشکیل دهدکه پس از حرکت از محل تشکیل خود و صعود به سمت سطوح بالاتر در پوسته قاره‌ای جایگزین خواهدشد. از طرفی ممکن است جایگزینی سنگهای بازیک سبب آناتکسی سنگهای پوسته‌ای شود، که در صورت اختلاط مذابهای بازیک (ماگمای تولئیتی) با مذابهای پوسته‌ای، ماگماهای هیبریدی یا دورگه تشکیل خواهد شد.

حال با توجه به این که سنگهای آذرین بازیک مورد مطالعه در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای با سن ژوراسیک نفوذ نموده‌اند و سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی در آنها گردیده‌اند، پس سنگهای آذرین بازیک از سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای جوانتر هستند. از طرف دیگر با توجه به آنکه سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای مذکور در اثر عملکرد فاز کوهزایی سیمرین پسین به وجود آمده‌اند، و نظر به این که تشکیل گابروهای متقدم نیازمند یک محیط با رژیم تکتونیکی کششی می‌باشد، در نتیجه به احتمال قوی در دوره پس از عملکرد فاز کوهزایی سیمرین پسین یا دورهٔ

---

1 -Precursor gabbros



شکل ۱۱ـ شکل شماتیک نشان‌دهنده تشکیل گابروهای متقدم از ماگمای بازیک زیرپوسته‌ای در یک حاشیه نوع آندی. این ماگماهای بازیک زیرورقه‌ای (ورقه پوسته‌ای) می‌توانند در اثر تبلور بخشی و در نتیجه تفریق بیشتر سبب تشکیل ماگماهای تونالیتی شوند [8].

تـغییر رژیـم تکـتونیکی و نـازک شـدن پـوسته قـاره‌ای نواردگرگون سنندج ـ سیرجان و کـاهش فشـار و در نـتیجه ایجاد حالت گنبدی در گوه گـوشته‌ای مـتاسماتیسم شـده، ذوب بخشی صورت گرفته و سبب تشکیل یک مـاگـمای تولئیتی اولیه شده‌است. احتمالاً علت حاکم شدن یک رژیم تکتونیکی کششی در این زمان، انجام یک فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر در اقیانوس نئوتتیس در سمت ایران می‌باشد که سبب تشکیل قوس جزیره‌ای در روی پوستهٔ در حال فرورانش به زیر پـوسته قـاره‌ای ایـران شده‌است. این فرورانش سبب شده تا نیروهای تراکمی وارده بر پوسته قاره‌ای کاهش یابد یا در اعمال آن‌ها وقفه ایـجاد شود و بنابراین اجازه دهد تا یک رژیم تکـتونیکی کششـی کوتاه مدت در محیط قاره‌ای حکم فرما شود، که با کاهش فشار، نازک شدگی پوسته، ذوب بخشی در گوه گوشته‌ای یا گوشته و تشکیل ماگما همراه است. سپس با حاکم شـدن رژیم تکتونیکی تراکمی، ماگماهای حاصل در اثر فشارهای وارده به آنها به سطوح بالاتر مهاجرت نموده و در سطوح مختلف پوسته قاره‌ای سنندج ـ سیرجان جایگزین شده‌اند.

مـمکن است پـیشرفت رژیـم کششـی بـه تشکـیل حوضه‌های ولکانوژنیک و حتی به تشکیل پیلولاوا مـنجر شود، و از طرف دیگر ممکن است این فرآیـند بـا تشکـیل تونالیت همراه باشد در ادامه این بحث شواهد تأئید کـننده موارد زیر راارائه داده و مورد بحث و بررسی قرار می‌دهیم.

در رابطه با نکته اول بـاید اشـاره نـمود کـه در مـناطق موردمطالعه، آثاری از حوضه‌های ولکانوژنیک و تشکـیل پیلولاوا دیده نمی‌شود، ولی آنچه مسلم است آن است که در بعضی از مناطق نوار سنندج ـ سیرجان، مثل سنقر و کنگاور و گوه رود و ... می‌توان آثار این ولکـانیسم را بـه صـورت گـدازه‌هـای آتشـفشانی زیـردریایی مـتشکل از آنـدزیت و اسپیلیت و به طور محلی ریولیت، که با آهک‌ها به صورت متناوب قرار گرفته‌اند و به طور ضعیفی دگرگون شده مورد مشاهده قرار داد. با تـوجه بـه فسـیلهای پسـودوسیکلامین یافت شده در سنگ‌های آهکی بین لایه‌ای در ۱۳ کیلومتری غرب سنقر سن این مجموعه به ژوراسیک فوقانی نسـبت داده شده‌است[۱۰]

