سنگشناسی، زمینشیمی و زمینزمانسنجی گرانیتوییدهای جنوبباختر میامی

محمود صادقیان¹، سید حسین حسینی^۲، علی همتی^۳ و سکینه شکاری^۴

^۱دانشیار، گروه پترولوژی و زمینشناسیاقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران ^۲دکترا، گروه پترولوژی و زمینشناسیاقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران ^۳کارشناسیارشد، گروه پترولوژی و زمینشناسیاقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران ۴دانشجوی دکترا، گروه پترولوژی و زمینشناسیاقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران تاریخ پذیرش: ۴۰/ ۱۳۹۵

چکیدہ

Jojook C

تودهای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی (۶۰ کیلومتری خاور شاهرود) در شمالی ترین بخش پهنه ساختاری ایران مرکزی، دارای ترکیب کلی گرانیتی و ماهیت کالک آلکالن و پر آلومین ضعیف هستند. اگر چه این گرانیتوییدها توسط توالی ستبری از سنگ های رسوبی به سن اواخر تریاس – اوایل ژوراسیک پوشیده شده اند؛ ولی در مناطق بسیار کم وسعتی، سنگ های میزبان گنیسی آنها به سن نئو پر تروزوییک رخنمون دارند. این گرانیتوییدها با دو سری دایک دیابازی به سن اواخر نئو پر تروزوییک و ژوراسیک میانی قطع شده اند. اگر چه پیشتر سن های پس از لیاس – پیش از دوگر، جوان تر از ژوراسیک و کهن تر از کرتاسه به گرانیتوییدهای مورد مطالعه نسبت داده شده است؛ ولی سن سنجی dP-U که برای اولین بار روی زیر کن های استخراج شده از آنها صورت گرفته است، بیانگر آن است که این سنگها سن اواخر نئو پر تروزوییک (اواخر ادیاکارن) دارند. (۱۰ ± 40 لیه برای اولین سرزمین های کهی استخراج شده از آنها صورت گرفته است، بیانگر آن است که این سنگها سن اواخر نئو پر و روزییک (اواخر ادیاکارن) دارند (۱۰ ± 40 میلیون سال) و جزو سرزمین های کهی او پی سنگی ایران به شمار می روند و با توده های گرانیتوییده با دو سری داید. توره میک و راسیک میلیون سال) و جزو نظر حاصل ذوب بخشی سنگهای ایران به شمار می روند و با توده های گرانیتوییده بنده زارچاه، سفید سنگ، دلبر، شتر کوه، رضاآباد و دوچاه قابل مقایسه هستند. گرانیتوییدهای مورد نظر حاصل ذوب بخشی سنگهای مادر متاپلیتی و متاگریو کی هستند و به گرانیتوییدهای نوع ۶ تعلق دارند. توده های گرانیتوییدی جنوب باختر میامی در اواخر نئو پر و تروزوییک در یک محیط زمین ساختی از نوع برخوردی و در ارتباط با بسته شدن حوضه کششی درون قاره ای و سپس دگرگونی سنگ های وابسته از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت و به در یک محیط زمین ساختی از نوع برخوردی و در ارتباط با بسته شدن حوضه کششی درون قاره ای و سپس دگرگونی سنگ های وابسته از رخسان شور می شده سبز تا آمفیبولیت و به در در یک محیط زمین ساختی از نور برخوردی از نوع ۲۰ مرد است. شکیل شده است.

> **کلیدواژه ها:** گرانیتویید، سن سنجی اورانیم- سرب ، نئوپروتروزوییک، ایران مرکزی، میامی، شاهرود. ***نویسنده مسئول:** محمود صادقیان

E-mail: sadeghian@Shahroodut. ac.ir

1- پیشنوشتار

شناخت جایگاه سنی سرزمینهای کهن ایران یکی از آرزوهای هر زمینشناس ایرانی است تا بتواند با تکیه بر آن، به شناختی دقیق تر و تفسیری قابل اعتمادتر از تحولات زمینشناسی ایران در زمانهای بسیار کهن دسترسی پیدا کند. چند سال است که با گسترش دورههای تحصیلات تکمیلی (بهویژه دوره دکترا) و فراهم شدن امکان انجام تعیین سن بیشتر و قابل اعتمادتر بر پایه روش های نوین زمان سنجی در زمین شناسی به ویژه روش U-Pb روی کانی زیرکن، دسترسی به این آرزو بیش از پیش فراهم شده است.

رخنمونهای بسیاری از سرزمینهای دارای سنگ های آذرین و دگر گونی کهن ایران، به طور خاص در مرکز و شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی یافت می شوند که از آن جمله می توان به مناطقی در حد فاصل جندق عروسان – آیراکان و طرود-بیارجمند - خار توران – میامی اشاره کرد (حسینی، ۱۳۷۴؛ ملک پور علمداری، ۱۳۸۴؛ قاسمی و آسیابانها، ۱۳۹۵؛ عابدی، ۱۳۸۸؛ عزیزی، ۱۳۹۱؛ چکنی مقدم، ۱۳۹۱؛ بلاغی قاسمی و آسیابانها، ۱۳۹۵؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ ورجب قیطاقی، ۱۳۹۳؛ فتحعلیان، ۱۳۹۳؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ صادقیان، ۱۳۹۵؛ شکاری و همکاران، ۱۳۹۵؛ ویس کرمی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ صادقیان، ۱۳۹۵؛ شکاری و همکاران، ۱۳۹۵؛ ویس کرمی Rahmati-Ilkhchi et al., 2011; Shafaii Moghadam et al., 2013; بیارجمند – خار توران – میامی)، در مناطق به نسبت گستردهای، سنگ های آذرین و دگر گونی رخنمون دارند که به مجموعه دگر گونی– آذرین دلبر، بند هزارچاه، شتر کوه، جنوب دوچاه، ماجراد، شمال باختر احمدآباد خارتوران، باختر رضاآباد خارتوران و گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی و سفید سنگ مشهور هستند (شکل ۱). مطالعات انجام شده روی این مجموعه ها نشان می دهد که این مناطق ویژگی های

زمین شناسی تقریباً مساد روی این مجموعات مسال می دها ک این مناطق ویر کی مین زمین شناسی تقریباً مشابهی دارند. این مجموعه های دگرگونی– آذرین در بیشتر موارد با سنگهای دگرگونی درجه متوسط تا بالا و با ماهیت متاپلیتی، متاگریوکی، متاپسامیتی، متاکربناته، متابازیتی و متاریولیتی همراه هستند. رخساره دگرگونی در

این مجموعههای دگرگونی – آذرین از شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی و در برخی نقاط تا رخساره گرانولیت متغیر است. دگرگونی پلیتها، گریو که او پسامیتها سبب تشکیل متاپلیتها، متاگریو که او متاپسامیتها شده است و طیف سنگی گوناگونی شامل فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، استارولیت شیست (به طور محدود)، کیانیت شیست (به طور محدود)، گنیس، بیوتیت – گارنت گنیس را شامل رفته است. گرانیت های حاصل از آناتکسی به صورت تودههای کوچک و بزرگ از مقیاس چند متر مربع تا چندین کیلومتر مربع رخنمون دارند (برای اطلاعات بیشتر به بلاغی اینالو، ۱۳۹۳، حسینی، ۱۳۹۴ و صادقیان، ۱۳۹۵ مراجعه شود). این مجموعههای سنگی در بسیاری نقاط دچار دگرریختی، میلونیتی شدن و گاه دگرسانی های گرمابی گستردهای شدهاند.

