

پتـرولوژی، سال هفتم، شماره بیست و ششم، تابستان ۱۳۹۵، صفحه ۴۵-۶۴  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۴/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۹/۰۱

## سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه ژئودینامیک توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی (جنوب‌باختری اصفهان)

مرضیه بیاتی<sup>۱\*</sup>، داریوش اسماعیلی<sup>۱</sup>، سیده فاطمه فدوی<sup>۲</sup>، یوسف وصالی<sup>۱</sup> و رضا مقدور مشهور<sup>۱</sup>  
<sup>۱</sup> دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

### چکیده

توده نفوذی کلاه‌قازی یکی از مهم‌ترین توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی پهنه سنندج-سیرجان است که در شیل‌های ژوراسیک تزریق و توسط آهک‌های کرتاسه پیشین به‌صورت آذرین‌پی پوشانده شده است. این توده نفوذی از سه رخنمون جداگانه تشکیل شده که بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری شامل مونزوگرانیت، گرانودیوریت، سینوگرانیت و دایک‌های آپلیتی همراه با رگه‌های فراوان تورمالینی هستند. مهم‌ترین کانی‌های سنگ‌ساز به ترتیب شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و پتاسیم‌فلدسپار به‌عنوان کانی‌های اصلی، همراه با آندالوزیت، اسفن، تورمالین، گارنت، سلیمانیت، کربدیریت، اسپینل و کیانیت به‌عنوان کانی‌های فرعی هستند. بر اساس مطالعات زمین‌شیمیایی واحدهای سنگی این توده نفوذی دارای سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و پرآلومین بوده، متعلق به گرانیت‌های نوع S هستند. توده نفوذی کلاه‌قازی در یک محیط برخوردی مرتبط با فرورانش از نوع کمان قاره‌ای و در ارتباط با حرکات فشارشی همزمان با فاز سیمین میانی بوده، از ذوب سنگ‌های پوسته میانی (سنگ مادری گری‌وکی و پلیتی غنی از پلاژیوکلاز) در عمق متوسط بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری و در فشار کم بخار آب (۰/۵ تا ۱ کیلو بار) و دمای میانگین تبلور ۷۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است. واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید کلاه‌قازی، گرانیت نوع S، ماگماتیسیم سیمین میانی، کمان ماگمایی ژوراسیک، پهنه سنندج-سیرجان

### مقدمه

فانروزویک است که همراه با تکرار چرخه‌ای پدیده‌های کافتش، ایجاد ناوه‌های اقیانوسی، فرورانش صفحه اقیانوسی، توسعه حواشی فعال قاره‌ای، برخورد قاره-قاره و زمین‌ساخت بعد برخوردی است (Berberian and

تکوین زمین‌ساختی قسمت ایرانی کمربند کوهزایی آلپ-همالیا بازتابی از برهم‌کنش زمین‌ساختی طویل مدت بین صفحه‌های آفرو-عربی و اوراسیایی در طول

\* bayati\_m61@yahoo.com

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

قرارگیری توده نفوذی کلاه‌قازی در قسمت میانی پهنه سنندج-سیرجان واقع در مرز بین سنندج-سیرجان شمالی و جنوبی، مجاورت این توده به بلوک شهرکرد-دهسرد که توسط Arfania و Shahriari (۲۰۰۷) و همچنین Davoudian و همکاران (۲۰۰۹) به‌عنوان بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس بررسی شده و گسل‌های اصلی منطقه یک فرصت بی‌نظیر برای ارزیابی ماگماتیسم زمان ژوراسیک پسین و مطالعه فرایندهای دخیل در تکوین حواشی فعال قاره‌ای و ماگماتیسم حاصل از فرورانش نئوتتیس را فراهم می‌آورد. از این رو با توجه به اهمیت این توده مطالعات زیادی توسط پژوهشگران مختلف مانند Tabatabaimesh (۱۹۹۴)، Khalili (۲۰۰۲)، Safari (۲۰۱۲) و Chiu و همکاران (۲۰۱۳) بر روی آن صورت پذیرفته است. اما علی‌رغم تلاش‌های صورت گرفته، به‌علت نبود داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل جدید هنوز ابهامات زیادی در ویژگی‌های ژئوشیمیایی این توده و جایگاه آن در سیر زمین‌ساختی پهنه سنندج-سیرجان وجود دارد.

هدف این نوشتار استفاده از داده‌های زمین‌شناسی صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ کل به‌منظور شناخت خاستگاه زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی و جایگاه آن در پهنه سنندج-سیرجان است.

### جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

توده نفوذی کلاه‌قازی در رشته ارتفاعات کلاه‌قازی با طول جغرافیایی ۵۲° ۵۱' شمالی و عرض ۲۴° ۳۲' خاوری در فاصله پنجاه کیلومتری جنوب تا جنوب‌خاور اصفهان و در میانه راه ارتباطی اصفهان به شهرضا در پارک ملی کلاه‌قازی واقع شده است (شکل ۱). سلسله جبال کلاه‌قازی ادامه ارتفاعات ایرانکوه است که دارای روند شمال‌باختر - جنوب‌خاوری است.

سلسله ارتفاعات کلاه‌قازی به‌صورت هورست مانند (ساختار گلبار مثبت) در بین گسل‌های

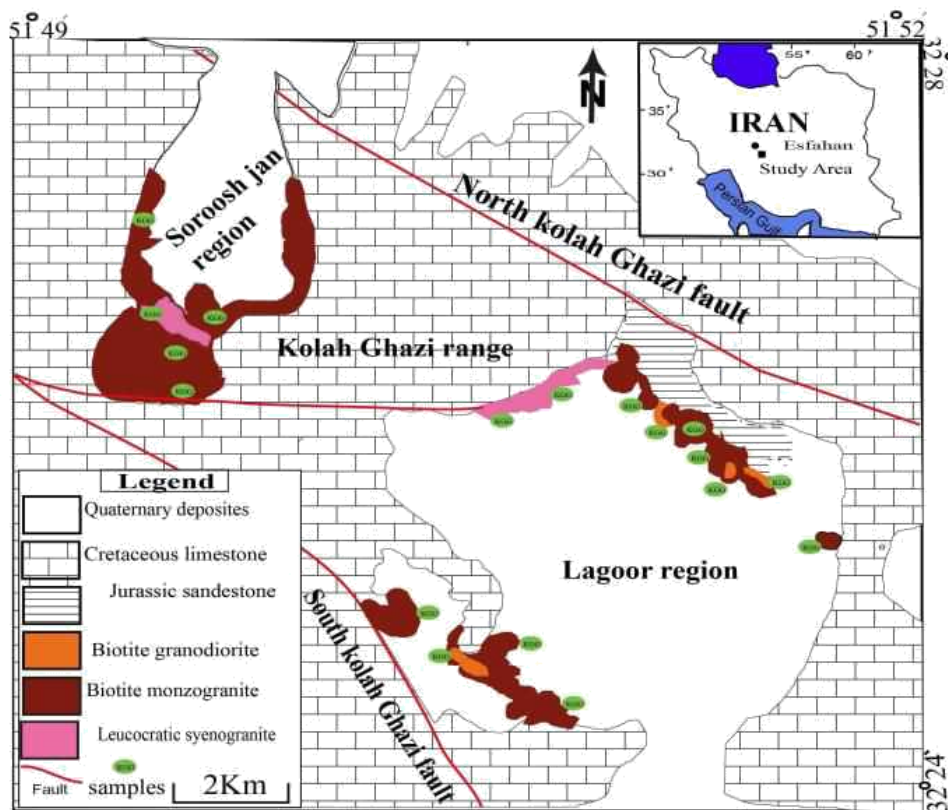
King., 1981; Verdel, 2009; Takin, 1972; Stöcklin, 1968). جدا شدن بلوک اوراسیا از گندوانا ( Ricou, 1974) در طول پرمین-تریاس سبب ایجاد ناوه اقیانوسی نئوتتیس در جنوب ایران مرکزی شد که با آغاز فرورانش در زمان تریاس ( Arvin و همکاران (۲۰۰۷) و Bagheri و Stampfli (۲۰۰۸) Wilmsen و همکاران (۲۰۰۹) سبب شکل‌گیری حاشیه فعال قاره‌ای از نوع آندی و ماگماتیسم کالک‌آلکان مزوزوییک در پهنه سنندج-سیرجان شد ( Berberian and King., 1981; Chiu et al., 2013; Sepahi et al., 2014; Mehdipour and Moazzen., 2015).

نخستین تکاپوهای ماگمایی نوع کمانی در این پهنه به‌عنوان کمان مزوزوییک در ژوراسیک پیشین تا ژوراسیک پسین (۱۴۴ تا ۱۷۶ میلیون سال پیش) با یک اوج فعالیت در ۱۶۵ میلیون سال پیش شروع شد که امروزه به‌صورت توده‌های نفوذی و واحدهای آتشفشانی در سرتاسر این پهنه قابل مشاهده است (Chiu et al., 2013). پیچیدگی زمین‌ساختی فلات ایران زمین به واسطه قرارگیری آن در ناحیه همگرا بین بلوک‌های عربی-اوراسیایی و برهم‌کنش زمین‌ساختی دراز مدت بین صفحه‌های آفر-عربی و اوراسیایی همراه با گستردگی تکاپوهای ماگماتیسم پس‌برخوردی در خلال سنوزوییک امکان ارزیابی ماگماتیسم همزمان با فرورانش را محدود ساخته است. به‌طوری که تکاپوهای ماگمایی کمان ژوراسیک (پهنه سنندج-سیرجان) نسبت به کمان ماگمایی سنوزوییک (پهنه ارومیه-دختر) به خوبی شناخته شده نیست.

توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی یکی از مهمترین توده‌های نفوذی با سن ژوراسیک در این کمان است که مطالعه آن می‌تواند در بررسی سیر تکوین ماگمایی کمان ژوراسیک بسیار موثر باشد. این امر به‌علت جایگاه انحصاری چینه‌شناسی (تزیق در سازند شمشک و قرارگیری در زیر رسوبات کرتاسه)، و عدم چند زمانه بودن ماگماتیسم آن است.

سبب تغییرات ناگهانی رخساره‌های کرتاسه در این منطقه شده است (Khalili, 1974; Khosrow-Tehrani, 1970).

شمالی (گسل نجف آباد- کلاه‌قازی) و جنوبی (گسل گلپایگان) قرار دارد (شکل ۱). این گسل‌ها در طول کرتاسه در منطقه کلاه‌قازی فعال بوده و



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه کلاه‌قازی و رخنمون توده نفوذی کلاه‌قازی در منطقه لاگور و سروشجان و موقعیت نمونه‌های آنالیز شده (جنوب‌باختری اصفهان).

توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی شامل سه رخنمون اصلی و مجزاست که در شیل‌های ژوراسیک تزریق شده و به ترتیب از سه گروه مونزوگرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و سینوگرانیت تشکیل شده است (شکل‌های ۱، ۲-A، ۲-B و ۲-C). توده‌ها و رگه‌های آپلیتی و کوارتز تورمالینی نسبتاً فراوان، با پهناهای چند سانتیمتر تا چند متری، توده اصلی را قطع می‌کنند (شکل ۲-D). همچنین، انکلاوهای فراوان پر از بیوتیت و درشت بلورهای آندالوزیتی در اکثر پیکره توده نفوذی قابل مشاهده هستند (شکل‌های ۲-E و ۲-F).

