

پتروژنز و تعیین سن (SHRIMP) U-Pb توده نفوذی چلتیان، غرب جیرفت

زهرا بدرزاده*

استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۵/۱۸

چکیده

ترکیب عمومی توده گرانیتیویدی چلتیان که در منتهی الیه جنوب خاوری زون سنندج- سیرجان قرار گرفته، ترونجمیتی Al پایین با ماهیت توله‌ایتی تا ترازیشنال است. این توده درون نهشته‌های رسوبی- آتشفشانی منسوب به اوایل مزوزویک نفوذ کرده است. بر پایه سن سنجی بلورهای زیرکن به روش (SHRIMP) Pb-U، سن توده مورد مطالعه 187.5 ± 3.2 میلیون سال برآورد شد. توده مورد مطالعه دارای Al_2O_3 کمتر از 15wt.%، نسبت Sr/Y پایین، REE کمتر تفریق یافته و نسبت (La/Yb)_N پایین است. در نمودارهای عنکبوتی عادی شده نسبت به گوشته اولیه نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی از عناصر LILEs مانند Ba، Rb، K، Th نسبت به HFSEs مانند Ta، Nb و Ti نشان می‌دهند که ویژگی شاخص سنگ‌های وابسته به کمان است. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی ماگمای منشأ توده مورد مطالعه از ذوب بخشی دئیدراسیون سنگ مادر مافیک با ترکیب آمفیبولیتی در فشار کم حاصل شده و در یک حوضه کششی وابسته به فرورانش در اوایل ژوراسیک میانی جایگزین شده است.

کلیدواژه‌ها: ترونجمیت، سن سنجی (SHRIMP) U-Pb، پتروژنز، چلتیان، جیرفت، زون سنندج- سیرجان.

E-mail: zahrabadrzadeh@yahoo.com

*نویسنده مسئول: زهرا بدرزاده

۱- پیش‌نوشتار

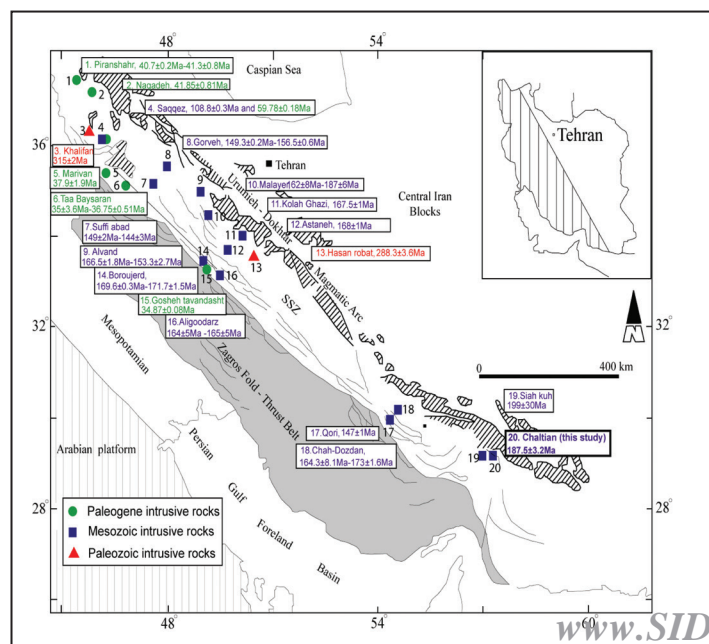
انواع مختلف توده‌های نفوذی گرانیتیویدی با سن متمایز است که در بخش‌های مختلف این زون رخنمون یافته‌اند (Arvin et al., 2007; Shahbazi et al., 2010; Ahadnejad et al., 2011; Bea et al., 2011). توده گرانیتیویدی چلتیان با روند کلی شمال باختری- جنوب خاوری و با وسعت تقریبی ۵۰ کیلومتر مربع، در ۳۰ کیلومتری باختر جیرفت و در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان جنوبی واقع شده است (شکل‌های ۱ و ۲).

Ahmadipour and Rostamizadeh (2012) مطالعه بخشی از رخنمون این توده گرانیتیویدی به سمت باختر، ضمن در نظر گرفتن نفوذ این توده در یک مجموعه افیولیتی، ماهیت سدیک توده را به متاسوماتیسم نسبت داده‌اند. در این نوشتار ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماهیت و منشأ توده و جایگاه تکنونیک قدیمی آن مورد بررسی دقیق قرار خواهد گرفت. ضمن اینکه نتایج تعیین سن رادیومتری بلورهای زیرکن توده ارائه خواهد شد.

ترونجمیت‌ها و سنگ‌های وابسته به‌طور گسترده در سرزمین‌های آرکن (Arth and Hanson, 1975) و نیز در رژیم‌های تکنونیک تیشیاری و عهدحاضر یافت شده‌اند (Kay and Kay, 1993). بر اساس مطالعات انجام گرفته این سنگ‌ها عمدتاً در پشته‌های میان اقیانوسی (Coleman and Peterman, 1975) و یا در جایگاه زون فرورانش یافت می‌شوند (Peacock et al., 1994; Martin, 1999). وقوع این توده‌ها از زون‌های برخوردی نیز گزارش شده است (Karsli et al., 2011). ماگماهای ترونجمیتی می‌توانند از طریق: (۱) تبلور تفریقی فشار پایین مذاب‌های بازالتی در شرایط خشک (Dilek and Thy, 2006)؛ (۲) امتزاج‌ناپذیری مایعات (Natland and Dick, 1996)؛ (۳) ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی/آمفیبولیتی (France et al., 2010) و یا از ذوب بخشی دیابازها در امتداد زون‌های برشی فعال (Koepke et al., 2007) حاصل شوند.

پهنه سنندج- سیرجان (شکل ۱) به عنوان بخشی از کوهزاد زاگرس شامل

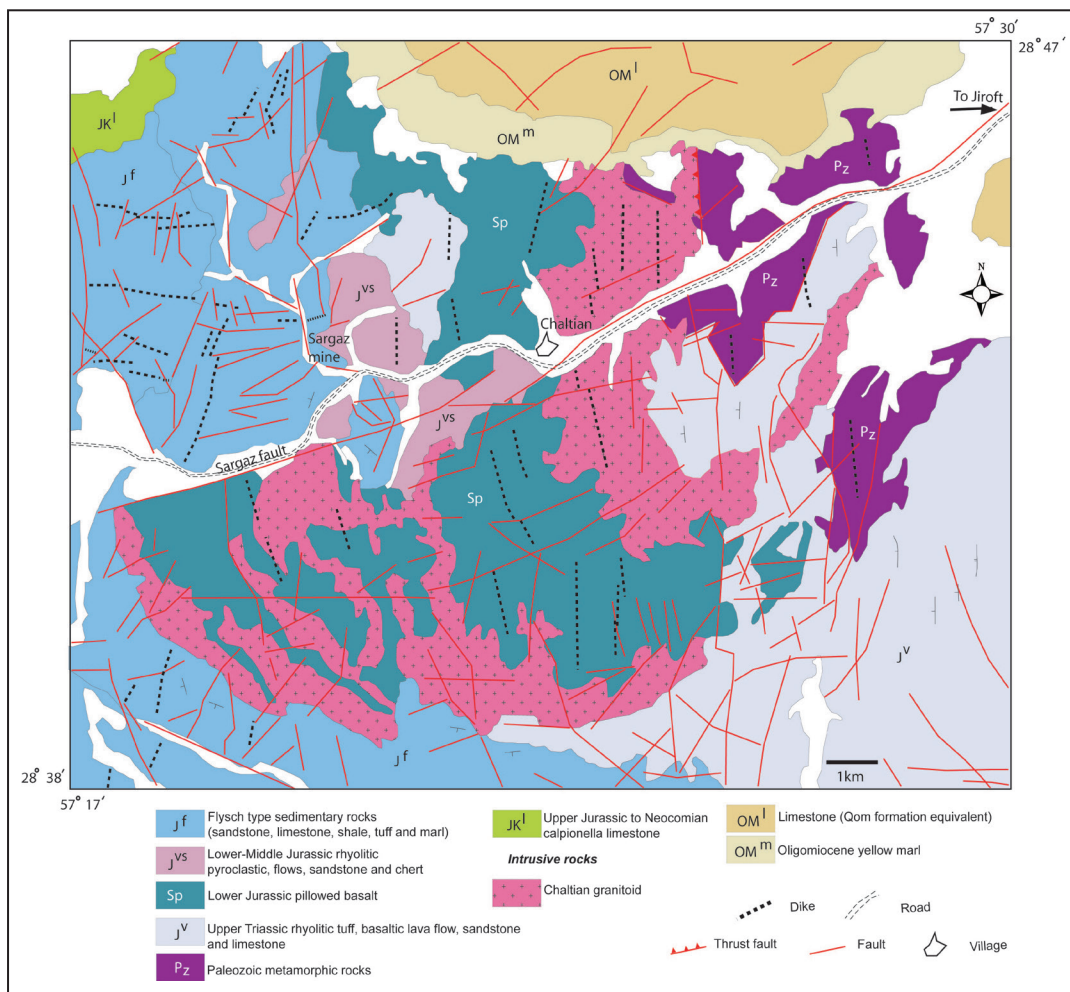
شکل ۱- نقشه ساختاری باختر ایران و موقعیت برخی از توده‌های نفوذی زون سنندج- سیرجان که تعیین سن آنها (به غیر از سیاه‌کوه) به روش U-Pb روی بلورهای زیرکن انجام شده است. داده‌های سنی قروه، سقز، آستانه و گوشه‌تواندشت از (Mahmoudi et al., 2011)، الوند از (Shahbazi et al., 2010)، بروجرد از (Ahmadi Khalaji et al., 2007)، چاه‌دزدان از (Fazlnia et al., 2007)، پیرانشهر از (Mazhari et al., 2009)، کمپلکس قوری از (Fazlnia et al., 2009)، نقده از (Mazhari et al., 2011)، صوفی‌آباد از (Azizi et al., 2011a)، تاباساران از (Arvin et al., 2007)، سیاه‌کوه از (Arvin et al., 2011b)، خلیفان از (Bea et al., 2011)، الیگودرز از (Esna-Ashari et al., 2012)، ملایر از (Ahadnejad et al., 2011) و مریوان از (Sepahi et al., 2014) است.