در برخی مجموعههای دگرگونی- آذرین مانند شتر کوه، ماجراد و جندق- عروسان، متابازیت ها نیز سهم قابل توجهّی از این مجموعه های دگرگونی را به خود اختصاص داده اند. متابازیت ها به صورت طیف سنگی گسترده از شیست سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت می شوند و بیشتر سنگ مادر آنها روانه های بازالتی زیر دریایی یا زیر آبی (به واسطه همراهی با میان لایه های کربناتی دگرگون شده (مرمرهای آهکی و مرمرهای دلومیتی)) و سنگ های آتشفشانی- تخریبی با ماهیت چیره بازالتی دگرگون شده هستند. سنگ های از یک نام برده در بیشتر موارد دچار چیره بازالتی دگرگون شده هستند. سنگ های بازیک نام برده در بیشتر موارد دچار تشکیل پلاژیو گرانیت یا تونالیت پیش رفته است. گفتنی است که شواهد پیشرفت و گسترش حوضه های دریایی به حوضه های اقیانوسی و تشکیل سنگ کره اقیانوسی با وجود هارزبورژیت ها و پیروکسنیت های دگرگونی آشکار است. بنابراین می توان جندق – عروسان (منطقه ابراهیم زهرا) و چاپدونی آشکار است. بنابراین می توان سنگ های اولترامافیک دگرگون شده را نیز به مجموعه سنگی های دگرگونی افزود (مشاهدات عینی نگارنده او مقاله.

اللي المحالي محالي محا

در برخی مجموعه های دگرگونی- آذرین مانند بند هزارچاه (حسینی، ۱۳۹۴)، شترکوه، ماجراد و جندق- عروسان (در دست مطالعه)، شماری توده نفوذی کوچک به شکل استوک یا دایک با ترکیب الیوین گابرو تا گابرودیوریت مجموعه های سنگی نئوپرو تروزوییک را قطع کرده اند و در عین حال خود نیز در طی فرایند گرانیت زایی توسط دایک ها و توده های گرانیتی- گرانودیوریتی قطع شده اند. در برخی نقاط، این توده های آذرین بازیک توسط ماگماهای گرانیتی- گرانودیوریتی گسیخته شده اند و به صورت قطعاتی پراکنده و بی ریشه در توده های گرانیتوییدی یافت می شوند (شکاری و همکاران، ۱۳۹۵). حسینی (۱۳۹۴) و (2015) او ۹/۹±۵۳ میلیون سال سن سنجی Pd-U روی زیرکن، سن هایی برابر ۲۵/۵±۵۸ و ۹/۹±۵۳/۵ میلیون سال با سن ۶±۶۵/۵ و ۹/۹±۳/۹۲). میلیون سال تا حدودی کهن تر هستند. با توجه به شواهد زمین شناسی منطقه ای، به احتمال زیاد دامنه سنی حدود ۵۰۰ میلیون سال برای شواهد زمین شناسی منطقه ای، به احتمال زیاد دامنه سنی حدود ۵۰۰ میلیون سال برای نی سنگی ها منطقی تر است.

سنگ های آذرین بازیک – حدواسط معمولاً دچار دگر گونی ای در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت شده اند و تا مرحله تشکیل گارنت آمفیبولیت پیش رفته اند. در برخی نقاط همانند خاور روستای گرگابی (شمال خاور سهل – جنوب شاهرود) تفریق دگرگونی یا ذوب آمفیبولیت ها سبب تشکیل تونالیت ها یا پلاژیو گرانیت ها نیز شده است. جایگاه چینه شناسی و سنی دقیق این دسته از سنگ ها هنوز به طور قطعی مشخص نشده است؛ ولی شواهد صحرایی نشان دهنده آنست که آنها پس از سنگ زایی توالی های رسوبی نئوپروتروزوییک و پیش از گرانیت زایی (در اواخر نئوپروتروزوییک) تشکیل شده اند.

در برخی نقاط همانند جنوب باختر میامی، جنوب باختر بیار جمند، ماجراد و بسیار دورتر حتی در جنوب باختری روستای ساغند (شمال خاور یزد)، این تودههای گرانیتوییدی و مجموعههای دگرگونی توسط توالی رسوبی - تخریبی ستبری به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین پوشیده شدهاند (همتی، ۱۳۹۲؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴). در مناطقی مانند دلبر، سفید سنگ و بندهزارچاه، شمار قابل توجهی تودههای آذرین بازیک - حدواسط با ترکیب گابرو تا دیوریت مجموعههای دگرگونی - آذرین را به شکل دایک، سیل و استوک به سن تقریباً ژوراسیک میانی - بالایی مجموعههای سنگی دگرگونی - آذرین نئوپروتروزوییک را قطع کردهاند. حسینی و همکاران (۱۳۹۲) و بلاغی اینالو و همکاران (۱۳۹۳) با توجه به شواهد چینه شناسی و تعیین سن ایزوتوپی به روش Du-D روی آپاتیتهای استخراج شده از دایکهای دیابازی کوه بس ژوراسیک میانی را به آنها نسبت دادهاند و آنها را بخشی از تظاهرات فعالیت ماگمایی مرتبط با سیمیرین میانی در بخش شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی به شمار آوردهاند.

در نقشه ها و مستدات منتشر شده سن های متفاوتی به این مجموعه ها، به ویژه توده های گرانیتوییدی آنها نسبت داده شده و سن های پر کامبرین تا پس از ژوراسیک برای آنها در نظر گرفته شده است (به نقشه های زمین شناسی ۲۰۰۰۰ : ۱ میامی (امینی چهرق، سال انتشار نقشه مشخص نیست)، بسطام (حاجی حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲)، دره دایی (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳)، عباس آباد (خلعتبری جعفری، سال انتشار نقشه مشخص نیست)، ابریشم رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳)، احمد آباد (خار توران) (سلامتی، ۱۳۷۸) و رزوه (یا رَزه) (رحمتی ایل چی، ۱۳۸۲)، احمد آباد (خار توران) کننده))، گرگان (شهرایی، ۱۳۶۹ (تلفیق کننده))، جاجرم (ناظر، ۱۳۷۱ (تلفیق کننده))، گرگان (شهرایی، ۱۳۹۹ (تلفیق کننده)) و طرود (علوی نائینی و هو شمندزاده، کرمی کننده))، گرگان (شهرایی، ۱۳۹۹)، بلاغی اینالو و همکاران (۱۳۹۲)، حسینی (۱۳۹۲)، کاظمی (۱۳۹۰)، همتی (۱۳۹۲)، بلاغی اینالو و همکاران (۱۳۹۰)، حسینی ناهی دارای (۱۳۹۴)، حسینی و همکاران (۱۳۹۲)، حسینی (۱۳۹۴)، علیمی و همکاران (۱۳۹۳)، حسینی و معکاران (۱۳۹۲)، حسینی استه (۱۳۹۴)، بلاغی اینالو (۱۳۹۳)، حسینی و ممکاران (۱۳۹۲)، حسینی