از دیدگاه پهنه‌های زمین‌ساختی ایران، این منطقه بخشی از پهنه سنندج-سیرجان است که در زیرپهنه جنوبی آن موسوم به زیرپهنه اصفهان-سیرجان واقع شده است (Arfania and Shahriari, 2009). پهنه سنندج-سیرجان در این بخش به صورت عرضی قابل تقسیم به دو قسمت مجزای شمالی موسوم به بلوک اصفهان-سیرجان و منطقه جنوبی بلوک شهرکرد-دهسرد است. مرز میان دو بلوک گسل اصلی و عمیق آباده است (Arfania and Shahriari, 2009).

نهشته‌های ژوراسیک در منطقه کلاه‌قازی شامل ضخامت متغیری بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ متر از شیل و ماسه‌سنگ با میان لایه‌هایی آهکی حاوی مرجان، بریوزوآ، جلبک و دوکفه‌ای با سن ژوراسیک پیشین است (Zahedi, 1976). رسوبات کربناته کرتاسه که با کنگلومرا و ردیف‌های آواری دارای قطعاتی از جنس گرانیتوئید کلاه‌قازی و با دگرشیمی آذرین‌پی روی این توده گرانیتوئیدی قرار گرفته‌اند و فاقد هر گونه آثار دگرگونی مجاورتی و دگرسانی هستند و تأییدی بر تنه‌نشست آنها بعد از نفوذ توده کلاه‌قازی است (شکل‌های A-۲ و B-۲). واحدهای کربناته کرتاسه در منطقه کلاه‌قازی دارای تنوع سنگ‌شناسی، رخساره‌ای و سنی متنوع هستند و شامل آهک‌های ضخیم‌لایه خاکستری باریک، شیل‌ها و آهک‌های اربیتولین‌دار و رودیست‌دار، آهک‌های توده‌ای آلبین شیل‌های بودانتی‌سراس، آهک و شیل‌های گلوکونیت‌دار و آهک‌های اینوسراموس‌دار با سن تورنین-کنیاسین است (Khosrow-Tehrani, 1970).

### روش انجام پژوهش

پس از انجام بازدیدهای صحرایی در بیش از ۲۰ مقطع نمونه‌برداری طولی و عرضی، تعداد ۵۰۰ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌نگاری انتخاب و از آنها مقطع نازک تهیه شد. با توجه به تنوع سنگ‌شناسی منطقه، همه واحدهای سنگی مورد مطالعه با روش XRF (برای عناصر اصلی و برخی عناصر فرعی) و ICP-MS (برای برخی عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر)، آنالیز شیمیایی شدند. برای این منظور از دستگاه‌های XRF (مدل Philips PW 1480) و ICP-MS در انیستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی ملی علوم چین در پکن استفاده شد. در تفکیک روابط عنصری و تعیین خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قازی نرم‌افزارهای GCDkit و Excel برای بررسی داده‌های به‌دست آمده استفاده شد.

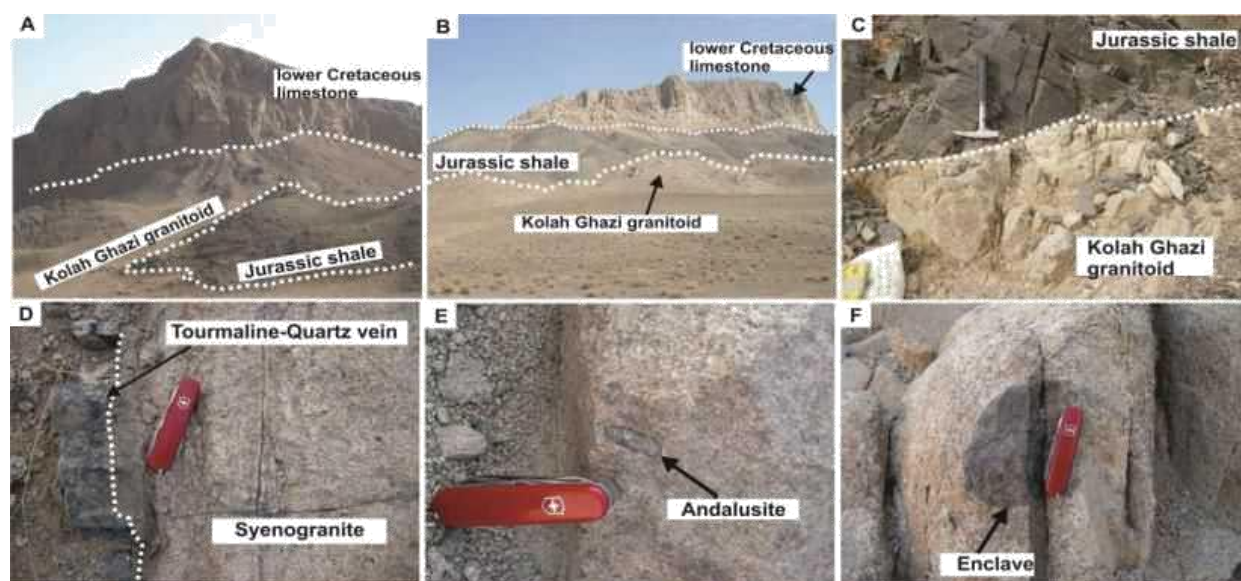
شواهد صحرایی بسیاری، مانند وجود بلوک‌های بزرگ شیلی به‌صورت زنولیت‌ها، به‌همراه وجود هاله‌های مجاورتی در شیل‌ها با کانی‌های رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس، نشان‌دهنده جایگزینی این توده گرانیتوئیدی در شیل‌ها و رسوبات آواری ژوراسیک هستند (Zahedi, 1976) (شکل‌های ۲-۲، A-۲، B-۲ و C-۲).

توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی با سه رخنمون پراکنده در امتداد زمین مسطح و نعلی‌شکل موسوم به لاگور رخنمون یافته است (شکل ۱). این توده‌ها به ترتیب عبارتند از:

(۱) توده سروشجان: این توده بزرگترین توده نفوذی کلاه‌قازی است که به شکل شاخ مانند در شمال‌باختری لاگور در منطقه سروشجان رخنمون دارد. این توده عمدتاً از سینوگرانیت لوکوکرات در حواشی و فاز بیوتیت‌مونزوگرانیت در مرکز تشکیل یافته است (شکل ۱). قسمت جنوبی این توده توسط یک سامانه گسلی محدوده شده است که حرکات چپ‌گرد این گسل سبب قطع و جابه‌جایی این توده و قرارگیری آن در شمال لاگور بزرگ شده است (شکل ۱).

(۲) توده خاوری لاگور بزرگ: این توده در سمت شمال‌خاوری لاگور قرار گرفته است و عمدتاً از بیوتیت‌مونزوگرانیت تشکیل یافته است. فازهای بیوتیت‌گرانیت در این توده رخنمون دارند. در این قسمت بیرون‌زدگی توده گرانیتی کلاه‌قازی از میان شیل‌ها و رسوبات آواری ژوراسیک پسین قابل رویت است (شکل ۱).

(۳) توده جنوب‌باختری لاگور بزرگ: این توده در ضلع جنوب‌باختری لاگور قرار گرفته و عمدتاً از بیوتیت‌مونزوگرانیت تشکیل یافته است واحدهای بیوتیت‌گرانودیوریتی با فراوانی کم در این توده قابل مشاهده هستند. گسل گلپایگان (در جنوب کلاه‌قازی) مرز جنوبی این توده را تشکیل می‌دهد (شکل ۱).



شکل ۲- تصاویرهای صحرایی از توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی (جنوب‌باختری اصفهان). A، B جایگاه و رخمون توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی در منطقه لاگور که در میان شیل‌های ژوراسیک تزریق و توسط آهک کرتاسه پیشین پوشانده شده است در منطقه لاگور بزرگ؛ C) مرز بین توده کلاه‌قازی و شیل‌های دگرگون‌شده (اسلیت)؛ D) رگه کوارتز-تورمالینی در سینوگرانیت‌های کلاه‌قازی؛ E) درشت بلورهای آندالوزیت در گرانیتوئید کلاه‌قازی؛ F) انکلاو غنی از بیوتیت در گرانیتوئید کلاه‌قازی.

زیرکن، آپاتیت، آندالوزیت، گارنت، میکا، پنین،

سیلیمانیت و کیانیت به صورت کانی فرعی است.

این سنگ‌ها دارای کانی‌های ثانویه‌ای مانند

کلریت، سرسیت اسفن، سرسیت، تورمالین،

کانی‌های رسی و اسپینل هستند.

متاسوماتیسم پس از مرحله انجماد ماگمایی به‌طور

گسترده سینوگرانیت‌ها، مونزوگرانیت‌ها و آپلیت‌ها را

تحت تاثیر قرار داده و سبب تبدیل بیوتیت‌ها به کلریت

(پنین) و اسفن (ثانویه) همراه با کانیزایی گسترده

تورمالینی شده است (شکل ۳- D). اسپینل از دیگر

کانی‌های ثانویه است که به صورت دانه‌های پراکنده در

حاشیه آلومینوسیلیکات‌های ناپایدار (آندالوزیت و

سیلیمانیت) قرار داشته و آنها را در برگرفته است و

بیوتیت‌های کلریتی شده قابل مشاهده است (شکل‌های

۳- B و ۳- C).

## سنگ‌نگاری

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد توده

گرانیتوئیدی کلاه‌قازی از واحدهای سنگی متشکل از

گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت همراه با

توده‌ها و رگه‌های آپلیتی و رگه‌های فراوان کوارتز-

تورمالین تشکیل شده است. هر یک از این واحدهای

دارای ویژگی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌نگاری خاص خود

هستند.

