

پتروژنز توده گرانیتوئیدی الوند

نویسنده: دکتر محمدولی ولیزاده* و محمود صادقیان*

چکیده

توده گرانیتوئیدی الوند از جمله توده‌های گرانیتوئیدی به سن جایگزینی کرتاسه فوقانی- پالنوسن زیرین، واقع در نوار دگرگونی سندج- سیرجان می‌باشد که با گسترش تقریبی حدود ۴۰۰ کیلومتر مربع بین شهرهای همدان تا تویسرکان، رخنمون دارد این توده در گذشته توسط محققین متعددی از جنبه‌های مختلف مورد بحث و بررسی قرار گرفته است، لیکن مسئله پتروژنز و خاستگاه تکتونوماگمایی توده مذکور کمتر مورد توجه واقع شده است لذا در این مقاله سعی شده ارتباط بین نحوه تشکیل این توده و موقعیت تکتونوماگمایی آن مشخص گردد توده گرانیتوئیدی الوند دارای ترکیب سنگ‌شناسی متنوعی است، لیکن ترکیب سنگ‌شناسی آن به طور عمده سینیوگرانیسی و مونزوگرانیسی می‌باشد براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی و استفاده از نمودار منقشی $Ab-Ox-Q$ محدوده دما- فشار تقریبی این توده در هنگام جایگزینی $T = 680 - 760^{\circ}C$ و $P = 2Kbar$ مشخص گردیده است. با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، توده گرانیتوئیدی الوند از جمله گرانیتوئیدهای نوع S، یا گرانیتوئیدهای یا منشأ پالینزنتیکی می‌باشد.

بررسی‌های ژئوشیمیایی در ارتباط با تعیین خاستگاه تکتونوماگمایی توده گرانیتوئیدی الوند بیانگر آن است که توده مذکور از جمله گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد [همزمان با کوهزایی (کوهزایی لا رامید) تا مراحل پایانی کوهزایی] و یا به عبارت کلی‌تر از جمله گرانیتوئیدهای کوهزایی می‌باشد بررسی جایگاه تکتونیک توده گرانیتوئیدی الوند مبین آن است که این توده از جمله گرانیتوئیدهای کوهزایی و از نوع گرانیتوئیدهای فوس قاره‌ای (CAG) و حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشد که در کرتاسه فوقانی- پالنوسن زیرین (حدود ۶۵ میلیون سال قبل)، در نوار دگرگونی سندج- سیرجان جایگزین گردیده است. با توجه به تعیین سن‌های انجام شده مختلف بر روی این توده می‌توان اظهار داشت که چرخه ماگمایی آن از آغاز تا پایان، حدود ۴۰ میلیون سال طول کشیده است.

مقدمه

مسئله پتروژنز و خاستگاه تکتونوماگمایی توده کمتر مورد توجه قرار گرفته است. بنابراین در این مقاله سعی گردیده با توجه به پیشرفت‌های جدید علم زمین‌شناسی، ارتباط بین نحوه تشکیل این توده و موقعیت تکتونوماگمایی آن مشخص شود.

نمودارهای ژئوشیمیایی که در این مقاله ارائه خواهد شد بر مبنای نتایج تجزیه‌های شیمیایی اقیاناس شده از ضمیمه مقاله بررسی سنگ‌شناسی و شیمی- کانی‌شناسی کمپلکس الوند (ولیزاده، ۱۳۵۳) و چند تجزیه شیمیایی که در راستای کار پایان‌نامه کارشناسی ارشد محسن ایرانی تحت عنوان «بررسی پتروژنری توده گرانیتوئیدی الوند همدان و حالت دگرگونی آن» (۱۳۷۲) و پایان‌نامه کارشناسی ارشد محمود صادقیان تحت عنوان «بررسی پتروژنری سنگ‌های آذرین و

توده گرانیتوئیدی الوند از جمله توده‌های گرانیتوئیدهای به سن جایگزینی کرتاسه فوقانی- پالنوسن زیرین واقع در نوار دگرگونی سندج- سیرجان می‌باشد که با گسترش تقریبی حدود ۴۰۰ کیلومتر مربع بین شهرهای همدان تا تویسرکان رخنمون دارد (شکل ۱). این توده در گذشته توسط محققین متعددی (Majidi and Alavi, 1970; Majidi and Amidi, 1977; Valizadeh and Cantagrel, 1975; Valizadeh and Sabaurdy, 1975; زرعیان و همکاران ۵۳-۱۳۵۰؛ نراقی ۱۳۵۲؛ ولیزاده، ۱۳۵۳، ۱۳۷۱ و ایرانی، ۱۳۷۲) از دیدگاه‌های گوناگون مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. اگر چه هر یک از موارد بالا سبب روشن شدن حقایق تازه‌ای شده است، لیکن در آنها

Petrogenesis of Alvand granitoidic mass

By: Dr. M.V. Valizadeh * and M. Sadeqian *

Abstract

Alvand granitoidic mass is one of the Upper Cretaceous- Lower Paleocene emplacements age which intruded in Sanandaj- Sirjan metamorphic belt.

It crops out in an area between Hamadan and Tuyserkan cities with extension of 400 km²

This mass has been studied points of view by many investigators, but little attention has approximately its petrogenesis and tectonomagmatic origin. In this paper it is from different determine the relationship between the mode of occurrence and tectono- magmatic setting. The Alvand granitoidic mass may display a wide attempted to varieties of lithological composition, but it is mainly composed of tono- syenogranite and monzogranite. The geochemical analysis and Ab- Cr- Qz diagram show that the range of pressure- temperature at the time of emplacement was 2 Kbar and 680- 760 ° C.

The mineralogical, lithological, and geochemical studies along with field observations indicate that the Alvand granitoidic mass is of S type and palingentic granitoidics.

Geochemical investigations reveals that the Alvand granitoidic mass is of syncollision origin [synorogenic (Laramide orogenic) to late orogenic].

The results of this study show that the Alvand granitoidic mass could be assained to orogenic granitoids and continental arc granitoids (CAG), resulting from Neotethys oceanic crust subduction beneath central Iran continental crust. The mass was emplaced in sanandaj- Sirjan metamorphic belt in upper Cretaceous- Lower Paleocene (about 65 my). Considering radiometric ages it is concluded that magmatic cycle had been about 40 million years.

دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان (۱۳۷۳) انجام شده است، استوار می باشد.

در این نوشتار دیدگاه تازه ای در مورد چگونگی تشکیل و خاستگاه نکتونوماگمایی توده گرانیتوئیدی الوند مطرح گردیده و امید است راهگشایی برای پژوهندگان بعدی باشد.

بحث

هدف اصلی از ارائه این مقاله تأکیدی بر جایگاه نکتونیکسی و خاستگاه ماگمایی توده گرانیتوئیدی الوند می باشد. در نتیجه برای دستیابی به این هدف لازم است ابتدا موارد زیر را به طور مختصر

مورد بحث و بررسی قرار دهیم:

۱- معرفی و طبقه بندی سنگ های آذرین سازنده توده گرانیتوئیدی الوند؛

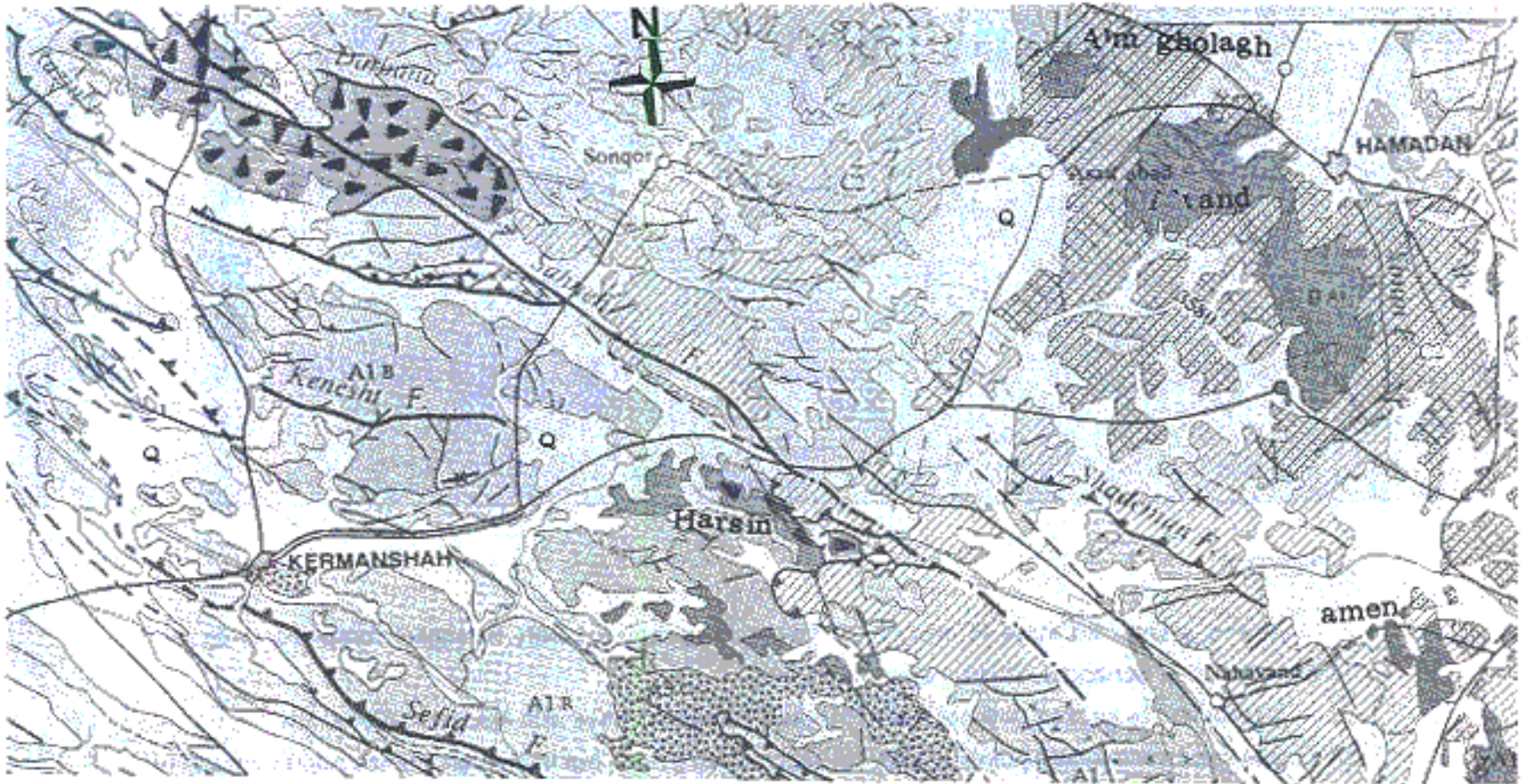
۲- بررسی شرایط دما - فشار تشکیل توده گرانیتوئیدی الوند؛

۳- تعیین وضعیت آکالیئیت سنگ های آذرین سازنده توده گرانیتوئیدی الوند؛

۴- تعیین تیپ ماگمایی توده گرانیتوئیدی الوند.

۱- معرفی و طبقه بندی سنگ های سازنده توده گرانیتوئیدی الوند

برای معرفی و طبقه بندی سنگ های آذرین سازنده توده



شکل ۱- بخشی از نقشه تکونیک ایران (نوگل سادات و الماسیان، ۱۹۹۳)، که موقعیت توده‌های گرانیتوئیدی الوند، آموغولاق و سامن را در ارتباط با اقیانوس‌های حرسین و مسینه کرمانشاه، و دیگر گونی‌های زون مستدج - سیرجان نشان می‌دهد.
 O = پوشش آبرفتی چین خورده،
 A1C = رسوبات همزمان با کوهرایی، که در طی حادثه آلپ بابانی (غالباً پلیوسن) نهشته شده‌اند و تحت تأثیر حوادث تکونیک فدیسی تر قرار گرفته‌اند، و اصولاً از رده‌های نرسبیک، کنگلومرایی و دیگر رسوبات تخریبی تشکیل شده‌اند.
 R1A = رسوبات آذرآواری آبیسی - حدواسط، بازبک (به سن گراناسه).
 R2 = رسوبات آذرآواری آبیسی - حدواسط، بازبک (به سن گراناسه).
 C2 = گاهل رسوبی نریاس فوقانی - ژوراسیک در مرکز و شمال ایران که روی رسوبات به شدت چین خورده و تا اندازه‌ای دیگرگون شده نهشته شده‌اند و در طی حادثه کوهرایی «بهرین پسیر» در ایران مرکزی چین خورده یا دیگرگون شده‌اند.

طبقه‌بندی دیگری که برای طبقه‌بندی سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی الوند مورد استفاده قرار گرفته، طبقه‌بندی است که بوسیله De la Roche et al. (1980) پیشنهاد شده است.
 در این طبقه‌بندی ترکیب شیمیایی کلی سنگ به صورت پارامترهای کاتیونی بیان می‌شود. در این روش ابتدا مقادیر کاتیونی هر عنصر طبق رابطه:

$$1000 \times \text{تعداد کاتیون} \times \frac{\text{درصد وزنی اکسید}}{\text{جرم مولکولی اکسید}} = \text{میلی کاتیون}$$

محاسبه می‌شود و سپس طبق روابط زیر مقادیر R2, R1 محاسبه می‌گردد.