سنگشناسی، زمینشیمی و زمینزمانسنجی گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی

Balaghi et al. (2014)، Shafaii Moghadam et al. (2013)، Moghadam et al. (2016) و Hosseini et al. (2015) و Hosseini et al. (2015)

اولین بار (2008) et al. (2008) سن هایی در بازه زمانی اواخر نئوپروتروزوییک- اوایل کامبرین برای برخی سنگ های این رخنمون ها ارائه کردند که بسیار با اهمیت و در خور توجه بود. میانگین سنی سن های به دست آمده در جدول ۱ ارائه شده است. (2010) Rahmati-Ilkhchi et al. برای سنگ های گرانیتی تعیین سن مشابهی برای سنگ های گرانیتی- گنیسی مجموعه دگر گونی شتر کوه ارائه کردند. همچنین (2014) Balaghi et al. (2014) دلبر ارائه و تعلق داشتن این مجموعه به اواخر نئوپروتروزوییک (دامنه سنی مورد نظر) را Hosseini et al. (2015) و (2015) دامنه منی منطقه بند همان محدوده سنی اواخر نئوپروتروزوییک را برای گرانیتوییدهای منطقه بند هران محدوده سنی اواخر نئوپروتروزوییک دا برای گرانیتوییدهای منطقه بند هران هرارچاه و سنگ های گنیسی میزبان آنها تأیید میکند.

رخنمون دیگری از این سنگهای گرانیتوییدی که در حد فاصل مجموعههای دگرگونی– آذرین دلبر و شترکوه جای می گیرد، سفیدسنگ نام دارد. (2008) Hassanzadeh et al بای این گرانیتوییدها نیز سن میانگینی برابر ۴۰±۵۵۴ گزارش کردهاند. عزیزی (۱۳۹۱) سنگ شناسی توده گرانیتوییدی سفیدسنگ را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد به طور مفصل مورد مطالعه قرار داده است.

اولین تعیین سن به روش U-Pb روی زیرکنهای جدا شده از سنگهای گرانیتی گرانیتوییدهای شمال آغل کندو وابسته به مجموعه دگرگونی– آذرین دوچاه (ویسکرمی و همکاران، ۱۳۹۵) نشان میدهد که آنها نیز با داشتن سن ۵۴۷ میلیون سال به اواخر نئوپروتروزوییک تعلق دارند. گفتنی است که در نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ درهدایی، به این گرانیتوییدها سن تریاس نسبت داده شده است.

خوشبختانه تعیین سن هایی که در چند سال اخیر صورت گرفته (افزون بر موارد بالا به (2013); Monazzami Bagherzadeh et al. (2013); Karimpour et al. (2013); Shafaii Moghadam et al. (2013 and 2016) نیز مراجعه شود) و نتایج تعیین سنی که برای اولین بار در این مقاله ارائه می شود (جدول ۱)، نشان می دهد که همه این مجموعه ها در محدوده سنی حدود ۶۰۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش تشکیل شده اند.

در شکل ۲ نتایج تعیین سن های U-D به دست آمده از زمان سنجی زیر کن های برخی سنگ های گرانیتوییدی اواخر نئوپروترزوییک، که از مقالات منتشر شده استخراج شده، بازنویسی و نمودار فراوانی آنها رسم شده است. این نمودار به خوبی موضوع گفته شده را تأیید می کند. (2013 and 2013) Jamshidi Badr et al. (2010 and 2013) سن های کهن تری در دامنه زمانی ۲۰۰ تا ۹۴۱ برای سنگ های دگرگونی کمپلکس سورسات در باختر تکاب ارایه کرده اند. سن های به دست آمده برای کمپلکس سورسات با سن های سپر عربی عربستان هماهنگی و تطابق بیشتری نشان می دهد. به نظر می رسد شاید این کمپلکس بخشی جداشده از سپر بیان شده است و جزو حضه های رسوبی که سنگ های مادر این مجموعه های سنگی دگرگونی در آنها تشکیل شده اند، بیشتر باشد و با توجه به نتایج تعیین سن ماسه سنگی دگرگونی در آنها در ایران مرکزی (Horton et al., 2008) و گارنت شیست های مجموعه دگرگونی – آذرین دلبر (بلاغی اینالو، ۱۳۹۳)، احتمال دارد، دامنه سنی حدود ۵۰۶ تا در ایران سال برای آنها منطقی به نظر برسد.

نتایج ارایه شده در این مقاله و مطالعات عابدی (۱۳۸۸)، عزیزی (۱۳۹۱)، همتی (۱۳۹۱)، بلاغی (۱۳۹۷)، حسینی (۱۳۹۴)، یوسفی و همکاران (۱۳۹۵الف و ب)، شکاری و همکاران (۱۳۹۵)، ویس کرمی و همکاران (۱۳۹۵) و خبره و همکاران (۱۳۹۵) خاطر نشان می سازد که برخی از مستندات ارایه شده در نقشههای زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ خاط میامی (امینی چهرق، سال انتشار مشخص نیست)، بسطام (حاجی حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲)، دره دایی (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳)، عباس آباد (خامتبری جعفری، سال انتشار مشخص نیست)، ابریشمرود (نواب مطلق، ۱۳۸۳)، احمد آباد (خار توران)

(سلامتی، ۱۳۷۸) و رزوه (یا رّزه) (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و نقشههای زمین شناسی ۲۵۰۰۰ : ۱ خارتوران (نوایی و همکاران، ۱۳۶۵ (تلفیق کننده))، جاجرم (ناظر، ۱۳۷۱ (تلفیق کننده))، گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹ (تلفیق کننده)) و طرود (علوی نائینی و هوشمندزاده، ۱۳۵۵ (تلفیق کنندگان)) باید بازنگری و اصلاح شوند.

در این مقاله سعی خواهد شد که افرون بر بازنگری سنگشناسی و ژئوشیمی گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی، نتایج سنسنجی رادیومتری آنها نیز ارائه شود که به روش U-Pb روی زیرکن برای اولین بار انجام شده است.

افزون بر موارد یاد شده، گرانیتوییدهایی در جنوب و جنوب باختر میامی (۶۰ کیلومتری خاور شاهرود) رخنمون دارند که در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم (ناظر، ۱۳۷۱ (تلفیق کننده))، و ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی چهرق، سال انتشار مشخص نیست) سن های پر کامبرین و پس از ژوراسیک به آنها نسبت داده شده است. در نقشه ۱۰۰۰۰۰: ۱ میامی این سنگ های گرانیتی با نماد g₁, g₂ از هم تفکیک شدهاند. به گرانیت های ₁g و ₂g به ترتیب سن های ژوراسیک میانی و بالایی نسبت داده شده است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی حتی برای برخی از آنها هاله دگر گونی مجاورتی در نظر گرفته شده است.

در نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ بسطام (حاجی حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲) به این سنگ های گرانیتوییدی که در جنوب روستای اسراییل (قدس جدید) رخنمون دارند، سن پس از ژوراسیک بالایی نسبت داده شده است.

اگر چه عابدی (۱۳۸۸) این تودههای گرانیتوییدی را مطالعه کرده و ضمن رد جوانتر بودن آنها از ژوراسیک، آنها را هم تراز تودههای گرانیتوییدی ژوراسیکیمیانی سنندج- سیرجان به شمار آورده و تشکیل آنها را با فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر ایران مرکزی مرتبط دانسته است؛ ولی مطالعات جدید نشان میدهد که این نتیجه گیری نیز مستلزم بازنگری و تصحیح است.

با شناخت بیشتر نسبت به روابط چینه شناسی در مناطق همجوار به ویژه منطقه بند هزارچاه، این فرض به ذهن خطور کرد که شاید گرانیتوییدهای منطقه میامی نیز با گرانیتهای مناطق همجوار سرگذشت زمین شناسی مشابهی باشد. همتی (۱۳۹۲) این تودههای گرانیتوییدی را دوباره بررسی دقیق کرد و تشابهات چینه شناسی زیادی را در این منطقه دید که فرض داشتن سرگذشت زمین شناسی مشابه برای آنها و دیگر گرانیتوییدهای وابسته به مجموعه های دگرگونی آذرین شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی را بیش از پیش تقویت کرد.

در این مقاله سعی خواهد شد که افزون بر بازنگری سنگ شناسی و ژئوشیمی گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی، نتایج سن سنجی رادیومتری آنها که برای اولین بار به روش U-Pb انجام شده است، در اینجا ارائه شود و بر پایه مستندات جدید بهطور قطع اعلام می شود که گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی نیز به همراه مقدار کم سنگهای گنیسی میزبان آنها، جزو سرزمین های پی سنگی ایران هستند. نتایج ارایه شده در این مقاله خاطر نشان می سازد که آنچه در نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ دا میامی نشان داده شده است، باید بازنگری و اصلاح شود.

۲- روش انجام پژوهش

در ابتدا اطلاعات از پیش موجود شامل منابع کتابخانه ای، نقشه های زمین شناسی ۱۲۵۰۰۰۰ و ۱۲۵۰۰۰۰، گزارش ها، مقالات و پایان نامه های انجام شده مرتبط با گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی (از جمله نقشه های زمین شناسی ۱۲۵۰۰۰۰ جاجرم (ناظر، ۱۳۷۱ (تلفیق کننده)) و ۱۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی چهرق، سال انتشار مشخص نیست) مورد مطالعه قرار گرفت. برای دست یابی به نتایج بهتر، تصاویر مهواره ای Landsat و Google Earth آنها تهیه و سپس پیمایش های صحرایی دقیقی و گسترده ای نیز انجام شد. در طی بازدیدهای صحرایی رخنمون های سنگی سنگی با کمترین میزان دگرسانی برداشت شد و برای مطالعات سنگنگاری و ژئوشیمیایی مورد استفاده قرار گرفت. از واحدهای سنگی مختلف بیش از ۱۳۰ نمونه

سنگی برداشت شد. از این نمونهها مقطع ناز ک تهیه و در آزمایشگاه اپتیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود مطالعه شد.

همچنین، ۱۲ نمونه از سنگهای دارای کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی، برای تجزیه شیمی عناصر اصلی و فرعی (از جمله عناصر خاکی کمیاب) انتخاب و پس از خردایش اولیه، نمونه ها به شرکت طیف کانساران بینالود فرستاده شد. در آنجا نمونه ها، پودر شده و پس از آماده سازی و بسته بندی، برای تجزیه شیمی سنگ کل به آزمایشگاه Acme کانادا فرستاده شد. عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش ICP-MS تجزیه شد (جدول ۲). بر پایه نقشه های زمین شناسی پیش تر منتشر شده، تصاویر ماهواره ای لندست، گو گل ارث و پیمایش های صحرایی انجام شده، نقشه زمین شناسی اصلاح شده منطقه مورد نظر نیز تهیه و رسم شد (شکل ۳).

با یقین به درستی تجزیههای ژئوشیمیایی صورت گرفته توسط عابدی (۱۳۸۸) در راستای دسترسی به نتایج قابل اعتمادتر، از نتایج تجزیه شیمیایی ۱۱ نمونه که توسط نام برده تجزیه شده بود، نیز استفاده شد. روش تجزیه شیمیایی و محل انجام آنها در مورد هر دو مرجع یکسان است. تصحیحات لازم مانند حذف I.O.I و تصحیح مقادیر اکسیدهای آهن روی داده های ژئوشیمیایی خام صورت گرفت و نتایج آن همراه با مقادیر دیگر اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و خاکی کمیاب در جدول ۳ ارائه شده است. پس از انجام تصحیحات لازم، نتایج تجزیههای شیمیایی به کمک نرمافزار GCDkit و دیگر نرمافزارهای مربوط پردازش شد و پایه تجزیه و تحلیل های بعدی در بررسی سنگشناسی و محیط زمین ساختی قرار گرفت.

برای مطالعات سن سنجی رادیومتری، سه نمونه از سنگهای گرانیتوییدی که نشاندهنده ترکیبهای اصلی سازنده گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی بودند، انتخاب، خرد و بخش خرد شده و رد شده از الک (مش ۱۵۰) به آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Chinese Academy of Science, ایتخاب، خرد و بخش خرد شده و رد شده از الک (مش ۱۵۰) به آزمایشگاه Beijing در کشور چین فرستاده شد. در آنجا با استفاده از روش های آبشویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و جدایش دستی در زیر میکروسکوپ (Mounting) و برای تجزیه دستگاهی آماده شد. اندازه گیری نسبتهای ایزوتوپ های U و ط9 به روش (Nouties) در آنجا منده در وی لام مخصوص چسبانده State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, ایزوتوپ های U و ط9 به روش State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, ایزوتوپ های در آزمایشگاه, انجام شد. نتایج سن سنجی های انجام شده در رسم نمودارهای سازگاری و دیگر تجزیه و تحلیل های مرتبط مورد استفاده قرار گرفته است.

۳- زمینشناسی منطقه و شواهد صحرایی

تودههای گرانیتوییدی جنوب و جنوب باختر میامی در محدوده طولهای جغرافیایی '۳۰ °۵۵ تا '۴۰ °۵۵ خاوری و عرضهای جغرافیایی '۱۸ °۳۶ تا '۲۴ °۳۶ شمالی از ۳ کیلومتری جنوب باختر میامی تا جنوب روستای قدس (اسراییل قدیم) و ۶۰ کیلومتری خاور شاهرود رخنمون دارند. از دید تقسیم بندی پهنههای ساختاری ایران، این منطقه در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. تودههای گرانیتوییدی به صورت ۴ توده گرانیتی کموبیش مجزا رخنمون دارند و با حجم بسیار کمی از سنگهای دگرگونی مانند گنیس های دارای پورفیروبلاستها و پورفیروکلاستهای ارتوکلاز (که گاه اندازه آنها به حدود چهار سانتی متر نیز می رسد) و متاپسامیتها همراه هستند. در سنگهای گرانیتوییدی به شدت که نشانه مراحل پایانی تفریق است.

تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی توسط دو سری دایک دیابازی با سن اواخر نئوپروتروزوییک-اوایل کامبرین و ژوراسیک میانی- بالایی قطع شدهاند. دایکهای دیابازی نئوپروتروزوییک به شدت خرد و دگرسان شده (کلریتی) هستند.

یا میں میں میں

سنگشناسی، زمینشیمی و زمینزمانسنجی گر انیتوییدهای جنوب باختر میامی

دایکهای دیابازی ژوراسیک کمتر دگرشکل و دگرسان شدهاند و در برخی نقاط افزون بر تودههای گرانیتوییدی، سنگهای رسوبی پوشاننده (با ماهیت کنگلومرا، شیل و ماسهسنگ به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین و معادل سازند شمشک) را نیز قطع کردهاند (شکلهای ۳ و ۴).

سنگ های پوشاننده این توده های گرانیتوییدی، توالی ستبری (بیش از ۱۰۰۰ متر) از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و به مقدار کم آهک های ماسه ای را شامل می شود (به شکل های ۳ و ۴ توجه شود). تنها ستبرای واحد کنگلومرایی در جنوب روستای کلاته اسد (جنوب باختر میامی) به حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر می رسد که به صورت ناپیوسته توسط واحدهای رسوبی کرتاسه زیرین پوشیده شده است. نکته جالب توجه آن است که بخش کنگلومرایی و ماسه سنگی، سرشار از قطعات گرانیتی هستند که از توده های گرانیتوییدی جنوب باختر میامی سرچشمه گرفته اند. این توالی رسوبی به نوبه خود توسط توالی رسوبی – تخریبی شامل آهک های ماسه ای و آهک های اوربیتولین دار کرتاسه زیرین با ناپیوستگی دگرشیب یا با مرز گسلی پوشیده شده است (عابدی، ۱۳۸۴) همتی، ۱۳۹۲).

در مناطق مجاور مانند بندهزارچاه، حلوایی، شمال باختر تنگه ماجراد و دو چاه نیز توالی رسوبی تریاس- ژوراسیک با ویژگیهای سنگی بسیار مشابه رخنمون دارند. در منطقه بندهزارچاه ستبرای کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به بیش از ۱۰۰۰ متر نیز می رسد. این ستبرای زیاد احتمالاً به وجود مخروط افکنههای محلی در زمان مورد نظر یعنی در اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین اشاره می کند یا مربوط می گردد. در مناطق دلبر و ماجراد (جنوب خاور بیارجمند)، دوچاه (جنوب بیارجمند) و جمیل (شمال خاور طرود) نیز توالی رسوبی یاد شده رخنمون دارد؛ ولی ستبرا و گسترش آن کمتر است.

در منطقه میامی، افق هایی از شیل های زغال دار درون توالی رسوبی تریاس-ژوراسیک یافت می شوند و همچنین با توجه به مطالعات پالینولوژی صورت گرفته در قالب نقشه میامی (امینی چهرق، سال انتشار مشخص نیست) سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین به آنها نسبت داده شده است. در ضمن با توجه به مطالعات پالینولوژی صورت گرفته در ارتباط با تهیه نقشه رزّه (رزوه) (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و مطالعات صورت گرفته توسط فخر (در (2008) .Imate et al) و همچنین و مطالعات صورت گرفته در ارتباط با تهیه نقشه رزّه (رزوه) (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) یافت شدن آثار گیاهی مانند برگ و ساقه در شیل های قاعده این توالی و همچنین دو کفه ای ها، بلمنیت و آمونیت همراه با واحدهای آهکی – ماسه ای (حسینی، ۱۳۹۴)) سن اواخر تریاس – ژوراسیک زیرین برای این توالی رسوبی در نظر گرفته شده است. بنابراین سن این توده های گرانیتوییدی که توسط این توالی پوشیده شده اند، از اواخر تریاس و ژوراسیک زیرین کهن تر هستند.

(2008) Hassanzadeh et al. نمونهای از قلوهسنگهای گرانیتی متعلق به کنگلومراهای پوشاننده مجموعه گرانیتوییدی بندهزارچاه را تعیین سن و سن ۳۵ ±۵۵۹ میلیون سال را برای آن گزارش کردهاند.

امینی چهرق گرانیت های میامی را به دو نوع ₁g و ₂g تقسیم کرده و زمان جایگیری این واحدهای نفوذی را به ترتیب به ژوراسیک میانی و ژوراسیک بالایی نسبت داده است. در صورتی که با توجه به شواهد موجود (پوشیده شدن تودههای گرانیتوییدی با واحدهای رسوبی- تخریبی اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین معادل سازند شمشک (به صورت ناپیوستگی آذرین پی) این مطلب نمی تواند درست باشد و تنها تفاوت میان گرانیت هایی که به عنوان ₁g و ₂g تقسیم بندی شده اند، تغییر رنگ ظاهری آنهاست که آن هم متأثر از فراوانی مقدار بیوتیت، شدت و ضعف دگرشکلی و یا دگرسانی تحمیل شده بر آنهاست.

۴- گنیسهای میزبان

گنیسهای دانهمتوسط تا درشت، شامل مجموعه کوارتز، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، بیوتیت ± مسکوویت و کانیهای فرعی آلانیت، زیرکن و آپاتیت بیشتر در حاشیه شمالی تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی و جنوب روستای کلاتهاسد رخنمون دارند. در این گنیسها پورفیروبلاستها و

پورفیروکلاستهای ارتوکلاز صورتی رنگ با ساخت و بافت چشمی حضور دارند. این پورفیروبلاستها بهصورت کشیده و سیگمایی شکل، جهت یافتگی آشکاری در نمونههای دستی و میکروسکوپی نشان می دهند. این جهت یابی ترجیهی نشاندهنده تحمیل دگر شکلی شکل پذیر در شرایط دگرگونی ناحیهای درجه بالا بر این واحد سنگی است. سنگهای دگرگونی ناحیه ای دیگری مانند میکاشیستها و گارنت میکاشیستها که در مناطق پی سنگی مشابه مانند دلبر، بندهزار چاه، شتر کوه، ماجراد و دوچاه حضور دارند، در منطقه میامی رخنمون ندارند (به احتمال زیاد تو سط توالی های سنگی جوان تر پوشیده شده باشد).