۲- زمین‌شناسی منطقه

داده‌اند (Bea et al., 2011; Alirezaei and Hassanzadeh, 2012) و توده‌های متعلق به کرتاسه فوقانی تا ائوسن فوقانی به برخورد صفحه عربی به ایران و پایان فروانش نئوتتیس به زیر سندج-سیرجان نسبت داده شده‌اند (Mazhari et al., 2009; 2011). بر این اساس این زون دوره تکامل تکتونیکی پیچیده داشته و فرایندهای مختلف ریفتینگ درون صفحه‌ای، فروانش و برخورد را پشت سر گذاشته است. قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه مجموعه‌های دگرگونی پالئوزویک هستند (مرمر، شیست‌های سبز، آمفیولیت و کوارتزیت) که براساس مطالعات پالینولوژی سن کامبرین زیرین تا پرمین بالایی و تریاس زیرین دارند (Sabzehei, 1974). توالی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی منسوب به ژوراسیک (باباخانی، ۱۳۷۱) با قاعده کنگلومرای و دگرشیبی زاویه‌دار بر روی مجموعه‌های دگرگونی پالئوزویک ته‌نشست یافته‌اند که نشان‌دهنده نقش حرکات کوهزایی سیمین پیشین طی دگرگونی این مجموعه در زمان تریاس میانی است (Berberian and King, 1981). این توالی شامل تناوب ضخیمی از ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک توفی، سنگ‌آهک و سنگ‌های آذرآواری فلسیک و سنگ‌های آتشفشانی بازیک و اسیدی است (شکل ۲). سنگ‌های بازالتی با ساخت بالشی در بخش زیرین این توالی رخنمون دارند و محیط زیردریایی تشکیل آنها را بیان می‌دارند. این سنگ‌ها با ناپیوستگی همیشب توسط تناوبی از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های پورفیری با ترکیب آندزیت بازالتی پوشیده می‌شوند که شروع دوباره فاز آتشفشانی بازیک را در ژوراسیک نشان می‌دهد. این واحد در مقایسه با گدازه‌های بالشی بازالتی زیرین و اسیدی فوقانی گسترش ناچیزی در منطقه دارد.

پهنه سندج-سیرجان به عنوان بخشی از کوهزاد زاگرس (شکل ۱) با پی‌سنگ نئوپروتروزویک تا ائوآرکنز، حاشیه شمالی گندوانا را تشکیل می‌دهد (Nutman et al., 2014) که با شروع بسته شدن اقیانوس تتیس قدیمی دوم طی فاز کوهزایی سیمین پیشین (Bagheri and Stampfli, 2008; Horton et al., 2008) و باز شدن اقیانوس تتیس جوان در زمان پرمین تا تریاس (Mohajjel et al., 2003) به عنوان بخشی از قاره سیمین از حاشیه شمالی گندوانا جدا شده است. سنگ‌های رخنمون یافته این پهنه را سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دگرگون شده، سنگ‌های آتشفشانی مزوزویک و سنگ‌های رسوبی جوان‌تر دگرگون نشده تشکیل می‌دهند که تحت تأثیر توده‌های نفوذی متعدد مافیک تا فلسیک دگرشکل شده/دگرگون نشده قرار گرفته‌اند (Mohajjel et al., 2003; Nutman et al., 2014). سن سنجی‌های جدید برخی از توده‌های نفوذی این زون نشان می‌دهد که این توده‌ها در دوره‌های زمانی مختلف از زمان کربنفر فوقانی تا مزوزویک و پالئوژن جایگزین شده‌اند (Arvin et al., 2007; Ahmadi-Khalaji et al., 2007; Shahbazi et al., 2010; Mahmoudi et al., 2011; Ahadnejad et al., 2011; Bea et al., 2011; Azizi et al., 2011a and b; Mazhari et al., 2009; Esna-Ashari et al., 2012; Alirezaei and Hassanzadeh, 2012; Chiu et al., 2013; Sepahi et al., 2014). اغلب این توده‌ها مانند الوند، بروجرد، آستانه، قروه، سیاه‌کوه و ... به سن مزوزویک (ژوراسیک میانی تا فوقانی) (شکل ۱)، دارای ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم‌بالا و مرتبط با فروانش نئوتتیس به زیر سندج-سیرجان هستند. توده‌های متعلق به کربنفر فوقانی و پرمین را به ماگماتیسیم درون صفحه‌ای و آغاز بازشدگی نئوتتیس نسبت



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی باختر جیرفت و موقعیت توده نفوذی چلتیان (برگرفته از شهرکی قدیمی، ۱۳۸۳ با تغییرات).

دگرگونی همبری ضعیف در سنگ‌های اطراف توده همراه است. تکنونیک فعال این منطقه موجبات خردشدگی توده، جابه‌جایی رخنمون‌ها، چرخش سیالات در شکستگی‌ها و گسترش محلی انواع دگرسانی‌ها (به ویژه اپیدوتی شدن) را فراهم آورده است.

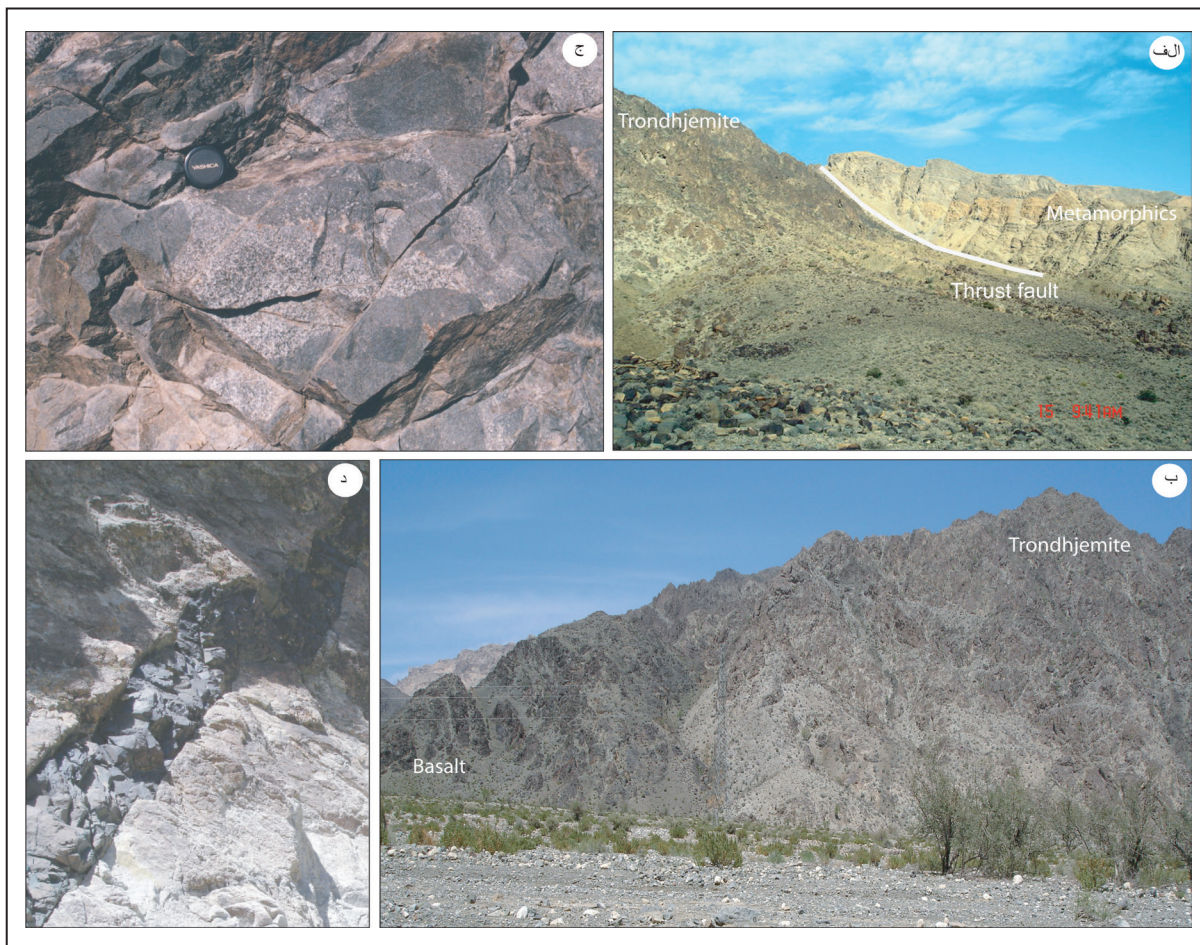
۳- روش‌های نمونه‌برداری و آنالیز شیمیایی

نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف توده نفوذی با کمترین دگرسانی انجام و ۸ نمونه بعد از مطالعات سنگ‌شناسی برای آنالیز ارسال شد. برای تجزیه شیمیایی و تعیین اکسیدهای اصلی سنگ کل از دستگاه فلورسانس پرتو ایکس مدل SRS-303 و عناصر کمیاب از متد طیف‌سنج جرمی (ICP-MS) در دانشگاه گوانجو کشور چین استفاده شد و کالبراسیون دستگاه با استفاده از رفرنس‌های بین‌المللی انجام گرفته است. آنالیز U-Pb بلورهای زیرکن با استفاده از روش SHRIMP در انستیتوی علوم زمین شهر پکن چین صورت گرفت. بلورهای زیرکن جدا شده از بخش‌های مختلف توده بر اساس روش‌های استاندارد مغناطیسی و چگالی زیر میکروسکوپ بیناکولار دوباره بررسی و با نمونه‌های استاندارد در رزین اپوکسی جاسازی شدند که بعد از مرحله پالیش، با میکروسکوپ‌های نوری و اسکنر الکترونی مورد بررسی قرار گیرند. نمونه‌های مورد مطالعه به وسیله پوششی از طلا به قطر ۸۰ میکرون پوشانده و سپس برای آنالیز وارد دستگاه شدند. در نهایت داده‌های حاصل با داده‌های نمونه‌های استاندارد مقایسه شد و سپس با نرم‌افزار SHRIMP TOOLS مورد پردازش قرار گرفتند و سن‌های مربوط بازایی شد.

شروع ولکانیسم اسیدی در منطقه با ته‌نشست سنگ‌های آذرآواری اسیدی، شیل‌های قرمز آهن‌دار و چرت‌های رادیولاردار همراه است که به‌صورت همشیب بر روی سنگ‌های آندزیت بازالتی ته‌نشست یافته‌اند. این واحدها به سمت بالای سکانس با سنگ‌های آتشفشانی ریوداسیتی ادامه می‌یابند. توالی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک به سمت بالا با سنگ‌های رسوبی بسیار ضخیم با رخساره شبه‌فیلیش شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، ماسه‌سنگ توفی، کریستال توف و سنگ‌آهک پوشیده می‌شوند. در داخل کنگلومرای قاعده رسوبات شبه‌فیلیش، قطعات مختلف از سنگ‌های بازالتی و اسیدی به انضمام قطعات گرانیتی قابل مشاهده است.