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe^{+2} + Ti), \quad R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

* Fe = مجموع میلی کاتیون‌های Fe^{+2} و Fe^{+3}

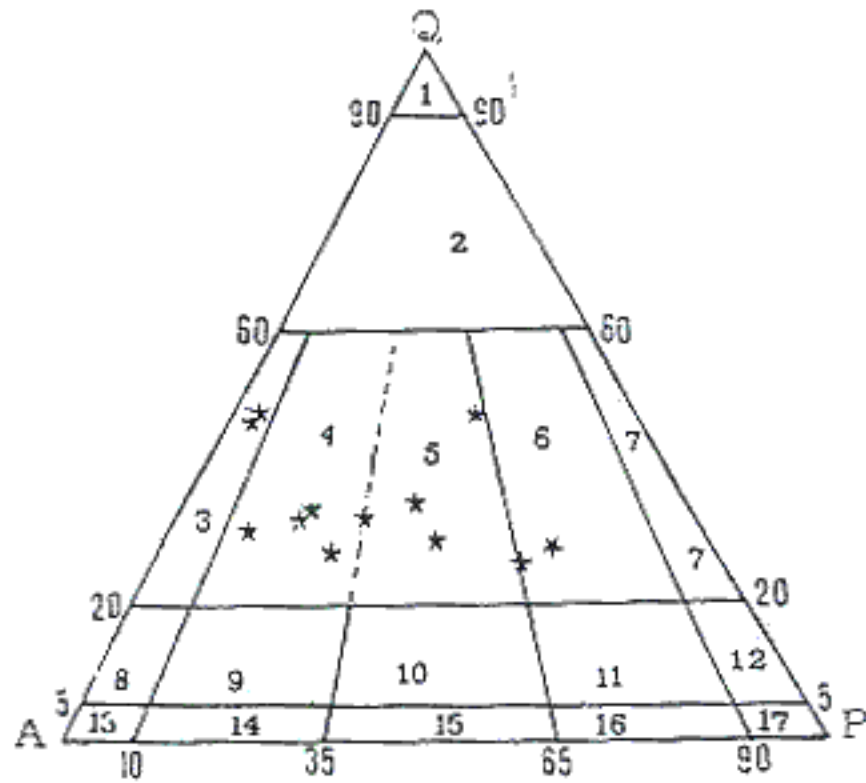
سپس با استفاده از نمودار R1- R2 (De la Roche et al. 1980) و براساس مقادیر محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه، محدوده

گرانیتوئیدی الوند، از نمودارهای QAP (Streckeisen, 1976) و نمودار R1- R2 (De la Roche et al., 1980) استفاده می‌کنیم. در نمودار مفصلی QAP (Streckeisen, 1976 و Lameyre and Bowden, 1982) که براساس آنالیز مدال استوار می‌باشد سه قطب آن به ترتیب عبارت‌اند از: Q = کوارتز، A = فلدسپات آلکان [شامل ارتوز، میکروکلین، پرتیت، آلپیت (An) و سانیدین و آنورتوکلان] و P = پلاژیوکلان. برای استفاده از این نمودار ابتدا مقادیر درصدی مدال کوارتز، فلدسپات آلکان و پلاژیوکلان را به ۱۰۰ رسانده و سپس از درصدهای جدید استفاده می‌کنیم.

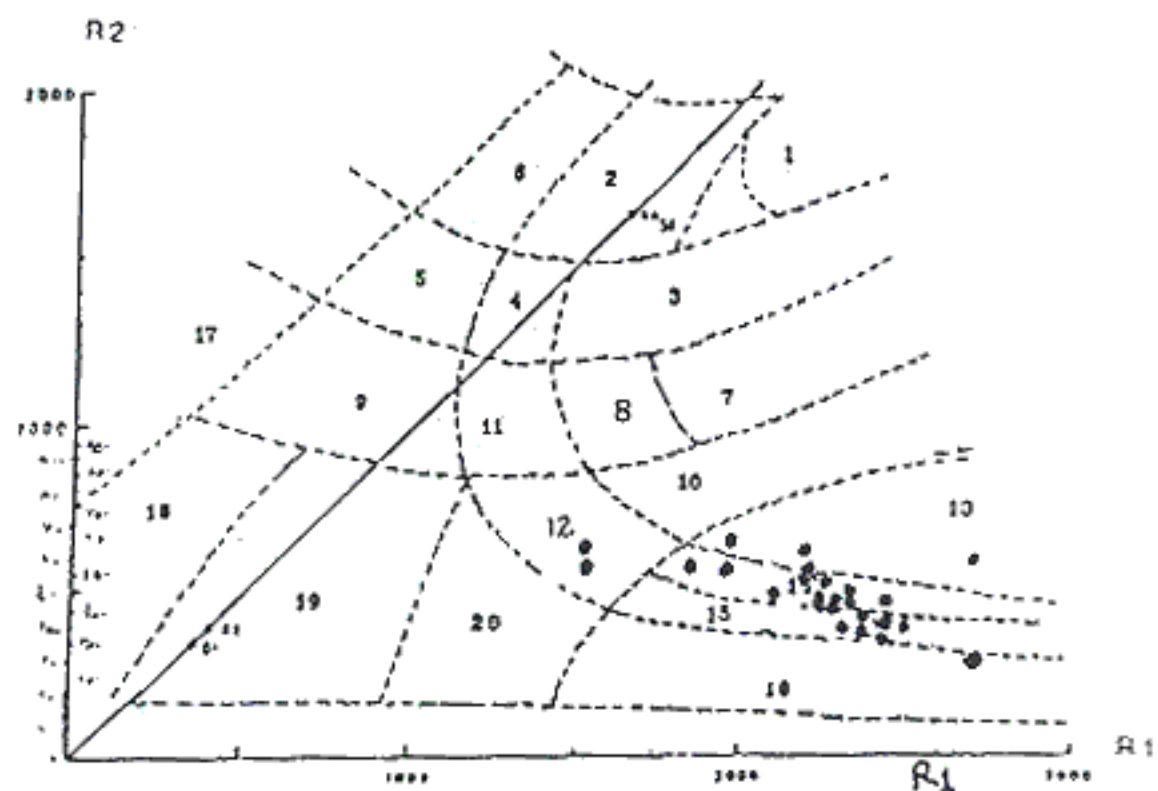
نتیجه آنالیز مدال چند نمونه از سنگ‌های توده گرانیتوئیدی الوند (اقتباس از ایرانی، ۱۳۷۲) بر روی نمودار QAP (شکل ۲) نشان داده شده است. براین اساس سنگ‌های سازنده این توده عبارت‌اند از:

- ۱- سینیوگرانیت،
- ۲- مونزوگرانیت، و به مقدار کمتر ۳-
- آلکالی فلدسپارگرانیت و ۴- مونزوگرانیت.





شکل ۲- نمودار مدال اشریکایزن برای رده بندی پترولوژیکی سنگ های گرانیتییدی الوند (Lameyer and Rowden, 1981 ; Streckhien 1976)
 عدد به کار برده شده به ترتیب معرف سنگ های زیر می باشد: ۱- کوارتزولیت (سپلکیت) ۲- گرانیتوئیدهای خنی از کوارتز، ۳- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۴- سینوگرانیت، ۵- مونزوگرانیت، ۶- گرانودیوریت، ۷- تونالیت، ۸- کوارتز آلکالی فلدسپار سینیبت، ۹- کوارتز مونزولیت، ۱۰- کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزوگابرو، ۱۱- کوارتز دیوریت، کوارتز گابرو، ۱۲- آلکالی فلدسپار سینیبت، ۱۳- سینیبت، ۱۴- مونزولیت، ۱۵- مونزودیوریت، مونزوگابرو، ۱۶- دیوریت، گابرو- آنورولوزیت (اقتباس از ایرانی، ۱۳۷۲).



شکل ۳- نمودار R1-R2 (De La Roche et al. 1980) که موقعیت ترکیبی نمونه های متعلق به توده گرانیتییدی الوند (نقاط تیره ●) بر روی آن نشان داده شده است. اعداد به کار برده شده به ترتیب معرف محدوده های ترکیب سنگ های زیر می باشد:
 ۱- گابرو لوریت، ۲- الوبین گابرو، ۳- گابرو، ۴- مونزوگابرو، ۵- سینیوگابرو، ۶- آلکالی گابرو، ۷- دیوریت، ۸- مونزودیوریت، ۹- سینیودیوریت، ۱۰- تونالیت، ۱۱- مونزولیت، ۱۲- کوارتز مونزولیت، ۱۳- گرانودیوریت، ۱۴- مونزوگرانیت، ۱۵- سینیوگرانیت، ۱۶- آلکالی گرانیت، ۱۷- اسکیت، ۱۸- فلین سینیبت و ۱۹- سینیبت و ۲۰- کوارتز سینیبت.



مقابل SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۶) و نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۷) استفاده می‌کنیم. با توجه به موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه، سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع ساب آلکان و کالکوآلکان می‌باشند.

۴- تعیین تیپ ماگمایی توده گرانیتوئیدی الوند

- به منظور تعیین تیپ ماگمایی توده گرانیتوئیدی الوند، اختصاصات کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و Rb/Sr این توده را به صورت فهرست در زیر ارائه می‌کنیم:
- ۱- درصد وزنی بالای SiO_2 (۷۶-۶۲ درصد)؛
 - ۲- مقادیر نسبتاً کم سدیم (درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} = ۲/۹ - ۳/۶۵$) و K_2O حدود ۵٪ (درصد وزنی $\text{K}_2\text{O} = ۴/۶۲ - ۳/۶۵$)، البته لازم به ذکر است که مقدار Na_2O نمونه‌های مربوط به آپلیت‌ها حدود ۵٪ است، که دال بر تفریق یافتگی بیشتر آن‌ها می‌باشد؛
 - ۳- نسبت $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ بنیادی اولیه بالا [۰۰۷۰۹ - ۰۱۷۰۶] $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ بنیادی (Valizadeh and Cantagrel, 1975)؛
 - ۴- دارا بودن نسبت $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}/2) > ۱/۰۵$ این نسبت برای توده گرانیتوئیدی الوند ۱/۴ می‌باشد [ولی‌زاده، ۱۳۷۱ (ج دوم، ص ۴۱۱)]؛
 - ۵- دارا بودن کربندوم نورماتیو بالا (۷/۳۹-۲/۳٪)؛
 - ۶- دارا بودن کانی‌های بیوتیت، مسکوویت، تورمالین، گرافیت و برخی کانی‌های دیرگداز از جمله گارنت، آندالوزیت و Kfs ؛
 - ۷- دارا بودن مگاکریستهای فلدسپات پتاسیم؛
 - ۸- دارا بودن زینولیت‌هایی از جنس سنگ‌های رسوبی- دگرگون شده قبلی و همراهی گسترده با سنگ‌های دگرگونی؛
 - ۹- فقدان کانی سازی عمده؛
 - ۱۰- دارا بودن طیف دما- فشار تقریبی $T = ۶۸۰ - ۷۶۰^\circ\text{C}$ و $P = ۵۵۰ - ۱۶۵۰ \text{ bar}$ ؛
 - ۱۱- توده گرانیتوئیدی الوند پر آلومین و کالکوآلکان می‌باشد؛
 - ۱۲- نفوذ توده گرانیتوئیدی الوند در یک دوره زمانی نسبتاً محدود همزمان با کوهزایی تا مراحل پایان کوهزایی.
 - ۱۳- عدم وجود سنگ‌های ولکانیکی معادل همراه این توده گرانیتوئیدی و مشابه آن.

با توجه به معیارهای تعریف شده برای تعیین تیپ‌های ماگمایی سنگ‌های گرانیتوئیدی و مقایسه اختصاصات فوق با آن‌ها، توده گرانیتوئیدی الوند از جمله گرانیتوئیدهای نوع S یا از منشأ پوسته‌ای و حاصل ذوب آناتکسی سنگ‌های پوسته فاره‌ای می‌باشد.

جایگاه تکتونیکی و خاستگاه ماگمایی

در این بحث با استفاده از نمودارهای تمایز محیط‌های تکتونیکی (۱) و با تکیه بر شواهد زمین‌شناسی، خصوصیات

۱- در این جا نمودارهایی مدنظر است که بر مبنای عناصر اصلی استوار می‌باشد

ترکیبی آن‌ها مشخص می‌شود (شکل ۳). با توجه به شکل ۳ سنگ‌های توده گرانیتوئیدی الوند به طور عمده از نوع سپینوگرانیت و مونزوگرانیت و به مقدار کمتر از نوع گرانودیوریت و کوارتز مونزویت می‌باشند این نتیجه گیری مؤید نتیجه گیری‌هایی است که در بالا به آن اشاره گردید.

۲- بررسی شرایط دما- فشار توده گرانیتوئیدی الوند

با استفاده از نتایج آزمایشگاهی صورت گرفته بر روی سیستم Ab- Or- Q (Winkler 1967) و سیستم دوتایی (Tuttle and Bowen, 1958) و نمودار نشان دهنده میدان پایداری مسکوویت و بیوتیت در کنار منحنی ذوب گرانیت‌ها می‌توان شرایط دما- فشار تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی را ارزیابی و تعیین نمود.

با توجه به حضور بارز بیوتیت و مسکوویت در سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی الوند و با توجه به نمودار نشان دهنده میدان پایداری مسکوویت و بیوتیت در کنار منحنی ذوب گرانیت‌ها (شکل ۴) شرایط دما- فشار توده گرانیتوئیدی الوند در یک طیف دما- فشار ($P_{\text{H}_2\text{O}} = ۵۵۰ - ۱۶۵۰ \text{ bar}$ و $T = ۶۸۰ - ۷۵۰^\circ\text{C}$)، یکی از پدیده‌های بارز موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی الوند، حضور گسترده میکروپرتیت می‌باشد. بررسی شرایط دما- فشار تشکیل میکروپرتیت در سیستم دوتایی Ab- Or (Tuttle and Bowen, 1958)، مؤید اظهارات فوق است.

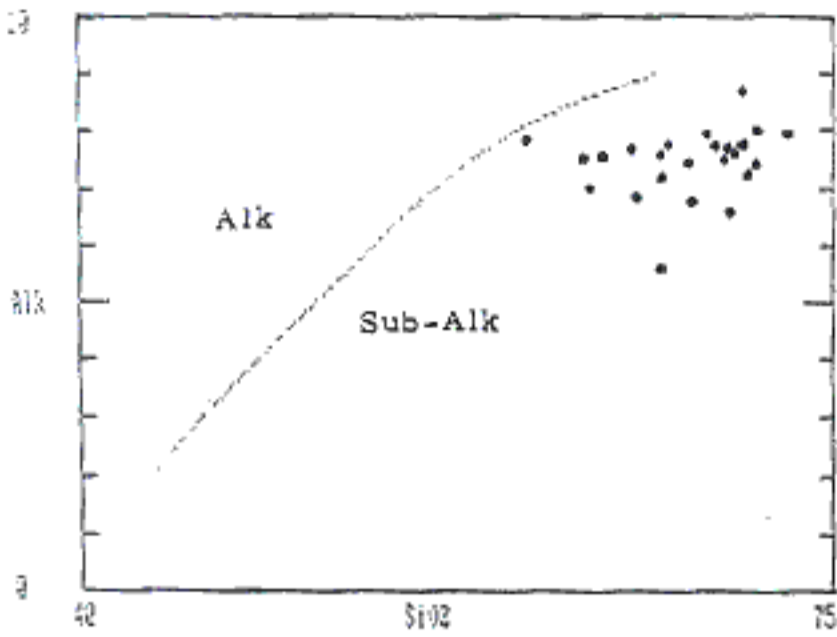
یکی دیگر از روش‌هایی که می‌توان با توجه به آن طیف دمای تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی را مشخص نمود، استفاده از نمودار مثلثی Ab- Or- Q (Winkler, 1976) می‌باشد. تعیین موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی الوند روی این نمودار (شکل ۵) نشان می‌دهد که این توده در یک طیف دمایی حول و حوش نقطه مینیمم حرارتی (حدود ۶۸۰°C درجه سانتی‌گراد) تا ۷۶۰°C درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است. آنچه در این شکل جلب توجه می‌کند آن است که موقعیت ترکیبی نمونه‌ها به طور فوق‌العاده‌ای حول نقطه M (مینیمم حرارتی) تمرکز پیدا کرده‌اند و در راستای دره حرارتی واقع شده‌اند و از طرفی طیف دمای تشکیل آن‌ها نیز بسیار محدود است. این ویژگی بیشتر خاص گرانیت‌های حاصل از آناتکسی است. این امر با کلیه شواهد زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی توده مورد مطالعه سازگار است.

