بررسی مقدماتی ژئوشیمی و رادیومتری توده‌های آذرین غرب ایران جهت وقوف به تحول ساختمان زمین شناسی ناحیه×

دکتر محمد ولی ولی‌زاده××

خلاصه:

بررسی های مقدماتی ژئوشیمی و رادیومتری پتاسیم- آرگن و روبیدیم - استرنسیم بر روی سنگهای دو تودهٔ آذرین الوند و آلموقولاق از سری توده های آذرین غرب ایران که اخیرا" توسط نگارنده انجام گرفته نگارنده را بر آن میدارد تصور نماید که فاز کوهزائی غرب ایران از ژوراسیک فوقانی ، اشکوب پرتلاندین (کوهزائی سیمرین) = ۱۷∓ ۱۴۴ میلیون سال) شروع‌شده و تا کرتاسه فوقانی (۷۵ - ۷۰ میلیون سال) ادامه داشته است. فعالیتهای ماگمائی و دگرگونی از آثار این فاز کوهزائی میباشد. شروع فاز ماگمائی با جایگزینی سنگهای دیوریتی آغاز گردیده است و با داشتن نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7088$ میتوان اعلام داشت که

---

۱ - این تحقیق با استفاده از اعتبارات شورای تحقیقات علمی دانشگاه تهران انجام‌گردیده است و کارهای رادیومتری‌آن نیز در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی دانشگاه کلرمون فران - فرانسه توسط خود نگارنده بعمل آمد.

۲ - دانشیار گروه آموزشی زمین شناسی دانشگاه تهران

نتیجه تفریق از ماده سازنده گوشته فوقانی[1] میباشد .

مقدمه

در غرب ایران ، بموازات تراست زاگرس ، نواری از زمینهائی با سنگهای دگرگونی و آذرین (بدون آثار ولکانیک) وجود دارد که از منطقه دریاچه ارومیه شروع میشود و تا شمال بندر عباس ادامه دارد . وجود این نوار و مخصوصا شکل ظاهر قرارگرفتن تقریبی پشت سرهم و دریک امتداد توده های آذرین درونی (گرانیتوئید) نگارنده را به مطالعه ارتباط این توده‌ها ، ونیز رابطه آنها با تحول ساختمان زمین شناسی این ناحیه واداشت . روش مطالعه که درحال حاضر در جریان است وتاکنون به عنوان مقدمه مختصری از آن انجام گرفته ، بر روی مطالعات شیمی ـ مینرالوژی ، ژئوشیمی عناصر اصلی (۱) و عده ای از عناصر کمیاب (۲) ، رادیومتری و شیمی ایزوتوپی باروش روبیدیم استرنسیم و پتاسیم ـ آرگن (۳) استوار میباشد . اندازه‌گیریهای عناصراصلی درآزمایشگاههای زمین شناسی کشور ، اندازه‌گیریهای عناصر کمیاب در آزمایشگاههای ژئوشیمی و اندازه گیری رادیومتری و ژئوشیمی ایزوتوپی و محاسبات تعیین سن مطلق درآزمایشگاههای ژئوکرونولوژی مرکزملی تحقیقات علمی وابسته به آکادمی کلرمون فران در کشور فرانسه شخصا " توسط نگارنده انجام گرفت .

تاکنون در مورد سنگ شناسی (۴) و زمین شناسی ساختمانی (۵) این منطقه نیز مقالاتی منتشر گردیده است .

منطقه ای که‌تاکنون بررسی مقدماتی بر روی آن انجام شده و موضوع این مقاله است قسمتی از این مجموعه ، یعنی منطقه توده بزرگ الوند بین همدان و تویسرکان و توده کوچک آلموقولاق در شمال اسد آباد (غرب همدان) میباشد .