۵- سنگهای آذرین

گرانودیوریتها در مقاطع میکروسکوپی معمولاً بافت دانهای نیمه شکل دار دارند و گاه بافتهای گرافیکی نشان می دهند. فلدسپارهای پتاسیم موجود در این سنگها بیشتر بافت پرتیتی به نمایش می گذارند. فلدسپار قلیایی گرانیتها از بلورهای درشت ارتوکلاز، کوارتز و مقدار کمتری پلاژیوکلاز تشکیل شدهاند و بافت دانهای نیمه شکل دار تا بی شکل نشان می دهند؛ ارتوکلازها بیشتر بافت پرتیتی و گاه بافت گرافیکی نشان می دهند. برخی از بلورهای ارتوکلاز ابطور ناقص تا کامل و از می دهند. این پدیده حاصل تحمیل فشار به بلورهای ارتوکلاز از منوکلین ک نیان بلوری آنهاست، در طی این فرایند سامانه تبلور ارتوکلاز از منوکلینیک با درجه می دهند. این پدیده حاصل تحمیل فشار به بلورهای ارتوکلاز از منوکلینیک با درجه می دهند. این پدیده حاصل تحمیل فشار به بلورهای ارتوکلاز از منوکلینیک با درجه می کند. ساب گرین یا خرد شدن دانههای درشت تر به دانه های ریز تر نیز به روشنی در می کند. ساب گرین یا خرد شدن دانههای درشت تر به دانه های ریز تر نیز به روشی در ساب گرین شدن، تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین و تبدیل بیوتیت به بیوتیتهای ساب گرین شدن، تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین و تبدیل بیوتیت به بیوتیتهای دانه ریز تر و گاه له شده از ویژگیهای میکروسکپی فلدسپار قلیایی گرانیتهاست. با نزدیک شدن به پهنههای برشی بر میزان فراوانی شواهد یاد شده افزوده می شود.

گرانیت ها از کوارتز، ارتو کلاز، پلاژیو کلاز و بیوتیت همراه با زیر کن، اسفن و آپاتیت و کانی های کدر تشکیل شدهاند و بافت دانهای بی شکل تا نیمه شکل دار و گاه بافت گرافیکی نشان می دهند. کوارتز ها دارای خاموشی موجی، حالت بی شکل تا نیمه شکل دار و خرد شده و پلاژیو کلازها نیز بی شکل تا نیمه شکل دار، با ماکل پلی سینتیک و حاشیه های تحلیل رفته هستند. از کانی های فرعی مهم می توان به زیر کن، اسفن و آپاتیت اشاره کرد. کانی های کدر نیز شامل اکسیدهای آهن و احتمالاً پیریت هستند. گفتنی است که در برخی مناطق، گرانیتوییدهای مورد مطالعه به شدت میلونیتی شدهاند. میلونیتی شدن گرانیت ها به صورت کشیدگی و دانه ریز شدن کانی های سنگ ساز به ویژه دانه های کوارتز در مقیاس نمونه دستی به پلاژیو کلاز هستند. باورهای کوارتز و ارتو کلان شواهد دگر شکلی شدید، به صورت خاموشی موجی و ساب گرین شدن نشان می دهند. میلونیت های این منطقه در گروه پلاژیو کلاز هستند. باورهای کوارتز و ارتو کلان شواهد دگر شکلی شدید، به صورت نور موسی موجی و ساب گرین شدن نشان می دهند. میلونیت های این منطقه در گروه

کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز کانی های اصلی سازنده دایک های دیابازی جوان تر به سن ژوراسیک میانی هستند. آپاتیت و کانی های کدر جزو کانی های فرعی این سنگ ها به شمار می روند. اوژیت و پلاژیوکلاز نیمه شکل دار تا شکل دار هستند. پلاژیوکلازها در برخی نقاط به سریسیت، کانی های رسی، کلسیت یا اپیدوت و پیروکسن ها نیز در برخی نقاط به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده اند. این دایک ها بافت های اینتر گرانولار، افیتیک، ساب افیتیک، میکرولیتی، پورفیری، میکرولیتی پورفیری و گلومروپورفیری نشان می دهند.

۶- ژئوشیمی

نمونههای گرانیتوییدی مورد مطالعه در نمودارهای مجموع اکسیدهای عناصر آلکالن (Na₂O+K₂O) در برابر SiO₂ (Middlemost, 1985) در محدودههای گرانیت

و گرانوديوريت قرار مي گيرند (شکل ۵). به منظور ديدن و رسم روند تغييرات عناصر اصلي در خلال تبلور ماگما از نمودارهاي درصد اكسيدهاي عناصر اصلي و كمياب در برابر SiO₂ (Harker, 1909) استفاده شده است (شکل ۴). این نمودارها، تحولات ماگما را از زمان تشکیل تا زمان تبلور کامل و جایگیری نشان میدهند. پیش از تشریح نمودارهای هارکر توجه به این نکته ضرروی است که بر پایه مشاهدات صحرایی در مناطق میامی، بند هزارچاه، دلبر و شتر کوه سنگ های میگماتیتی، دارای ماهیت انتقالی یا گذرا میان گنیس،ها و گرانیت،ها هستند و هنوز به مرحله تشکیل مذاب کامل نرسیدهاند. بنابراین نمی توان آنها را در فرایند تبلور تفریقی سهیم کرد. با این وجود، در بیشتر نمودارهای ژئوشیمیایی از جمله هار کر، این سنگ ها با داشتن مقدار SiO₂ کمتر نسبت به گرانودیوریت ها و گرانیت ها (۶۷ تا ۶۸ درصد SiO₂ در برابر ۷۱ تا ۷۷ درصد) در امتداد دیگر نمونه های سنگی تجزیه شده قرار می گیرند؛ پس بهتر است این سنگها را به عنوان نمایندهای از سنگهای مادر (پروتولیت) در نظر گرفت و بنابراین در نمودارهای ژئوشیمیایی مانند نمودارهای (1909) Harker برای نشان دادن ار تباط ژنتیکی این سنگها و پرهیز از قرار دادن سنگهای مورد نظر در فرایند تفریق، حدفاصل میان این سنگ ها و سنگ های گرانودیوریتی و گرانیتی را با علامت خط چین نشان داد تا هم زمان بتوان هر دو منظور را بیان کرد.

با توجه به نمودارهای ارایه شده در شکل ۶، می توان گفت مقادیر مجموع اکسیدهای MgO، TiO₂، MnO جاد Cr₂O₃ و Cr₂O با افزایش مقدار سیلیس کاهش نشان می دهد. لو کو گرانیت ها با مقدار SiO₂ کمتر و مقادیر کمتر مجموع اکسیدهای بیان شده از روند کاهشی مورد نظر پیروی نمی کنند. این امر به دلیل نبود یا مقادیر بسیار کم کانی های مافیک (فرومنیزین) و یا اکسیدهای آهن، منیزیم و تیتانیم است. میگماتیت ها با مقدار سیلیس کمتر، در همه نمودارها در سوی چپ تمودار جای می گیرند. مجموع اکسیدهای MOO، TiO₂، MgO، Fe₂O، Fe₀ Fe₀ Fe₂O، Fe₂O، Cr₂O، Cr₂O، TiO₂ FeO Fe₂O، Cr₂O، Cr₂O, Cr₂O, Cr₂O، Cr₂O, Cr₂O, Cr₂O) Cr₂O, Cr₂