از طرف دیگر گرایش نمونه‌ها به سمت قطب آلپیت، حاکی از آن است که فشار بخار آب نسبتاً بالا می‌باشد (Winkler, 1976) (در واقع یک گرایش سدیک نشان می‌دهند)، که این امر با وجود کانی‌های آیدار از قبیل مسکوویت، بیوتیت و در بعضی موارد هورنبلند سبز در این توده تائید می‌شود.

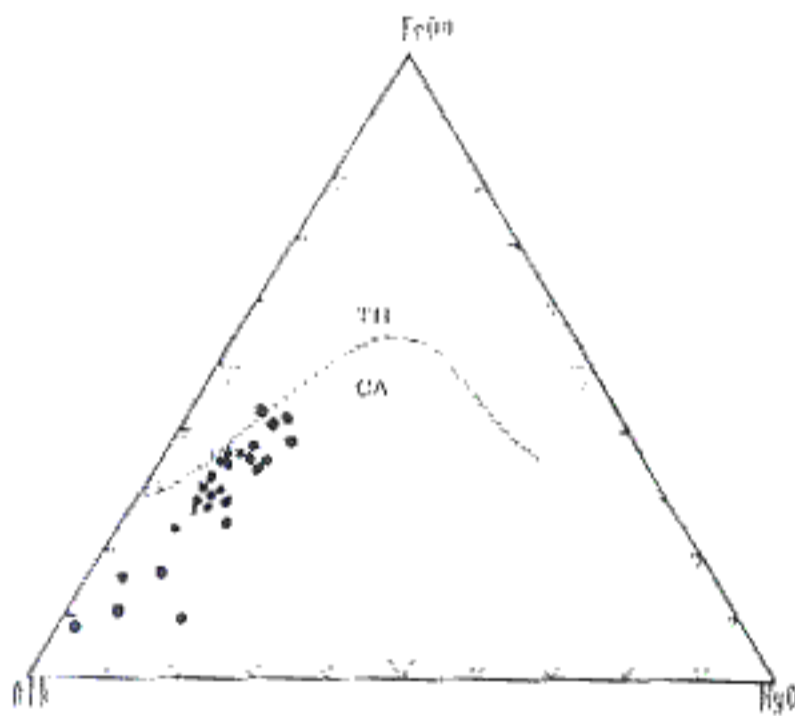
۳- تعیین وضعیت آکالیینته سنگ‌های آذرین متشکله توده گرانیتوئیدی الوند

به منظور تعیین وضعیت آکالیینته سنگ‌های آذرین سازنده توده گرانیتوئیدی الوند از نمودار $\text{AlK} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ در

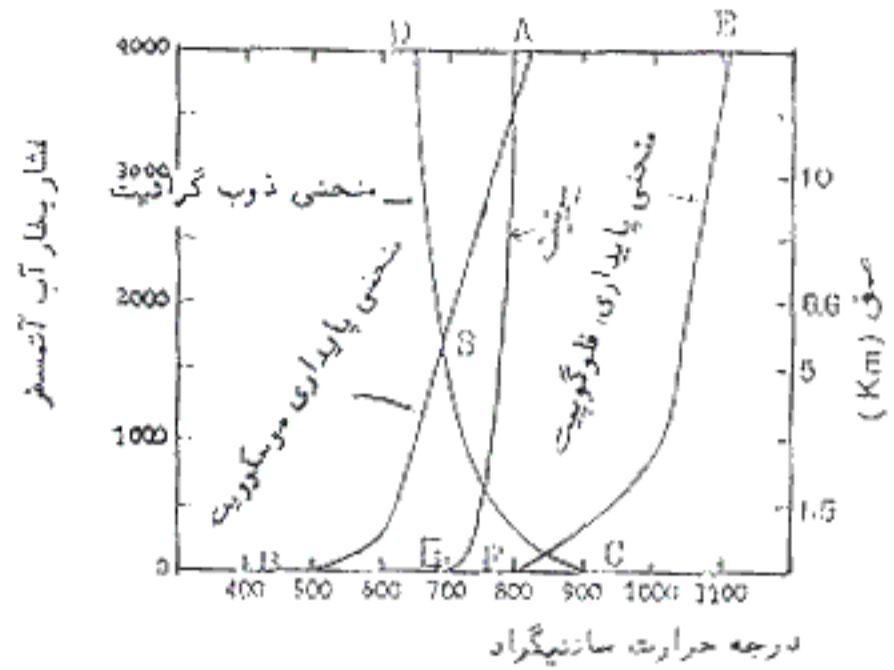




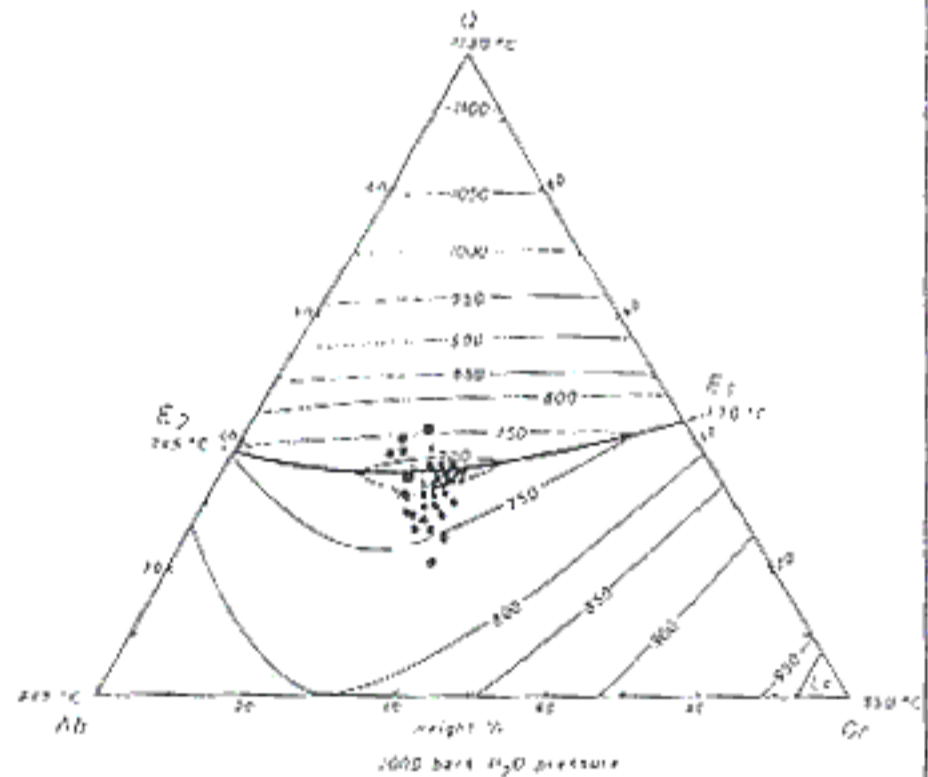
شکل ۶- نمودار Alk در مقابل SiO_2 برای تمایز بین محدوددهای آلکالی و ساب آلکالی (Irvine and Baragar, 1971) که موقعیت نمونه‌های مربوط به توده گرانیتیونیدی شوند بر روی آن نشان داده شده است.



شکل ۷- نمودار AFM برای تمایز بین سنگ‌های گابرو آلکالی و سولیتی (Irvine and Baragar, 1971) که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتیونیدی شوند بر روی آن نشان داده شده است.



شکل ۸- میدان پایداری مسکویت و بیوتیت در کنار منحنی ذوب گرانیت‌ها: AB= منحنی پایداری مسکویت (Althoff et al. 1970) CD= منحنی ذوب گرانیت (بدر و تیلی، ۱۹۶۳) AE= منحنی پایداری بیوتیت از Clemens and Wall (1981) در درونش زاویه ۱۳۶۷، ص ۳۶



شکل ۹- تصویر ایزوترم‌های (قسمت‌های) خط کونکتیک سپیم $SiO_2-NaAl_3PO_8-KAl_3Si_3O_{10}-H_2O$ (در $P=2000$ بار) و E2 و E1 نقاط آنکتیک هستند. ترکیب سپیم در روی خط کونکتیک نشان می‌دهد. ترکیبها بر حسب درصد وزنی است این درصد براساس داده‌های Tuttle and Brown (1985) و Shaw (1963) رسم شده است) (ملا لویس اوینگر ۱۹۷۶، در هوشمندزاده، ۱۳۷۱، ص ۳۵۶) نقاط نشان داده شده موقعیت ترکیبی نمونه‌های متعلق به توده گرانیتیونیدی الوند (●) می‌باشد که بر پایه نتایج تجزیه شیمیایی اقتباس شده از ولیزاده (۱۳۵۳) و ابراهیمی (۱۳۷۳) ترسیم شده است.

می‌شوند (Maniar and Piccoli, 1989).

در ادامه این بحث به شرح مختصری در باره هر یک از زیر گروه‌های فوق می‌پردازیم:

الف - گرانیتوئیدهای کوهزایی

۱- گرانیتوئیدهای قوس جزیره‌ای (IAG) - این گرانیتوئیدها سنگ‌های قوس‌های ماگمایی هستند که در اثر فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگری حاصل شده‌اند. این گرانیتوئیدها در پوسته اقیانوسی جایگزین می‌شوند و طیف سنگ‌شناسی متشکل از کوارتز دیوریت‌ها، کوارتز مونزودپوریت‌ها، تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌ها را دربر می‌گیرند.

۲- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای - این گرانیتوئیدها سنگ‌های ماگمایی هستند که حاصل فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای می‌باشند و در پوسته قاره‌ای جایگزین می‌شوند و طیف سنگ‌شناسی متشکل از تونالیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها را در بر می‌گیرند. در این گرانیتوئیدها نسبت $\frac{A}{P} < 2$ است.

۳- گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG) - این گرانیتوئیدها در طی برخورد قاره - قاره حاصل گردیده‌اند و طیف سنگ‌شناسی آنها صرفاً گرانیت‌ها را در بر می‌گیرد. در این گرانیتوئیدها نسبت $\frac{A}{P} < 2$ است.

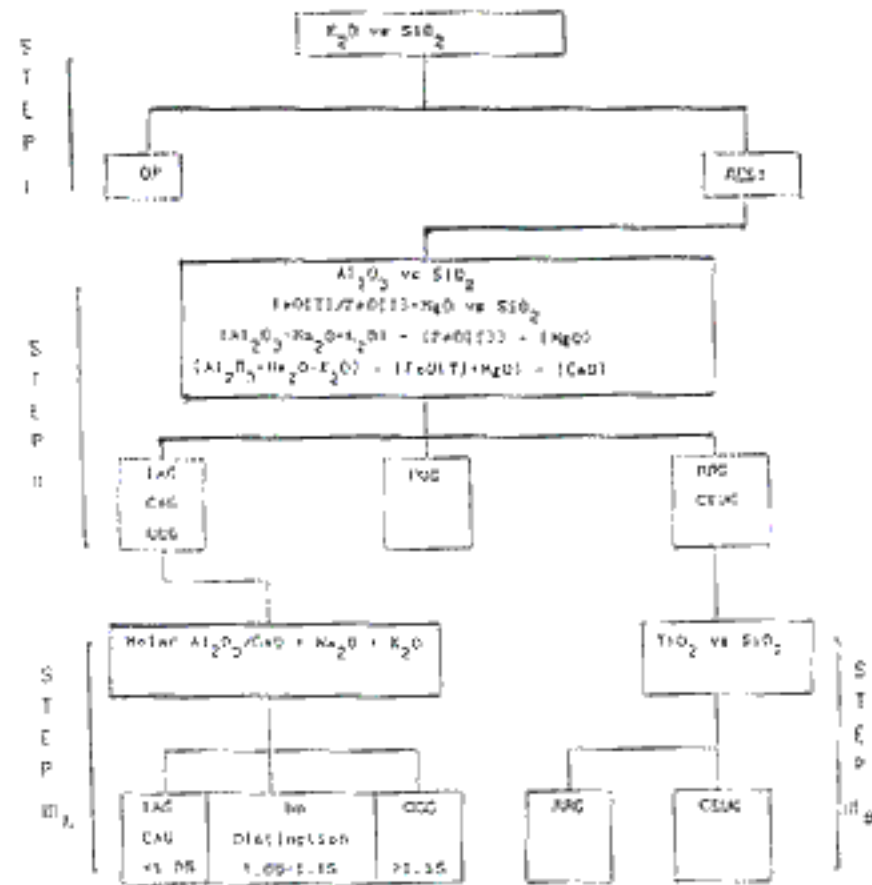
۴- گرانیتوئیدهای پس کوهزایی (POG) - این گرانیتوئیدها در طی مرحله پایانی یک حادثه کوهزایی و معمولاً پس از خاتمه دگرشکلی‌ها تولید شده‌اند. این سنگ‌های گرانیتوئیدی هم از نظر زمانی و هم از نظر مکانی با کوهزایی همراه هستند (b و ۱۹۸۱ و ۱۹۸۱) و مرحله انتقالی پایداری شدن پوسته قاره‌ای به دنبال کوهزایی را نشان می‌دهند (Roger and Greenberg, 1990). این گرانیتوئیدها نیز «گرانیت‌ها» را دربر می‌گیرند.