رسوبات نوع فیلیش به نوبت با آهک‌های کالپینولادار ژوراسیک فوقانی-نئوکومین با ناپیوستگی همشیب پوشیده شده‌اند. بر اساس روابط صحرائی همبری توده گرانیتویدی مورد مطالعه با مجموعه‌های دگرگونی پالتوزوییک گسلی است و این مجموعه‌ها روی توده مذکور رانده شده‌اند (شکل ۳). توده نفوذی چلتیان بخش پایینی توالی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی منسوب به ژوراسیک (سنگ‌های بازالتی بالشی) را قطع می‌کند (شکل ۳) و در مرز بین گرانیت و بازالت زینولیت‌هایی از بازالت در داخل گرانیت دیده می‌شود (شکل ۳). این مسئله بیان می‌دارد که نفوذ گرانیت بعد از ولکانیسم بازالتی صورت گرفته است. دایک‌های متعدد تأخیری با شیب قائم و با ترکیب حدواسط تا اسیدی این مجموعه‌های سنگی را مورد هجوم قرار داده‌اند (شکل ۳).

توده چلتیان با رنگ خاکستری روشن تا روشن و دانه متوسط تا دانه درشت است. بخش‌های مرکزی این توده بافت گرانولار و بخش‌های باختری و حواشی توده بافت پورفیریتیک نشان می‌دهند. نفوذ استوک گرانیتویدی در سنگ‌های بازالتی با ایجاد

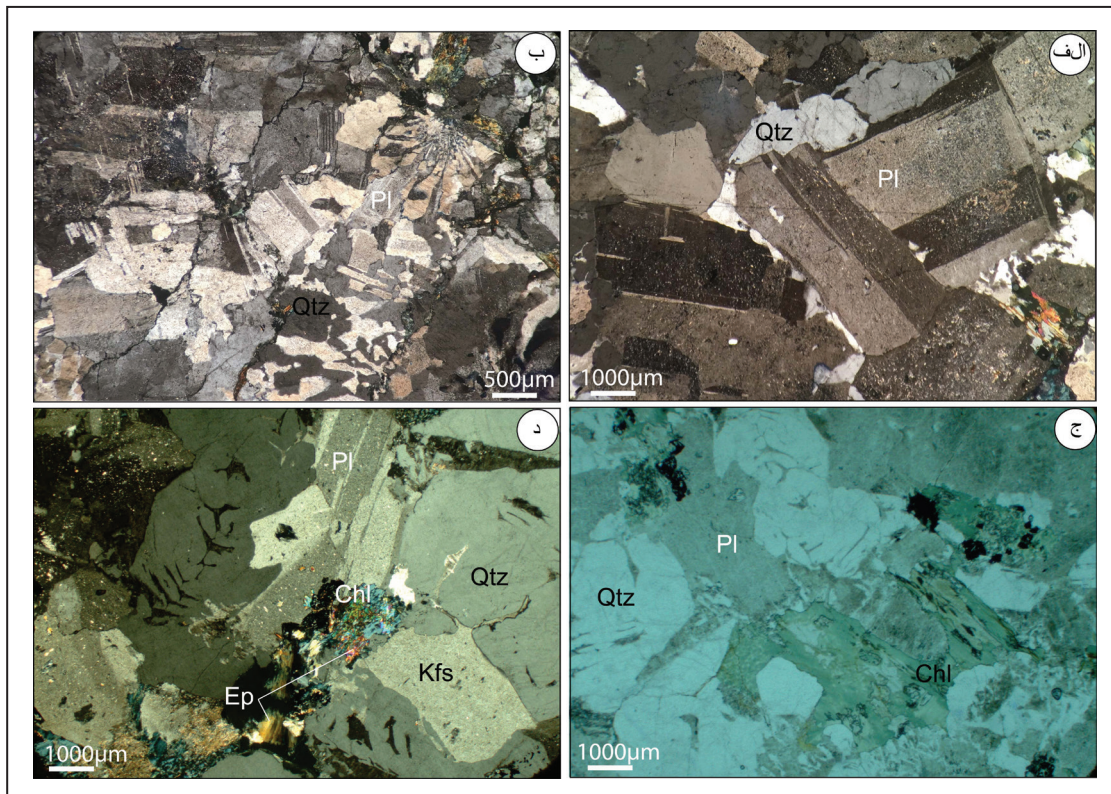


شکل ۳- تصاویر صحرائی از توده ترونجمیتی چلتیان. الف) توده چلتیان که مجموعه دگرگونی روی آن رانده شده است؛ ب) نمایی از همبری توده با بازالت؛ ج) نمایی نزدیک از همبری بازالت و توده و نفوذ آن در داخل سنگ‌های بازالتی؛ د) نمای نزدیک از نفوذ دایک دیابازی داخل توده.

۴- سنگ‌نگاری

توده نفوذی منطقه دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه (۱ تا ۸ میلی‌متر)، هیپایدیومورفیک و پورفیریتیک است (شکل ۴). کانی‌های اصلی این توده شامل کوارتز و پلاژیوکلاز \pm پتاسیم‌فلدسپار است و توده بر اساس ترکیب کانی‌شناسی مودال ترکیب توانایی دارد. در نمونه‌های پورفیریتیک، کوارتز و پلاژیوکلاز کانی‌های فنوکریست را شامل می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز (۶۰ تا ۶۵ درصد) به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار و با ابعاد تا ۸ میلی‌متر، دارای دوقلوبی پلی‌سنتیک و آلایت هستند که نشان‌دهنده تبلور آنها از مذاب است. این کانی‌ها در برخی موارد سریستی، اپیدوتی و کلریتی شده‌اند. بلورهای کوارتز (۳۰ تا ۳۵ درصد) با ابعاد ۱ تا ۷ میلی‌متر و بی‌شکل هستند و در مواقعی خاموشی مویی نشان می‌دهند.

کانی پتاسیم‌فلدسپار در صورت وجود کمتر از ۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهد که به صورت بخشی سریستی شده است. هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز به صورت بافت گرانوفیری (شکل ۴) طی تبلور در شرایط یوتکتیک صورت گرفته است (Coleman and Donato, 1979). بیوتیت که به طور کامل به کلریت تجزیه شده است (شکل ۴)، با فراوانی حدود ۱ درصد کانی فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. کانی‌های کمیاب این توده شامل آپاتیت، کانی‌های تیره (تیتانومنیست) و زیرکن هستند. بافت گرانوفیری، عدم وجود بافت پگماتیستی و میزان بسیار اندک فازهای آبدار و یا عدم تشکیل آنها با جایگزینی در ترازهای کم‌عمق و میزان پایین فشار بخار آب ($P_{H_2O} < P_{total}$) سازگار است.

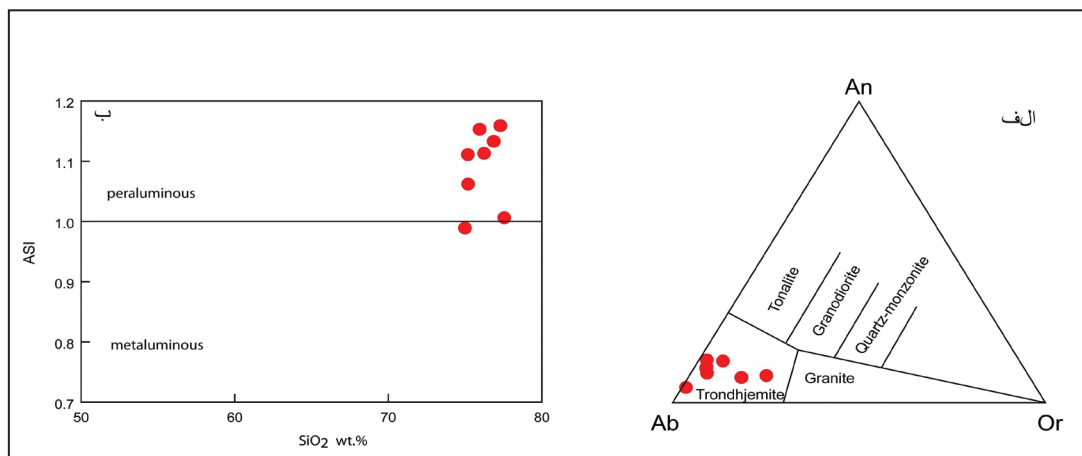


شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از توده ترونجمیتی چلتیان؛ الف) بافت گرانولار متشکل از پلاژیوکلاز (Pl) سدیک با ماکل آلایتی و پلی‌سنتیک و کوارتز بی‌شکل (نور XPL)؛ ب) هم‌رشدی کوارتز (Qtz) و آلایت به صورت بافت گرانوفیری (نور XPL). ج) تصویری از کانی بیوتیت که کاملاً توسط کلریت جایگزین شده است (نور PPL). د) بافت گرانولار متشکل از پلاژیوکلاز سدیک، کوارتز و ارتوز (Kfs). کانی مافیك احتمالاً آمفیبول که توسط کلریت، سریست و اپیدوت (Ep) جایگزین شده است (نور XPL). علائم کانی‌ها از Kretz (1983) است.

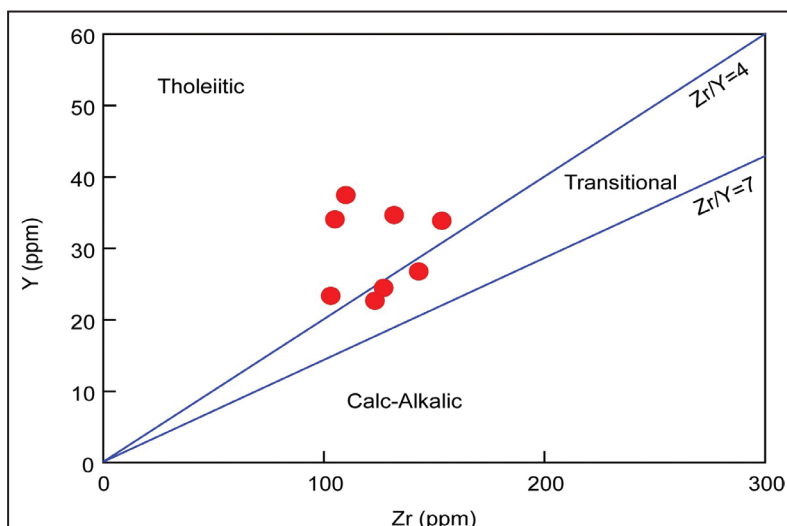
۵- ژئوشیمی

ترکیب شیمیایی نمونه‌های آنالیز شده از توده مورد مطالعه (جدول ۱) نشان می‌دهد که ویژگی شاخص این سنگ‌ها میزان بالای سدیم (بیش از ۴/۸ درصد وزنی)، مقدار پایین پتاسیم (۰/۲۲ تا ۲/۰۳ درصد وزنی) و نسبت بالای Na_2O/K_2O (۲/۳۷ تا ۲۶/۸۲) است. این سنگ‌ها در گروه سنگ‌های سدیک طبقه‌بندی می‌شوند. بر اساس طبقه‌بندی نرماتو Ab-An-Or پیشنهاد شده توسط O'Connor (1965) و Barker (1979) توده مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های ترونجمیتی قرار می‌گیرد (شکل ۵). این توده دارای نسبت Sr/Y پایین (کمتر از ۴۰)، REE کمتر تفریق یافته و HREE بالاست و نسبت به گرانیت‌های معمول دارای مقدار SiO_2 بالایی (۷۴/۷۴ تا ۷۷/۲۷ درصد وزنی) است. طبق تقسیم‌بندی Barker (1979) این توده جزو ترونجمیت‌های Al_2O_3 پایین است. مقدار CaO پایین (۰/۹۵ تا ۱/۷۸ درصد وزنی) و میزان MgO ۰/۶۵ تا ۱/۴۷ درصد وزنی است. ضریب اشباع آلومینیم به عنوان تابعی از مقدار SiO_2 نشان