بررسی پترولوژی

جهت بررسی پترولوژی ابتدا در مورد ساختمان سنگ شناسی دو توده آذرین الوند و آلموقولاق (شکل شماره ۱) باختصار مطالبی را یادآور میشویم و سپس در خصوص رابطه ژنتیکی این دوتوده بحث مینمائیم .

۱ـ توده الوند

قسمت عمده این توده از دو بخش مختلف گرانیتی ساخته شده که بخش میانی ازنوع پر فیروئید با مگاکریستالهای میکروکلین است و بخش حاشیه ای از نوع گرانیت دانه متوسط میباشد . مجاورت بین این دو بخش کاملا مشخص و روشن است . در درون هر دو بخش علاوه بر آنکلاوهای میکاشیستی از جنس سنگهای دربرگیرنده ، آنکلاوهای دیگری با طبیعت دیوریتی مشاهده شده است . طبیعت سنگ شناسی این دوبخش باستثناء بافت ، تقریبا "اختلاف بارزی‌ازهم ندارند وباتوجه باختصاصات شیمی ـ مینرالوژی از نوع گرانودیوریتی هستند و باین دلیل شایسته است این توده را تحت نام کلی " توده گرانیتوئید " بنامیم . در قسمتی ازحاشیه این توده سنگهای بازیکتر (نوریت) وجود دارد . سنگهای دربرگیرنده این توده از جنس میکاشیست دارای گرونا میباشد که در مناطق نزدیک به توده به کورنئن (هورنفلس) تبدیل گشته است (شکل ۲) .

1. Upper mantle

علاوه بر رگه های آپلیتی و پگماتیتی متعدد که در درون توده گرانیتوئیدی دیده میشود ،یک رگه پگماتیتی دارای موسکویت فراوان‌و بسیار درشت نیز در سنگهای میکاشیستی و خارج از توده گرانیتوئیدی وجود دارد که با پگماتیتهائی که توده را قطع میکنند تفاوت بارز نشان میدهد .

در بررسی رادیومتری با دو روش پتاسیم ــ آرگن و روبیدیم ــ استرنسیم که بر روی موسکویت های‌درشت رگــه پگماتیتی فوق الذکر و بیوتیت موجود در سنگ بازیک (نوریت) حاشیه توده و نیز بیوتیتهای گرانیتهای مختلف توده اصلــی بعمل آمد نتایج زیر عاید گردید :

۱ــ سن جایگزینی رگه پگماتیتی دارای موسکویت با روش روبیدیم ــ استرنسیم ۱۰۰ میلیون‌سال و با روش پتاسیم آرگن ۸۰ میلیون سال محاسبه گردید . با توجه به نتایج بدست آمده‌از مطالعه روی بیوتیتهای بخش گرانیتی که‌برای جایگزینی آن سنی بین ۷۰ تا ۷۵ میلیون سال محاسبه‌گردیده است منطقی است بپذیریم سن قدیمیتر محاسبه شده از موسکویت (۱۰۰ میلیون سال) سن قابل قبول تر جایگزینی رگه پگماتیتی دارای موسکویت است ،زیراتحت تاثیرحرارت بالا آمدن توده گرانیتی قسمتی از آرگن حاصل تخریب پتاسیم فرارکرده ،لذا سن‌حاصل از محاسبه با روش پتاسیم ــ آرگن (۸۰ میلیون سال) جوانتر ازسن جایگزینی‌واقعی قدیمترآن‌که باروش روبیدیم ــ استرنسیم محاسبه شده (۱۰۰ میلیون سال) میباشد .