ب - گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی

۱- گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG) - این گرانیتوئیدها با پدیده ایجاد ریفت در پوسته قاره‌ای همراه می‌باشند. این گرانیتوئیدها توزیع دوگانه‌ای دارند، آلكالی گرانیت‌ها، و آلكالی کوارتز سینیت‌ها و کوارتز مونزودپوریت‌ها را در بر می‌گیرند.

۲- گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی زایی قاره‌ای (CEUG) - این گرانیتوئیدها سنگ‌هایی هستند که در مناطق قاره‌ای که بالا آمدگی همراه با خشکی زایی را تحمل نموده‌اند و یا ریفت زایی ناقصی در آنها صورت پذیرفته، مشاهده می‌شوند. به احتمال این گرانیتوئیدها با یک نقطه داغ همراه هستند (Maniar and Piccoli, 1989). این گرانیتوئیدها، گرانیت‌ها، آلكالی گرانیت‌ها، کوارتز آلكالی، سینیت‌ها و کوارتز سینیت‌ها را در بر می‌گیرند. در این گرانیتوئیدها نسبت $\frac{A}{P} > 2$ است.

۳- پلاژیو گرانیت‌های اقیانوسی: این سنگ‌ها با مقادیر قابل توجهی از سنگ‌های مافیک همراه می‌باشند و به طور عموم در جزایر اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند. این گرانیتوئیدها تونالیت‌ها را دربر می‌گیرند.



شکل ۸. الگوی تفکیک و تعیین جایگاه تکونیک گرانیتوئیدها بر مبنای استفاده از عناصر اصلی (Maniar and Piccoli 1989).

ژئوشیمیایی و ویژگی‌های پترولوژی به بررسی جایگاه تکونیک و خاستگاه ماگمایی توده گرانیتوئیدی الوند می‌پردازیم. بدین منظور از مدل ارائه شده نویسه (Maniar and Piccoli 1989) استفاده می‌کنیم. مدل مذکور در شکل ۸ نشان داده شده است.

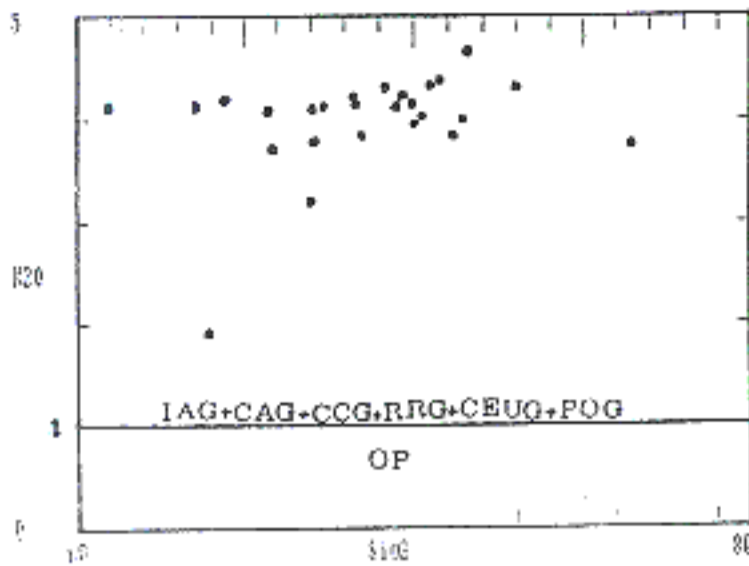
این مدل طرح پوسته‌ای است که بر مبنای استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی، جهت تفکیک و تعیین جایگاه تکونیک گرانیتوئیدها به کار برده شده است. در این طرح مراحل متوالی لازم جهت تفکیک محیط تکونیک گرانیتوئیدها نشان داده شده است.

قبل از این که به بررسی مراحل مختلف این مدل بپردازیم لازم است شرح مختصری از انواع گرانیتوئیدها ارائه گردد تا فهم مطلب در سایر مراحل آسانتر باشد.

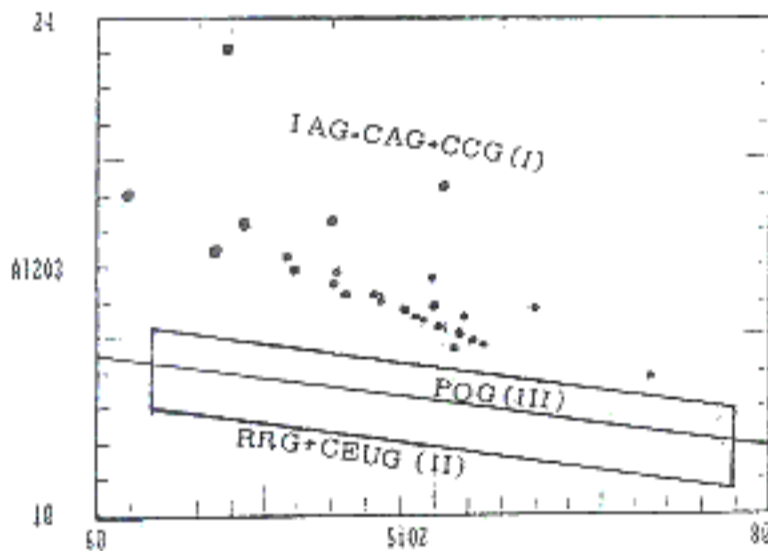
سنگ‌های گرانیتوئیدی بر اساس جایگاه تکونیک به دو دسته اصلی کوهزایی (orogenic: O) و غیر کوهزایی (anorogenic: A) تقسیم‌بندی می‌شوند. گرانیتوئیدهای کوهزایی خود به زیر گروه‌های گرانیتوئیدهای قوس جزیره‌ای (IAG)، گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) و گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد قاره‌ای یا برخورد قاره - قاره (CCG)، و گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG) تقسیم‌بندی می‌شوند.

گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی نیز به زیر گروه‌های گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG)، گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی زایی قاره‌ای (CEUG) و پلاژیو گرانیت‌های اقیانوسی (OP) تقسیم‌بندی

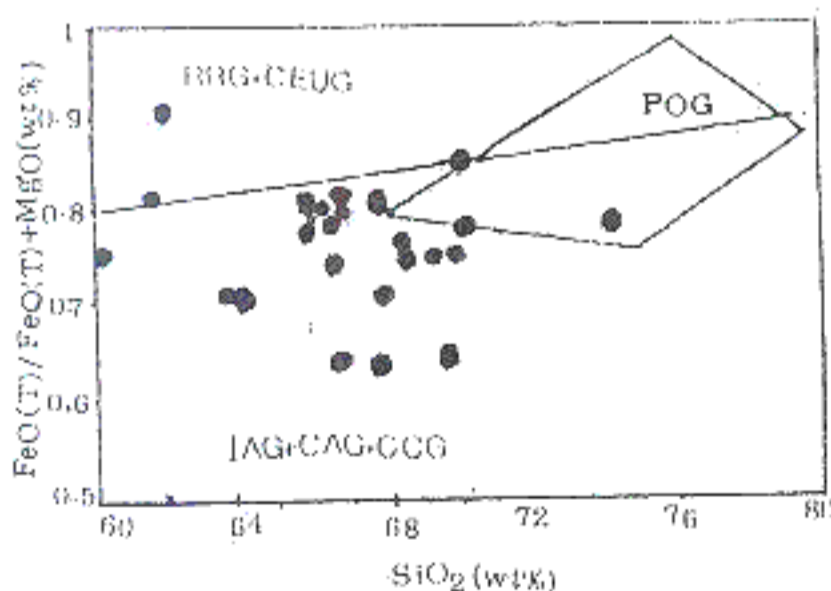




شکل ۹- نمودار K2O-SiO2 جهت تمایز بین OP و سایر گرانیتوئیدها (Maniar and Piccoli, 1989) که موقعیت نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی الووند بر روی آن نشان داده شده است.



شکل ۱۰- نمودار Al2O3-SiO2 جهت تمایز بین گروه‌های II, I و III (Maniar and Piccoli, 1989) که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی الووند بر روی آن نشان داده شده است.



شکل ۱۱- نمودار تغییرات درصد وزنی $FeO(T)/(FeO(T)+MgO)$ در مقابل SiO_2 جهت تمایز بین گروه‌های II, I و III (Maniar and Piccoli, 1989) که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی الووند (●) بر روی آن نشان داده شده است.

در اینجا لازم است اشاره شود که (Maniar and Piccoli, 1989) به جز OP (پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی) بقیه گرانیتوئیدها را به صورت زیر گروه‌بندی می‌کنند:

$$CCG + CAG + IAG = I \text{ (گروه اول)}$$

$$RRG + CEUG = II \text{ (گروه دوم)}$$

$$POG = III \text{ (گروه سوم)}$$

از این پس هر کجای متن از این گروه‌ها نام برده می‌شود منظور گروه‌بندی فوق است و لذا از ذکر جزئیات آن صرف‌نظر می‌شود. حال پس از این معرفی مقدماتی انواع گرانیتوئیدها، به شرح طرح چند مرحله‌ای (Maniar and Piccoli, 1989) می‌پردازیم و همزمان با هر مرحله موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی الووند را روی نمودارهای مربوطه، مورد بحث و بررسی قرار می‌دهیم.

مرحله اول: با توجه به شکل ۸ در مورد جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها در این مرحله، از نمودار درصد وزنی K2O در مقابل SiO_2 (شکل ۹) استفاده می‌کنیم. با توجه به این نمودار پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها جدا می‌شوند. بر مبنای استفاده از این نمودار، هیچ‌یک از نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی جای نمی‌گیرند.

مرحله دوم: در این مرحله برای تمایز قائل شدن بین گروه I, II و III از نمودار درصد وزنی Al_2O_3 در مقابل SiO_2 (شکل ۱۰) استفاده می‌کنیم. بر مبنای استفاده از نمودار $Al_2O_3-SiO_2$ نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گروه I واقع می‌شوند.

مرحله سوم: در این مرحله نیز همانند مرحله قبلی می‌توان با استفاده از نمودار $FeO(T)/FeO(T) + MgO$ در مقابل SiO_2 (شکل ۱۱)، گروه‌های I, II و III را از همدیگر متمایز نمود. با توجه به شکل ۱۱، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی I واقع شده و به ندرت در محدوده‌های دیگر ظاهر می‌شوند. این امر نتیجه‌گیری قبلی را تأیید می‌نماید.

مرحله چهارم: در این مرحله با استفاده از نمودار درصد وزنی $FeO(T)$ در مقابل MgO می‌توان بین گروه‌های I, II و III تمایز قائل شد (شکل ۱۲). آنچه در شرح این نمودار باید بدان توجه شود آن است که مقادیر $FeO(T)$ و MgO مورد استفاده در این نمودار، مقادیر $FeO(T)$ و MgO ارائه شده در نتایج تجزیه شیمیایی نبوده، بلکه این دو پارامتر در واقع دو قطب F و M مثلث AFM هستند که در این جا در مقابل هم نشان داده شده‌اند بنابراین برای ترسیم این نمودار، ابتدا لازم است مقادیر F, A و M از روابط:

$M = MgO$ و $F = FeO + Fe_2O_3$, $A = Al_2O_3 - K_2O$ به ۱۰۰ رسانده شود و آنگاه از مقادیر به دست آمده جدید برای M و F در نمودار $FeO(T)$ در مقابل MgO یا به عبارتی F در مقابل M استفاده گردد.

با توجه به موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۱۲، تعداد زیادی از نمونه‌های در محدوده گروه I واقع می‌شوند. در این نمودار موقعیت ترکیبی این نمونه‌ها به سمت محدوده ترکیبی گروه‌های II و III گرایش نشان می‌دهند ولی با تکیه بر شواهد

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی و ۰۰۰ و همچنین با توجه به نمودارهایی که قبلاً ارائه شد این گرایش یک گرایش منطقی و منطبق با شواهد زمین‌شناسی نیست، زیرا گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (گروه III) گرانیتوئیدهایی هستند که پس از خاتمه دگرشکلی نفوذ نموده‌اند، در حالی که شکل توده، جهت یافتگی کانی‌ها، ایجاد وضعیت شبه گنایسی در کناره‌های توده مورد مطالعه، نشانگر اعمال نیرو در حین تشکیل آن می‌باشد و بنابراین در واقع توده گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نوع POG نیست.

مرحله پنجم: در این مرحله می‌توان با استفاده از نمودار درصد وزنی $FeO(T) + MgO$ در مقابل CaO ، گرانیتوئیدهای گروه‌های I، II و III را از همدیگر تفکیک نمود (شکل ۱۳). در این نمودار نیز همانند نمودار قبلی (شکل ۱۲) مقادیر $[CaO, (FeO(T) + MgO)]$ مقادیر درصدی ارائه شده در نتایج شیمیایی نبوده، بلکه برای محاسبه مقادیر فوق ابتدا باید مقادیر F و C, A را از روابط زیر:

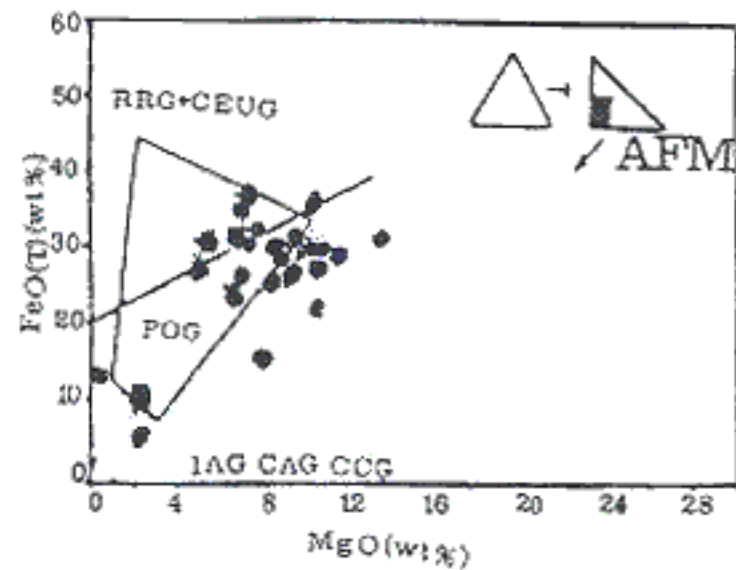
$C = CaO$ و $F = FeO(T) + MgO$ ، $A = Al_2O_3 - Na_2O - K_2O$ محاسبه نموده و سپس به ۱۰۰ رسانده، آنگاه از مقادیر جدید C و F بدست آمده برای ترسیم این نمودار استفاده کرد.