بافت رایج در سنگ‌های توده کلاه‌قازی شامل

هیپایدیومورف گرانولار، غربالی، میرمکیتی و گرانوفیری

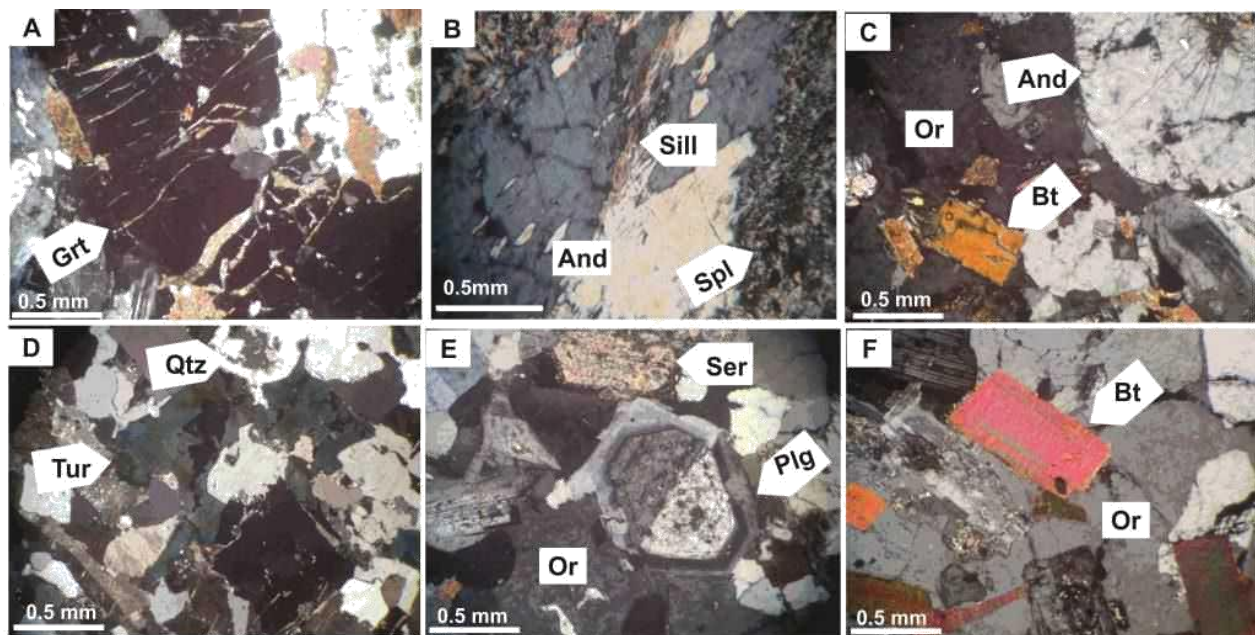
است (شکل‌های ۳- A تا ۳- F). کانی‌های اصلی

تشکیل‌دهنده بر اساس فراوانی شامل کوارتز (۳۴ تا ۴۰

درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی)،

آلکالی‌فلدسپار (ارتوز) (۲۰ تا ۵۳ درصد حجمی) و

بیوتیت (۳ تا ۱۵ درصد حجمی) همراه با کانی‌های



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی گرانیتوئید کلاه‌قازی (جنوب‌باختری اصفهان). (A) بلور گارنت از هم پاشیده شده در گرانیتوئید کلاه‌قازی؛ (B) تبدیل درشت بلور آندالوزیت از کناره‌ها به اسپینل و رشد سلیمانیت به صورت رشته‌ای در درون آن؛ (C) درشت بلور آندالوزیت همراه با کانی‌های بیوتیت، فلدسپار در گرانودیوریت‌ها؛ (D) کانی تورمالین در سینوگرانیت‌ها؛ (E) منطقه‌بندی در بلور پلاژیوکلاز همراه با سریسیتی شدن برخی پلاژیوکلازها؛ (F) بلور بیوتیت در مونزوگرانیت‌ها. علایم اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

### ژئوشیمی

گرانیت‌های نوع S هستند (شکل ۴- B). به‌طور کلی گرانیتوئیدهای نوع S در مقایسه با نوع I از عناصر Sr، Ca و Na فقیرتر و از عناصر K، Rb و Pb غنی‌تر هستند بر این اساس، در نمودار  $Na_2O$  در برابر  $K_2O$  پیشنهادی توسط White و Chappell (۱۹۸۳) نمونه‌های کلاه‌قازی در مقایسه با توده‌های گرانیتوئیدی نوار چین خورده لاخان در محدوده گرانیت‌های S قرار می‌گیرند (شکل ۴- C).

نمودار تغییرات عناصر کمیاب نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه Sun و McDonough (۱۹۸۹) در شکل ۵- A رسم شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودار دارای الگوی غنی‌شده از عناصر LILE و LREE، تهی‌شده از عناصر HFSE، همراه با آنومالی منفی Ba، Nb، P، Ti و Sr و آنومالی مثبت Th، U، K و Nd هستند.

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناختی توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شد (جدول ۱). واحدهای سنگی توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی بازه ترکیبی کمی در محتوی  $SiO_2$  از ۵۳/۳۹ تا ۷۱/۶۶ را به نمایش می‌گذارند و در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $K_2O$  در محدوده سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا واقع می‌شوند (شکل ۴- A).

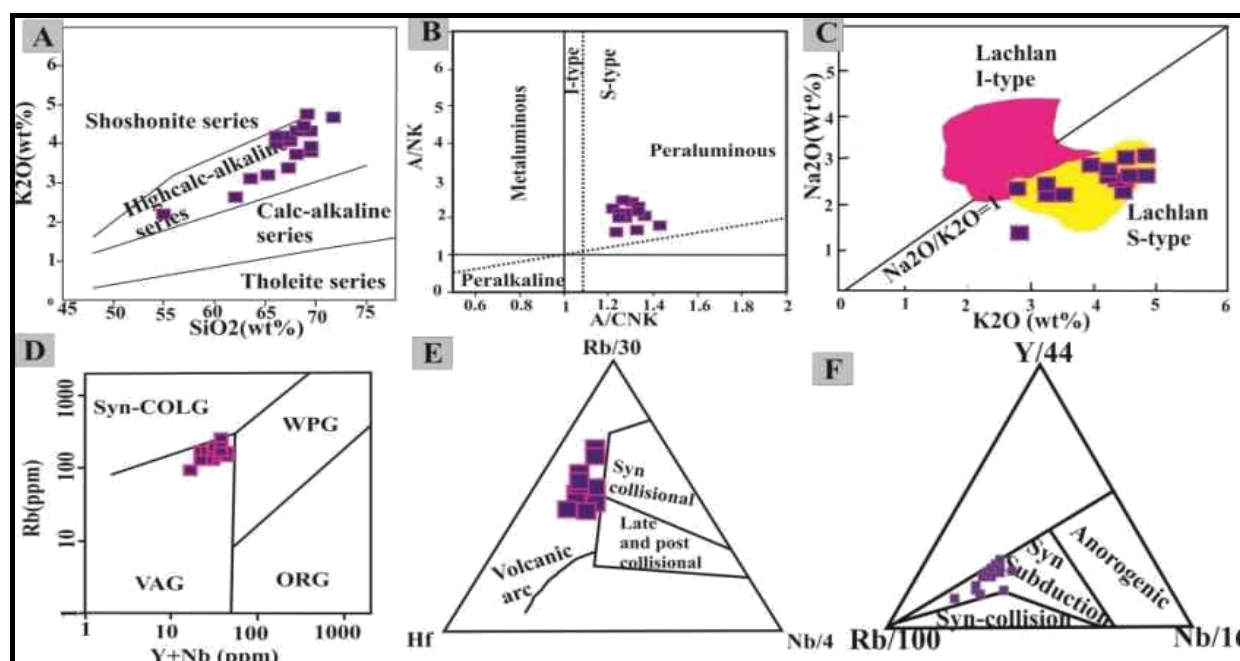
ضریب اشباعی از آلومینا یا ASI ( $Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$ ) در نمونه‌های سنگی کلاه‌قازی بالا بوده دارای بازه بین ۱/۶۵ تا ۲/۳۲ و با یک مقدار متوسط ۱/۸۲ هستند و به این ترتیب بر اساس رده‌بندی White و Chappell (۱۹۹۲) و همچنین، نمودار Shand (۱۹۴۳) جزو گرانیت‌های پرآلومینوس و متعلق به

جدول ۱- غلظت اکسید عناصر اصلی (بر حسب در صد وزنی) و عناصر کمیاب (بر حسب قسمت در میلیون) برای نمونه‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قازی (جنوب‌باختری اصفهان). واحدهای سنگی شامل SG (سینوگرانیت)، MG (مونوزوگرانیت) و GD (گرانودیوریت) هستند.