در رابطه با نکته دوم باید گفت که در مورد سنگهای با ترکیب تونالیتی همراه با سنگهای بازیک مورد مطالعه کمتر گزارش یا نوشته‌ای به رشته تحریر درآمده‌است، و تـنها در بخشی از[9] در باره پـتروژنز تـوده گـرانـیتوئیدی بـوئین ـ میاندشت، به طور ضمنی چـنین آمـده‌است «در اثـر نـفوذ ماگمای بـازیک مشـتق از گـوشته، و ورود آن بـه پـوسته تحتانی، ذوب بـخشی پـوسته تـحتانی در مـقیاس وسـیع صورت گرفته‌است. بخش تفریق یافته ماگمای بازیک کـه ترکیب تونالیتی داشـته است، مـتعاقباً بـا مـاگـمای اسـید آناتکتیک مخلوط شده و ماگمای دورگه‌ای (هیبرید) ایجاد کرده که پس از انجماد، توده گـرانـیتوئیدی مـنطقه مـذکور راتشکیل داده‌است.»

علاوه بر این میتوان به تونالیتهای جنوب قروه نـیز در این زمینه اشاره نمود که به اعـتقاد هـوشمندزاده (مـذاکـره شفاهی) تشکیل آنها در همین راستا صـورت گـرفته است. مسئله دیگـری راکـه بـاید در مـورد سـنگهایی بـا تـرکیب تونالیتی مد نظر قرار داد، آن است که ممکن است گرانیتهای آناتکتیک یا گرانیتهای بعدی از چـنان حـجمی بـرخـوردار باشند که در صورت اختلاط مـاگـماها بـا سـنگهای دارای ترکیب تونالیتی، ویژگیهای سنگهای مذکور را تا حد زیادی مخدوش سازد، و پی بردن به وجود آنها را مشکل گرداند. چنین احتمالی ممکن است در ارتباط با توده گرانـیتوئیدی الوند مصداق پیدا کند.[۵] در بـخشی از نـتیجه‌گـیری‌های

خود، توده گرانیتوئیدی الوند را از نوع گرانیت هیبریدی نوع HS معرفی می‌کند. لازم به ذکر است که این موضوع به بررسی و تأمل بیشتری نیاز دارد.

حال می‌خواهیم وضعیت سنی توده‌های مورد نظر را از لحاظ زمان تشکیل و زمان جایگزینی آنها رامورد بحث و بررسی قرار دهیم. از آنجایی که این توده‌های بازیک سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در برگیرنده خود را با تحمیل دگرگونی مجاورتی بر آنها تحت تأثیر قرار داده‌اند و از طرفی سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای مورد نظر در اثر عملکرد فاز کوهزایی سیمرین پسین به وجود آمده‌اند. لذا بررسی عملکرد و وضعیت سنی این فاز در این زمینه از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردار است.

درویش زاده، در کتاب زمین‌شناسی ایران (۱۳۷۰، ص ۱۲۴) در باره فاز سیمرین پسین چنین اظهار می‌دارد «اگر چه حادثه کوهزایی سیمرین پسین را به اواخر ژوراسیک (در حدود ۱۴۰ میلیون سال قبل) مربوط می‌دانند ولی مطالعاتی که اخیراً انجام شده بیانگر حرکاتی است که طی ژوراسیک میانی در ایران رخ داده‌است و باید خاطر نشان کنیم که روی هم رفته ایران در تمام دوره ژوراسیک از آرامش برخوردار نبوده‌است چنانکه فورانهایی آتشفشانی از اواخر تریاس تا اواخر ژوراسیک (۱۹۵ تا ۱۴۰ میلیون سال قبل) در ایران مرکزی، البرز و نوار سنندج ـ سیرجان وجود داشته است.