۲ــ با تطبیق نتایج رادیومتری فوق و کارهای تجربی وینکلر [۶] و فون پلاتن [۷] در مورد منشاء گرانیتهــا و میگماتیتها تصور مینمائیم که در جریان کوهزائی ، ابتدا دراثر دگرگونی استاتیک زمینهای این منطقه تحت‌تاثیر قرار گرفته و سنگهای اعماق زیاد با ترکیب سیلیکاتی بطور بخشی ذوب گردیده است و بخش مایع دارای ترکیبی آپلیتی بوده که در شکاف سنگهای بخش فوقانی تزریق شده ، و نظر باینکه متعاقب آن بخش گرانیتی بالا آمده و سپس جایگزین گردیده است و این عمل باتشعشع‌حرارتی‌عمده و بالاآمدن گازهای فرار و بخار آب همراه بوده است لذا رگه آپلیتی اولیه به پگماتیتی بــا موسکویتهای درشت تبدیل گردیده است .بنابراین ، روندزایش این رگه پگماتیتی را درست مخالف روال عادی تشکیل پگماتیت از ماده ای ماگمائی که در مرحله بعداز جایگزینی توده ماگمائی حاصل‌میگردد ، تصور مینمائیم .

۳ــ علاوه بر مطالعات رادیومتری بر روی‌بیوتیت و موسکویت بخش گرانیتی توده الوند ، یک بررسی ژئوشیمــی ایزوتوپی بر روی تعدادی ازنمونه های سنگ کامل نیزبعمل‌آمد ، ولی با وجود اینکه تمام کنترلهاو احتیاطهای لازم در برداشت وآماده نمودن نمونه و محاسبه ، در کلیه موارد معمول گردید ، اما نتایج در روی دیاگرام $^{87}Sr/^{86}Sr - ^{87}Rb/^{86}Sr$ در یک امتداد قرار نگرفته و بسیار پراکنده بوده اند (دیاگرام ۱) ، لذا امکان رسم یک ایزوکرون از روی این نتایج میســر نگردید . این امر را شاید بتوان این طور تعبیر نمود که مادهٔ اولیهٔ سازندهٔ بخش گرانیتی توده الوند دارای منشائی همگن ماگمائی نبوده است .

۲ــ تودهٔ آلموقولاق

قسمت عمدهٔ این توده که از نظر وسعت در مقایســه با تودهٔ الوند دارای اهمیت کمتری است و تقریبا " مشابه‌تودهٔ اخیر درمیان سنگهای دگرگونی قرار دارد ، از جنس سینیــت میباشد . در حاشیه این بخش سی‌ــ نیتی زمینهائی از سنگهائی

با مشخصات دیوریتی مشاهده میگردد ، ضمنا در درون بخش سی ـ نیتی نیز آنکلاوهائی بامشخصات دیوریتی (مشابه سنگهای دیوریتی حاشیه) مشاهده میشود (۸) .

لازم بتذکر میباشد که بین سنگهای دیوریتی حاشیه توده آلموقولاق آنکلاوهای موجود در بخش سی ـ نیتی و نیز آنکلاوهای موجود در بخش گرانیتی تودهالوند شباهت بسیار زیادی ، از نظر بافت ، ترکیب کانی شناسی ، و شیمی وجود دارد .

مطالعه رادیومتری بر روی سه نمونه مختلف سنگ کامل از بخش دیوریتی حاشیه توده آلموقولاق انجام گرفت (نمودار ۱) ، و از روی این نتایج که در دیاگرام $^{87}Sr / ^{86}Sr$ - $^{87}Sr / ^{86}Sr$ Rb در یک امتداد قرار میگیرند ، سن ۱۷∓ ۱۴۴ میلیون سال را محاسبه نمودیم . ضمنا" از روی دیاگرام ایزوکرون این بخش دیوریتی بعنوان منشاء نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr / ^{86}Sr$ بمقدار 0.7088 محاسبه گردید . نظر باینکه درگرانیتها و سنگهای دارای منشائی از قشر پوسته زمین ارزش این نسبت خیلی بالاتر از مقدار بدست آمده در این بخش دیوریتی است و این مقدار معادل ارزش نسبت ایزوتوپی استرنسیم درگوشته فوقانی است ، تصورمینمائیم بخش دیوریتی توده آلموقولاق ـ و از طریق شباهت آنکلاوهای دیوریتی توده الوند ـ حاصل عمل تفریق ازماده سازنده گوشته فوقانی میباشد (۹) .