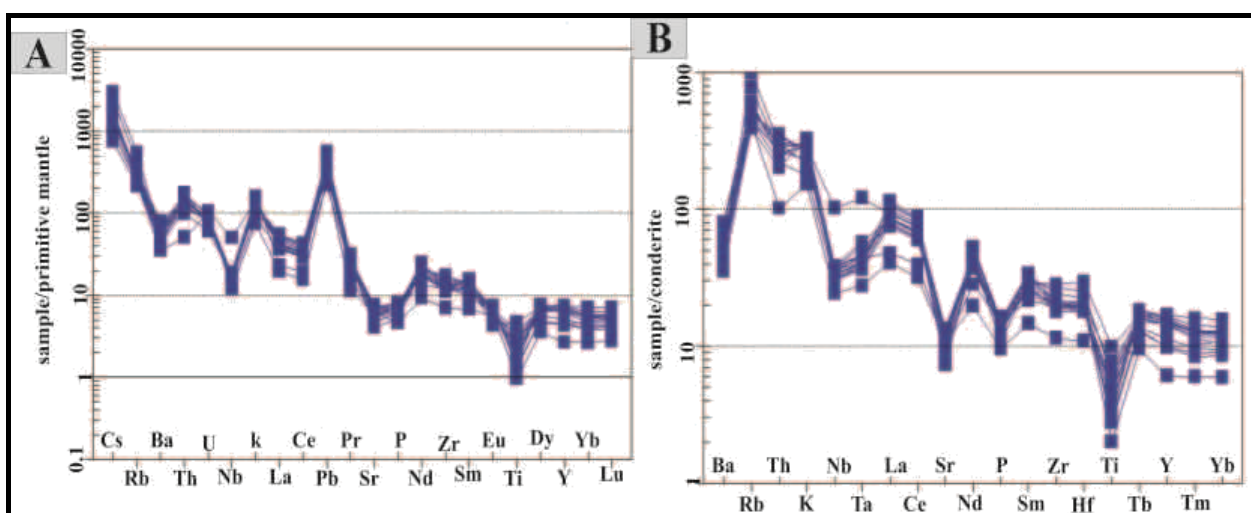
Sample	KG351	KG366	KG389	KG396	KG413	KG432	KG443	KG460	KG476	KG486	KG512A	KG518	KG538	KG547	KG553	
Rock	MG	GD	MG	MG	MG	GD	MG	MG	GD	MG	SG	SG	MG	MG	SG	
SiO <sub>2</sub>	69.5	62.42	54.91	69.69	68.35	65.45	65.89	67.89	64.16	67.13	53.39	68.65	67.55	68.82	69.18	71.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.03	15.75	16.99	15.38	15.75	15.14	16.47	14.84	16.34	15.31	17.98	14.92	14.91	14.33	15.34	14.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.18	7.51	11.39	3.39	4.59	5.73	5.08	4.2	6.03	5.19	12.3	4.11	5.35	4.21	4.26	3.02
CaO	2.35	3.36	5.12	2.46	2.49	3.02	2.36	2.18	3.19	2.69	1.21	1.59	2.08	1.21	1.13	1.16
MgO	1.02	2.96	5.05	0.9	1.23	1.86	1.73	1.36	2.07	1.63	2.88	1.24	1.5	0.74	0.83	0.5
Na <sub>2</sub> O	2.34	2.38	1.33	2.62	2.42	2.24	2.44	2.25	2.48	2.23	2.31	2.31	2.56	2.53	2.75	2.93
K <sub>2</sub> O	3.77	2.56	2.21	3.85	3.76	3.25	4.09	4.34	3.16	3.41	4.19	4.47	4.1	4.75	4.31	4.75
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.80	0.73	0.32	0.44	0.62	0.54	0.46	0.68	0.54	1.02	0.38	0.51	0.28	0.30	0.20
MnO	0.090	0.079	0.260	0.057	0.098	0.096	0.103	0.059	0.090	0.093	0.201	0.068	0.052	0.084	0.069	0.038
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.164	0.142	0.100	0.152	0.156	0.139	0.140	0.132	0.147	0.134	0.113	0.149	0.151	0.172	0.166	0.160
LOI	1.26	2.16	1.42	1.18	1.24	1.42	1.66	1.32	1.56	1.32	3.16	1.88	1.58	1.52	1.74	1.22
Sum	100.9	100.1	99.52	100	100.5	98.97	100.5	99.04	99.91	99.68	98.76	99.78	100.3	98.6	100	100
Li	98.94	134.47	93.70	115.35	96.70	114.88	112.01	102.46	111.59	129.04	223.12	91.54	126.30	101.00	105.52	64.35
Sc	10.09	23.06	38.77	8.44	9.59	18.15	14.62	12.75	18.47	15.65	33.33	9.56	14.09	9.42	9.51	5.01
V	35.29	131.45	206.53	27.21	43.58	81.22	64.14	59.60	86.19	67.69	124.51	43.46	60.73	27.61	30.31	15.57
Co	6.75	19.78	24.91	5.41	8.41	13.29	11.15	9.01	12.30	11.15	25.67	7.65	10.56	5.29	6.16	4.07
Ni	13.99	27.85	31.58	11.67	15.41	20.71	18.33	16.37	20.94	19.08	54.83	14.96	17.16	10.09	11.94	8.19
Ga	17.75	18.34	18.42	18.07	18.00	18.47	18.34	16.38	19.94	17.62	31.63	17.70	18.23	18.85	20.14	17.71
Rb	166.61	154.34	148.27	168.82	173.92	154.58	185.13	185.29	162.16	156.80	344.52	190.89	271.85	214.57	203.28	136.33
Sr	112.66	149.35	128.87	124.25	121.59	124.99	156.32	99.67	138.23	114.90	85.65	154.29	154.97	147.52	159.46	120.14
Y	32.77	29.06	19.69	31.98	30.99	29.16	30.31	28.71	29.85	33.81	30.69	28.65	22.93	19.95	19.62	12.18
Zr	143.31	141.98	78.35	134.56	145.68	184.05	144.45	128.31	165.16	133.96	193.91	132.54	122.27	130.26	138.93	136.22
Nb	11.62	10.66	8.55	10.79	12.16	12.80	11.97	10.65	13.50	11.21	35.99	13.05	11.88	13.31	13.40	12.64
Cs	11.29	7.37	14.13	11.50	12.98	9.40	10.59	14.19	13.28	12.02	23.45	10.48	19.44	10.36	9.95	5.87
Ba	372.47	294.02	244.65	432.06	365.62	339.01	416.91	524.65	328.60	317.01	372.84	442.73	303.46	553.15	433.03	434.92
La	37.63	25.45	13.41	36.16	37.45	31.19	32.61	28.14	34.57	27.50	30.73	28.21	26.06	24.67	28.41	15.83
Ce	76.00	52.88	27.52	73.47	76.19	64.39	67.96	58.55	72.60	56.94	63.55	57.74	54.13	51.32	60.33	34.33
Pr	8.75	6.08	3.16	8.46	8.76	7.33	7.70	6.79	8.23	6.51	7.29	6.67	6.18	6.05	6.92	4.43
Nd	33.09	23.44	12.40	32.19	33.30	28.04	29.41	25.97	31.50	24.90	27.59	25.36	23.53	23.40	26.68	17.85
Sm	6.88	5.16	2.98	6.73	6.86	5.93	6.26	5.67	6.66	5.46	5.95	5.52	5.14	5.36	5.94	4.35
Eu	1.00	1.10	0.94	1.08	1.03	1.01	1.04	0.93	1.08	0.94	0.71	0.99	0.93	1.19	1.24	0.99
Gd	6.04	4.85	3.06	6.02	6.06	5.37	5.60	5.19	5.88	5.13	5.40	5.07	4.55	4.52	4.89	3.62
Tb	0.95	0.80	0.54	0.96	0.94	0.85	0.89	0.85	0.91	0.87	0.87	0.83	0.71	0.66	0.69	0.49
Dy	5.68	4.88	3.36	5.60	5.51	5.07	5.32	4.97	5.40	5.52	5.19	4.87	4.11	3.61	3.67	2.63
Ho	1.16	1.02	0.71	1.13	1.10	1.03	1.07	1.00	1.06	1.21	1.05	1.00	0.79	0.72	0.70	0.50
Er	3.20	2.86	2.08	2.97	2.93	2.80	2.89	2.69	2.87	3.40	2.84	2.67	2.14	1.94	1.88	1.33
Yb	3.06	2.84	2.38	2.77	2.67	2.75	2.78	2.55	2.75	3.46	2.66	2.28	2.08	1.98	1.86	1.30
Lu	0.46	0.43	0.37	0.41	0.40	0.42	0.42	0.38	0.41	0.52	0.40	0.33	0.31	0.30	0.28	0.20
Hf	3.99	3.87	2.19	3.94	4.16	5.03	3.94	3.69	4.50	3.80	5.92	3.78	3.58	3.96	4.20	4.01
Ta	0.81	0.73	0.55	0.83	0.79	0.81	0.80	0.76	0.92	0.76	2.43	0.93	0.95	1.06	1.16	0.89
Pb	26.74	15.52	17.82	27.89	33.43	22.64	29.78	30.40	18.86	22.60	24.90	33.81	21.05	39.43	33.22	35.35
Th	14.52	9.33	4.30	14.59	14.98	11.86	12.66	12.77	12.78	11.03	12.72	11.94	11.08	10.08	10.50	8.43
U	1.49	1.85	2.13	1.98	1.56	1.69	1.65	1.59	1.57	1.58	2.21	1.90	1.91	1.73	1.70	1.27

توده‌های نفوذی استفاده شد. نمونه‌های توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی در نمودار دوتایی Rb در برابر Nb+Y (Pearce et al., 1984) و همچنین، نمودار مثلثی Hf-Rb/30- Nb/4 (Harris et al., 1986) در محدوده گرانیت‌های مرتبط با کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴-D و ۴-E). در نمودار مثلثی Rb/100- Y/44-Nb/16 (Thieblemont and Cabanis, 1990)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های همزمان با فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۴-F).

در شکل ۵-B تغییرات عناصر کمیاب که نسبت به فراوانی آنها در ترکیب کندریت Thompson (1982) عادی شده‌اند، نشان داده شده است. در این نمودار روندی با شیب منفی همراه با آنومالی منفی عناصر Sr, Ta, Ti, Ba, Nb و TP که ویژه توده‌های گرانیتوئیدی کالک‌آلکان قوسی است، به‌وضوح دیده می‌شود (Chappell, 1999). به‌منظور تعیین خاستگاه زمین‌ساختی گرانیتوئید مورد مطالعه، از نمودارهای مختلف ارائه شده جهت تفکیک محیط زمین‌ساختی



شکل ۴- شیمی سنگ کل واحدهای سنگی توده کلاهقازی (جنوب‌باختری اصفهان) در: (A) نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976) برای تعیین سری سنگی؛ (B) نمودار  $A/NK$  در برابر  $A/CNK$  (Shand, 1943) برای تعیین شاخص اشباع نمونه‌های مورد مطالعه؛ (C) نمودار  $Na_2O$  در برابر  $K_2O$  (White and Chappell, 1983) برای تعیین نوع گرانیتوئید؛ (D) نمودار  $Rb$  در برابر  $Nb+Y$  (Pearce et al., 1984) برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئید (علایم به کار رفته در این نمودار به ترتیب شامل: VAG (گرانیت‌های کمان آتشفشانی)، ORG (گرانیت‌های پشته میان‌اقیانوسی)، WPG (گرانیت‌های میان‌صفحه‌ای)، Syn-COLG (گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد)؛ (E) نمودار تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر اساس Harris و همکاران (۱۹۸۶)؛ (F) نمودار  $Nb/16 - Rb/100 - Y/44$  (Thieblemont and Cabanis, 1990) برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی کلاهقازی.



شکل ۵- ترکیب شیمی سنگ کل واحدهای سنگی توده گرانیتوئیدی کلاهقازی در نمودار: (A) الگوی چند عنصری به‌هم‌نگار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) الگوی عناصر خاکی نادر به‌هم‌نگار شده نسبت به ترکیب کندریت (Thompson, 1982).



## بحث و بررسی

**پتروژنز:** بر اساس نتایج داده‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئید کلاه‌قازی از سه واحد مونوزوگرانیت، گرانودیوریت و ساینوگرانیت تشکیل یافته است. نبود سنگ‌های معادل بیرونی، نوع سنگ گرانیت، وجود انکلاوهای غنی از بیوتیت و کلدیریت، سیمای سنگ‌شناختی (وجود گارنت، کلدیریت، سلیمانیت و آندالوزیت)، نبود هورنبلند و اسفن اولیه، همراه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی، مانند نسبت ASI بیشتر از ۱/۱ در بیشتر نمونه‌ها، ساخته شدن بیش از ۱٪ کروندوم در محاسبات نورم (ماهیت پرآلومینوس و خاستگاه پوسته‌ای) همگی بیانگر تعلق توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی به گرانیت‌های پرآلومینوس نوع S با ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا است.

دارا بودن روند نزولی بر اثر غنی‌شدگی LILE و LREE تهی‌شدگی HFSE همراه با آنومالی منفی Nb، Ba، P، Ti، Sr و آنومالی مثبت U، Th، K، Nd و Pb در نمودار چند عنصری به‌هنجار شده به‌گوشته اولیه و همچنین، روندی با شیب منفی همراه با آنومالی منفی عناصر Ta، Ti، Sr، Ba، Nb و P در نمودار به‌هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Thompson, 1982) از دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی بارز این توده است که نشان‌دهنده تبعیت از این توده از روند ترکیبی گرانیت‌های نوع S و مطابقت آن با الگوی ترکیبی گرانیت‌های فروانشی است. در این نمودارها بی‌هنجاری منفی Sr نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها از منابع پوسته‌ای است. زیرا ماگماهایی که خاستگاه آنها از ذوب پوسته قاره‌ای است دارای بی‌هنجاری منفی Sr هستند (Wang *et al.*, 2006).

تهی‌شدگی P نیز نشان‌دهنده تبلور فاز آپاتیت در طول تبلور است. از سوی دیگر، غنی‌شدگی

عناصر ناسازگار (K، Th، Rb، La، Ce و Nd) و آنومالی منفی Sr، Ba، Eu، Nb، Ta، P و Ti در این نمودارها با مذاب‌های حاصل از پوسته سازگار بوده، نشان‌دهنده شباهت این توده گرانیتی با گرانیت‌های نوع S است (Chappell and White, 1986; Harris *et al.*, 1992).

علی‌رغم شباهت گرانیتوئید کلاه‌قازی با گرانیت‌های نوع S، نبود هاله‌های دگرگونی و سنگ‌های دگرگونی درجه بالا که همراه با تولید مذاب‌های گرانیتی باشند را عموماً نمی‌توان در صحرا مشاهده کرد.

از این رو، برای بررسی و تعیین عوامل موثر در پتروژنز این توده گرانیتوئیدی از شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و نمودارهای مختلف سنگ‌زادی برای ارزیابی سنگ‌مادر، عمق و تعیین خاستگاه این توده استفاده شد. وجود کلدیریت، اسپینل، سیلیکات‌های آلومینوم‌دار همراه با گارنت در انکلاوهای توده کلاه‌قازی نشان‌دهنده وجود انکلاوهای سورمیکاسه در این توده است (Khalili, 2002).