روند تغییرات مقادیر Ni+Co+V+Sc در برابر SiO₂ با روند تغییرات مجموع مقادیر اکسیدهای MnO، TiO،، MgO، TiO،، FeO، FeO، FeO، در برابر مقدار SiO تقریباً مشابه است؛ چون رفتار ژئوشیمیایی این عناصر به هم بسیار شبیه است. میگماتیت ها و لو کو گرانیت ها با داشتن مقادیر کمتر این اکسیدها و عناصر فرعی یاد شده، از روند یاد شده پیروی نمی کنند. همچنین با افزایش مقدار سیلیس، مجموع مقادیر Na₂O و افزایش می یابد. در بر ابر مقادیر CaO و P_2O_3 و P_2O_5 نیز با افزایش مقدار سیلیس K_2O کاهش نشان میدهد. گفتنی است که لوکوگرانیتها به واسطه تفریق یافتگی زیاد Na₂O+K₂O کمی دارند. فراوانی بیشتر Na₂O+K₂O در گرانیت ها و گرانو دیو ریت ها در مقایسه با میگماتیت ها از تفریق یافتگی آنها در طی فرایند تبلور تفریقی ناشی شده است. تغییرات مقادیر Rb+Ba+Sr+Cs در برابر SiO₂ نشان می دهد که گرانیت ها و گرانودیوریتها نسبت به لوکوگرانیتها و میگماتیتها رفتار متفاوتی دارند. گرانیتها و گرانودیوریتها از مجموع این عناصر غنی تر هستند و معمولاً با افزایش SiO₂ مقدار آنها کاهش می یابد. تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی ذکر شده بیانگر آن است که گرانودیوریتها، گرانیتها و لوکو گرانیتها از ذوب میگماتیت ها حاصل شدهاند و در ضمن ماگمای حاصل از ذوب میگماتیت ها دچار تبلور تفریقی و گوناگونی ترکیبی در محصولات تبلور یافته از مذاب های تولید شده شده است. در شکل ۷- الف الگوهای تغییرات عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده با کندریت (Boynton, 1984) برای سنگ های مورد نظر به نمایش گذاشته شده است.

در شکل ۷ -الف میگماتیتها، گرانودیوریتها، گرانودیوریتها و لوکوگرانیتها رفتار تقریباً یکسانی نشان میدهند. این امر منشأ گرفتن گرانودیوریتها و گرانیتها را از ذوب سنگهای دگرگونی مادر با ماهیت متاپلیتی یا همان گنیسها تأیید می کند. در ضمن گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی، در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب سنگین، از عناصر خاکی کمیاب سبک غنی شدگی ملموسی نشان میدهند. این غنی شدگی معمولاً به عنوان ویژگی شاخص منشأ قارمای شناخته می شود. لوکوگرانیتها به واسطه تفریق یافتگی بیشتر و نداشتن کانیهای آهن و منیزیمدار

مقادیر کمتری عناصر خاکی کمیاب دارند. همچنین گرانیتهای منطقه غنی شدگی بیشتری از عناصر خاکی کمیاب سبک نشان میدهند. بیهنجاری منفی Eu، در برخی نمونههای تفریق یافته دیده میشود.

در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجارشده با ترکیب پوسته قاره ای بالایی (Taylor and McLennan, 1981) (شکل های ۷- ب و ج)، نمونه های گرانیتوییدی مورد مطالعه، از عناصر ۹۵ (Kria و ۲۵ تهی شدگی نشان می دهند. این نمودار نشان می دهد که گرانیتوییدهای مورد نظر با ترکیب پوسته قاره ای بالایی بیشترین همانندی و سازگاری را نشان می دهند و این گرانیتوییدها از ذوب سنگ هایی با منشأیی مشابه پوسته قاره ای بالایی حاصل شده اند؛ شواهد صحرایی نیز این امر تأیید می کند. نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده با ترکیب پوسته قاره ای بالایی می کند. نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده با ترکیب پوسته قاره ای بالای که آنها نسبت به دیگر اعضای گرانیتوییدهای مورد مطالعه تهی شدگی بیشتری از که آنها نسبت به دیگر اعضای گرانیتوییدهای مورد مطالعه تهی شدگی بیشتری از دارند. بر پایه نمودارهای Ca، Nb، La، Ce، Nd، Sm، Rb، Ba دارند. بر پایه نمودارهای کاری K و آن (Irvine and Baragar, 1971) AFM دارند. بر پایه نمودارهای کارک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و پر آلومین مورد مطالعه در محدودهای کالک-آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و پر آلومین قرار می گیرند.

با توجه به شکل ۸ گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی در محدوده گرانیتهای نوع S جانمایی می شوند. بسیاری از نمونه ها ماهیت پر آلومین و نمونه های مورد مطالعه منشأ پوستهای دارند که نشان میدهد که ماگمای تشکیلدهنده این تودهها از منشأ پوستهای یا همان ذوب سنگهای رسوبی دگرگون شده حاصل شده است؛ سپس دچار تفریق شده و سنگهای گرانیتوییدی فلسیک منطقه مورد مطالعه (گرانیتها و آلكالى فلدسپار گرانيت ها) را تشكيل داده است. ناهنجاري هاي منفى Ti، P، Nb و غني بودن نمونه ها از عناصر خاکی کمیاب سبک و عناصر ناساز گاری مانند Rb، Th ، Pb و U و همچنین فراوانی بیوتیت در این سنگها نشان میدهد که ماگمای سازنده گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی از ذوب بخشی متاپلیتها حاصل شده است. ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتوییدی مورد مطالعه مانند ماهیت پر آلومین، تعلق داشتن به گرانیتهای نوع S، فراوانی عناصر کمیاب Ce، Rb،Th ،K ،Pb و La و همچنین تهی شدگی از Sr ،Nb ،Ta ،Ti و P در نمودارهای عنکبوتی که از ویژگی های مذابهای پوستهای است، بیانگر ارتباط فعالیت ماگمایی منطقه مورد مطالعه با حاشیه فعال قارهای است. (2012) Zhang et al. بر این باورند که سنگ های آذرین مربوط به کمان قاره ای از U، K، U، J، LREE و Sr غنی شدگی و از Nb، Pr، P و Ti تهی شدگی نشان می دهند.

۷- تعیین نوع سنگ منشأ گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی

بر پایه نمودارهای تعیین نوع سنگ منشأ (2012) Zhang et al. (2002) و Zhang et al. (2012) . (شکل ۹)، سنگ های گرانیتوییدی جنوب باختر میامی از ذوب بخشی متاپلیت ها و متاگریوک ها حاصل شدهاند. وجود تناوب لایه های متاپلیتی، متاگریوکی، متاپسامیتی و مرمری در مناطق با سرگذشت زمین شناسی مشابه مانند سفیدسنگ، دلبر، بندهزارچاه، شترکوه، ماجراد، رضا باد خارتوران، احمد آباد خارتوران و دوچاه این مطلب را تأیید می کند.