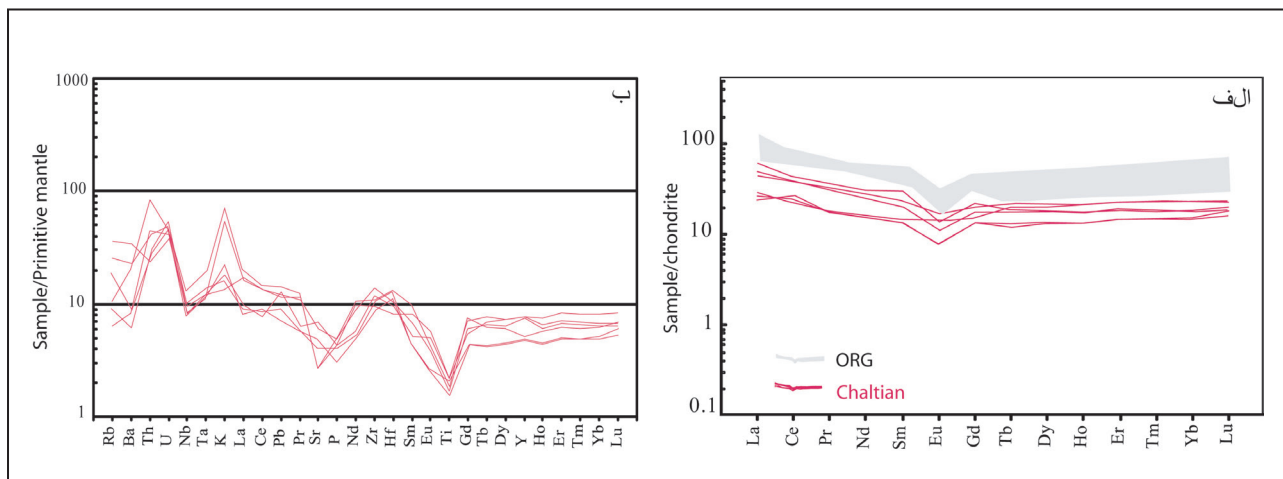
می‌دهد که نمونه‌ها ویژگی متالومین تا پرالومین ضعیف دارند (شکل ۵). این توده دارای Zr پایین (۱۰۳ تا ۱۵۳ پی‌پی‌ام) و نسبت پایین Sr/Y (۱/۶۲ تا ۴/۵۷) و $(La/Yb)_N$ (۱/۲۲ تا ۳/۲۵) است. مقدار پایین $(La/Yb)_N$ و Zr/Y (۲/۹۳ تا ۵/۴۲) ماهیت توله‌ای تا ترانزیشنال توده را نشان می‌دهد (شکل ۶). نسبت $(La/Sm)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ پایینی دارد که به ترتیب از ۱/۸۶ تا ۲/۵۴ و ۰/۶۴ تا ۱/۶ تغییر می‌کند (جدول ۱). میزان REE آن نسبت به گرانیت‌های پشته میان‌اقیانوسی پایین‌تر است (شکل ۷). نسبت Eu/Eu^* این سنگ‌ها بین ۰/۹۴ تا ۰/۵۳ در تغییر می‌کند. آنومالی منفی Eu می‌تواند نشانگر دخالت پلاژیوکلاز در روند تفریق و یا باقی ماندن این کانی در منشأ باشد. الگوی عناصر کمیاب نرمالیز شده با گوشه اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند Ba، Rb، K و Th نسبت به عناصر HFSE و آنومالی منفی از Ta، Nb و Ti بوده (شکل ۷) که ویژگی شاخص سنگ‌های وابسته به کمان آتشفشانی (Pearce et al., 1984) است.



شکل ۵- الف) مقدار Ab-An-Or نرماتیو توده (Barker, 1979)؛ ب) ضریب اشباع آلومینیم به عنوان تابعی از مقدار SiO_2 (Frost et al., 2006).



شکل ۶- دیاگرام تشخیصی ماهیت توده نفوذی چلتیان (Barrett and MacLean, 1994).



شکل ۷- الف) الگوی عناصر نادر خاکی؛ ب) دیاگرام عنکبوتی توده مورد مطالعه (داده‌های گوشته اولیه و کندریت از Sun and McDonough, 1989).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مربوط به توده نفوذی چلتیان.

Rock type	Tronj.	Tronj.	Tronj.	Tronj.	Tronj.	Tronj.	Tronj.	Tronj.
SiO ₂	75.81	75.83	73.89	74.00	75.05	75.93	77.21	76.10
TiO ₂	0.28	0.21	0.26	0.22	0.22	0.27	0.27	0.21
Al ₂ O ₃	12.76	12.57	12.52	12.77	13.33	13.04	12.92	12.06
FeO*	2.67	2.01	2.96	2.92	2.44	2.74	1.84	1.93
MnO	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03
MgO	0.82	1.15	0.75	1.24	1.47	0.65	0.75	0.89
CaO	1.27	1.44	1.07	1.77	1.35	0.95	1.03	1.33
Na ₂ O	5.32	4.79	4.71	5.79	5.62	4.98	5.38	5.64
K ₂ O	0.42	0.58	1.99	0.22	0.32	1.33	0.44	0.32
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04
LOI	1.05	1.13	1.73	1.00	0.88	0.98	0.90	1.02
Total	100.49	99.78	99.99	100.01	100.75	100.97	100.82	99.57
Trace elements (ppm)								
Co	3.03	2.57	3.10	ND	ND	3.34	4.00	2.77
Cr	0.92	5.47	1.08	14.00	39.00	16.99	75.43	55.31
Ni	2.80	4.13	9.92	ND	ND	3.38	4.46	3.98
Sc	3.94	4.80	7.65	9.69	16.04	6.96	7.30	6.51
V	15.10	11.10	7.41	17.00	<LD	13.07	11.91	9.09
Cu	4.23	8.41	14.30	4.00	5.00	10.95	5.85	4.78
Pb	1.72	1.36	2.76	ND	ND	2.09	2.32	2.19
Zn	24.30	18.80	88.40	ND	ND	33.35	18.26	16.28
Rb	5.94	12.10	17.00	5.60	2.00	22.37	6.68	3.98
Ta	0.59	0.50	0.83	ND	ND	0.46	0.48	0.48
Ba	45.30	64.00	1652.00	46.00	27.00	236.51	143.80	57.98
Sr	87.90	107.00	61.60	123.70	105.50	55.25	142.78	126.69
Ga	11.00	11.50	13.00	12.00	13.00	11.94	11.33	10.07
Nb	7.56	6.02	9.95	9.69	6.82	5.83	6.61	5.67
Hf	4.25	3.55	4.23	ND	ND	2.45	2.91	3.14
Zr	123.00	103.00	127.00	142.91	109.83	104.90	131.70	153.30
Y	22.70	23.40	24.50	26.81	37.51	34.10	34.70	33.90
Th	2.67	2.46	3.60	ND	ND	1.98	6.87	3.73
U	1.23	1.02	1.07	ND	ND	0.78	0.91	0.84
La	6.39	5.85	14.40	ND	ND	10.95	6.69	11.67
Ce	15.70	16.60	26.60	ND	ND	23.71	13.50	23.80
Pr	1.70	1.66	3.56	ND	ND	3.12	1.74	2.92
Nd	7.40	7.05	14.80	ND	ND	13.16	7.66	11.64
Sm	2.03	2.03	4.56	ND	ND	3.59	2.28	2.97
Eu	0.46	0.45	0.79	ND	ND	0.96	0.83	0.64
Gd	2.75	2.73	4.59	ND	ND	4.22	3.17	3.55
Tb	0.47	0.48	0.70	ND	ND	0.81	0.73	0.69
Dy	3.41	3.43	4.67	ND	ND	5.27	5.28	4.68
Ho	0.75	0.77	0.97	ND	ND	1.07	1.20	0.98
Er	2.43	2.48	3.13	ND	ND	3.35	3.90	3.14
Tm	0.38	0.38	0.47	ND	ND	0.50	0.59	0.47
Yb	2.65	2.49	3.18	ND	ND	3.25	3.94	3.13
Lu	0.46	0.41	0.53	ND	ND	0.49	0.60	0.47

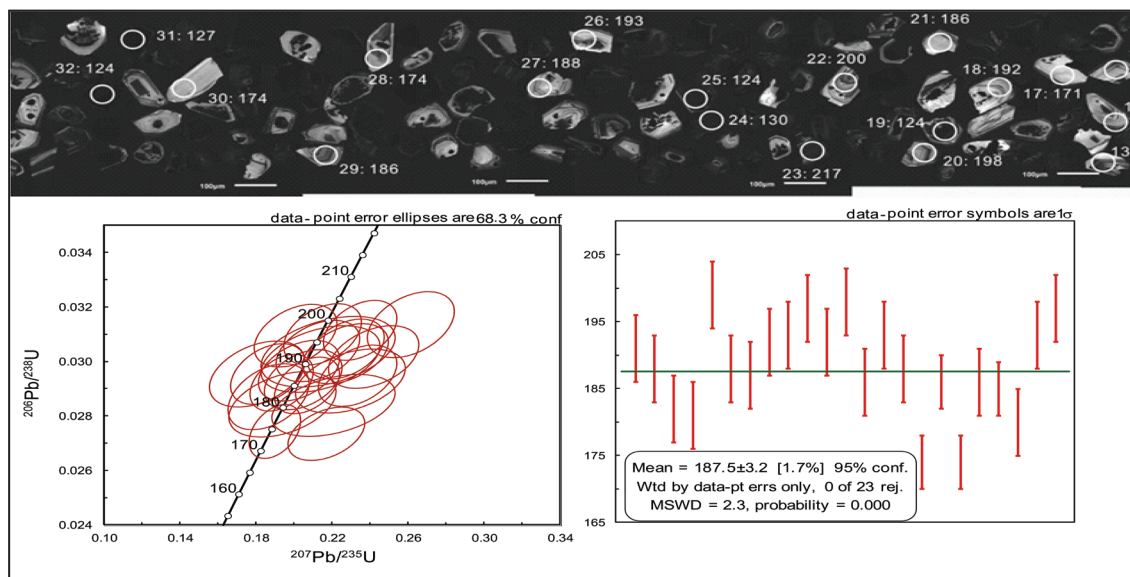
۶- سن سنجی بلورهای زیرکن به روش (SHRIMP) U-Pb

در تعیین سن و رسم نمودار سازگاری کنار گذاشته شدند. با توجه به اینکه آهک کالیپونلادار با سن ژوراسیک بالایی-نئوکومین بر روی توالی آتشفشانی- رسوبی اوایل مزوزوییک و توده ترانجمیتی مورد مطالعه قرار گرفته، سن ۱۲۱ میلیون سال به احتمال قوی ناشی از تبلور مجدد و یا خارج شدن سرب در نتیجه فرایندهای بعدی است. طی مطالعه بلورهای زیرکن جدا شده، بلور زیرکن به ارث رسیده‌ای مشاهده نشد.