به باور Didier (۱۹۸۲) انکلاوهای سورمیکاسه در سنگ‌های گرانیتی، معرف ماگما‌های گرانیتی نوع S هستند و بازمانده‌های ذوب بخشی گنایس‌ها و شیسست‌هایی هستند که در درجه حرارت ذوب میگماتیت‌ها از آنها، گرانیت‌های آناتکسی تشکیل شده‌اند. وجود این انکلاوها به‌خوبی بیانگر این است که ماگمای گرانودیوریتی کلاه‌قازی بر اثر آناتکسی سنگ‌های پوسته‌ای به‌وجود آمده است.

Khalili (۲۰۰۲) و Tabatabaimanesh (۱۹۹۴) این توده را حاصل ذوب‌بخشی رسوبات غنی از آلومینیم (پلیتی) پوسته بالایی می‌دانند. Safari و همکاران (۲۰۱۳) کلدیریت‌های موجود در گرانیتوئید کلاه‌قازی را به حاصل آناتکسی سنگ‌مادر پلیتی و عنوان بقایای دیرگداز در مذاب گرانیتی می‌دانند. مطالعات نشان می‌دهند که مقادیر  $Al_2O_3/TiO_2$  و  $CaO/Na_2O$

لاخلان نشان می‌دهد.

علاوه بر این، نمودار  $\text{Na}_2\text{O}$  در برابر Altherr and Siebel, ( )  $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$  مولار (2002) برای تعیین خاستگاه احتمالی سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قازی نشان‌دهنده یک سورس مختلط پلیتی و گری‌وکی برای ماگمای مولد توده کلاه‌قازی است (شکل ۶- A).

همچنین، از نمودار  $\text{Sr}/\text{Rb}$  در برابر  $\text{Ba}/\text{Rb}$  برای تعیین خاستگاه گرانیتوئیدهای استفاده شد که نشان‌دهنده یک خاستگاه فقیر از رس و غنی از پلاژیوکلاز، همانند گری‌وک، برای گرانیتوئید کلاه‌قازی است (شکل ۶- B).

در نمودار دوتایی  $\text{Ba}-\text{Rb}$  (Mason, 1966) نمونه‌های کلاه‌قازی در محدوده  $\text{Ba}/\text{Rb}=4.4 \times 10^{-1}$  قرار می‌گیرند. این امر بیانگر اشتقاق آنها از سطوح متوسط پوسته‌ای (پوسته میانی) است (شکل ۶- C).

در این ارتباط نمودار  $\text{Rb}-\text{Sr}$  (Condie, 1973) نیز نشان‌دهنده شکل‌گیری این توده نفوذی در اعماق متوسط پوسته‌ای در محدوده اعماق بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری است (شکل ۶- D).

علاوه بر این، نسبت  $\text{Rb}/\text{Sr}$  به‌علت افزایش آن تحت تأثیر درجات بالاتر تفریق، به‌عنوان شاخص تفریق ماگمایی استفاده می‌شود. این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌های توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی دارای نسبت  $\text{Rb}/\text{Sr}$  بین (۱/۰۳ تا ۴/۰۲) هستند که بیانگر انشقاق این توده از مذاب‌های گرانیتی تفریق و تحول یافته است. سوگیری نمونه‌ها در راستای موازی با تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار نقش فرایند تفریق این دو کانی در تکوین این توده گرانیتوئیدی را به نمایش می‌گذارد (شکل ۶- D).

در سیستم تجربی  $\text{Q}-\text{Ab}-\text{Or}-\text{H}_2\text{O}$  اشباع از آب (Johannes and Holtz, 1996) نمونه‌های کلاه‌قازی در مجاورت نقطه ذوب کمینه و فشار

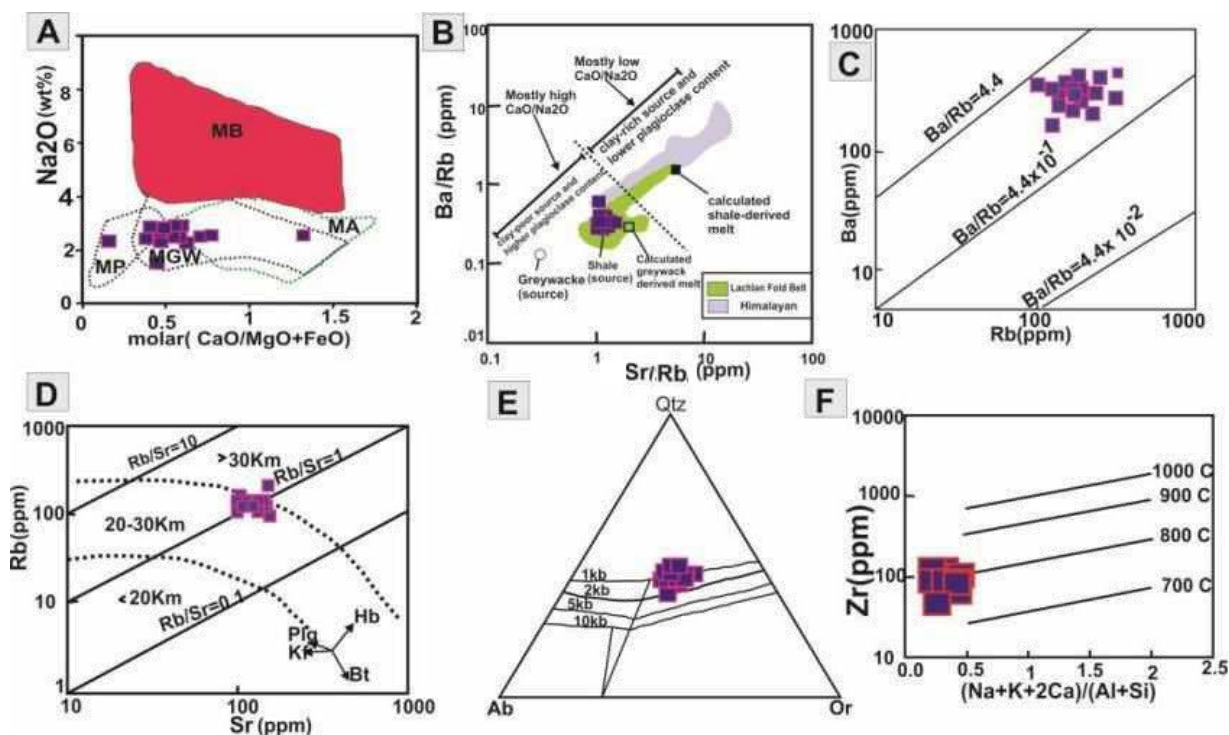
سنگ‌های گرانیتی به ترکیب ناحیه خاستگاه، دما، فشار و تأثیر آب اضافی بستگی دارد (Skjerlie and White, 1996). بر اساس Chappell و Johnston, (1996) تغییر در فراوانی  $\text{CaO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  در گرانیت‌های پرآلومین بازتابی از تغییر در مقادیر متفاوت رس در سنگ مادر آنهاست. نسبت پلاژیوکلاز به رس در سنگ مادر نقش کنترل‌کننده اصلی در نسبت  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  گرانیت‌های پرآلومین را دارد (Sylvester., 1998). آزمایش‌های تجربی حاصل از ذوب پلیت‌های طبیعی بدون پلاژیوکلاز، توسط Patino Douce و Johnston (1991) نشان داد که  $\text{Na}_2\text{O}$  در مذاب حاصل حل می‌شود اما  $\text{CaO}$  به‌صورت گارنت تثبیت می‌شود تا این که در دماهای بالاتر مصرف شود و از این رو مذاب‌های حاصل از پلیت‌ها دارای نسبت  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  پایین خواهد بود. در برابر پسامیت‌ها (گری‌وک) دارای مقادیر زیاد از پلاژیوکلاز هستند و بر اساس تجربیات خاص از ذوب توسط Skjerlie و Johnston (1996) تمرکز  $\text{CaO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  در مذاب اولیه پایین‌تر است اما به‌صورت پیوسته با مصرف پلاژیوکلاز این مقدار افزایش پیدا می‌کند و از این رو، نسبت  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  به‌طور گسترده‌ای با افزایش دما ثابت می‌ماند. در نتیجه مذاب‌های مشتق شده از پلیت‌ها دارای نسبت پایین‌تر  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $< 0.3$ ) از مذاب‌های گرانیتی پرآلومینوس مشتق شده از پسامیت دارند (Sylvester, 1998). بر اساس این ویژگی‌ها، Sylvester (1998) پیشنهاد کرد که از نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{Rb}/\text{Ba}$  در برابر  $\text{Rb}/\text{Sr}$  می‌توان برای تعیین ترکیب خاستگاه مذاب‌های مادر برای گرانیت‌های پرآلومینوس استفاده شود. نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی دارای نسبت  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  بین ۰/۳۹۵ تا ۳/۸۴ و با مقدار میانگین ۱/۰۸ هستند که یک خاستگاه فقیر از رس را برای تولید ماگمای مولد توده کلاه‌قازی پیشنهاد می‌کند. این توده خاستگاه مشابهی با گرانیتوئیدهای نوع S به‌شدت پرآلومین نوار چین خورده

Wyllie, 1977; ) تا ۸ درصد وزنی هستند (Barbarin, 1996).

بر اساس Harrison و Watson (۱۹۸۳)، پایداری Zr تابعی از نسبت کاتیونی  $[(Na+K+2Ca)/(AlSi)]$  و دما در مذاب‌های پرآلومینوس یا مت‌آلومینوس است. بر همین اساس، ایشان نموداری را با استفاده از این نسبت کاتیونی و مقدار زیرکیم برای برآورد دمای تبلور توده‌های گرانیتوئیدی پیشنهاد کردند (شکل ۶- F). بر اساس این نمودار دمای تبلور ماگمای مواد توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی متفاوت است و تبلور در بازه دمایی بین ۷۲۷ تا ۸۳۴ و با مقدار میانگین ۷۵۰ سانتیگراد صورت گرفته است (شکل ۶- F).

بخار آب بین کمتر از یک کیلو بار تا پایین‌تر از محدوده دو کیلو بار را برای زایش توده پیشنهاد می‌کنند (شکل ۶- E).

این امر نشان‌دهنده فشارهای پایین و متغیر بخار آب در تحول توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی است. وجود فشار پایین بخار آب، با کردیریت، نبود مسکوویت اولیه در این توده گرانیتوئیدی سازگار است. یافته‌های حاصل از مطالعات تجربی نشان می‌دهد که گرانیت‌های پرآلومین کردیریت‌دار محصول آناتکسی خشک هستند، به طوری که مقدار آب اولیه آنها از بیش از ۴ درصد وزنی تجاوز نمی‌کند، در حالی که گرانیت‌های مسکوویت‌دار (MPG) محصول آناتکسی تر، با مقدار آب بیش از



شکل ۶- ترکیب شیمیایی سنگ کل واحدهای سنگ توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی (جنوب‌باختری اصفهان) در: (A) نمودار  $Na_2O$  (برحسب درصد وزنی) در برابر  $(CaO/MgO+FeO)$  توسط Siebel و Altherr (۲۰۰۲) برای تعیین خاستگاه احتمالی سنگ‌های گرانیتوئیدی؛ (B) نمودار  $Ba/Rb$  در برابر  $Sr/Rb$  برای تعیین خاستگاه گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین (قلمرو گرانیت‌های هیمالیا و نوار چین خورده لاخلان، خط ناپوسته و مذاب‌های محاسبه شده از Sylvester (۱۹۹۸) اقتباس شده است)؛ (C) نمودار دوتایی  $Rb$  در برابر  $Ba$  (Mason, 1996)؛ (D) نمودار دوتایی  $Sr$  در برابر  $Rb$  (Condie, 1973). خط‌های متقاطع در این نمودار نشان‌دهنده ضخامت پوسته‌ای هستند؛ (E) نمودار نورماتیو Qtz-Ab-Or (Johannes and Holtz, 1996). محل خطوط کوتکتیک و ترکیب نقطه کمینه اشباع از آب در آن و مذاب‌های کوتکتیک حاصل، در فشارهای مختلف نشان داده شده‌اند؛ (F) نمودار  $Zr$  در برابر  $(Na+K+2Ca)/(Al+Si)$  برای تعیین دمای تبلور (Watson and Harrison, 1983).