در خاتمه یادآور میشویم که باستثناء یک رگه معدنی سرب که باندازه قابل ملاحظه ای از بخشهای آذرین دو توده مورد مطالعه مافاصله دارد و در آن نیز آثار دگرگونی ملاحظه میگردد (اطلاعاتی که آقای دکتر عرفانی استاد دانشکده علوم شفاها" در اختیار اینجانب قرار دادند) فعالیت کانی سازی حاصل ازعمل جایگزینی دو توده آذرین مورد مطالعه در منطقه شناخته نشده است .

نتیجه

اگر بتوان این مطالعهٔ مقدماتی را در تمامی نوار دگرگونی ـ آذرین غرب ایران عمومیت داد ، تحول ساختمان زمین شناسی این نوار را چنین تفسیر مینمائیم :

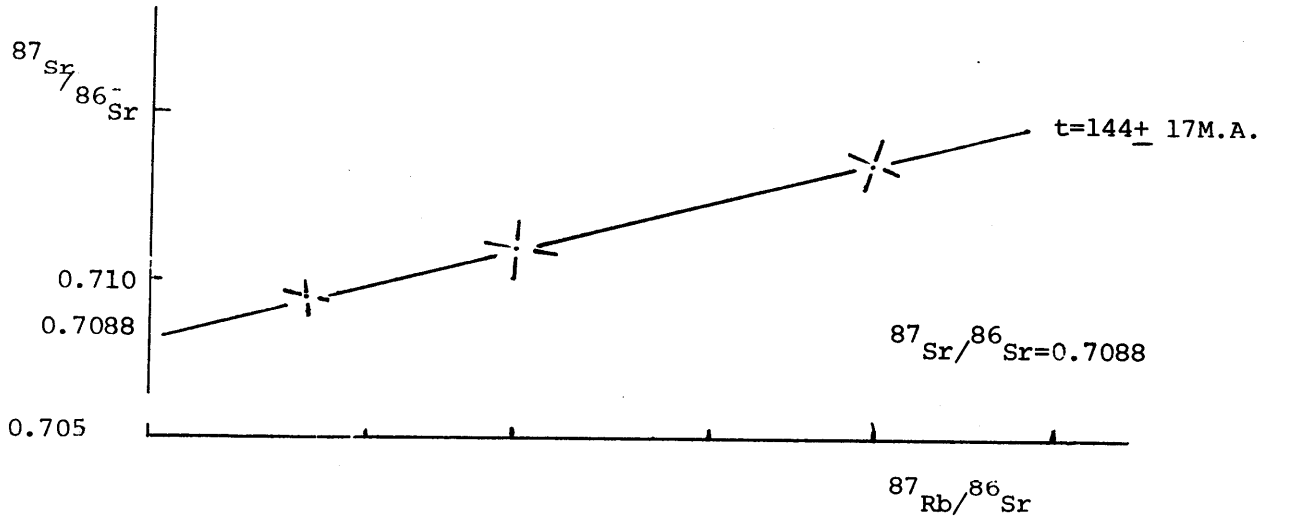
ـ عمل کوهزائی در این نوار از ژوراسیک فوقانی (۱۷∓ ۱۴۴ میلیون سال) در اشکوب پرتلاندین (کوهزائی سیمرین) آغاز گردیده و تا کرتاسه فوقانی (۷۵ ـ ۷۰ میلیون سال پیش)ادامه داشته است . دگرگونی تشکیلات رسوبی قدیمی (؟) با شروع کوهزائی آغاز گردیده و در نتیجه آن سنگهای رسوبی پلیتی به میکاشیستها تبدیل گردیده اند . همزمان با این فاز کوهزائی فعالیت ماگمائی نیز بوقوع پیوسته است . نتیجه فعالیت ماگمائی در این مرحله عمل تفریق از ماگمای سازنده گوشته فوقانی و جایگزینی بخش دیوریتی با سنی برابر ۱۷∓ ۱۴۴ میلیون سال و نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr / ^{86}Sr$ = 0.7088 میباشد .