استفاده از این نمودار جواب جالب و قاطعی ارائه نمی‌دهد در این نمودار نمونه‌ها بین همه گروه‌ها توزیع شده‌اند، و با توجه به نمودارهای ارائه شده قبلی، این نتیجه‌گیری، نتیجه قابل اعتمادی محسوب نمی‌شود.

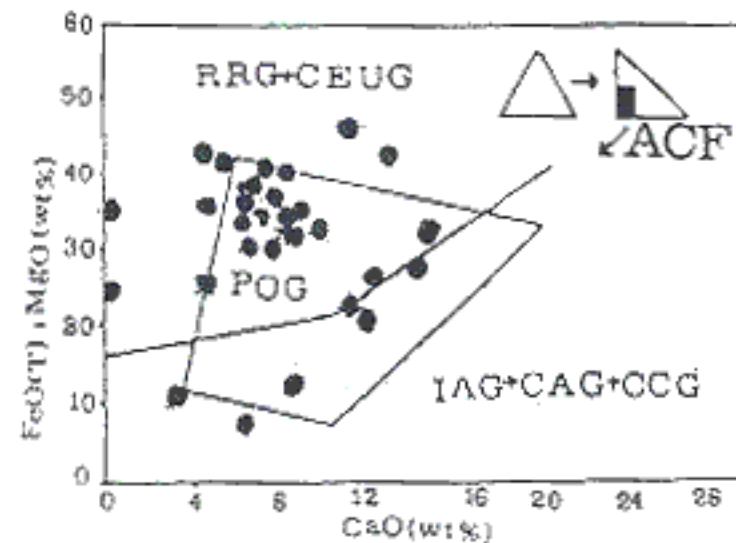
در شرح نمودار قبلی وضعیت POG نمونه‌ها مورد بررسی قرار گرفت و احتمال بودن آن‌ها رد شد. ولی اگر قبول کنیم که این نمونه‌ها مربوط به گروه II (RRG + CEUG) باشند، برای تفکیک بین آن‌ها می‌توان از نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 برای تفکیک گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی (Maniar and Piccoli, 1989) (شکل ۱۴) استفاده کرد. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار عمدتاً به سمت محدوده ترکیبی گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG) گرایش نشان می‌دهند که این امر نیز با هیچ‌یک از شواهد زمین‌شناسی و پترولوژیکی منطقه مورد مطالعه سازگاری ندارد. در نتیجه توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه نه از نوع RRG است و نه از نوع CEUG.

با توجه به آنچه تا این جا ارائه شد نتیجه می‌گیریم که گرانیتوئید مورد مطالعه جزء گرانیتوئیدهای گروه I (IAG, CAG, CCG) می‌باشد، ولی به کمک نمودارهای ارائه شده نمی‌توان بین این سه نوع گرانیتوئید تمایز قائل شد. یکی از روش‌های متمایزکننده انواع گرانیتوئیدها استفاده از نمودار شاخص شاند است (شکل ۱۵). در این نمودار نسبت مقادیر مولی $Al_2O_3 / [Na_2O + K_2O]$ در مقابل $Al_2O_3 / [CaO + Na_2O + K_2O]$ مورد استفاده قرار می‌گیرد.

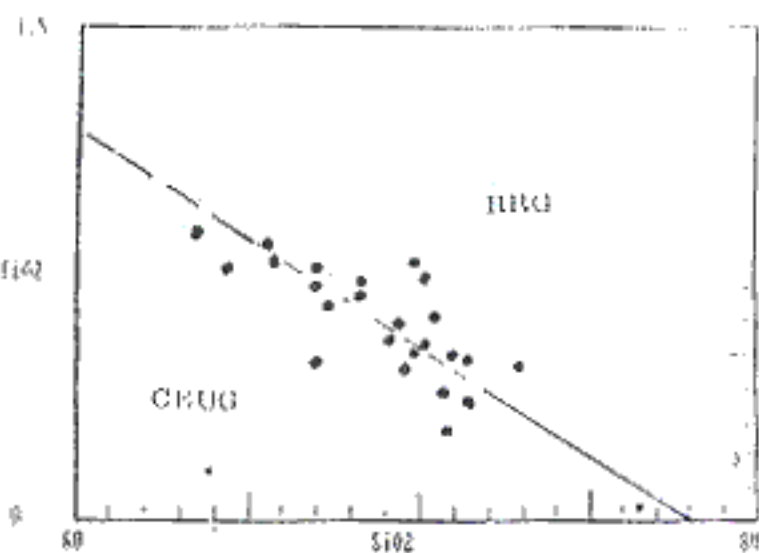
بر مبنای استفاده از نمودار شاخص شاند نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی CCG (گرانیتوئیدهای حاصل بر خورد قاره-قاره) و محدوده ترکیبی سنگ‌های پر آلومین واقع می‌گردند. با توجه به آن که در این نمودار نمونه‌ها یک همگرایی جالب و توزیع نسبتاً یکنواختی را روی محدوده CCG نشان می‌دهند، بنابراین در نگاه اول کار خاتمه یافته به حساب می‌آید و توده گرانیتوئیدی الوند جزء



شکل ۱۲- نمودار مثلثی $(AFM)[Al_2O_3 - Na_2O - K_2O] - FeO(T) - MgO$ جهت تمایز بین گروه‌های II و III (Maniar and Piccoli, 1989) که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده‌های گرانیتوئیدی (●) بر روی آن نشان داده شده است.



شکل ۱۳- نمودار مثلثی $(ACF)[Al_2O_3 - Na_2O - K_2O] - [CaO] - [FeO(T) - MgO]$ جهت تمایز بین گروه‌های II و III (Maniar and Piccoli, 1989) که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده‌های گرانیتوئیدی الوند (●) بر روی آن نشان داده شده است.



شکل ۱۴- نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 برای تمایز بین RRG و CEUG (Maniar and Piccoli, 1989) که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده‌های گرانیتوئیدی الوند (●) بر روی آن نشان داده شده است.



برخورد (گروه 3) و بالاخره به گرانیتوئیدهای مراحل آخر کوهزایی (گروه 4) می‌رسد. گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (گروه 6) نیز در زمره گرانیتوئیدهای کوهزایی قرار دارند علاوه بر موارد فوق می‌توان از گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG) و گرانیتوئیدی غیر کوهزایی (گروه 5) نیز نام برد.

تعیین موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی الوند روی نمودار (Batchelor and Bowden, 1985) R1-R2 (شکل 16) نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی الوند در محدوده ترکیبی گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد واقع می‌شوند و تعداد کمی از نمونه‌ها به سمت محدوده ترکیب گرانیتوئیدهای مراحل پایانی کوهزایی گرایش نشان می‌دهند لذا نتیجه می‌گیریم که توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع برخوردی و به عبارتی دقیق‌تر از نوع همزمان با برخورد تا مراحل پایان کوهزایی می‌باشد.

لازم به ذکر است که گرانیتوئیدهای برخوردی اساساً فرآورده‌هایی هستند که در نوارهای برخوردی حاصل می‌گردند و براساس نوع برخورد به زیرگروه‌های ذیل طبقه‌بندی می‌شوند (Maniar and Piccoli, 1989):

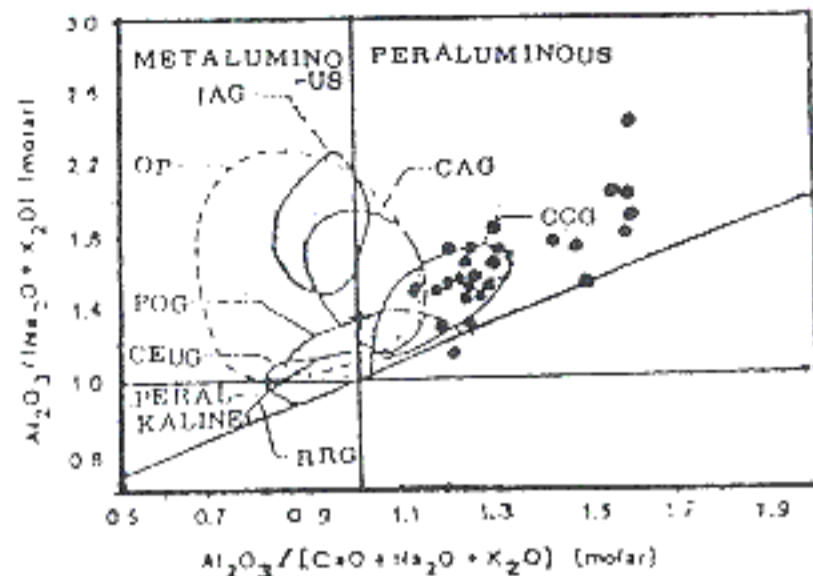
- 1- گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد قاره - قاره (CCG)؛
- 2- گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد قوس - قاره (CAG)؛
- 3- گرانیتوئیدهای حاصل از برخورد قوس - قوس (IAG)؛

حال برای بررسی تعیین نوع برخوردی که در تشکیل توده گرانیتوئیدی الوند مؤثر بوده است، دلایل و شواهد تائید کننده یا رد کننده هر یک از موارد فوق را مورد بحث و بررسی قرار می‌دهیم. قبل از طرح این بحث برای دسترسی به دلایل مستندتر و دقیق‌تر، ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی الوند به صورت فهرست و به‌طور مقایسه‌ای همراه با معیارهای کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی عرضه شده برای انواع گرانیتوئیدهای IAG، CAG و CCG در جدول 1 ارائه می‌شود.

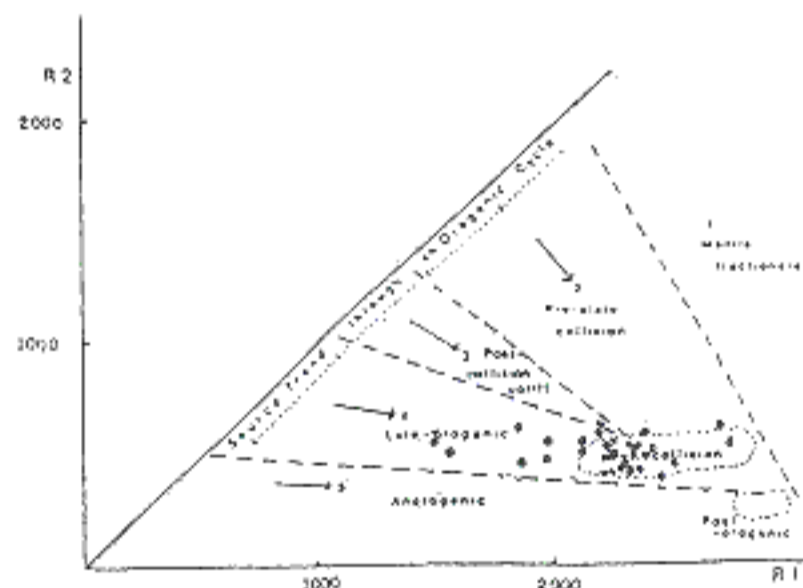
با توجه به جدول 1 دیده می‌شود که توده گرانیتوئیدی گستره مورد بررسی دارای ویژگی‌های مشترک زیادی با انواع گرانیتوئیدهای IAG، CAG و CCG می‌باشد و در بعضی موارد با آنها دارای طیف همپوشانی کم و بیش گسترده‌ای است. لذا باید توجه داشته باشیم که بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی برای تعیین نوع گرانیتوئید مورد مطالعه لازم بوده - ولی کافی نیست - در نتیجه در این راستا از ویژگی‌های زمین‌شناسی نیز نباید غافل شد.

با توجه به جدول 1 در می‌یابیم که بین اختصاصات توده گرانیتوئیدی الوند و اختصاصات گرانیتوئیدی قوس جزیره‌ای (IAG) تفاوت بارزی ملاحظه می‌شود. همچنین گرانیتوئیدهای قوس جزیره‌ای (IAG) حاصل فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه اقیانوسی دیگر می‌باشند و در یک پوسته اقیانوسی جایگزین می‌گردند (Maniar and Piccoli, 1989)، در حالی که توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه در یک پوسته قاره‌ای جایگزین شده است. لذا این توده گرانیتوئیدی نمی‌تواند جزء گرانیتوئیدهای قوس جزیره‌ای به شمار آید.

از سوی دیگر همان‌طور که دیدیم با توجه به شاخص شاند



شکل 15- نمودار شاخص شاند برای تفکیک بین انواع گرانیتوئیدها (Maniar and Piccoli, 1989) که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به گرانیتوئیدی الوند (●) بر روی آن نشان داده شده است.



شکل 16- نمایش تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی در نمودار چند کاتیونی R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985) که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده گرانیتوئیدی الوند (●) بر روی آن نشان داده شده است.

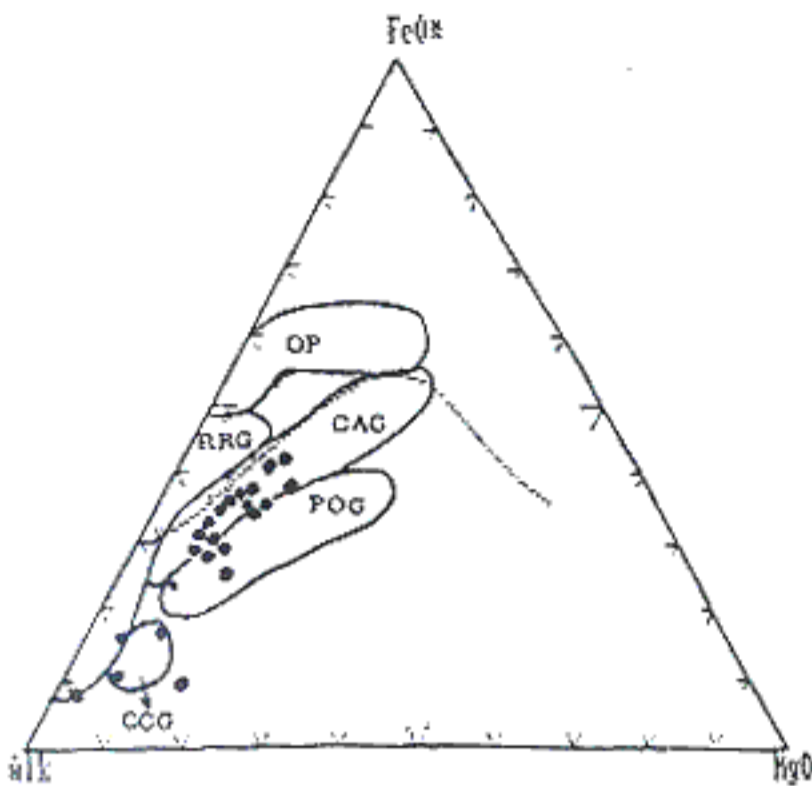
گرانیتوئیدهای برخورد قاره - قاره دسته‌بندی می‌شوند. حال قبل از این که درستی و یا نادرستی نتیجه گیری فوق را مورد تجزیه و تحلیل قرار دهیم، برای تائید برخوردی بودن گرانیتوئیدها و بررسی برخوردها لازم است به یک بحث تکمیلی بپردازیم.