در ادامه همین مطلب که تحت عنوان حرکات کوهزایی سیمرین پسین می‌باشد، درویش زاده با ارائه چند مورد از سنهای رادیو متری اندازه‌گیری شده، بیانات فوق را مورد تأکید قرار می‌دهد سنهای ارائه شده عمدتاً یک طیف سنی بین ۱۴۰ تا ۱۸۰ میلیون سال قبل را در بر می‌گیرند. اگر میانگین اعداد مذکور را به عنوان سن تقریبی عملکرد فاز سیمرین پسین درنظر بگیریم سن معادل ۱۶۰ میلیون سال به دست خواهد آمد که از نظر چینه شناسی معادل ژوراسیک میانی و حول و حوش اشکوبهایی باتونین و کالووین می‌باشد. بنابراین با توجه به اظهارات فوق و با توجه به این که قبول نمودیم سنگهای بازیک مورد مطالعه در طی یک فاز کششی به وجود آمده‌اند، بنابراین سن آنها باید جوانتر از سن کوهزایی سیمرین پیسن (۱۶۰ میلیون سال) باشد. تنها تعیین سن مطلقی که دراین زمینه در دسترس داریم سن توده دیوریتی آلموقولاق می‌باشد، که توسط [۳]، ۱۷±۱۴۴ میلیون سال (به روش Rb ـ Sr بر روی سنگ کل) گزارش شده‌است. این سن در واقع سن جایگزینی بخش دیوریتی توده آلموقولاق می‌باشد. با در نظر گرفتن سن حادثه کوهزایی و مدت زمان تشکیل ماگمای تشکیل دهنده این سنگها، سن ارائه شده سن مناسبی به نظر می‌رسد، ولی در همین جا باید اظهار داشت که نامبردگان در نتیجه‌گیری کلی مقاله اخیر الذکر نتیجه درستی ارائه نکرده‌اند. چون در این ارتباط اظهار شده‌است که «این سن ۱۷ my±۱۴۴) در واقع سن جایگزینی بخش دیوریتی توده آلموقولاق می‌باشد بنابراین عمل جایگزینی بخش دیوریتی توده آلموقولاق در اوایل فاز کوزایی سیمرین در زمان ژوراسیک فوقانی و دقیقاً در اشکوب پرتلاندین صورت پذیرفته‌است» نظر به این که برای تشکیل توده‌ها یا سنگهای بازیک به یک رژیم تکتونیکی کششی نیاز داریم و از طرفی می‌دانیم که معمولاً در آغاز یک فاز کوهزایی یک رژیم تکتونیکی تراکمی بر محیط حاکم است، و از طرف دیگر با در نظر گرفتن خطای اندازه‌گیری تعیین سن انجام شده (۱۷ ± میلیون سال) نتیجه‌گیری فوق، نتیجه‌گیری کاملاً مناسبی به نظر می‌رسد.

نکته‌ای که در این جا ذکر آن لازم به نظر می‌رسد آن است

که اگر تعیین سن انجام شده بر روی مسکوویت پگماتیتهای بیرون از توده گرانیتوئیدی الوند(۳ ± ۱۰۴ میلیون سال به روش Rb ـ Sr، [2]). که در واقع اولین آثار (تظاهرات) ذوب شدگی و تشکیل توده مذکور می‌باشند از صحت قابل اعتمادی برخوردار باشد می‌توان اظهار نمود که موقعیت سنی در نظر گرفته شده برای تشکل و جایگزینی سنگهای بازیک (۱۵۰ ـ ۱۳۰ میلیون سال قبل) موقعیت سنی مناسبی به نظر می‌رسد.

نتیجه گیری:

بررسی سنگهای بازیک مناطق چشمه قصابان همدان، سرکان تویسرکان، آلموقولاق وبوئین ـ میاندشت نشان می‌دهد که این سنگها یک سری سنگی متشکل از الیوین گابرو، کوارتزگابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، پگماتوئید و تعدادی دایکهای میکروگابرویی و میکرودیوریتی، را در بر می‌گیرند و همگی دارای ماهیت تولئیتی هستند.

سنگهای بازیک مذکور، به صورت چند توده با رخنمون کم و تقریباً همزمان (ژوراسیک فوقانی) در نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان جایگزین شده‌اند.