ـ با پیشرفت عمل کوهزائی و افزایش تدریجی درجه حرارت زمینهای رسوبی قدیمی (؟) تحت تاثیر ترمومتامرفیسم وشار حرارتی در وسعت زیاد و درامتداد نوار کوهزائی دگرگون گردیده اند (دگرگونی از نوع استاتیک) . بخشهای عمیق زمینهای این منطقه در جریان این دگرگونی ابتدا بطور بخشی ذوب گردیده و مایعی با ترکیب آپلیتی تولید و درشکستگیها تزریق نموده است (۱۰) .این مایع احتمالا "بعلت شار حرارتی عمده و نیز همراه با آن بکمک غنی شدن از گازهای فرار و بخار

آب بصورت سنگ رگه ای با اختصاص پگماتیتی درآمده است (۱۰۰ میلیون سال) .عمل جایگزینی بخش گرانیتی توده الوند و احتمالا" بخش سی ـ نیتی توده آلموقولاق (و باین طریق شاید بتوان عمومیت داد واظهارداشت که عمل جایگزینی بخش گرانیتوئید نواردگرگونی ـ آذرین غرب ایران) در زمان دیرتری با شدت یافتن دگرگونی صورت پذیرفته است (۷۵ ـ ۷۰ میلیون سال) .

ـ نظر باینکه از یک سو، نقاط حاصل از نتایج مطالعه ژئوشیمی ایزوتوپی روبیدیم ـ استرنسیم نمونه های سنگ کامل بخش گرانیتی توده الوند در دیاگرام $^{87}Sr / ^{86}Sr - {}^{87}Sr / {}^{86}Sr$ بطور بسیار پراکنده ای قرار میگیرند و در امتداد مشخصی واقع نمیشوند، لذا رسم دیاگرام ایزوکرون [۱۱] و محاسبه منشاء آنها از نظر ترکیب ایزوتوپی استرنسیم مقدور نیست ـ و با توجه به اینکه در کلیه مراحل بررسی کنترلها و احتیاطهای لازم بعمل آمد ـ و از طرف دیگر در اطراف توده های گرانیتوئید الوند و آلموقولاق برخلاف انتظار فعالیت کانی سازی وابسته به آنها مشاهده نشده است ، تصور مینمائیم که سنگهای این توده های گرانیتوئید دارای منشائی ناهمگن و احیانا "منشائی غیر ماگمائی باشد .

در پایان متذکر میگردیم نظری را که در اینجا عرضه کردیم نتیجه ای است که ازبررسیهای مقدماتی که تاکنون انجام گرفت ، حاصل گردید و اعلام میداریم یک پروژه تحقیقاتی در دست اقدام در این خصوص داریم ، امید است با انجام آن نتیجه اش را نیز در وقت خود منتشرنموده و باطلاع علاقمندان برسانیم .