نبود زیرکن‌های به ارث رسیده نشان از این دارد که در ماگمای به وجود آورنده توده مورد مطالعه، مؤلفه کهن پوسته‌ای دخالت نکرده است. متوسط سن به دست آمده برای ۲۳ آنالیز انجام شده برابر با، $Mean = 187.5 \pm 3.2 \text{ Ma}$, 95% conf. $n=23$, MSWD=2.3 است (شکل ۸).

داده‌های ایزوتوپی زیرکن و سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ نمونه‌های تجزیه شده در جدول ۲ و تصاویر کاتدولومینسانس بلورهای زیرکن و تجزیه‌های SHRIMP آنها به همراه نمودارهای سازگاری و سن متوسط وزن دار در شکل ۸ ارائه شده است. بلورهای زیرکن با سطوح بلوری منشوری کوتاه یا هم‌اندازه با طول کمتر از ۱۰۰ تا ۱۵۰ میکرومتر هستند. بلورهای زیرکن، خودشکل تا نیمه‌شکل دار هستند و منطقه‌بندی رشدی، بسیار خوب در آنها توسعه یافته که شاخص بلورهای زیرکن متبلور شده از ماگماست. بخش‌های تیره بلورهای زیرکن سن جوان‌تری نسبت به زیرکن‌های شفاف دارند که احتمالاً به دلیل میزان بسیار بالای U این بخش‌ها است که می‌تواند ناشی از فرایندهای پیچیده مانند تبلور مجدد و یا از بین رفتن سرب باشد. از این رو این نقاط (۱۰ نقطه آنالیز) که سن جوان‌تری نشان داده‌اند ($121.2 \pm 2.7 \text{ Ma}$),

شکل ۸- دیاگرام‌های سازگاری U-Pb و سن متوسط وزن‌دار دانه‌های زیرکن مطالعه شده. تصاویر کاتدولومینسانس (CL) زیرکن‌های معرف توده چلتیان نیز نشان داده شده است.



جدول ۲- نتایج تجزیه (SHRIMP) U-Pb و سن‌های محاسبه شده بلورهای زیرکن توده چلتیان.

Number	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\text{err}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\text{err}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\text{err}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm\text{err}$
A1-1	0.051360	0.00376	0.213930	0.02064	0.030090	0.0008	0.022950	0.002
A1-2	0.049400	0.00162	0.129180	0.00678	0.018910	0.0005	0.013360	0.001
A1-3	0.049730	0.00179	0.123820	0.00692	0.018010	0.0004	0.018580	0.001
A1-4	0.047250	0.00244	0.186340	0.01402	0.028710	0.0008	0.020530	0.001
A1-5	0.051910	0.00157	0.145720	0.00737	0.020260	0.0005	0.014180	0.001
A1-6	0.048400	0.00162	0.136100	0.00725	0.020310	0.0005	0.020200	0.001
A1-7	0.050490	0.00146	0.127460	0.00616	0.018320	0.0004	0.013510	0.001
A1-8	0.049660	0.00359	0.193590	0.01862	0.028430	0.0008	0.021550	0.002
A1-9	0.053500	0.00206	0.227000	0.0133	0.030460	0.0007	0.023490	0.001
A1-10	0.047600	0.00163	0.125510	0.0068	0.019100	0.0005	0.019710	0.001
A1-11	0.046940	0.00239	0.200760	0.01443	0.030950	0.0008	0.022210	0.001
A1-12	0.049360	0.00261	0.182900	0.01357	0.026860	0.0007	0.018260	0.001
A1-13	0.050560	0.00137	0.136140	0.00632	0.019480	0.0005	0.013060	0.001
A1-14	0.054500	0.0019	0.234710	0.01278	0.031150	0.0007	0.023380	0.001
A1-15	0.053930	0.00216	0.235150	0.0142	0.031530	0.0008	0.023360	0.001
A1-16	0.049290	0.00138	0.139490	0.00659	0.020450	0.0005	0.019900	0.001
A1-17	0.050270	0.00127	0.135100	0.00608	0.019370	0.0005	0.013500	0.001
A1-18	0.051360	0.00424	0.217810	0.02333	0.030360	0.0009	0.025730	0.002
A1-19	0.049490	0.00239	0.202560	0.0141	0.029660	0.0007	0.021120	0.001

ادامه جدول ۲

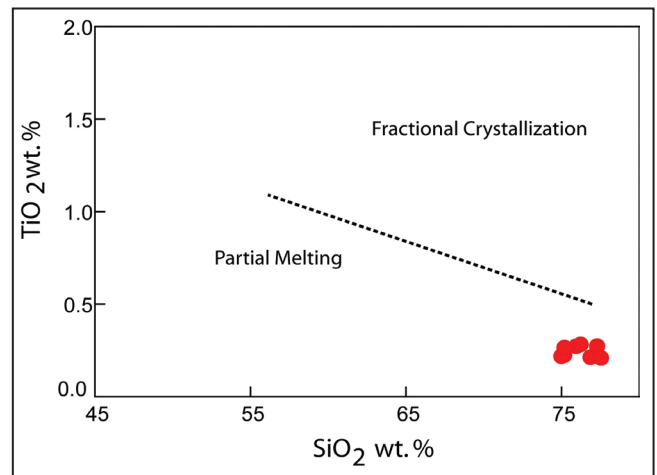
Number	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\text{err}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\text{err}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\text{err}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm\text{err}$
A1-20	0.049880	0.00139	0.189850	0.00897	0.027430	0.0007	0.016720	0.001
A1-21	0.048160	0.00178	0.193480	0.011	0.029220	0.0007	0.020650	0.001
A1-22	0.049630	0.00119	0.137900	0.00591	0.019960	0.0005	0.013770	0.001
A1-23	0.047680	0.00124	0.128600	0.00579	0.019480	0.0005	0.013190	0.001
A1-24	0.049930	0.00315	0.235090	0.02035	0.033480	0.0009	0.025560	0.002
A1-25	0.046560	0.00198	0.113430	0.00713	0.017560	0.0004	0.017040	0.001
A1-26	0.050610	0.0023	0.204690	0.01359	0.029320	0.0007	0.019470	0.001
A1-27	0.051410	0.0018	0.206880	0.0113	0.029120	0.0007	0.021430	0.001
A1-28	0.048670	0.00163	0.136470	0.00727	0.020590	0.0005	0.015860	0.001
A1-29	0.050810	0.00266	0.255430	0.01885	0.036480	0.0009	0.027780	0.002
A1-30	0.047860	0.00191	0.221350	0.01317	0.033460	0.0008	0.024490	0.001
A1-31	0.051020	0.00244	0.212410	0.01461	0.030380	0.0008	0.021920	0.001
A1-32	0.050280	0.00214	0.214780	0.01351	0.031000	0.0007	0.022110	0.001
A1-33	0.046590	0.00236	0.165540	0.01193	0.025790	0.0007	0.016570	0.001

Number	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	$\pm\text{err}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\text{err}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\text{err}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\text{err}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm\text{err}$
A1-1	3.350	0.03	257	160	197	17	191	5	459	41
A1-2	1.260	0.01	167	73	123	6	121	3	268	17
A1-3	2.050	0.02	182	80	119	6	115	3	372	21
A1-4	1.990	0.02	62	105	174	12	182	5	411	25
A1-5	1.190	0.01	281	67	138	7	129	3	285	17
A1-6	1.940	0.02	119	74	130	6	130	3	404	23
A1-7	2.010	0.02	218	65	122	6	117	3	271	21
A1-8	2.130	0.02	179	156	180	16	181	5	431	39
A1-9	2.580	0.03	350	84	208	11	193	5	469	29
A1-10	2.130	0.02	79	73	120	6	122	3	395	22
A1-11	1.670	0.02	46	102	186	12	197	5	444	25
A1-12	2.720	0.03	165	115	171	12	171	4	366	23
A1-13	0.860	0.01	221	60	130	6	124	3	262	15
A1-14	1.450	0.01	392	76	214	11	198	5	467	23
A1-15	2.110	0.02	368	87	214	12	200	5	467	26
A1-16	2.150	0.02	162	65	133	6	130	3	398	20
A1-17	1.030	0.01	208	59	129	5	124	3	271	16
A1-18	3.230	0.03	257	186	200	19	193	5	513	43
A1-19	2.620	0.03	171	110	187	12	188	5	422	25
A1-20	0.890	0.01	189	65	177	8	174	4	335	19
A1-21	2.270	0.02	107	83	180	9	186	4	413	26
A1-22	0.740	0.01	178	56	131	5	127	3	276	15
A1-23	0.700	0.01	84	59	123	5	124	3	265	15
A1-24	2.910	0.03	192	142	214	17	212	6	510	39
A1-25	1.840	0.02	27	89	109	7	112	3	341	19
A1-26	1.580	0.02	223	104	189	11	186	5	390	22
A1-27	1.770	0.02	259	81	191	10	185	4	429	23
A1-28	1.170	0.01	132	77	130	6	131	3	318	17
A1-29	2.540	0.03	232	119	231	15	231	6	554	33
A1-30	1.630	0.02	92	88	203	11	212	5	489	25
A1-31	2.000	0.02	242	109	196	12	193	5	438	26
A1-32	2.110	0.02	208	98	198	11	197	5	442	28
A1-33	1.080	0.01	28	106	156	10	164	4	332	19