ماگمای تشکیل دهنده سنگهای بازیک مورد مطالعه، پس از عملکرد اصلی فاز کوهزایی سیمرین پسین، در طی یک رژیم تکتونیکی کششی و همراه با نازک شدن پوسته، کاهش فشار، بالاآمدگی گوه گوشته‌ای روی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب بخشی در گوشته به وجود آمده‌است و سپس در اثر حاکم شدن یک رژیم تکتونیکی تراکمی در ژوراسیک فوقانی بر اثر نیروهای وارد، به سطوح بالاتر حرکت نموده و یا از طریق شکستگیها و گسلهای عمیق خود را به سطوح مختلف پوسته رسانده و در آن جایگزین گردیده‌اند، که با دگرگونی مجاورتی درجه بالا تا حد رخساره پیروکسن هورنفلس همراه بوده‌است.

دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ این سنگهای بازیک تنوعی از رخساره آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس تا پیروکسن هورنفلس را در بر می‌گیرد، چون سنگهای بازیک درسنگهای دگرگونی ناحیه‌ای قدیمی تر نفوذ نموده‌اند، لذا سبب به وجود آمدن یک دگرگونی چند مرحله‌ای یا پلی متامورفیسم گردیده‌اند. دگرگون مرحله دوم یک دگرگونی دمای بالا فشار پائین (دگرگون مجاورتی) بوده‌است. سنگهای کربناته، مارنی و یا ماسه سنگهای دگرگون شده طیف کانی شناسی متنوعی متشکل از گروسولار، وزوویانیت، ترمولیت، اپیدوت زوئیزیت، اسفن، سیلیمانیت، آندالوزیت، کردیریت، گارنت، تورمالین، بیوتیت، مسکوویت، کوارتز، آپاتیت، زیرکن، مگنتیت، احتمالاً گرافیت و ... رابه معرض نمایش می‌گذارند که گاه آثاری از کانیهای متعلق به سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای مثل استرولیت و کیانیت نیز در آنها یافت میشود.

بررسی سنگهای دگرگونی مجاورتی به خصوص مرمرها نشان می‌دهد که آنها تحت فشارهای ۳ تا ۴ کیلوبار تشکیل شده‌اند. احتمالاً این امر بیانگر آن است که سنگهای بازیک در عمق حدود ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر پوسته جایگزین گردیده‌اند، و همچنین احتمالاً بعداً تحت تأثیر صعود ماگمای گرانیتوئیدی و یا بالاراندگی، به سطوح بالاتر انتقال داده شده‌اند و سپس در اثر فرسایش و از بین رفتن پوشش رویی آنها، در سطح ظاهر گردیده‌اند، البته لازم به ذکر است که ما فعلاً هیچ گونه اطلاعات دقیق و مدارک مستدلی در مورد زمان حضور آنها در سطح زمین، در درست نداریم.

سنگهای بازیک موردمطالعه تحت تأثیر جایگزینی و نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی قرار گرفته‌اند که شواهد این پدیده به صورت: بیوتیت زایی (یا متاسوماتیسم پتاسیک)،

تورمالین زایی، قطع شدگی توسط سنگهای آذرین اسیدی و دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس، تجلی پیدا کرده‌است.

در کنتاکت این سنگها با سنگهای گرانیتوئیدی، تعداد زیادی از انکلاوهای آنها با اندازه‌های متفاوت در سنگهای گرانیتوئیدی مشاهده میگردد که دال بر قدیمی‌تر بودن آنها نسبت به سنگهای آذرین اسیدی می‌باشد.

در پایان لازم به ذکر است که احتمالاً توده‌های مشابه‌دیگری با چنین خصوصیاتی در نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان وجود دارد که یا گزارش نشده یا اطلاعات منتشر شده‌ای در حال حاضر از آنها وجود ندارد. بنابراین باید اظهار داشت که این موضوع به بررسی بیشتر و دقیقتری نیازمند است که امید است در آینده موردتوجه قرارگیرد و به جواب قانع‌کننده‌تری دسترسی پیدا نمائیم.

منابع

[۱(۶)] زرعیان، سیروس فرقانی، عبدالحسین و فیاض، هاشم، توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت ول)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۳، ۴، ۴۷ـ ۳۶ (۱۳۵۰).

[۱(۶)] زرعیان، سیروس فرقانی، عبدالحسین فیاض و هاشم، توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت دوم)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد ۴، ۱، ص ۲۸ـ ۲۳ (۱۳۵۱).