نمودارشماره ۱ ـ ایزوکرون سنگهای آلموقولاق

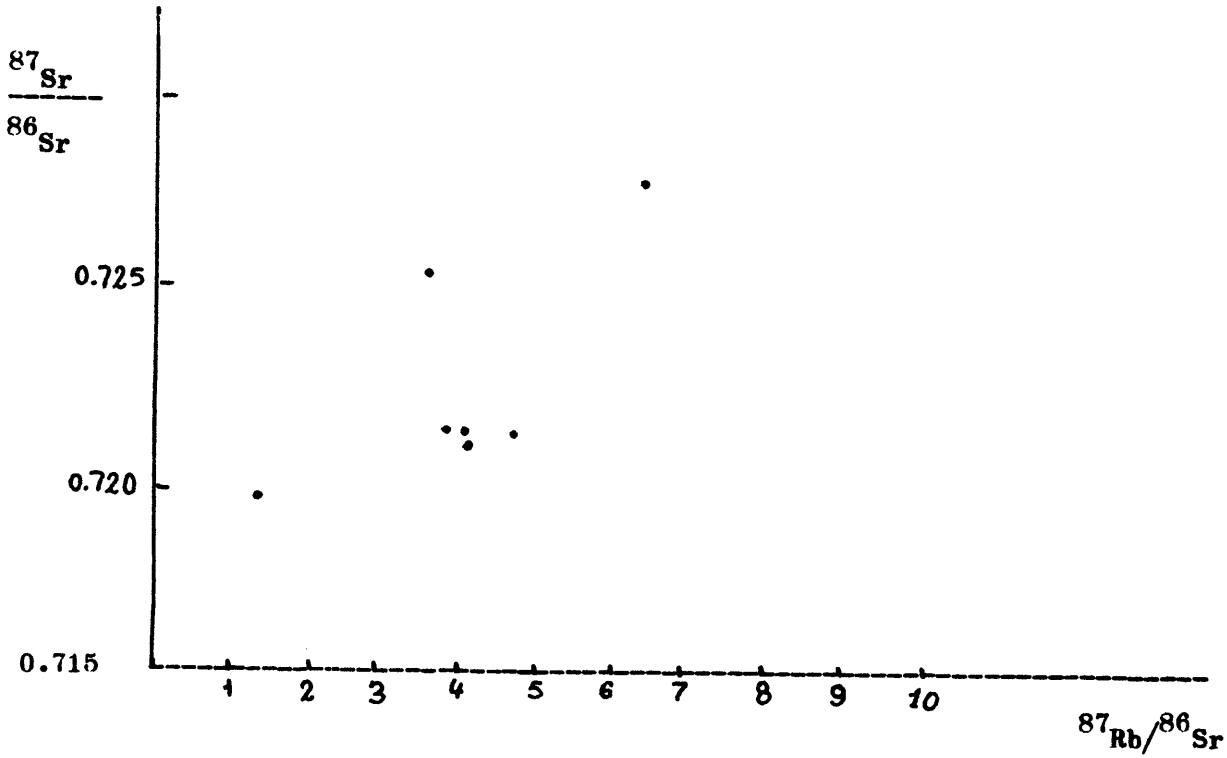
جدول شماره ۱

No.Roche	Reg.Lab,geoch.	Rb p.p.m	Sr p.p.m	87 86 Rb/ Sr	87 86 Sr/ Sr
71- M.V.78	R.T.6014.5	120.596	158.001	2.210637 ± 0.065378	0.712843 ± 0.000936
71- M.V.80	R.T.6016.5	51.870	180.157	0.833723 ± 0.02450	0.710690 ± 0.000556
71- M.V.81	R.T.6017.5	90.264	56.153	4.658403 ± 0.137512	0.718893 ± 0.001203