یک از نمودارهایی که در متمایزسازی محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها کاربرد زیادی دارد نمودار چند کاتیونی R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985) می‌باشد (شکل 16). در این نمودار تحول ترکیبات شیمیایی گرانیتوئیدی یک چرخه کوهزایی در زون همگرا، با گرانیتوئیدهای قبل از برخورد (گروه 2) شروع می‌شود پس از آن به گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی پس از

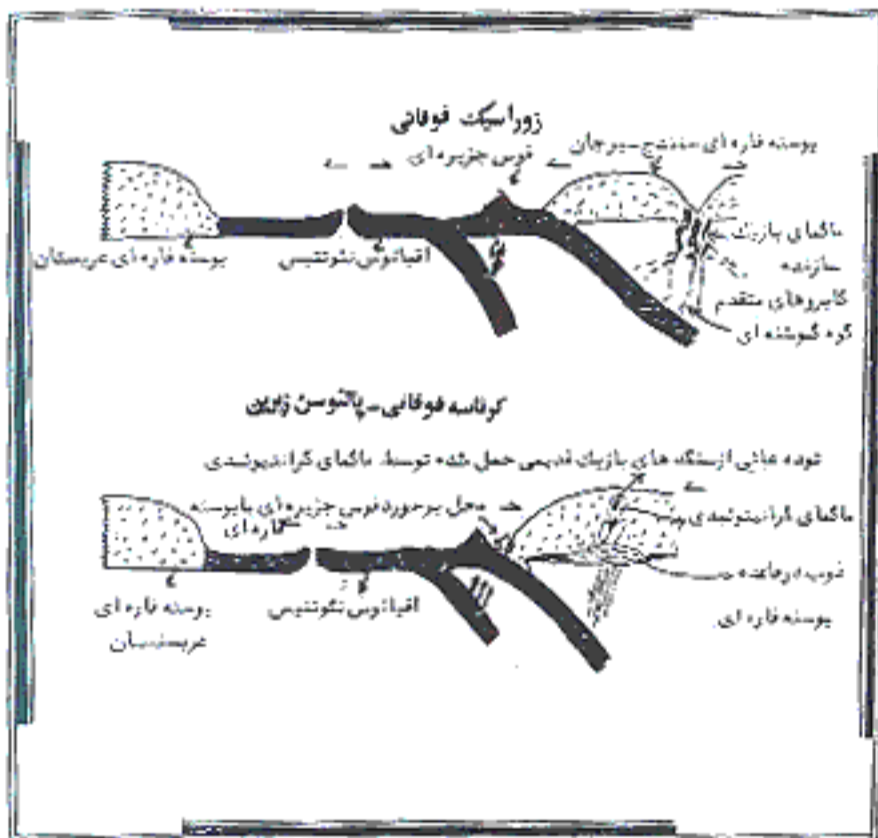
نوع ویژگی مورد مطالعه	IAG	CAG	CCG	ویژگیهای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه
طیف تغییرات درصدوزنی SiO_2	۶۰-۶۸	۶۲-۷۶	۷۰-۷۶	۶۰-۶۷
وضعیت نمودار تغییرات درصدوزنی SiO_2	تک قله‌ای	تک قله‌ای	تک قله‌ای	تک قله‌ای
وضعیت شاخص آکالی - کلسیک	کلسیک تا کلسیک-آکالی	کالک-آکالن	کالک-آکالن تا آکالی-کالک	کالک-آکالن
شاخص شاند	غالباً مت‌آلومین	مت‌آلومین - پر‌آلومین	پر‌آلومین	پر‌آلومین
$(Na_2O/CaO)(wt\%)$	< ۱	< ۴	۱۰-۲	۱/۴۸۱-۴/۴۲۵
$(Na_2O/K_2O)(wt\%)$	۰/۴-۳	۰/۴-۲	۰/۴-۱/۵	۰/۷۲۳-۱/۱۳۱
$(MgO/FeO(T) (wt\%)$	۰/۳-۰/۸۵	۰/۱-۰/۵	۰/۰۵-۰/۶	۰/۱۹۲-۰/۵۸۶
مولار $(MgO/MnO)(wt\%)$	۱۲-۳۸	۲۰-۳۸	۲۰-۴۵	۴/۲-۲۸/۸۳
$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$	> ۱/۵	> ۱/۱	> ۱/۱	۱/۱۵-۲/۰۵
نوع پلازیوکلز	الیگوکلز-آفلزین	الیگوکلز	الیگوکلز	الیگوکلز (آلبیت - الیگوکلز)
کانیهای مشکله	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت
	± هورنبلند	± هورنبلند	مسکوویت	مسکوویت
	± پروکسن	± کلینوپروکسن	± تورمالین	± تورمالین
			± کوردیریت	± کوردیریت
			± سیلیمانیت	± سیلیمانیت
			± گارنت	± گارنت

جدول ۱- ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای محیط‌های مختلف نکتونیکسی (Maniar and Piccoli, ۱۹۸۵) و مقایسه ویژگی‌های گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با آنها. توضیح: خط تیره‌ای که جلو اعداد نوشته شده به معنای منفی نیست بلکه معرف طیف تغییرات تا آن عدد می‌باشد.





شکل ۱۷- نمودار AFM جهت تفکیک محیط های تکتونیک گرانیتوئیدها (Bowden et al., 1984) که تقسیم بندی های هم ارز آن از Maniar and Piccoli (1989) بر روی آن نشان داده شده است که موقعیت ترکیبی نمونه های مربوط به توده گرانیتوئیدی الوند (●) بر روی آن آورده شده است.



شکل ۱۸- مدل احتمالی نشان دهنده مقاطعی از نشوتیس در ارتباط با تشکیل توده گرانیتوئیدی الوند (صادقیان، ۱۳۷۳).

(شکل ۱۵) توده گرانیتوئیدی الوند جزء گرانیتوئیدهای برخوردار قاره ای محسوب می شود و همچنین اگر ویژگی های توده گرانیتوئیدی الوند را با ویژگی های گرانیتوئیدهای برخوردار قاره ای (CCG) مقایسه کنیم، دیده می شود که شباهت های زیادی بین آنها وجود دارد و به نظر می رسد که مؤید همدیگر باشند.

باید توجه داشت که شواهد زمین شناسی و تاریخچه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، آثار چنین برخورد قاره-قاره ای را در کرتاسه فوقانی- پالئوسن زیرین (زمان جایگزینی توده گرانیتوئیدی الوند) تأیید نمی کند، چون برخورد مورد نظر که در واقع باید برخورد ورقه عربی با ورقه ایران مرکزی باشد که در اواخر میوسن اتفاق افتاده و در نتیجه چنین برخوردی نمی تواند در تشکیل توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه مؤثر باشد از طرف دیگر اختصاصات پترولوژیکی توده گرانیتوئیدی الوند با اختصاصات پترولوژیکی گرانیتوئیدهای برخوردار قاره-قاره توافقی زیادی ندارد.

از مطالب فوق نتیجه می گیریم که توده گرانیتوئیدی الوند را نمی توان جزء گرانیتوئیدهای قوس جزیره ای (IAG) و گرانیتوئیدهای برخوردار قاره ای (قاره-قاره) محسوب داشت.

همان طور که در قبل دیدیم با توجه به الگوی ارائه شده توسط Maniar and Piccoli (1989) برای تفکیک و تعیین جایگاه تکتونیک گرانیتوئیدها، توده گرانیتوئیدی الوند از نوع گرانیتوئیدهای کوهزایی نوع (CAG + IAG) می باشد (۱). بنابراین با رد شدن احتمال CCG و IAG بودن، تنها گرانیتوئیدهای قوس-قاره ای (CAG) برای بحث و بررسی باقی می ماند که در ادامه شواهد و دلایل رد یا تأیید کننده احتمال CAG بودن توده گرانیتوئیدی الوند ارائه می گردد تا با یک دید علمی و بدون از هر گونه پیش داوری جایگاه تکتونیک توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه مشخص شود.

استفاده از نمودار AFM برای تفکیک محیط های تکتونیک تشکیل انواع گرانیتوئیدها (Bowden et al., 1984)، که تقسیم بندی های معادل آن از Maniar and Piccoli (1989) بر روی آن ترسیم شده است، یکی از روش های دیگری است که با استفاده از آن می توان محیط تکتونیک انواع گرانیتوئیدها را مشخص نمود.

بر پایه شکل ۱۷ و موقعیت ترکیبی اکثر نقاط مربوط به نمونه های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گرانیتوئیدهای قوس قاره ای واقع می شوند و تعداد بسیار اندکی از آنها در محدوده ترکیبی CCG قرار می گیرند، که این امر می تواند به سبب اختلاط و یا آلودگی ها حاصل شده باشد. در شکل ۱۷ تعدادی از نمونه های مورد مطالعه به سمت محدوده ترکیبی POG گرایش نشان می دهند که با توجه به نمودار تفکیک محیط های تکتونیک گرانیتوئیدها بر مبنای شیمی سنگ کل (نمودار R1-R2) (Batcheler and Bowden, 1985) (شکل ۱۶) و بر مبنای اکسیدهای عناصر اصلی (Maniar and Piccoli, 1989) (شکل های ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴) نتیجه می گیریم که توده گرانیتوئیدی الوند از نوع گرانیتوئیدهای قوس قاره ای (CAG) است.

۱- لازم به توضیح است که با توجه به تاریخچه زمین شناسی گسترده مورد بررسی، کوهزایی مرتبط با تشکیل توده گرانیتوئیدی الوند، فاز کوهزایی لارامید (کرتاسه پایانی- پالئوسن زیرین) می باشد.

که با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی گستره مورد بررسی می‌توان اعلام داشت که توده گرانیتوئیدی مورد بحث، حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی باشد. با توجه به بحثی که قبلاً در مورد انواع برخوردها و گرانیتوئیدهای مرتبط با آنها مطرح گردید نتیجه می‌گیریم که توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه حاصل از برخورد قوس - قاره یا از نوع CAG است.

بنابراین، مکانیسم فرورانشی که در تشکیل توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و احتمالاً توده‌های گرانیتوئیدی مشابه آن در نوار دگرگونی سندج - سیرجان (توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد، شازند اراک، بوئین - میاندهشت، آلموقولاق و ۰۰۰) نقش داشته یک مکانیسم فرورانش ساده نبوده بلکه علاوه بر فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای، فرورانش مذکور با یک برخورد قوس - قاره نیز همراه بوده است. وضعیت ساده‌ای از یک چنین مدل احتمالی در شکل ۱۸ ارائه شده است. دو مسئله که در ارتباط با این مدل وجود دارد آن است که (۱) آیا فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی در یک مرحله و یا بیش از یک مرحله اتفاق افتاده است؟ (۲) وضعیت پوسته اقیانوسی در طرف پوسته قاره‌ای عربستان چه وضعیتی داشته است؟ شایان ذکر است که پاسخ به این دو سوال به مطالعه جامعی از افیولیت‌های محل خط درز ورقه‌های ایران و عربستان نیاز دارد که در این نوشتار فرصت پرداختن به آن وجود نداشته و امید است در آینده مورد توجه قرار بگیرد.

حال اگر تصور نماییم که یک چنین مدلی (شکل ۱۸) با واقعیت‌های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه سازگار باشد، باید بتواند سه ویژگی زیر را دربر داشته باشد:

۱- چون در هنگام برخورد قوس - قاره ممکن است بخشی از قوس مورد نظر و پوسته اقیانوسی زیر آن به روی لبه قاره‌ای رانده شود، یا به عبارتی رورانگی پیدا کند، بنابراین باید حداقل بخشی از افیولیت‌های محل برخورد مذکور، دارای ماهیت تولیت قوس جزیره‌ای باشد (چون بخشی از سنگ‌های رورانده شده حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی است).

۲- چون این برخورد قوس - قاره را همزمان با تشکیل و جایگزینی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه می‌دانیم، در نتیجه حداقل باید بخشی از این افیولیت‌ها دارای سن کرتاسه پایانی - پالئوسن زیرین باشند.

۳- از آنجایی که معمولاً برخورد قوس مورد نظر با لبه پوسته قاره‌ای ایران و رانده شدن آن به روی این پوسته، با بالا آمدگی، گسلش و تخریب افیولیت‌ها همراه است، لذا ره آورد این حوادث باید مواد تخریب شده افیولیتی باشد که در حوضه‌های رسوبی نزدیک محل برخورد نهشته شده‌اند بنابراین باید چنین نهشته‌های در حوضه‌های مجاور، بخصوص در حوضه رسوبگذاری زاگرس قابل مشاهده باشند. در ادامه کوشش می‌شود با ارائه دلایل مستند، شواهد تائید کننده هر مورد عرضه گردد برای بحث در این زمینه ابتدا لازم است جایگاه افیولیت‌هایی که در اثر برخورد مورد نظر و همچنین بسته شدن اقیانوس نئوتیس به وجود آمده‌اند را مشخص نماییم. بدین منظور از نقشه تکتونیک ایران با مقیاس ۱:۱۰,۰۰۰,۰۰۰ (نوگل سادات و

الماسیان، ۱۹۹۳) (شکل ۱) بهره برده و برپایه شکل ۱ دیده می‌شود که افیولیت‌ها یا ملانژهای افیولیتی تکتونیک صحنه و هرسین کرمانشاه، به ویژه افیولیت‌های هرسین دارای رابطه مکانی فوق‌العاده نزدیکی با توده گرانیتوئیدی الوند می‌باشند.