[۱(۶)] زرعیان، سیروس، فرقانی، عبدالحسین و فیاض، هاشم، توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت سوم)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد ۴، ۳، ۹۰ـ ۸۲ (۱۳۵۱).

[۱(۶)] زرعیان، سیروس، فرقانی، عبدالحسین و فیاض، هاشم، توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت چهارم)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد ۴، ۱، ۳۰ـ ۱۴ (۱۳۵۱).

[۱(۶)] زرعیان، سیروس فرقانی، عبدالحسین و فیاض، هاشم، توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت پنجم)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۵، ۳، ۴ـ ۵۴ـ ۴۹ (۱۳۵۲).

[۱(۶)] زرعیان، سیروس فرقانی، عبدالحسین و فیاض، هاشم، توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت ششم)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران ، ۶، ۱، ۴۰ـ۳۱ (۱۳۵۳).

[۲] ولی زاده، محمد ولی ، بررسی سنگ شناسی و شیمی کانی شناسی کمپلکس الوند (همدان)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۶، ۱، ۳۰ ـ ۱۴ (۱۳۵۳).

[۳] ولی زاده، محمد ولی، زرعیان، سیروس ، بررسی مقدماتی سنگ شناسی آلموقولاق، نشریه دانشکده‌علوم، دانشگاه تهران، ۸ ، ۱، ۵۹ ـ ۴۹ (۱۳۵۵).

[۴] قاسمی، حبیب‌الله . بررسی پترولوژی سنگهای دگرگونی و آذرین نفوذی منطقه بوئین ـ میاندشت (جنوب شرقی الیگودرز)، پایان نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، ۲۴۰ صفحه (۱۳۷۱).

[۵] ایرانی ،محسن ، بررسی پترولوژی توده گرانیتوئیدی الوند همدان و هاله دگرگونی آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۱ صفحه (۱۳۷۲).

[۶] نوگل سادات، ع.ا. الماسیان، م؛ نقشه تکتونیک ایران به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور (طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران.) (۱۹۹۳).

[۷] فیاضی، فرج‌الله ، بررسی زمین شناسی و سنگ شناسی شمال شرق اسدآباد همدان، پایان نامه کارشناسی ارشد،

دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۹۰ صفحه (۱۳۵۳).
[۸] صادقیان، محمود ، بررسی پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، ۲۷۰ صفحه (۱۳۷۳).
[۹] ولی زاده، محمد ولی ، قاسمی، حبیب الله ، پتروژنز توده گرانیتوئیدی بوئین ـ میاندشت، فصلنامه علمی علوم زمین، سال دوم (بهار)، ۷، ص ۸۳ـ ۷۴، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۲).
[۱۰] درویش زاده، علی ، زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا، ۹۰۱ صفحه (۱۳۷۰).

References

[1] Majidi, B. and Alavi, N., Geological report of the igneous and metamorphic rock of the Hamadan Quadrangle. Pub. G. S. **1**, 28, 3 Maps, (1970).
[2] Valizadeh, M. V. and Cantagrel, J.M., Premiers donntees radiometrique (K- Ar et Rb- Sr) Sur les micas du complex magmatique du mont d'Alvand ... C. R. Acad. S.C. Paris, D.**281**, Serie D- 1083, 1086 (1975).
[3] Valizadeh. M. V. and Sabourdy, G. Premiers resultats geochimiques sur l'association grantie-norite dans le massif du mont d'Alvand en Iran, C. R. Acad. Sc. Paris, Serie D. **281**, Serie D, 1293-1296 (1975).
[4] Magidi, B. and Amidi. M., Hamadan quardrangle map. scale 1: 250000, with Explanatory text. Pub. G. S. **1**., D6, 65 (1977).
[5] Middlemost, E.A.K., Magma and magmatic rocks; An Introduction to igneous petrology, Longman Group UK.. 73-87 (1985).
[6] Irvine, T.N. and Barragar, W.R.A., A guide to the classification of the common volcanic rocks, can. Jour. Earth Sci. **8**, 523-548 (1971).
[7] Noghreyan, M.K., Evolution geochimique, mineralogique, et structural du edific ophiolitique singulier: Le Massif de Sabzevar (partie centrale), NE e L'Iran docteur theses, 344 (1982).
[8] Pitcher, W.S., the nature and origine of granite, Chapman and Hall. Pub. 321 (1993).