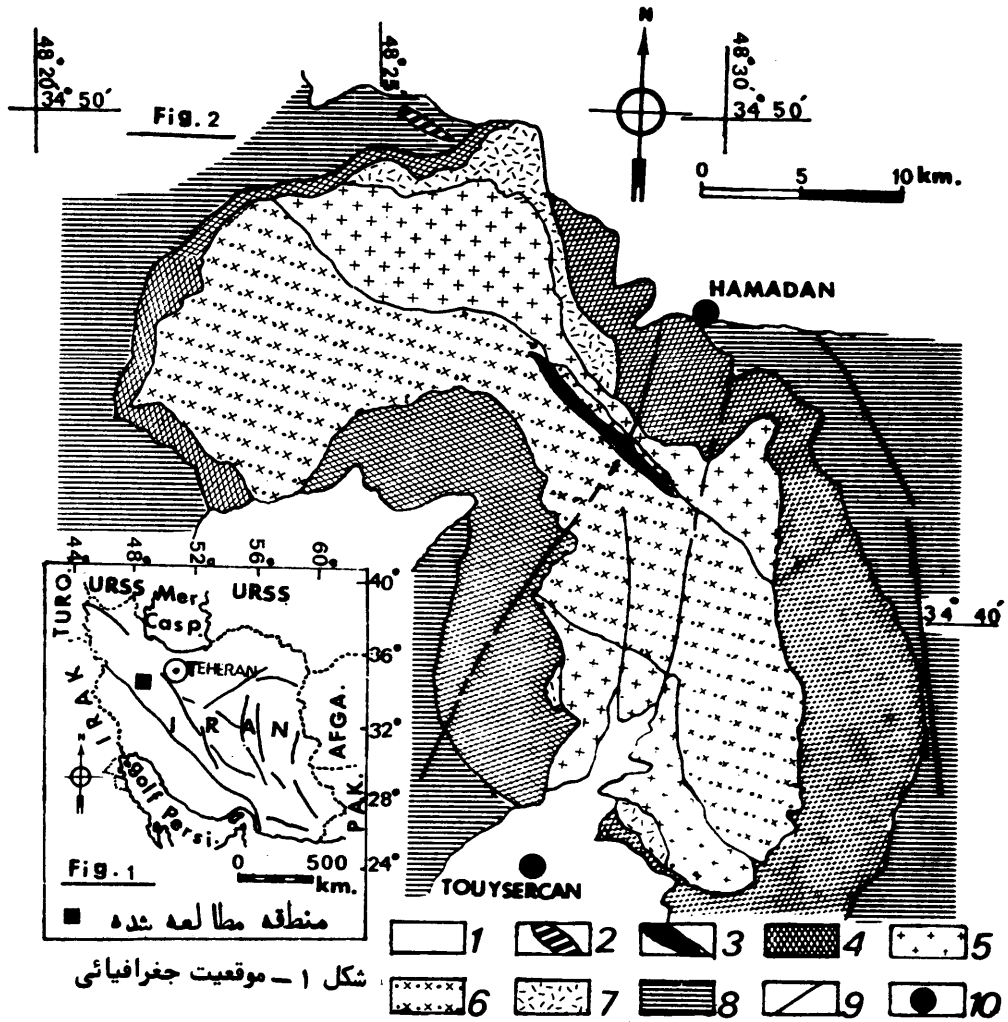
جدول شماره ۲

Ech.	Reg,Lab.geoch,	Rb p.p.m	Sr p.p.m	87 86 Rb/ Sr	87 86 Sr/ Sr
74.M.V.56	R.T.5990.5	207.4	123.1	4.88205 ±0.14408	0.72105 ± 0.00096
74.M.V.31	R.T.5983.5	194.1	448.7	1.25346 ± 0.03709	0.71972 ± 0.00065
74.M.V.49	R.T.5988.5	185.0	139.5	3.84372 ± 0.11557	0.72122 ± 0.00231
74.M.V.47	R.T.5987.5	196.0	143.1	3.97215 ± 0.11717	0.72113 ± 0.00091
74.M.V.44	R.T.5985.5	58.0	470.2	0.35756 ±0.01054	0.72236 ± 0.000135
74.M.V.48	R.T.5996.5	169.9	138.4	3.55964 ± 0.10501	0.72542 ± 0.00097
74.M.V.39	R.T.5995.5	236.8	109.6	6.26412 ± 0.18553	0.72773 ± 0.00071

نمودارشماره۲



وضعیت پراکندگی گرانیتهای پرفیروئیدالوندکه ایزوکرون ازآن حاصل نمیگردد ۰



شکل ۱ ــ موقعیت جغرافیائی

شکل ۲ــ وضعیت زمین شناسی :

۱ــ دوران چهارم ، ۲ــ گه‌پگماتیت ، ۳ــ رگه‌گرانیت هلولوکوکرات ، ۴ــ شیست لکه‌دار ،

۵ــ گرانیت دانه‌متوسط ، ۶ــ گرانیت پرفیروئید ، ۷ــ سنگ بازیک ، ۸ــ میکاشیست ،

۹ــ گسل ، ۱۰ــ محـــل .