تنها مطالعات جامعی که در باره افیولیت‌های مذکور صورت پذیرفته مطالعاتی است که بوسيله Braud (1987) در راستای تهیه نقشه چهارگوش کرمانشاه (به مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰) انجام شده است. از دیدگاه Braud (1987) افیولیت‌های کرمانشاه که از سری‌های اولترامافیک، گابرو و گدازه‌های بالشی همراه با رایولاریت و آهک‌های پکستون تشکیل شده‌اند، سفره‌های رورانده و تکتونیزه کرتاسه پایانی (ماستریختین) هستند که به وسیله افق‌های پیشرونده الیگومیوسن (بیشتر آهک‌های کم ژرفا) پوشیده شده‌اند.

افیولیت‌های کرمانشاه مربوط به زون افیولیتی ترووس - هاتای بوده و بخشی از افیولیت‌های نوار افیولیتی زاگرس - عمان به شمار می‌آیند (حافظ، ۱۳۷۲).

افزون بر آن Braud (1987) برپایه بررسی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی، ماهیت افیولیت‌های صحنه - هرسین کرمانشاه را از نوع تولیت قوس جزیره‌ای معرفی می‌کند. موارد ذکر شده تا این مرحله مؤید ویژگی‌های قابل انتظار ۱ و ۲ ذکر شده در بالا می‌باشد.

در مورد ویژگی سوم این مدل (شکل ۱۸) و حضور مواد تخریب شده افیولیتی می‌توان به سازند امیران در حوضه رسوبی زاگرس اشاره نمود (نگاه کنید به مطیعی، ۱۳۷۲، رویه‌های ۲۹۱ - ۲۸۹).

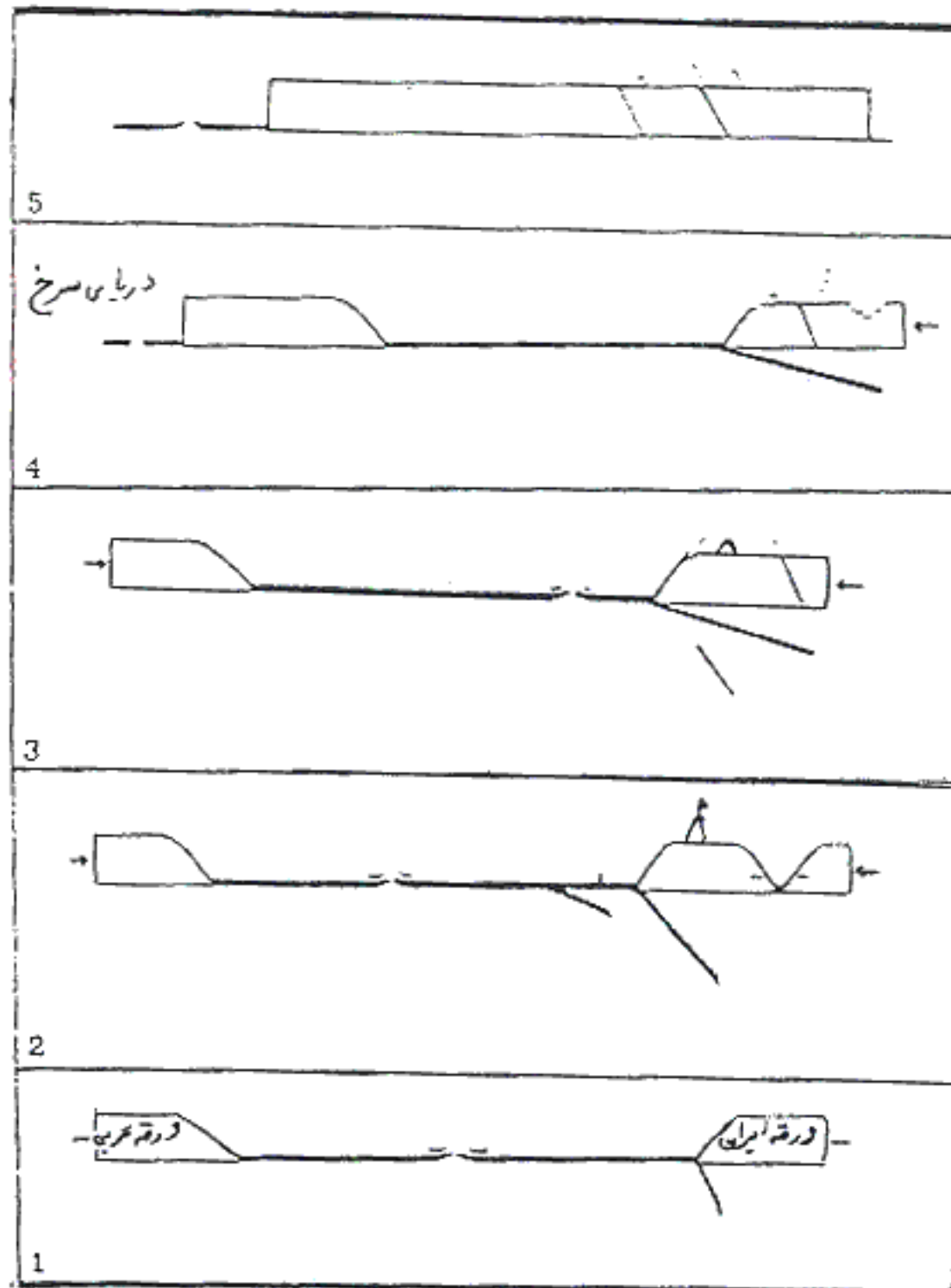
نگاهی دقیق به نوشتار مطیعی (۱۳۷۲) به طور جالب توجهی پاسخگوی همه انتظارات ما در مورد ویژگی سوم این مدل (شکل ۱۸) می‌باشد و حتی به طرز غیرمستقیم موقعیت زمانی و مکانی آن را نیز تائید می‌نماید.

شواهد ارائه شده تا این جا ما را قانع می‌سازد که به گمان به جواب صحیحی برای مسئله مورد نظر دسترسی پیدا کرده‌ایم، لیکن برای ارائه دلایل قوی‌تر و مستندتری به دو مورد دیگر که تائید کننده نتیجه‌گیری‌های بدست آمده می‌باشد اشاره می‌کنیم و سعی می‌نماییم با آن بحث را خاتمه دهیم.

شایان ذکر است که حاج امینی (۱۳۶۹) ضمن تائید گفته‌های بالا، برپایه مطالعات ساختاری و با توجه به مطالعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی (Arvin, 1982a) و سرکاری نژاد، ۱۹۸۵ در حاج امینی، ۱۳۶۹ (صفحه ۵۰ و ۵۱) به یک برخورد قوس - قاره اشاره کرده و می‌گوید:

«نتایج ژئوشیمیایی سنگ‌های بازیک و اولترابازیک نیز توسط Arvin 1981a,b و سرکاری نژاد (۱۹۸۵) بیشتر نشان دهنده منشأ قوس جزیره‌ای و به مقدار کمتر MOR (پشته میان اقیانوسی) برای افیولیت‌ها می‌باشند. به همین دلیل به نظر می‌رسد که برخورد کمان (قوس) با قاره محتمل‌تر باشد که علاوه بر رانده شدن سنگ‌های کمان (قوس)، مقداری از MOR را نیز به همراه آورده است. در کرتاسه پایانی مجموعه‌های افیولیتی، رادیولاریتی و مجموعه‌های سنگی زمین ساختی لبه‌های واگرا و همگرا به سبب برخورد احتمالی قوس جزیره‌ای با قاره، بر روی لبه قاره‌ای جنبای (فعال) ایران مرکزی رانده می‌شوند» (حاج امینی، ۱۳۶۹، ص ۵۰ و ۵۱؛ نگاه کنید به شکل ۱۹).





شکل ۱۹- متضمنی از اقیانوس آلپی زاگراس (نئوتتیس) در گستره تیریز از تریاس تا عهد حاضر (حاج امینی- ۱۳۶۹). اعداد به کار برده شده به ترتیب معرف دوره‌های زمانی زیر هستند: ۱- تریاس پایانی- زوراسپیک، ۲- زوراسپیک، ۳- کرتاسه پسین، ۴- الوسن میانی، ۵- عهد حاضر. چون شکل بسیار خلاصه می‌باشد، لذا مقیاس مفهوم خاصی ندارد.

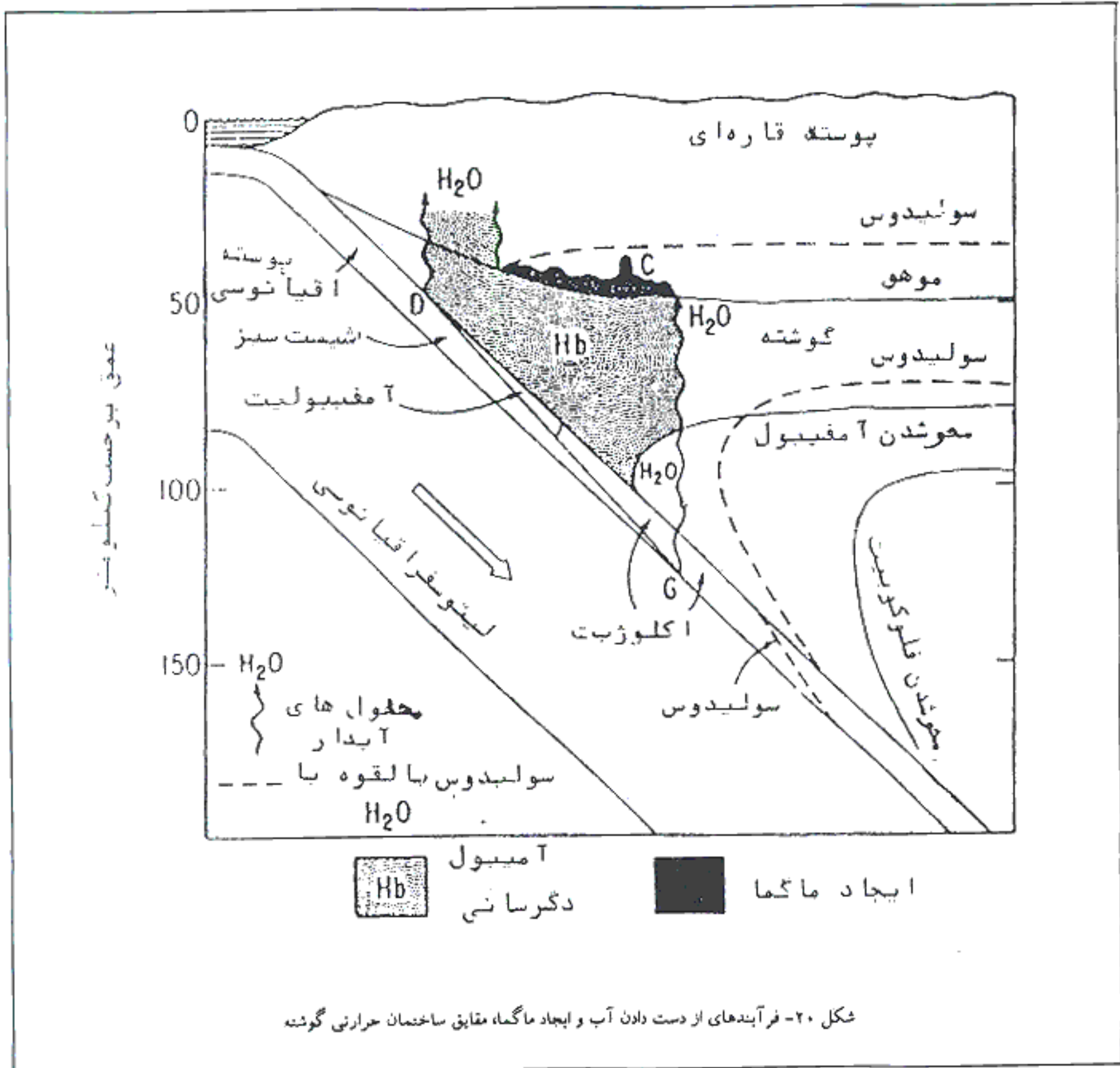
دگرگونی سنندج- سیرجان) از جمله گرانیتوئیدها قوس قاره‌ای و حاصل فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشند.

مدل ماگمایی تشکیل توده گرانیتوئیدی الوند

با توجه به بحث و بررسی‌های انجام شده در مورد ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی، پترولوژیکی، جایگاه تکتونیکی و موقعیت زمان و مکانی توده گرانیتوئیدی مورد بررسی یک مدل ماگمایی مناسب برای تشکیل آن ارائه می‌گردد.

Maniar and Piccoli (1989) نیز در شرح گرانیتوئیدهای برخوردی قوس- قاره، گرانیتوئیدهای کرتاسه فوقانی عمان و جزیره مسیره را که با افیولیت اسماعیل در ارتباط هستند به عنوان مثالی از گرانیتوئیدهای نفوذ کرده در طی برخورد قوس- قاره نام می‌برند. با توجه به تشابه زیاد این افیولیت‌ها با افیولیت‌های نوار افیولیت- رادیو لاریت زاگراس، می‌توان این موضوع را به عنوان شاهد گویای دیگری در نظر گرفت.