علاوه بر این لوکوسوم نیز توسط Safari (۲۰۱۲) در منطقه گزارش شده است. با توجه به نبود هماهنگی حرارتی توده گرانیته با سنگ‌های اطراف و نبود هاله‌های بزرگ میگماتیته به نظر می‌رسد که مذاب حاصل در امتداد گسل‌های اصلی منطقه از محفظه سنگ‌های میگماتیته - دگرگونی یعنی محل ذوب بخشی خود جدا شده و در واحدهای سنگی ترازهای بالاتر تزریق شده است این امر با توجه به رخمون توده گرانیته در امتداد گسل‌های اصلی منطقه و وجود دگرگونی ضعیف همراه با مرز مشخص بین توده و سنگ میزبان سازگار است.

#### الگوی زمین‌ساختی و خاستگاه زمین‌پویایی

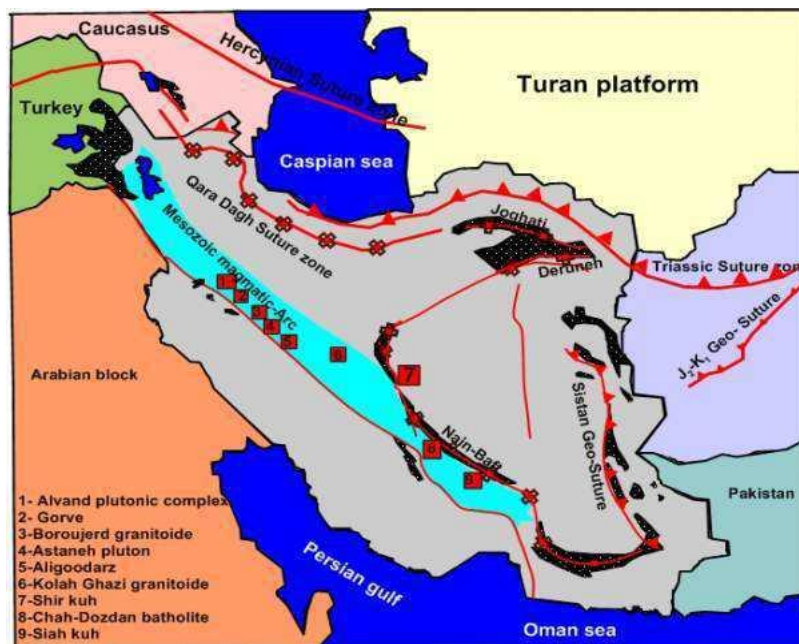
**توده گرانیته‌پیدی کلاه‌قازی:** بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و صحرایی نشان‌دهنده آن است که گرانیته‌پید کلاه‌قازی بیشترین شباهت را به گرانیته‌های مرتبط با فرورانش داشته و در یک محیط کمان آتشفشانی تشکیل شده است. در نمودارهای مختلف تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیته‌ها، مانند نمودار دوتایی Rb در برابر Nb+Y توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و همچنین نمودار مثلثی Hf-Rb/30-Nb/4 توسط Harris و همکاران (۱۹۸۶)، نمونه‌های توده گرانیته‌پیدی کلاه‌قازی در محدوده گرانیته‌های مرتبط با کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. همچنین، در نمودار مثلثی Rb/100-Y/44-Nb/16 توسط Thieblemont و Cabanis (۱۹۹۰) در محدوده گرانیته‌های همزمان با فرورانش قرار می‌گیرند. با توجه به قرارگیری این توده در پهنه سندنجد-سیرجان، سیر تحول ماگماتیسم مورد مطالعه باید در قالب الگوهای ارائه شده برای پهنه سندنجد-سیرجان بررسی شود. بر اساس مطالعات انجام شده الگوهای زمین‌ساختی بسیاری توسط پژوهشگران مختلف برای سیر تکامل ژئودینامیک پهنه سندنجد-سیرجان ارائه شده است.

تنوع سنگی و کانی‌شناختی توده گرانیته‌پیدی کلاه‌قازی نشان‌دهنده آن است که علاوه بر فرایند ذوب‌بخشی فرایندهای دیگری مانند تغییرات فشار و تفریق در تکوین ماگمای مولد توده گرانیته‌پیدی کلاه‌قازی و ایجاد تنوع طیف سنگی آن از ماگمای مادر مؤثر بوده است. پژوهش‌های تجربی انجام شده در سیستم Q-Ab-Or توسط Tuttle و Bowen (۱۹۵۸) نشان می‌دهد که فشار نقش مهمی در ترکیب مایعات حاصل از ذوب بخشی دارد به‌طوری که از یک جامد اولیه در فشار کم گرانیته آلکالن و با ازدیاد فشار به تدریج مونزوگرانیته، گرانودیوریت و در نهایت دیوریت کوارتزار حاصل می‌شود. بر اساس روابط صحرایی، گرانودیوریت‌ها از لحاظ زایشی در مرتبه اول و سپس مونزوگرانیته‌ها و در نهایت سینوگرانیته‌ها و دایک‌های آپلیتی قرار دارند. از این رو تغییرات فشار بخار آب در زمان ذوب سنگ خاستگاه یکی از فرایندهای مهم در شکل‌گیری و تنوع سنگ‌شناسی ماگمای مولد کلاه‌قازی است. علاوه بر تغییرات فشار، ناهمگنی سنگ مادر در خاستگاه این توده در پیوند با فرایندهای تفریق، از دیگر عوامل تنوع سنگ‌شناختی این توده گرانیته‌پیدی است. بنابراین بر اثر حوادث برخوردی مرتبط با کوهزایی سیمیرین میانی و به تبع آن ستبرشدگی پوسته‌ای که همراه با تزریق ماگمای مافیک گوشته‌ای در بین لایه‌های ستبر شده بوده، سازندهای سنگ مادر گرانیته‌پید کلاه‌قازی در اعماق متوسط پوسته‌ای تحت شرایط فشار بخار آب کم متحمل دگرگونی و ذوب بخشی و در نهایت شکل‌گیری مذاب‌های گرانیته‌پیدی نوع S شده‌اند.

وجود انکلاوهای میکروگرانولار مافیک شاهدی بر نقش ماگما‌های مافیک گوشته‌ای در تأمین گرمای لازم برای ذوب سنگ مادر توده کلاه‌قازی است. شاهد ذوب آناتکتیکی و میگماتیته‌زایی وجود رستیت‌های غنی از بیوتیت که به‌صورت انکلاو در توده مشاهده می‌شوند.

بر اساس این الگو فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در تریاس پسین-ژوراسیک آغازین سبب شکل‌گیری سیستم کمان ماگمایی در پهنه سنندج-سیرجان، موسوم به کمان ماگمایی مزوزوییک، شد (شکل ۷).

یکی از مهمترین این الگوها مدل پیشنهادی Berberian و King (۱۹۸۱) و Shahabpour (۲۰۰۵) است. نتایج به‌دست آمده از مطالعه زمین‌ساختی خاستگاه توده گرانیتویدی کلاه‌قازی نیز با این الگو تطابق دارد.



شکل ۷ - موقعیت کمان ماگمایی ژوراسیک در پوسته ایران (Shahabpour, 2005).

افق‌های آتشفشانی تریاس پسین در منطقه آباده شامل ریوداسیت، آندزیت و جریان‌های بازالتی آمیخته با توفهاست (Taraz, 1974). این تکاپوهای آتشفشانی در ارتباط با مراحل اول همگرایی و فرورانش نئوتتیس هستند (Arfania and Shahryari., 2009). با استفاده از روش سن‌سنجی Sm-Nd توسط Arvin و همکاران (۲۰۰۷)، سن ایزوکرون  $199 \pm 30$  میلیون سال پیش برای گرانیتوید سیاه‌کوه به‌دست آمده است.

علاوه بر این Mousivand و همکاران (۲۰۱۲) سن U-Pb  $695-181$  میلیون سال پیش، و با یک سن میانگین  $191 \pm 12$  را برای مجموع ۳۳ زیرکن آواری از ماسه‌سنگ‌های جنوب‌خاوری پهنه سنندج-سیرجان به‌دست آوردند. این شواهد اطلاعات غیرمستقیم درباره شروع احتمالی ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش در تریاس

حضور آتشفشانی‌ها و نفوذی‌هایی به‌همین سن، با گرایش کالک‌آلکالن در پهنه سنندج-سیرجان بیانگر تکامل کمان ماگمایی مزوزوییک در این پهنه است (Berberian and King, 1981). به‌طور اساسی، تکاپوهای ماگمایی در کمان مزوزوییک هم‌زمان به فرایندهای ساختاری آلپی و در چند مرحله شامل تریاس پسین-ژوراسیک آغازین، ژوراسیک میانی، کرتاسه میانی و کرتاسه پسین به‌وقوع پیوسته است (Aghanabati, 2006). مرحله آغازین ماگماتیسیم در این کمان در طول تریاس پسین بر اثر شروع فرورانش نئوتتیس بوده که با شروع فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه آباده، جایگیری توده نفوذی سیاه‌کوه (جنوب باختر کرمان) و دگرگونی‌های ناحیه‌ای در جنوب این پهنه (Berberian and King., 1981) همراه بوده است.

سن‌سنجی بسیاری از توده‌های این کمان با استفاده از روش اورانیوم-سرب توسط پژوهشگران مختلف بیانگر گستردگی ماگماتیسم ژوراسیک میانی در این پهنه و اوج ماگماتیسم این کمان در آن زمان است (جدول ۲).

پسین-ژوراسیک پیشین را نشان می‌دهند. اوج تکاپوی ماگمایی کمان ماگمایی مزوزوییک در هنگام ژوراسیک میانی و پسین (۱۴۴-۱۷۶ میلیون سال پیش) با اوج فعالیت در ۱۶۵ میلیون سال پیش بوده است (Jazi et al., 2013).