۷- پتروژنز

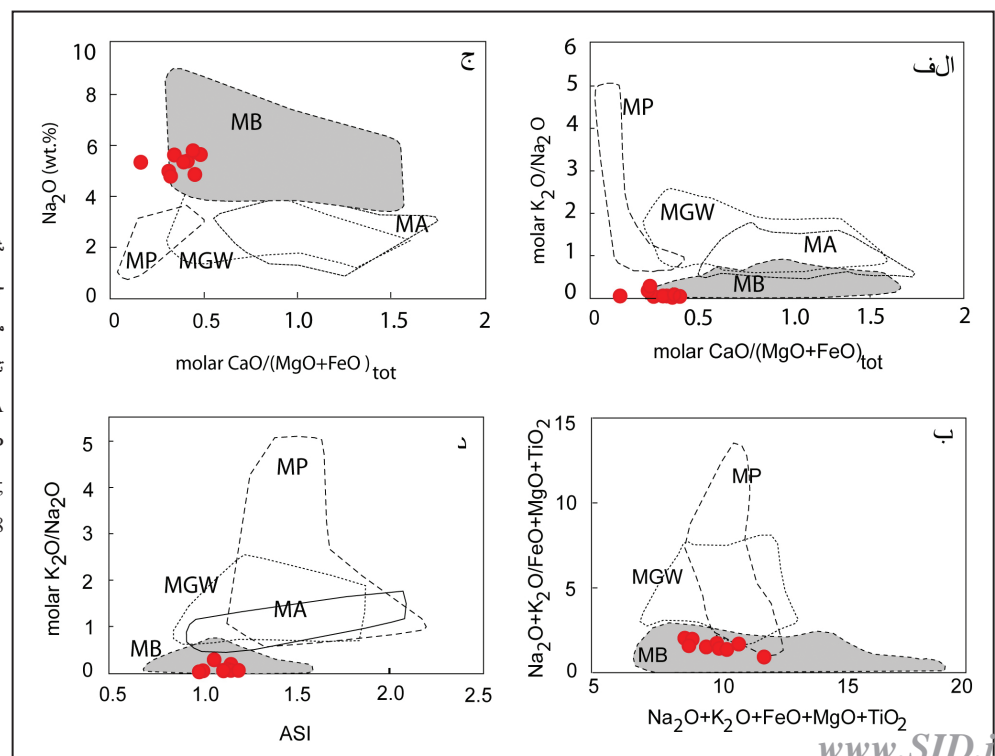
از ذوب متبازالت‌ها/ آمفیبولیت‌ها واقع شده‌اند. میزان پتاسیم بسیار پایین و مقادیر پایین Eu، Ti، Nb و MgO و غنی‌شدگی ضعیف LREE نسبت به HREE با مذاب‌های ایجاد شده از منشأ بازیک آمفیبولیتی/ گابرویی فاقد گارنت (احتمالاً پوسته تحتانی یا میانی با میزان پتاسیم پایین) سازگار است (Koepke et al., 2004; Springer and Seck, 1997). نسبت Nb/Ta توده چلتیان بین ۱۱/۷۰ تا ۱۳/۷۱ با مقدار متوسط ۱۲/۵۰ در تغییر بوده که نزدیک به مقدار متوسط آن در پوسته تحتانی (۸/۳) است. مقدار این نسبت نیز منشأ پوسته تحتانی را برای توده چلتیان تأیید می‌کند. الگوی HREE تهی نشده، آنومالی منفی Eu معمول در این سنگ‌ها، مقادیر Sr و CaO پایین (جدول ۱) و میزان Y و Na₂O بالا (و بالطبع نسبت Sr/Y پایین) در سنگ‌های مورد مطالعه حاکی از منشأ حاوی پلاژیوکلاز کلسیک در توفال باقیمانده است (Pe-Piper et al., 2002; Martin, 1999). مقدار نسبت (Dy/Lu)_N توده مورد مطالعه (۰/۷۴ تا ۱/۰۸) می‌تواند نشان‌دهنده حضور آمفیبول (هورنبلند) در ناحیه منشأ آنها باشد (Deering et al., 2008). مطالعات تجربی نشان داده است که مذاب‌های بخشی با پروتولیت بازالتی یا آمفیبولیتی ایجاد شده در فشارهای کم (کمتر از ۸ کیلو بار) ترکیب قابل مقایسه با گرانودیوریت یا تونالیت خواهند داشت (Helz, 1976). ذوب بخشی بازالت‌های توله‌ایتی و به اندازه کمتر آمفیبولیت‌های کالک‌آلکان بازالتی پوسته زیرین منجر به تشکیل مذاب‌های با میزان K₂O پایین‌تر و SiO₂ بالاتر (>65wt%) می‌شود (Dokuz et al., 2006)؛ مانند آنچه که در توده مورد مطالعه قابل مشاهده است. مطالعات آزمایشگاهی روی ترکیب بازالت‌ها در فشارهای بالا (>5kb) منجر به تشکیل مذاب‌های با Al₂O₃ بالا (>15wt%) و الگوی بسیار تهی شده از عناصر HREE (Rapp and Watson, 1995) و در فشارهای پایین (>5kb) منجر به تشکیل مذاب‌های با Al₂O₃ پایین و الگوی REE پهن و یا به‌طور جزئی دارای تفرع به سمت بالا شده است (Spriger and Seck, 1997). بر این اساس مذاب ترونجمیتی چلتیان در فشارهای پایین‌تر ایجاد شده است. بر پایه مطالعات تجربی، میزان آب و فشار کلی علاوه بر سایر عوامل نقش بسزایی در تغییرات ترکیبی ترونجمیت‌ها دارد.

در مقدمه ذکر شد که تاکنون چهار مکانیسم احتمالی برای تشکیل سنگ‌های فلسیک سدیک ارائه شده است. با توجه به عدم همراهی بازالت‌های غنی از آهن (یا فروگابرو) با توده مورد مطالعه، عدم امتزاج‌پذیری مایعات نمی‌تواند به عنوان منشأ این توده در نظر گرفته شود. منشأ مذاب ایجاد شده از ذوب گریوک‌ها نیز برای توده مورد مطالعه نامحتمل است، زیرا چنین سنگ‌هایی در منطقه گزارش نشده‌اند. بر اساس مطالعات تجربی (Koepke et al. (2004 and 2007) مقدار TiO₂ پلاژیوگراویت‌ها پارامتر مؤثر در تشخیص فرایند ذوب یا تفریق بازالت‌ها/ گابروهای اقیانوسی تحت شرایط اکسیداسیون مختلف است. بر این اساس توده ترونجمیتی از ذوب بخشی آبدار گابروها یا آمفیبولیت‌های پوسته زیرین حاصل شده است و نه از تبلور تفریقی مذاب‌های بازالتی توله‌ایتی (شکل ۹).



شکل ۹- دیاگرام TiO₂ مقابل SiO₂ که نمونه‌ها در محدوده مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک قرار می‌گیرند (Koepke et al., 2004).

در دیاگرام‌های شکل ۱۰ نیز نمونه‌ها در محدوده مذاب‌های تجربی ناشی

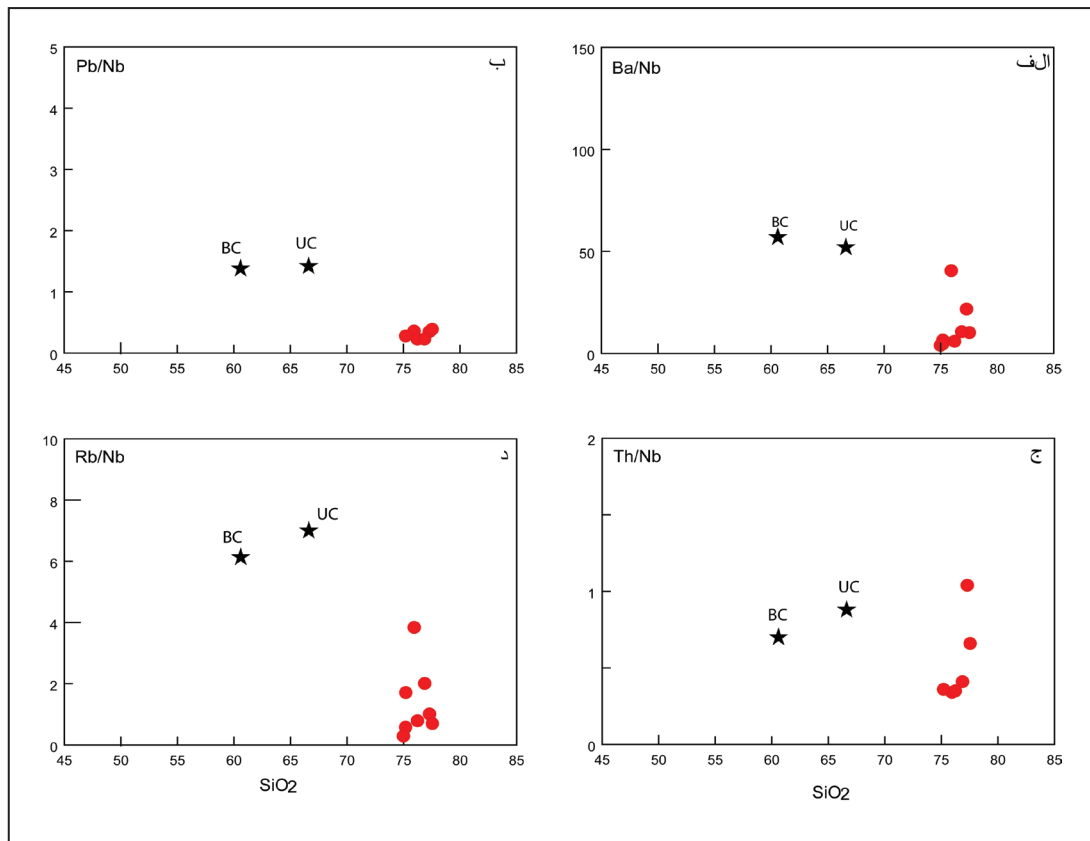
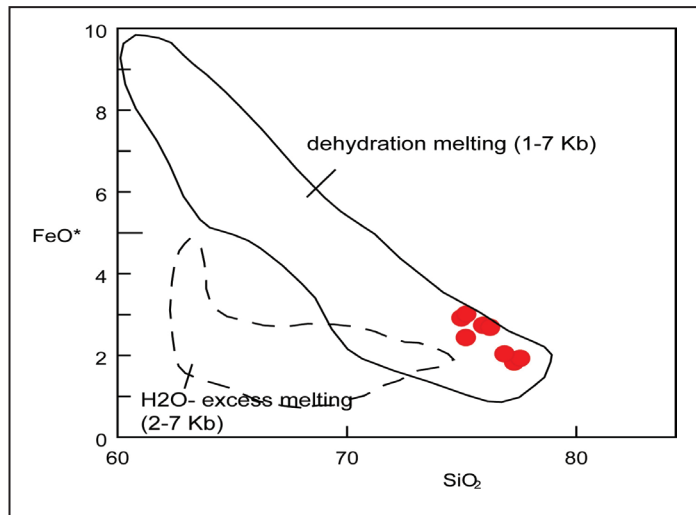


شکل ۱۰- الف تا د) ماهیت منشأ ماگمای توده چلتیان. محدوده‌های مشخص شده ترکیب مذاب‌های بخشی به دست آمده از آزمایشات تجربی ترکیبات کلی مختلف است. MB= متبازالت‌ها؛ MA= متاندزیت‌ها؛ MGW= متاگریوک‌ها؛ MP= متاپلیت‌ها (Rapp and Watson, 1995; Patiño Douce and Beard, 1995 and 1996; Patiño Douce and McCarthy, 1998).