در پایان این قسمت از بحث نتیجه گرفته می‌شود که توده گرانیتوئیدی الوند (و دیگر توده‌های گرانیتوئیدی واقع در نوار



۳- این توده در یک مجموعه دگرگونی تیپ باروین (دما- فشار متوسط) جایگزین شده است
 ۴- سنگ‌های آتشفشانی معادل این گرانیت‌ها و گرانیتوئیدها، در کرتاسه بالایی- پالئوسن زیرین زون سندج- سیرجان مشاهده نمی‌شود
 با توجه به موارد ۳ و ۴ می‌توان تصور نمود که به گمان در زمان تشکیل این توده گرانیتوئیدی و یا نمونه‌های آن، گوشته و پوسته هر دو نسبتاً سرد بوده‌اند، در نتیجه بهترین مدل ماگمایی که می‌تواند

چند نکته که در ارائه یک مدل ماگمایی مناسب برای این توده از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردار هستند عبارتند از:
 ۱- توده گرانیتوئیدی مورد بررسی از جمله گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (برخورد قوس- قاره) تا مراحل پایانی برخورد است و حاصل فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای می‌باشد، و در پوسته قاره‌ای جایگزین شده است.
 ۲- این توده گرانیتوئیدی جزء گرانیتوئیدهای نوع S یا گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته قاره‌ای می‌باشد



نتیجه گیری

توده گرانیتوئیدی الوند از جمله توده‌های گرانیتوئیدی به سن جایگزینی کرتاسه فوقانی- پالئوسن زیرین (حدود ۶۵ میلیون سال پیش)، در نوار دگرگونی سنندج سیرجان می‌باشد که با گسترش تقریبی حدود ۴۰۰ کیلومتر مربع بین شهرهای همدان تا توپسرکان رخنمون دارد. ترکیب سنگ شناسی آن به طور عمده سینئوگراتیتی و مونزوگراتیتی می‌باشد و در یک طیف دما- فشار $T = 680-760$ و $P = 0.15-2$ kbar تشکیل شده است. این توده گرانیتوئیدی از جمله گرانیتوئیدهای نوع S می‌باشد مدت زمان چرخه ماگمای آن حدود ۴۰ میلیون سال به طول انجامیده است. توده گرانیتوئیدی مذکور از جمله گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد [همزمان با کوهزایی (کوهزایی لارامید)] تا مراحل پایانی کوهزایی، از نوع گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) و حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نشوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشد، که در کرتاسه فوقانی- پالئوسن زیرین در نوار دگرگون سنندج- سیرجان جایگزین گردیده است.

به گمان دیگر توده‌ها گرانیتوئیدی به سن کرتاسه پایانی- پالئوسن زیرین مثل بروجرد، شازند اراک، سامن، و ۱۰۰۰، واقع در نوار دگرگونی سنندج- سیرجان، با کمی تقدم یا تاخر نسبت به برخورد موردنظر (برخورد قوس- قاره در کرتاسه فوقانی- پالئوسن زیرین) توسط مکانیسم مشابهی تشکیل شده‌اند.

اظهار نظر قطعی در این زمینه مستلزم مطالعات و بررسی‌ها بیشتر و دقیق‌تری است که امید است بوسیله زمین‌شناسان جوان کشورمان در آینده نزدیک انجام گیرد.

سپاس‌گزاری

با توجه به تلاشی که صورت گرفت تا پشروئیز توده گرانیتوئیدی الوند از هر حیث به طور جامع مورد بحث و بررسی قرار گیرد، ولی نباید این مسئله را تمام شده دانست و تنها هدف از مطرح نمودن این مقاله، ارائه یافته‌هایی بود که تا این زمان دست‌یابی به آن مقدور گردیده است و امید داریم ارائه این مقاله زمینه ساز مطرح شدن سئوالات و انتقاداتی باشد که پاسخ‌گویی به آنها، راه را برای شناخت هرچه بیشتر تاریخچه تشکیل این توده گرانیتوئیدی و امثال آن هموارتر سازد.

با این وجود باید اذعان نمود افراد زیادی در به ثمر رسیدن این مقاله و دست‌یابی به این اطلاعات نقش به‌سزایی داشته‌اند که شایسته است در این جا از همگی ایشان تقدیر و تشکر نمایم. در این خصوص اساتید بزرگوار دکتر عبدالرحیم هوشمندزاده، دکتر علی درویش زاده، مهندس سعید حاج امینی و مهندس محسن الیاسی، نقش بارزتری را ایفا نموده‌اند، لذا بر خود لازم می‌دانیم مراتب تقدیر و تشکر خود را نسبت به ایشان صمیمانه ابراز نمایم.

از آنجا که بخشی از هزینه انجام این طرح به‌وسیله دفتر معاونت محترم پژوهشی دانشکده علوم دانشگاه تهران تأمین گردیده، سپاس خود را از بابت این امر اعلام می‌داریم.

تشریح کننده چنین وضعیتی باشد، مدل گوشته سرد- پوسته سرد (Wyllie, 1984) می‌باشد (شکل ۲۰).

شکل ۲۰ چگونگی تشکیل ماگماهای گرانیتوئیدی در مرز ورقه‌های همگرا را طبق مدل گوشته سرد- پوسته سرد (Wyllie, 1984) نشان می‌دهد. برپایه این مدل جبهه از دست دادن آب شیبست سبز (DG) از گسترش زیادی برخوردار است و بخشی از مرز آمفیبولیت- اکلوزیت را می‌پوشاند.

پوسته فرورانده شده و رسوبات احتمالی همراه آن با افزایش عمق فرورانش، در اثر افزایش دما و انجام واکنش‌های از دست دهی آب، آب خود را از دست می‌دهند مواد محلول آبدار (سیالات) آزاد شده از پوسته در حال فرورانش وارد پوسته گردیده و سپس به سوی بالا حرکت می‌کنند و باعث می‌شوند که در قاعده پوسته قاره‌ای (C) ذوب بخشی صورت گیرد.

بدین ترتیب با پیشرفت ذوب بخشی ماگمایی تشکیل خواهد شد که دارای خاستگاه پوسته‌ای خواهد بود. به سبب سرد بودن پوسته و گوشته و عدم تشکیل ماگماهای دمای بالا، در این مدل انجام فعالیت‌های آتشفشانی مشاهده نمی‌شود. در این مدل سولیدوس پوسته اقیانوسی فرورانش یافته در ژرفای زیاد برقرار می‌شود و پوسته قبل از آن که به ژرفا برسد، به طور کامل آب خود را از دست داده (Anderson et al., 1979)، لذا چون در آنجا آبی وجود ندارد، هیچ‌گونه ماگمایی در آن محل ایجاد نخواهد شد (Wyllie, 1984)؛ در ولی زاده (۱۳۶۷، ص ۲۳۱).

لازم به ذکر است که ماگمایی که در قاعده پوسته قاره‌ای تشکیل می‌گردد، متعاقباً از محل خود حرکت نموده و به سطوح بالاتر صعود می‌کند و در ژرفای کم (۷-۵ کیلومتری) جایگزین می‌گردد. جایگزینی این ماگما سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های دربرگیرنده آن می‌شود که بستگی به ژرفای جایگزینی، مدت زمان استمرار حرارتی و ۰۰۰ گسترش و شدت دگرگونی مجاورتی در آنها متفاوت خواهد بود.

یادآوری می‌شود که کلیه ویژگی‌های ماگمایی و زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی الوند، با اختصاصات ذکر شده برای این مدل هماهنگی و سازگاری دارد و به نظر می‌رسد که مدل مناسبی برای تشکیل توده گرانیتوئید الوند می‌باشد. عدم وجود کانی‌سازی عمده و وفور پگماتیت‌های همراه با این توده، به راحتی با این مدل قابل توجیه است. لیکن باید توجه داشت، همانطور که در شکل ۱۸ نشان داده شده است، مدل و مکانیسم فرورانش مؤثر در تشکیل توده گرانیتوئیدی الوند نسبت به این مدل دارای پیچیدگی بیشتری است، ولی با این وجود این مدل می‌تواند تا حد قابل قبولی جوابگوی انتظارات ما باشد. در این جا اشاره می‌شود که اگر تعیین سن انجام شده بر روی مسکوویت پگماتیت‌های خارج از توده گرانیتوئیدی الوند [(به روش $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ $104 \pm 3 \text{ my}$) (Valizadeh and Cantagrel)] که در واقع معرف سن اولین فرآورده‌های ذوب و تظاهرات ماگمایی این توده می‌باشد، سن قابل قبولی باشد؛ و از طرف دیگر سن جایگزینی این توده (تقریباً ۶۵ میلیون سال (به روش $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$) را مدنظر قرار دهیم، می‌توان اظهار داشت که مدت زمان استمرار یا تشکیل چرخه ماگمایی توده گرانیتوئیدی الوند تقریباً حدود ۴۰ میلیون سال به طول انجامیده است.

کتابنگاری

- ایرانی، محسن ۱۳۷۲- بررسی پترولوژی توده گرانیتوئیدی الوند همدان و هاله دگرگونی آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۱ صفحه.
- درویش زاده، ع ۱۳۶۷- پترولوژی تجربی و کاربردهای آن، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۲۱ صفحه.
- حاج امینی، س ۱۳۶۹- بررسی تکوین ساختاری و زمین ساختی ناحیه‌ای نی‌ریز- جنوب ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی (تکتونیک)، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۵ صفحه.
- حافظ، ع ۱۳۷۲- افیولیت‌ها و ملائزهای افیولیتی ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۵۱ صفحه.
- زرعیان، س، فرقانی، ع، و فیاض، ه ۱۳۵۰- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت اول)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد سوم، شماره چهارم، ص ۳۶-۴۷.
- زرعیان، س، فرقانی، ع، و فیاض، ه ۱۳۵۱- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت دوم)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره اول، ص ۲۳-۲۸.
- زرعیان، س، فرقانی، ع، و فیاض، ه ۱۳۵۰- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت سوم)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره سوم، ص ۸۲-۹۰.
- زرعیان، س، فرقانی، ع، و فیاض، ه ۱۳۵۱- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت چهارم) نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره چهارم.
- زرعیان، س، فرقانی، ع، و فیاض، ه ۱۳۵۱- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت پنجم)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد پنجم، شماره سوم و چهارم، ص ۴۹-۵۴.
- زرعیان، س، فرقانی، ع، و فیاض، ه ۱۳۵۳- توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن (قسمت ششم)، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد ششم، شماره اول، ص ۳۱-۴۰.
- صادقیان، م ۱۳۷۳- بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان- همدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، ۲۷۰ صفحه.
- مطیعی، ه ۱۳۷۲- زمین شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور- طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، ۵۳۶ صفحه.
- نراقی، ن ۱۳۵۲- بررسی کانی‌های متشکله توده گرانیتوئیدی الوند، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۷۱ صفحه.
- نوگل سادات، ع، و الماسیان، م ۱۹۹۳- نقشه تکتونیک ایران، به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران).
- ولی زاده، م- و ۱۳۵۳- بررسی سنگ‌شناسی و شیمی کانی شناسی کمپلکس الوند (همدان)، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد ششم، شماره اول، ص ۱۴-۳۰.
- ولی زاده، م و ۱۳۶۷- دگرگونی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی، ترجمه، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۶۲ صفحه.
- ولی زاده، م و ۱۳۷۱- پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی (جلد اول: کلیات)، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ صفحه.
- ولی زاده، م و ۱۳۷۱- پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی (جلد دوم: آندزیت‌ها و گرانیت‌ها)، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۷ صفحه.
- هوشمندزاده، ع ۱۳۷۱- پتروژنز سنگ‌های دگرگونه، ترجمه، تألیف هلموت گک. فو وینکلر، انتشارات دانشگاه شیراز، ۴۰۸ صفحه.



References

- Althaus, E., Karotz, E., Nitsch, K. H. and Winkler, H. G. F. 1970- An experimental re- examination of the Upper stability limit of Muscovite plus quartz, *Jour. Mineral. Monatsh*, p. 325- 326.
- Anderson, R. N., DeLong, S. E. and Schwartz, W. M. (1978) Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab, *J. Geol.* 86, 731- 739.
- Batchelor R. A. and Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series, using Multicationic parameters, *Chem Geol.*, No. 48, 43- 55.
- Bowden. P; Batchelor, R. A; Chappell, B.W; Didier. J, and Lameyre. J, 1984- Petrological and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion, *phys, Earth. planet. Inter.*, 35, 1-11.
- Braud. J, 1987- La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranian), Reconstitution paleogeographique, e'volution ge'odynamique, magmatique, et structurale ph.D. Thesis, Geodiffusion editeur, Paris, 489p.
- Clemens, J. D., Wall. V. J. 1981- Crystallization and origin of some peraluminous (S- type) granitic magmas, *Can. Min.* No. 19,111- 132.
- De La Roche, H and Leterrier, J. Grand Claude, P. and Marchel, M., 1980- A classification of Volcanic and plutonic rocks, using R1- R2 diagrams and major element- its relationships with current nomenclature, *chem. Geo.* No. 29, 183- 210.
- Irvine, T. N. and Barragar, W. R. A., 1971- A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Can. Jour. Earth. Sci.*, No. 8, 523- 548.
- Le Mailtre, R. W., 1989- A clasification of Igneous Rocks, and Glossary of Terms, Oxford: Blackwell. P. 193.
- Majidi, B., and Alavi, N- 1970, Explanatory text of the map and preliminary report of the metamorphic rocks of the Hamadan Quarangle, G. S.I, 28 p,3 Maps.
- Majidi, B., and Amidi. M, 1977- Hamadan quarangle map. Scale 1:250000, with explanatory text: G. S.I, D6, 65p.
- Maniar, P. D, and piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 101, 635-643.
- Roger, J. J. W., and Greenberg, J. K., 1990- Late- orogenic, post- orogenic and anorogenic granites: Distinction by major- element and trace- element chemistry and possible origins, *Jour. of. Petrol.*, Vol. 98, No. 3, 291- 309.
- Streckeisien, A.I., 1976- To each plutonic rocks its proper name, *Earth., Sci. Rev.*, No.12, pp. 1-33.
- Tuttle, O. P and Bowen, N. L., 1958- Origin of granite in the lights of exprimental studies in the system NaAlSi3O8- KAlSi3O8- SiO2- H2O- *Geol. Soc, Am, Mem*, 47, 153.
- Valizadeh, M. V; and Cantagrel, J., M., 1975. Premiers resultats radiometriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les micas du complex magmatique du mont d'Alvand... *C.R. Acad. Sc. Paris, D. 281 Se'rie D*, 1083- 1086.
- Valizadeh. M. V; and Sabourdy. G, 1975- Premiers results ge'ochimiques sur l'asociation granite- norite dans le massif du mont d'Alvand en Iran. *C. R. Acad. Sc. Paris, D. 281, Se'rie D*, 1293- 1296.
- Winkler, H. G. F., 1965, 1967, 1976- Petrogenesis of metamorphic rocks, (1st, 2nd and 4th eds), Springer-Verlag New York.
- Wylie. P. J., 1984- Source of granitoid magmas as plate boundries, *Phys. Earth. Plan. Int.*, No. 35, P. 12- 18.

* دانشکده علوم دانشگاه تهران

* Science faculty, Tehran University.