جدول ۲- نتایج سن‌سنجی توده‌های گرانیتویدی ژوراسیک میانی در پهنه سنندج-سیرجان

اسم توده	موقعیت	سن (میلیون سال پیش)	منبع
مجموعه پلوتونیک قروه	قروه	۱۴۹-۱۵۷	Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱)
گرانیتوید صوفی آباد	شمال سنندج	۱۴۴-۱۴۹	Azizi و همکاران (۲۰۱۱)
مجموعه پلوتونیک الوند	همدان	۱۵۳-۱۶۷	Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱)
گرانیتوید بروجرد	بروجرد	۱۶۹-۱۷۲	Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱)
پلوتون آستانه	جنوب‌باختری شازند	۱±۱۶۸	Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱)
باتولیت چاه دزدان	سیرجان	۱۶۴-۱۷۳	Fazlnia و همکاران (۲۰۰۷)
مجموعه دگرگونی قوری	سیرجان	۱±۱۴۷	Fazlnia و همکاران (۲۰۰۹)
مجموعه آتشفشانی چاه گز	جنوب شهربابک	۱۷۳-۱۷۶	Mousivand و همکاران (۲۰۱۱)
گرانیتوید سرگز	جیرفت	۱۷۵/۲±۱/۸	Chiu و همکاران (۲۰۱۳)
گرانیتوید کلاه‌قازی	اصفهان	۱۶۴/۶±۲/۱	Chiu و همکاران (۲۰۱۳)
گرانیت الیگودرز	شمال‌خاوری الگودرز	۱۷۲	Esna-Ashari و همکاران (۲۰۱۱)
گرانیت ملایر	جنوب‌باختری ملایر	۱۷۰ - ۱۸۳	Ahadnejad و همکاران (۲۰۱۱)

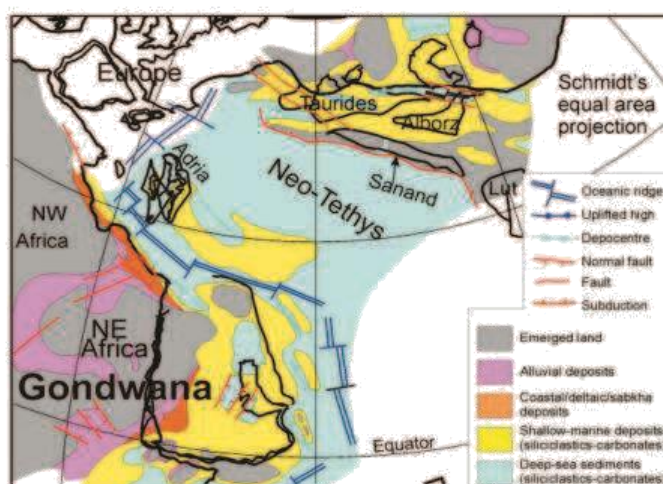
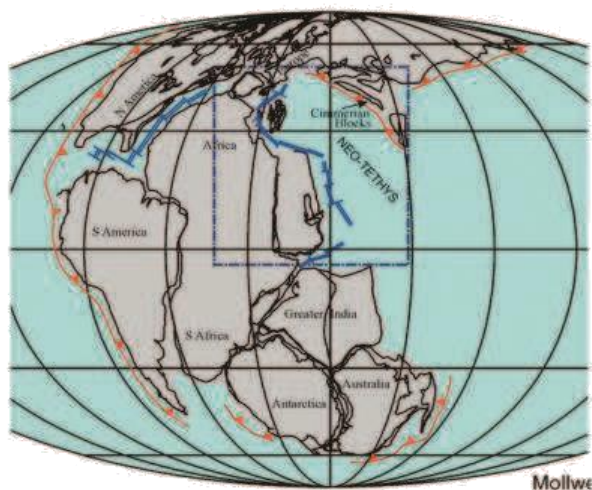
کوهزایی یکی از مباحث زمین‌شناسی ایران است. Jazi و همکاران (۲۰۱۳) با استناد به سن‌سنجی Ar-Ar و K-Ar بر روی افیولیت‌های کمربند نیریز-کرمانشاه توسط Reynolds و Haynes (۱۹۸۰) و آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز توسط Adib (۱۹۷۸)، فرایند بسته شدن دو مرحله‌ای اقیانوس نئوتیس (به ترتیب در ژوراسیک میانی و برخورد قاره-قاره (با جایگیری بیشتر توده‌های گرانیتی ژوراسیک) و بازشدگی و برخورد دوباره در کرتاسه پسین) را در تکوین ماگمایی این پهنه دخیل دانسته‌اند.

Stampfli و Borel (۲۰۰۲) و Mohajjel و Fergusson (۲۰۱۴) علت آن را ناشناخته و احتمالاً در ارتباط با گسترش حواشی همگرا در امتداد کرانه جنوب‌باختری پهنه سنندج-سیرجان می‌دانند که به دنبال گسترش و بازشدگی بستر

یافته‌های Asnaashary (۲۰۰۹) نشان می‌دهد که بیشتر توده‌های ژوراسیک سنندج-سیرجان عمدتاً از گرانیت‌های کالک‌آلکالن نوع I هستند. با این وجود گرانیت‌های مانند کلاه‌قازی و شیرکوه دارای از نوع گرانیت‌های نوع S هستند. هم‌زمانی این ماگماتیسم با فرایند کوهزایی، که توسط Aghanabati (۲۰۰۶) با عنوان سیمیرین میانی نام‌گذاری شده، نشان از نقش فرایندهای کوهزایی و تکتونوماگمایی در این زمان در تکوین ماگماتیسم این پهنه دارد.

رویداد کوهزایی سیمیرین میانی یکی از فرایندهای ساختاری بسیار مهم و تأثیرگذار بر پوسته ایران زمین در زمان بازوسین-باتونین است که با فرایندهای مختلف مانند چین‌خوردگی، ماگماتیسم و دگرگونی همراه بوده است (Aghanabati, 2006). علت و ماهیت این فرایند

عدم وقوع برخورد قاره با قاره وجود دارد. Sepahi و همکاران (۲۰۱۴) توده‌های نفوذی ژوراسیک (با سن ۱۷۰ تا ۱۴۰ میلیون سال پیش) در پهنه سنج-سیرجان را در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای سنج-سیرجان و ایران مرکزی نسبت داده‌اند. بازسازی جغرافیای دیرینه زمان بین نورین تا کالوین توسط Berra و Angiolini (۲۰۱۴) که بر اساس مطالعات چند جانبه زمین‌شناختی صورت گرفته نشان‌دهنده فرورانش پیوسته پیوسته اقیانوسی نئوتتیس در حواشی شمالی نئوتتیس مخصوصاً پهنه سنج-سیرجان است (شکل ۸).



شکل ۸- بازسازی جغرافیای دیرینه کالوین (۱۶۴ میلیون سال پیش) حوضه تتیس بر اساس Berra و Angiolini (۲۰۱۴).

یکی از دوران‌های مهم در تکوین زمین‌ساختی حوضه تتیسی است. این دوره با حوادث زمین‌ساختی مهمی هم‌زمان بوده که از مهمترین و تأثیرگذارترین آنها بر سرنوشت سرزمین‌های واقع در کرانه اقیانوس تتیس می‌توان به تداوم شکسته شدن شدن پانگه‌آ و جدایش اقیانوس اطلس مرکزی، جدایش کامل آفریقا از آمریکای شمالی، شروع ریف‌تینگ در امتداد محور آینده اقیانوس آتلانتیک شمالی و توسعه شبکه تقریباً موازی از حوضه‌های کافتی در امتداد حاشیه ایبرین و نئوفاندلند، پیدایش پیوسته اقیانوسی بین بلوک‌های هند و عربی بعد

اقیانوس در نئوتتیس روی داده و موجب تشکیل یک حوضه عریض شده است. Zanchi و همکاران (۲۰۰۹) بسته شدن پالئوتتیس و تداوم برخورد برخی ریز صفحه‌ها به حاشیه اوراسیا را عامل این مرحله کوهزایی معرفی کرده‌اند.

بر اساس Wilmsen و همکاران (۲۰۰۹)، دگرشیمی و فرایند کوهزایی سیمیرین میانی در ارتباط احتمالی ناشی از بازشدگی حوضه ریف‌تی پشت‌کمانی مرتبط با فرورانش نئوتتیس است. علی‌رغم شباهت و قرارگیری توده‌های مزوزوییک در نمودارهای زمین‌ساختی در محدوده برخورد قاره با قاره، شواهد بسیاری مبنی بر

این واقعه با داده‌های به‌دست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی گرانیتوئید کلاه‌قازی (با توجه به قرارگیری این توده در محدوده گرانیت‌های هم‌زمان با فرورانش) نیز تأیید می‌شود. سن سنجی U-Pb توسط Chiu و همکاران (۲۰۱۳) بر روی گرانیتوئید کلاه‌قازی نشان‌دهنده سن  $164.6 \pm 2.1$  میلیون سال پیش برای این توده هست که نشان‌دهنده تزریق آن در ژوراسیک میانی است.

مطالعات Berra و Angiolini (۲۰۱۴) نشان می‌دهد که دوران ژوراسیک آغازین تا میانی (مخصوصاً کالوین)

اردکان، اصفهان، پشت بادام و شمال تربت‌جام) ستبر شدگی پوسته‌ای و در نهایت دگرگونی (نواحی اقلید، همدان، گلپایگان، خمین، ملایر، ازنا و کوه خان گورمز همدان) همراه بوده است (Aghanabati, 2006) نشان می‌دهد که این رویداد فشارشی احتمالاً بر اثر حادثه‌ای مشابه با تعویض زمین‌ساختی به‌وجود آمده و قسمت ایرانی حواشی فعال نئوتتیس پدیده تعویض زمین‌ساختی را همانند کمربند حلقوی پیرامون اقیانوس آرام و در پاسخ به تغییرات شیب صفحه فرورانش در خلال ژوراسیک میانی تجربه کرده است. در نتیجه این امر ستبر شدگی پوسته‌ای و همراه با تدفین رسوبات سازند شمشک و رسوبات قدیمی‌تر و به اعماق متوسط پوسته‌ای روی داده است. در نتیجه این امر خروج ماگماهای بازیک به سطوح بالاتر ناممکن شده و در مقابل استقرار آنها در سطوح زیرین و میانی پوسته قاره‌ای منجر به بالا رفتن گرادیان دمایی و ذوب گسترده سنگ‌های این نواحی شده است. در چنین شرایطی ذوب پوسته زیرین سبب ایجاد گرانیتهای نوع I و ذوب رسوبات پوسته بالایی سبب ایجاد گرانیتهای نوع S شده که امروزه در سرتاسر این پهنه به‌صورت توده‌های نفوذی با سن ژوراسیک قابل مشاهده است.

### نتیجه‌گیری

توده نفوذی کلاه‌قازی با سن ژوراسیک پسین در قسمت میانی پهنه سنندج-سیرجان از سه رخنمون مجزا با تنوع ترکیبی متشکل از مونوزوگرانیته، گرانودیوریت، سینوگرانیته، دایک‌های آپلیتی همراه با رگه‌های تورمالینی فراوانی تشکیل شده که در درون واحدهای شیلی ژوراسیک تزریق و با یک دگرشیبی آذرین‌پی با رسوبات آواری (دربردارنده قطعات گرانیتیوید کلاه‌قازی) و کربناته کرتاسه پیشین پوشانده شده است.

کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و پتاسیم‌فلدسپار، همراه با آندالوزیت، اسفن، تورمالین،

از مرحله ریفتینگ در ژوراسیک آغازین و زایش رژیم کششی در باختر تتیس و (بازشدگی تتیس آلپی مشهور به اقیانوس پننینیک) اشاره کرد. در واقع قطع اقیانوس تتیس توسط اقیانوس اطلس نشانه وقوع یک پدیده مهم و جدید زمین‌ساختی بود که به‌طور اساسی تحول و تکامل نواحی تتیسی و سرنوشت این حوضه اقیانوسی را به‌طور کامل تغییر داده است. گسترش این اقیانوس سبب حرکت آفریقا و آمریکای شمالی شده و در نتیجه آن تتیس از یک طرف بین آمریکای شمالی و جنوبی و از طرف دیگر بین گندوانا و اوراسیا تحت فشار قرار گرفته و سبب ایجاد حاکمیت فشارش نواحی شمالی اقیانوس تتیسی مخصوصاً در قسمت ایرانی آن می‌شود.