شدت پرآلومین، غنی از Al و فقیر از آهن و رستیت غنی از آمفیبول ایجاد می‌شود (Patiño Douce and Beard, 1995). توده ترانجمیتی مورد مطالعه FeO بالایی دارد و در محدوده مذاب‌های ناشی از ذوب دئیدراسیون قرار می‌گیرد (شکل ۱۱). نسبت پایین Rb/Nb + Ba/Nb و Pb/Nb و نسبت بالاتر Th/Nb نمونه‌ها نسبت به مقادیر این نسبت‌ها در پوسته فوقانی و پوسته کل (شکل ۱۲) نشان می‌دهد که آلودگی پوسته‌ای در ژنر آنها نقش مهمی نداشته است. اگر چه رخداد آن به‌طور کامل با توجه به آنومالی مثبت Th و U رد نمی‌شود.

آزمایشات تجربی ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها در فشارهای پایین (کمتر از ۷ کیلو بار) و در دمای ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ °C نشان می‌دهد که در شرایط ذوب دئیدراسیون که آب تنها در فازهای آبدار و به‌طور عمده در آمفیبول موجود است، آمفیبول و کوارتز واکنش می‌دهند و مذاب‌های گرانودیوریتی و ترانجمیتی پرآلومین تا مت‌آلومین با رستیت حاوی پیروکسن ایجاد می‌شود. در این شرایط مذاب‌های حاصل FeO بالایی دارند و در مرز بین محدوده Al پایین و Al بالای نمودار (Barker 1979) قرار می‌گیرند. این در حالیست که در شرایط غنی از آب، پلاژیوکلاز تجزیه و مذاب به

شکل ۱۱- ترکیب مذاب‌های تجربی ایجاد شده از ذوب سنگ‌های مافیک. ذوب دئیدراسیون و ذوب در شرایط آب اضافی در فشارهای پایین تا متوسط (Beard and Lofgren, 1991; Patiño Douce and Beard, 1995).

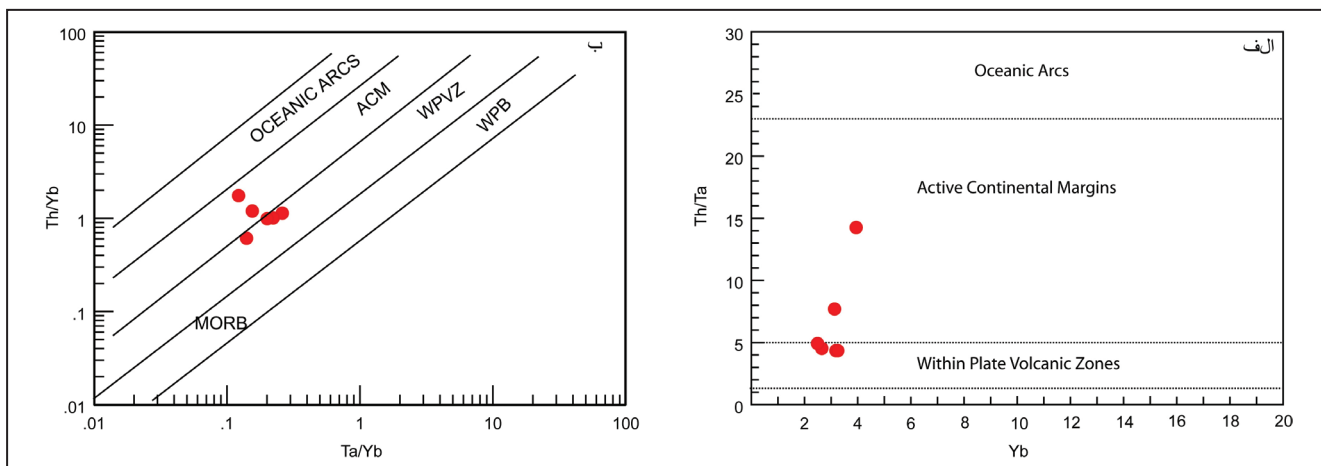


شکل ۱۲- دیاگرام‌های تغییرات نسبت‌های عنصری در مقابل سیلیس نمونه‌های توده چلتیان. ستاره‌ها ترکیب متوسط پوسته کل و پوسته فوقانی (Rudnick and Gao, 2003) را نشان می‌دهند.

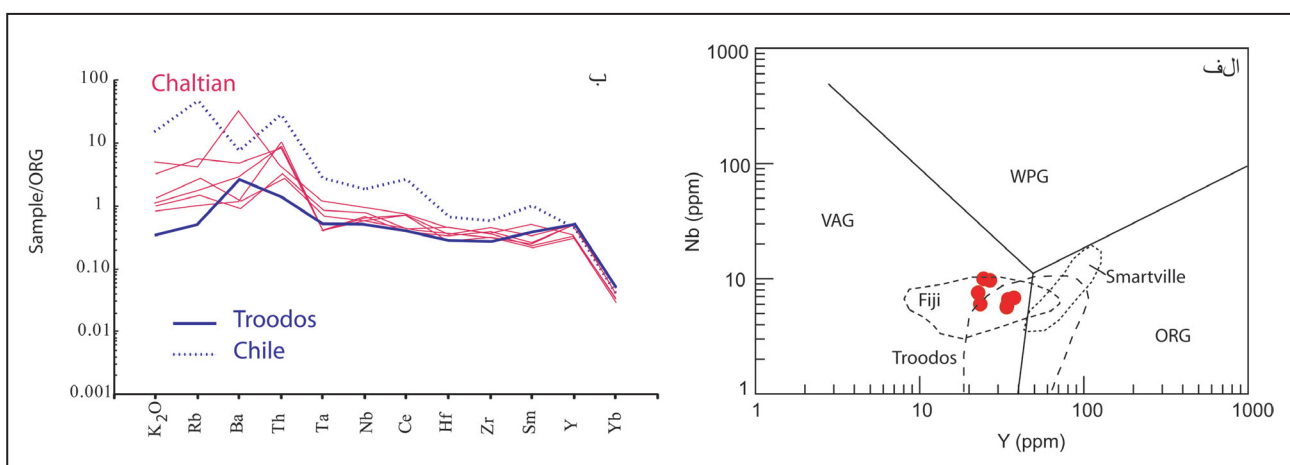
۸- جایگاه تکتونیکی

در قاعده مجموعه آذرین- رسوبی که احتمالاً نشان‌دهنده تشکیل این مجموعه در یک محیط زیر دریایی است، به همراه حضور دایک‌های دیابازی تأخیری فراوان با شیب نزدیک به قائم، جایگزینی این توده‌ها را در یک رژیم زمین‌ساختی کششی وابسته به فرورانش نشان می‌دهد. توده ترونجیمی چلتیان تقریباً در ۴۵ کیلومتری خاور گرانیت سیاه‌کوه قرار دارد. با توجه به رخداد ماگماتیسیم کمان و جایگزینی گرانیتویدهای کالک‌آلکان وابسته به فرورانش سیاه‌کوه (شکل ۱)، توده ترونجیمی چلتیان با ماهیت توله‌ای تا ترانزیشنال احتمالاً در منطقه پشت قوس این کمان به وجود آمده است. به نظر می‌رسد که به واسطه جریان حرارتی بسیار بالا که طی دوره کششی در پوسته تحتانی و بالا آمدگی گوشته استوسفری به وجود آمده، شرایط برای ذوب پوسته تحتانی بازیک و جایگزینی توده ترونجیمی فراهم شده است. مقایسه سنی توده چلتیان با توده سیاه‌کوه و همچنین توده‌های تعیین سن شده از سندج- سیرجان شمالی نشان می‌دهد که فاز نفوذی گسترده‌ای در زمان ژوراسیک میانی رخ داده و اکثر توده‌های وابسته به فرورانش مزوزویک در فاصله زمانی ۱۹۰ تا ۱۶۰ میلیون سال قبل جایگزین شده‌اند. توده‌های سندج- سیرجان جنوبی از جمله چلتیان در مقایسه با توده‌های سندج- سیرجان شمالی همانند الوند و بروجرد حدود ۲۰ میلیون سال قدیمی‌تر هستند و پلوتونیسیم در سندج- سیرجان جنوبی زودتر از سندج- سیرجان شمالی آغاز شده است.

مقدار Nb نمونه‌های مورد مطالعه نسبتاً پایین (کمتر از ۱۰ پی‌پی‌ام) بوده که این ویژگی مربوط به سنگ‌های شکل گرفته در جایگاه فرورانش است (Winchester and Floyd, 1977). در دیاگرام‌های (Schandl and Gorton, 2002) نمونه‌ها در محدوده بین محیط درون‌صفحه‌ای و حاشیه فعال قاره‌ای پلات می‌شوند (شکل ۱۳). در دیاگرام تشخیصی تکتونیکی (Pearce et al., 1984) نیز نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴). با این حال در این دیاگرام گرانیت‌های کمان آتشفشانی از پلاژیوگرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی مرتبط با فرورانش که در همان محدوده پلات می‌شوند، قابل تمایز نیستند (Pearce et al., 1984). مقایسه گرانیت‌های تیبیک پشته اقیانوسی مرتبط با فرورانش و حوضه‌های پشت کمان مانند ترودوس، اسمارت ویل و ترونجیم‌های پشت قوس فیجی و نیز گرانیت‌های شاخص قوس آتشفشانی شیلی با نمونه‌های مورد مطالعه (شکل‌های ۱۳ و ۱۴) نشان می‌دهد که ترونجیم‌های چلتیان با گرانیت‌های این محدوده‌ها به ویژه ترودوس و فیجی همپوشانی بیشتری دارند. مقدار نسبت Sr/Y این نمونه‌ها نیز (۱/۶۲ تا ۴/۵۷ با مقدار متوسط ۳/۴۱) مشابه با مقادیر مورب نرمال (۳/۲۱) است. از این رو ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده و ویژگی دوگانه ماگماتیسیم در منطقه و چینه‌شناسی واحدهای سنگی ته‌نشست یافته در حوضه از جمله تناوب سنگ‌های آذرآواری فلسیک و گدازه‌های بازالتی بالشی با سنگ‌های آهکی و آهک توفی



شکل ۱۳- دیاگرام‌های تشخیصی محیط تکتونیکی توده نفوذی چلتیان (Schandl and Gorton, 2002).