(این شکل‌ها از VAlizADEH,M-V.,SABOURDy,G- C.R.Acad Sc. Paris,13oct.1975 اقتباس گردیده‌است)

منابع

(1) VALIZADEH M.V; spring 1974, Etude petrogr.et chimico-mineralogique de complexe d'Alvand, Quarterly Bull. Fac.Teheran University,pp. 2-5 (en-francais) et 13-29 (en persan)

(2) VALIZADEH M.V; et SABOURDY G.; 3 Nov. 1975, premiers resultats geochimiques sur l'association granites-norites dans le massif d'Alvand en Iran, C.R. Acad.Sc. Paris,t. 281.serie D. pp. 1293-1295.

(3) VALIZADEH M.V.; et CANTAGREL J.M.; 13 oct. 1975,premiers donnees radiometriques (K - Ar et Rb -Sr)sur les micas du complexe magmatique du Mont d'Alvand, C.R.Acad.Sc.Paris,t. 281, serie D-pp. 1083-1086.

(4) ZARAYAN S.; FORGHANI A.H.;FAYAZ H.; 1971,1972,1973,1974, Massif granitique d'Alvand et ses aureoles metamorphiques, 6 parties, quaterly Bull. Fac.Sc. Teheran University,Vol. III, No.4;Vol.IV,Nos.i,3 et 4;Vol.V,Nos. 2,3 et Vol. VI,No.1 (en persan et resume en francais).

(5) VIALON P.;HOSHMANDZADEH A.R.;SABZEHI M.;1972,proposition d'un modele de l'evolution petro - structurale de plaques montagnes iraniennes comme consequence de la tectonique de plaque. International Geol.Congr.24 Session - Canada - Montreal - Section3, tectonics,pp.196-208.

(5) BRAUD J.,BELLON H.;1974 - donnees nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj - Sirjan) au niveau de Kermanshahan - Hamadan.Rapport.interne Lab. Geol. Histor.Fac.Sc.Orsay Equ.Rech.Ass.C.N. R.S.

(6) WINKLER H.G.F.;1965,la genese des roches metamorphiques,188, pages,Ed. Ophrys Gap.Paris,France.

(7) von PLATEN H.;1965,Experimental anatexis and genesis of migmatites in controls of metamorphism, ed.W.S.Pitcher and G.W.Flinn,pp.203-218.Edinburgh and LONDON; Oliver & Boyd.

(8) VALIZADEH M.V,; ZARAYAN S.; etude petrologique de complexe d'Almogholagh,N.O.d'Hamadan, Quaterly Bull.Fac. Sc. Teheran University,(en persan,et resume en francais).

(9) FAURE G.;HURLEY M.;1963-The isotopic composition of Sr. in oceanic and continental basalts application to the origin of igneous rocks.Journ. Petr.Vol. 4.part.1,pp.31-50.

(10)a DIDIER J.;1973- Les roches granitiques et leur origine,10 pages,Extrait de Science et Nature No.118-Juillet - Auot 1973,France.

(10)b MIYASHIRO A.; 1973- Metamorphism and metamorphic belts,402 pages,George Allen & UNWIN,London.

(11)a FAURE G.; POWELL J.L.; 1972,strontium isotope geology,199 pages,Springer - Verlag Berlin.

(11)b DALRYMPLE G.B.;LANPHERE M.A.;1969, K-Ar dating,258 pages,Freeman San-Francisco.

(11)c HAMILTON E.L.; & FARQUHAR R.M.;1968, radiometric dating for geologists, 506 pages,John Wiley,interscience publishers,London,New York.