سنگ‌های فشار بالای با سن ژوراسیک (Davoudian و همکاران ۲۰۰۷) که در شهرکرد و در راستایی گرانیته کلاه‌قازی یافت می‌شوند نشان‌دهنده وجود فرورانش و وجود نیروهای فشارشی مرتبط با فرورانش و حاکمیت رژیم فشارشی وابسته به این حادثه فرورانشی هستند. به‌طور کلی پاسخ لیتوسفر حواشی قاره‌ای ایران مرکزی و سنندج-سیرجان به حاکمیت رژیم فشارشی در منطقه نئوتتیس در تغییرات شیب فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس تجلی می‌یافته است (Berberian and King., 1981).

پدیده افزایش و کاهش شیب صفحه فرورو می‌تواند منجر به پدیده‌ای به نام تعویض تکتونیکی (tectonic switching) شود (Collins and Richards, 2008). پدیده تعویض تکتونیکی تناوب بین نیروهای کششی و فشارشی در مناطق فعال قاره‌ای هست که سازوکاری برای دوره‌های کوتاه‌مدت کوهزایی فشارشی در صفحه‌های قاره‌ای بالایی پهنه فرورانش فراهم می‌آورد (Collins and Richards, 2008). وجود شواهد کوهزایی فشارشی در ژوراسیک میانی که با پدیده‌هایی مانند توقف رسوب‌گذاری چرخه رسوبی تریاس پسین-ژوراسیک پیشین (سازند شمشک)، چین‌خوردگی (نواحی قزوین و جام) ایجاد فراوم (نواحی البرز، یزد،



دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی بارز این توده است که نشان‌دهنده تبعیت ترکیب این توده از روند ترکیبی گرانیت‌های نوع S و مطابقت آن با الگوی گرانیت‌های فرورانشی است.

توده نفوذی کلاه‌قازی در یک محیط مرتبط با فرورانش از نوع کمان قاره‌ای و در ارتباط با حرکات فشارشی هم‌زمان با فاز سیمین میانی و از ذوب سنگ‌های پوسته بالایی در عمق متوسط بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری و تحت فشار کم بخار آب (۵/۰ تا ۱ کیلو بار) و دمای ۸۰۰ تا ۹۴۵ درجه از ذوب خاستگاه با سنگ‌های پلیتی غنی از پلاژیوکلاز پوسته بالایی تشکیل شده و پس از جدایش از خاستگاه در امتداد گسل‌های اصلی ناحیه تزریق شده است.

گارنت، سلیمانیت، کلدیریت، اسپینل و کیانیت به صورت گانی فرعی، مهمترین کانی‌های سنگ‌ساز این توده نفوذی هستند.

بر اساس مطالعات زمین‌شیمیایی، واحدهای سنگی این توده نفوذی دارای سرشت کالک‌آلکان پتاسیم بالا و پرآلومین بوده، متعلق به گرانیت‌های نوع S هستند. دارا بودن روند نزولی بر اثر غنی‌شدگی از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE، آنومالی منفی Sr، Nb، Ba، Ti و Sr و آنومالی مثبت Th، U، K، Nd و Pb در نمودارهای چند عنصری (به‌هنگار شده به ترکیب گوشته اولیه) و همچنین، شیب منفی روند به‌همراه آنومالی منفی عناصر Ta، Ti، Sr، Ba، Nb و P (در نمودار به‌هنگار شده نسبت به ترکیب کندریت) از

## منابع

- Adib, D. (1978) Geology of the metamorphic complex at the southwestern margin of the central-eastern Iranian micro plate (Neyriz area). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 156: 393-409.
- Aghanabati, A. (2006) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- 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.
- Altherr, R. and Siebel, W. (2002) I-type Plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143(4): 397-415.
- Arfania, R. and Shahriari, S. (2009) Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. *Island Arc* 18: 555-576.
- 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. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 474-489.
- Asnaashary, A., Hassanzadeh, J., Wernicke, B., Schmitt, A. K., Axen, G. and Horton, B. (2009) Middle Jurassic flare-up and Cretaceous magmatism lull in the central Sanandaj-Sirjan arc, Iran: an analogy with the southwestern united states. Geological society of America annual meeting 2009, Portland, USA.
- Azizi, H., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S. L. (2011) 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.

- 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* 451: 123-155.
- Barbarin, B. (1996) Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*. 24: 295-298.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian journal of Earth Science* 5: 101-117.
- Berra, F. and Angiolini, L. (2014) The evolution of the Tethys region throughout the Phanerozoic: A brief tectonic reconstruction. In: *Petroleum systems of the Tethyan region* (Eds. Marlow, L., Kendall, C. and Yose, L.) 106: 1-27. American Association of Petroleum Geologists Memoir.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S- type granites in the Lachelan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 1-26.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. 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.
- Collins, W. J. and Richards S. W. (2008) Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology* 36(7): 559-562.
- Condie, K. C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *Geological Society of America* 84: 2981-2991.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Daches, E. and Shabaniyan, N. (2007) Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology* 92: 393-413.
- Didier, J., Duthou, J. L. and Lameyre, J. (1982) Mantel and Crustal Granites: genetic classification of originic granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14: 125-132.
- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J. and Valizadeh, M. V. (2011) Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma. *Mineralogy and Petrology* 101: 195-216.
- Fazlnia, A., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M. and Alipour, S. (2007) Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in Chah-Dozdan Batholith, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 18: 221-237.
- Fazlnia, A., Schenk, V., van der Straaten, F. and Mirmohammadi, M. (2009) Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemitic from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos* 112: 413-433
- Harris, N. B., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Reis, A. C.). Special Publications 19: 67-81. Geological Society, London.
- Haynes, S. J. and Reynolds, P. H. (1980) Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement. *Nature* 283: 561-563.
- Jazi, M. A., Karimpour, M. H. and Malekzade, S. A. (2013) Overview of the geochemistry and Rb/Sr, Sm/Nd isotopes of the middle Jurassic and tertiary granitoid intrusion: a new insight on tectono-magmatism and mineralization of this period in Iran. *Journal of Economic Geology* 2(4): 171-198 (in Persian).
- Johannes, W. and Holtz, F. (1996) Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. *Minerals and Rocks Series 22*, Springer, Berlin.
- Khalili, K. (2002) The origin of Kolah Ghazi granites and their enclaves (SSE of Isfahan), MSc thesis,

University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

- Khosrow-Tehrani, K., (1970) Cretaceous in the Esfahan area. Geological Survey of Iran. Note number 67.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 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 Science* 41: 238-249.
- Mason, B. (1966) *Principals of geochemistry*, 3<sup>rd</sup> edition. John Wileys Sons, New York.
- Mehdipour, G. J. and Moazzen, M. (2015) geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen, Iran. *Turkish Journal of earth Sciences* 24: 513-528.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in Northwestern Iran. *International Geology Review* 56(3): 263-287.
- Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J. M., Mohajjel, M., Zaw, K. and Emami, M. H. (2012) Age and tectonic setting of the Bavanat Cu-Zn-Ag Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southern Iran. *Mineralium Deposita* 47(8): 911-931.
- Patino Douce, A. E. and Johnston, A. D. (1991) Phase equilibria and melt productivity in the politic system: implication for the origin of per-aluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 202-218.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Ricou, L. E. (1974) L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution des Zagrides. thesis, Université Paris-Sud, Orsay.
- Safari, M. A. (2012) Petrogenesis and stable isotope (oxygen) of Kolah Ghazi granitoide (SSE Isfahan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Safari, M. A., Khalili, M., Mansouri, E. M. and Khalili, K. (2013) Mineral chemistry of the cordierite, spinel and andalusite of Kolah Ghazi Granitoid body (S-SE Isfahan). *Geochemistry* 1(3): 251-257 (in Persian).
- 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(3): 207-215.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24(4): 405-417.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification, and their relations to ore deposits*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Skjerlie, K. P. and Johnston, A. D., (1996) Vapour-absent melting from 10 to 20 Kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology* 37: 661-691.
- Stampfli, G. M., and Borel, G. D. (2002) a plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran; a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications

- for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and Norry, M. J. (Eds.): Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Sylvester, P. J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45: 29-44.
- Tabatabaïmanesh, S. M. (1994) Geology and petrology of the Kolah Ghazi intrusions (SE of Isfahan), MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Takin, M. (1972) Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 235: 147-150
- Taraz, H. (1974) Geology of the Surmagh-Deh Bid area, Abadeh region, Central Iran. Geological Survey of Iran, Report No 22.
- Taylor, R. S. (1965) The application of trace elements data to problems in petrology. *Physics and Chemistry of the Earth* 6: 133-213.
- Thieblemont, D. and Cabanis, B. (1990) Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination geochimique et l'etude petrogenetique des roches magmatiquesacides. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8(1): 23-35.
- Thompson, A. B. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 50-107.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *Geological Society of America Memoir* 74: 153.
- Verdel, C. H. (2009) Cenozoic Geology of Iran: an integrated study of extensional tectonics and related volcanism. PhD thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA.
- Wang, T., Hong, D. W., Jahn, B. M., Tong, Y., Wang, Y. B., Han, B. F. and Wang, X. X. (2006) Timing, petrogenesis, and Setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. *The Journal of Geology* 114-6: 735-751.
- Watson, E. B. and Harrison, M. T. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition affection a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Sciences Letter* 64: 295-304.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Geological Society of American. Memorial* 159: 21-34.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. and Taheri, J. (2009) The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova* 21: 211-218.
- Wyllie, P. J. (1977) Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics* 43: 41-71.
- Zahedi, M. (1976) Explanatory text of Esfahan, Geological Quadrangle Map1: 250000, No. F8, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G. (2009) The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: South Caspian to Central Iran basins (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) 312: 261-286. Special Publications, Geological Society, London.

## Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Kolah Ghazi granitoid (southeast of Isfahan)

Marzieh Bayati <sup>1\*</sup>, Dariush Esmaili <sup>1</sup>, Seyedeh Fatemeh Fadavi <sup>2</sup>, Yousef Vesali <sup>1</sup>  
and Reza Maghdour Mashhour <sup>1</sup>

<sup>1</sup> School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

### Abstract

The Kolah Ghazi granitoid is one of the main upper Jurassic intrusion in the Sanandaj-Sirjan zone which intruded Jurassic shale and overlaid by Lower Cretaceous strata's. The intrusion consists of the monzogranites, granodiorites, Syenogranites, aplitic dykes associate with several tourmaline veins in three separated outcrops. Based on petrographic studies quartz, plagioclase, biotite and alkali feldspar are present as the major minerals and andalusite, sphene, tourmaline, garnet, sillimanite, spinel, kyanites constitute minor mineral phases. Geochemical results show high-K calc-alkaline and peraluminous affinities and S-type. The Kolah Ghazi granitoid belong to subduction-related volcanic arc magmatism, which related to middle Cimmerian compression movement which derived from Partial melting of metapelites in the upper crust materials and emplaced at depths (about 20-30 Km) under low water-vapor pressure (0.5-1 Kbar) and temperature range (in 750 °C)

**Key words:** Kolah Ghazi granitoides, S type granite, middle Cimmerian magmatism, Jurassic arc, Sanandaj-Sirjan zone

\* bayati\_m61@yahoo.com