شکل ۱۴- (الف) دیاگرام تعیین محیط تکتونیکی Nb در مقابل Y (Pearce et al., 1984) = ORG = گرانیت پشته میان‌اقیانوسی؛ = VAG = گرانیت کمان آتشفشانی؛ = WPG = گرانیت داخل صفحه‌ای. محدوده گرانیت‌های پشت قوس مرتبط با زون فرورانشی ترودوس (Pearce et al., 1984)، گرانیت‌های حوضه پشت قوس اسمارت ویل (Pearce et al., 1984) و ترونجیم‌های حوضه پشت قوس فیجی (Gill et al., 1984) برای مقایسه آورده شده است؛ (ب) الگوی عناصر کمیاب عادی شده نسبت به گرانیت پشته میان‌اقیانوسی توده چلتیان در مقایسه با الگوهای شاخص قوس آتشفشانی شیلی و حوضه پشت قوس ترودوس.

۹- نتیجه گیری

- توده مورد مطالعه از ذوب دئیدراسیون درجه پایین سنگ‌های با منشأ آمفیبولیتی فاقد گارنت در فشارهای پایین (کمتر از ۷ کیلو بار) حاصل شده و آلودگی پوسته‌ای نقش مهمی در تحول این توده نداشته است.

- بر اساس ویژگی‌های صحرایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی احتمالاً توده ترونجمیتی چلتیان در یک رژیم زمین‌ساختی کششی وابسته به فرورانش نئوتیس در یک حوضه کششی کمان فرورانشی سنندج- سیرجان جنوبی جایگزین شده است. در این شرایط به دلیل حاکم شدن جریان حرارتی بسیار بالا شرایط مساعدی برای ذوب پوسته تحتانی با ترکیب بازیک و ایجاد ماگمای مولد توده فراهم آمده است.

در این نوشتار ویژگی‌های پتروگرافی، ژئوشیمیایی و سن توده گرانیتویدی چلتیان در باختر شهرستان جیرفت و در منتهی‌الیه جنوب خاوری زون سنندج- سیرجان مورد بررسی قرار گرفت و نتایج زیر حاصل شد:

- توده گرانیتویدی چلتیان دارای ترکیب ترونجمیتی فقیر از Al با ماهیت توله‌ایتی تا ترانزیشنال است.

- بر اساس مطالعات سن‌سنجی بلورهای زیرکن به روش SHRIMP (U-Pb) توده ترونجمیتی چلتیان در 187.5 ± 3.2 میلیون سال پیش در بین نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی اوایل مزوزویک جایگزین شده است.

- بر اساس مطالعات پتروگرافی این توده در فشارهای پایین جایگزین شده است.

کتابکاری

باباخانی، ع.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی سوزاران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی تصحیح شده کارشناسان یوگسلاوی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شهرکی قدیمی، ع.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفندقه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Ahadnejad, V., Valizadeh, M. V., Deevsalar, R. and Rezaei-Kahkhaei, M., 2011- Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan zone, W Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 261(1): 61- 75.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 29, p. 859- 877.
- Ahmadipour, H. and Rostamizadeh, G. 2012- Geochemical Aspects of Na-Metasomatism in Sargaz Granitic Intrusion (South of Kerman Province, Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 23(1): 45- 58.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012- Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: a new record of the Gondwana break-up in Iran: *Lithos*, v. 151, p. 122- 134.
- Arth, J. G. and Hanson, G. N., 1975-Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39:325- 362.
- Arvin, M, Pan, Y, Dargahi, S, Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007- Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *J Asian Earth Sci* 30:474- 489.
- Azizi, H., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S. L., 2011a- Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi abad area, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran. *Chemie der Erde* 71, 363- 376.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L. and Zarrinkoub, M. H., 2011b- Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes: *Journal of Geodynamics*, v. 52, p. 304- 320.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications: *Tectonophysics*, v. 451, p. 123- 155.
- Barker, F., 1979- Trondhjemitic; definition, environment, and hypotheses of origin. In F. Barker, Ed., *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*, p. 1- 12. Elsevier, Amsterdam.
- Barrett, T. J. and MacLean, W. H., 1994- Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VHMS deposits in the Noranda area. *Exploration Mining Geol.* 3, 131- 160.
- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and Ghalamghash, J., 2011- Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 172- 179.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E., 1991- Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1-3 and 6-9 kbar. *Journal of Petrology* 32, 365-M).

- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210- 265.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. and Iizuka Y., 2013- Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162- 163: 70- 87.
- Coleman, R. G. and Donato, M. M., 1979- Oceanic Plagiogranite Revisited. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York.
- Coleman, R. G. and Peterman, Z. E., 1975- Oceanic plagiogranite. *Journal of Geophysical Research*, 80, 1099- 1108.
- Deering, C. D., Cole, J. W. and Vogel, T. A., 2008- A rhyolite compositional continuum governed by lower crustal source conditions in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Petrology* 49, 2245- 2276.
- Dilek, Y. and Thy, P., 2006- Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara Melange, central Turkey. *Island Arc* 15, 44- 57.
- Dokuz, A., Tanyolcu, E. and Gen, S., 2006- A mantle- and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of early Jurassic Demirkent intrusive complex. *Int J Earth Sci* 95:370- 394.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A. A., 2012- Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 43, p. 11- 22.
- Fazlnia, A. N., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M. and Alipour, S., 2007- Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in the Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: Evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating: *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 18, p. 221- 237.
- Fazlnia, A. N., Schenk, V., Van der Straaten, F. and Mirmohammad, M., 2009- Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran: *Lithos*, v. 112, p. 413- 433.
- France, L., Koepke, J., Ildefonse, B., Cichy, S. B. and Deschamps, F., 2010- Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: experimental and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 683- 704.
- Frost, B. R., Frost, C. D., Cornia, M., Chamberlain, K. R. and Kirkwood, R., 2006- The Teton-Wind River domain: a 268-267 Ga active margin in the western Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 1489- 1510.
- Gill, J. B., Stork, A. K. and Whelan, P. W., 1984- Volcanism accompanying back-arc basin development in the southwest Pacific. *Tectonophysics*, 102, 207- 224.
- Helz, R. T., 1976- Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kbar. II Melt compositions. *Journal of Petrology* 17, 139- 193.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. and Grove, M., 2008- Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics* 451, 97- 122.
- Karsli, O., Ketenci, M., Uysal, I., Dokuz, A., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, R. and Wijbrans, J., 2011- Adakite-like granitoid porphyries in the Eastern Pontides, NE Turkey: Potential parental melts and geodynamic implications. *Lithos*, 127, 354- 372.
- Kay, R. W. and Kay, S. M., 1993- Delemination and delemination magmatism. *Tectonophysics* 219, 177- 189.
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S. T. and Holz, F., 2007- The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153, 67- 84.
- Koepke, J., Feig, S. T., Snow, J. and Freise, M., 2004- Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: An experimental study, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 146, 414- 432
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277- 279.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M., 2011- U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 41, p. 238- 249.
- Martin, H., 1999- Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46, 411- 429.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, P., Scarrow, J. H. and Williams, I. S., 2009- The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: A marker of the end of the collision in the Zagros orogen: *Journal of the Geological Society, London*, v. 166, p. 53- 69.
- Mazhari, S. A., Amini, S., Ghalamghash, J. and Bea, F., 2011- Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj- Sirjan Zone, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 4(1): 59- 67.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397- 412.
- Natland, J. H. and Dick, H. J. B., 1996- Melt migration through high-level gabbroic cumulates of the East Pacific Rise at Hess Deep: The origin of magma lenses and the deep crustal structure of fast-spreading ridges, *Proc. Ocean Drill Program Sci. Results*, 147, 21- 58

- Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L., 2014- Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Can J Earth Sci* 51: 272- 285.
- O'Connor, J. I., 1965- A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 525-B, 79- 84.
- Patiño Douce, A. E. and Beard, J. S., 1995- Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbars. *Journal of Petrology*, 36, 707- 738.
- Patiño Douce, A. E. and Beard, J. S., 1996- Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *J Petrol* 37:999- 1024
- Patiño Douce, A. E. and McCarthy, T. C., 1998- Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker BR, Liou JG (Eds) *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*. Kluwer, Dordrecht, pp 27- 55
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. B., 1994- Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett* 121:227- 244.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956- 983.
- Pet-Piper, G., Piper, D. J. W. and Matarangas, D., 2002- Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. *Lithos* 60, 47- 66.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891- 931.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the Continental Crust. In R.L. Rudnick, Ed., *The Crust, Treatise on Geochemistry*, 3, p. 1- 64. Elsevier- Pergamon, Oxford.
- Sabzehei, M., 1974- Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh. *Universiy of Grenoble, These*, p. 306.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic geology*, v. 90, p. 1217- 1236.
- Sepahi, A. A., Shahbazi, H., Siebel, W. and Ranin, A., 2014- Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj-Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U-Th-Pb ages for granitoids from the Marivan pluton. *Geochronometria* 41: 207- 215.
- Shahbazi, H., Siebe, W., Pourmoafée, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *J Asian Earth Sci* 39:668- 683
- Springer, W. and Seck, H. A., 1997- Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127:30- 45.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication Vol. 42, pp. 313- 345.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, p. 325- 343.

Petrogenesis and U-Pb SHRIMP age dating of Chaltian pluton, West Jiroft

Z. Badrzadeh^{1*}

¹Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Iran

Received: 2017 July 19

Accepted: 2018 August 09

Abstract

The studied Chaltian granitoid is located in the endpoint of the southern Sanandaj–Sirjan Zone. This pluton has Low-Al trondhjemitic composition with tholeiitic to transitional nature. The intrusion has been intruded in the early Mesozoic volcanic and sedimentary rocks. According to U-Pb SHRIMP age dating of zircon grains, this pluton was intruded at the 187.5 ± 3.2 Ma ago. Studied pluton has low Al_2O_3 , Sr/Y, $(La/Yb)_N$ ratio and less fractionated REE pattern. In the primitive mantle normalized spider diagrams, studied samples show enrichment of LIL elements such as K, Rb, Ba and Th relative to HFS elements and has negative anomaly in Ta, Nb and Ti elements, which are considered characteristic of magmas generated in subduction related settings. In terms of their origin, based on geological and geochemical characteristics, trondhjemitic melt has been generated by low pressure dehydration melting of amphibolitic source in an continental extensional tectonic setting related to subduction environment.

Keywords: Trondhjemite, U-Pb Dating (SHRIMP), Petrogenesis, Chaltian, Jiroft, Sanadaj-Sirjan zone.

For Persian Version see pages 165 to 178

*Corresponding author: Z. Badrzadeh; E-mail: zahrabadrzadeh@yahoo.com