۸- جایگاه زمینساختی

اندیشههای نخستین تشخیص و تعیین محیطهای زمینساختی سنگههای ماگمایی با استفاده از دادههای ژئوشیمیایی مبتنی بر تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر Pearce and Cann (1973)، Pearce et al. (1984) به Pearce and Cann (1973)، Pearce et al. (1984) Harris et al. (1995) Batchelor and Bowden (1985)، Maniar and Picooli (1989) و . . . نسبت داد. نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونوماگمایی مبتنی بر دادههای ژئوشیمیایی سنگها روز به روز در حال افزایش است. با توجه به

نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی گرانیتوییدها (Pearce et al., 1984)، نمودارهای (Batchelor & Bowden, 1985) R₁-R₂ و نمودار کاتیونی₂-R₁ (Syn-orogenic) (Syn-orogenic) گرانیتوییدهای میامی در محدوده گرانیت های VAG، همز مان با کو هزایی (Syn-orogenic) و همزمان با برخورد (syn-collision) قرار می گیرند (شکل های ۱۰ و ۱۱). این نتیجه گیری با توجه به شواهد صحرایی و زمین شناسی منطقه قابل قبول است؛ زیرا شواهدی مانند دگر گونی، میلونیتی شدن و دگر شکلی های موجود در سنگ های منطقه بیانگر این واقعیت است که سنگ های مورد مطالعه در محیط زمین ساختی همزمان با کوهزایی هستند.

۹- سنسنجی به روش U-Pb روی زیرکن

زیر کن مناسب ترین کانی مورد استفاده در ژئو کرونولوژی (زمین زمان سنجی) به روش U-Pb است. امروزه تک بلورهای زیر کن به دلیل دمای انسداد بالا (۹۰۰ درجه سانتی گراد) بهترین ژئو کرونو مترها هستند و می توانند سن هایی از رویدادهای چند گانه زمین شناسی را نشان دهند. بنابراین از این روش برای تعیین سن سنگهای مورد مطالعه استفاده شده است. برای نمونه تصاویر کا تدولومینسانس برخی از زیر کن های جدا و تعیین سن شده، در شکل ۱۲ نشان داده شده است. نتایج سن سنجی های به دست آمده از این روش در جدول ۴ و شکل ۱۲ ارائه شده است. گفتنی است، تصحیح های لازم در مورد نتایج به دست آمده انجام شده است.

پیش از تعبیر و تفسیر دادههای حاصل از تعیین سنهای به دست آمده باید به این نکته توجه کرد که در زمین شناسی مشاهدات عینی و تجزیه و تحلیل درست روابط صحرایی، پایه استفاده درست از نتایج هر روش نوینی است که قرار است به واسطه آن به حل مسائل زمین شناسی کمک شود. برای نمونه پوشیده شدن گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی توسط توالی رسوبی اواخر تریاس– اوایل ژوراسیک، جوان تر بودن این تودههای نفوذی از دامنه زمانی یاد شده را منتفی می سازد.

با توجه به شواهد صحرایی، ترتیب سنی سنگهای نام برده باید به این صورت باشد: ۱) میگماتیت؛ ۲) بیوتیت گرانیت؛ ۳) لو کو گرانیت. ولی نتایج تعیین سن به دست آمده، به ظاهر نشان می دهد که ترتیب سنی آنها به این صورت است: ۱) بیوتیت گرانیت؛ ۲) لو کو گرانیت؛ ۳) میگماتیت. در حقیقت آنچه از مقادیر سنی مبتنی بر روش dd - U روی زیر کنهای استخراج شده از گرانیتویدهای مطالعه است و این روش در فواصل زمانی کوتاه و به ویژه برای سنهای در حد چند صد میلیون سال یا بیشتر، همیشه نمی تواند ترتیب رخداد رویدادها را به درستی باز گو کند یا به عبارتی آشکار سازد و مستلزم دقت زیاد و در ک صحیح شواهد عینی، مشاهدات چشمی و روابط صحرایی است. سنهای به دست آمده نشاندهنده اواخر نئوپروتروزوییک و معادل آشکوب ادیاکارن است. این دادههای سنی، از سوی دیگر باز گو کننده آن هستند که گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی در طی کوهزایی کادومین تشکیل شده آند.

تغییرات مقادیر سنی به دست آمده برای زیرکنهای تعیین سن شده به ازای هر دانه (بر حسب میلیون سال) در شکل ۱۳ نشان داده شده است. نمودارهای سازگاری سنهای اورانیم – سرب زیرکنهای جدا شده از نمونههای منتخب تعیین سن شده متعلق به تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی، در شکل ۱۴ نشان داده شده است. نتایج ارائه شده در جدول ۴ و شکلهای ۱۳ و ۱۴ نشان می دهد که نمونههای تعیین سن شده به ترتیب دارای سنهای زیر هستند:

میگماتیت (۳/۵ ± ۵۴۱ میلیون سال) (نمونه M1)، ۲- بیوتیت گرانیت (۵۸ ± ۵۵۱ میلیون سال) (نمونه M2) و ۳- لوکو گرانیت (۹/۸ ± ۵۴۶ میلیون سال) (نمونه M3).

۱۰- پتروژنز تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی

مطالعات زمینشناسی منطقهای کم وسعت یا با دیدی محدود، کمتر می تواند در پاسخگویی به مسائل پتروژنز سنگهای آذرین مؤثر باشند. از این رو لازم است برای حل مسئله پتروژنز تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی آنها را از این منظر دید که بخشی از سرزمینهای پیسنگی ایران بودهاند و شواهد زیادی برای مقایسه

میان آنها وجود دارد. در همین راستا، بررسی مجموعههای دگرگونی و آذرین مناطق پیسنگی ایران مرکزی تأیید میکند که در اواخر پروتروزوییک، درون مناطق قارهای شمال گندوانا، حوضههای کششی درونقارهای کوچک و بزرگی تشکیل شدهاند.

سنگشناسی، زمین شیمی و زمینزمان سنجی گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی

اگر چه سنگهای حوضههای رسوبی و گاه رسوبی- آتشفشانی مورد نظر اکنون همگی دگرگون شدهاند؛ ولی ترکیب کانی شناسی و سنگ شناسی سنگ های دگرگونی موجود نشان میدهد که سنگهای مادر آنها دارای طیف ترکیب بسیار گوناگونی از ماسهسنگ، شیل، آهک، دولومیت، مارن، بازالت، ریولیت و آتشفشانی تخریبیهای وابسته بوده و به مناطق بسیار کمژرفا تا ژرف حوضههای رسوبی و آتشفشانی رسوبی تعلق داشتهاند. مشاهدات صحرایی صورت گرفته در مجموعههای دگرگونی جندق (در دست مطالعه، موضوع رساله دکترای سولماز بلوچی) و پشت بادام (Hushmandzadeh, 1969) نشان میدهد گسترش این حوضه های کششی تا مرحله اقیانوس زایی پیش رفته است. حضور سنگ های بازالتی، بازالتی بالشی، لوکوگابرویی، پیروکسنیتی و هارزبورژیتی که اکنون در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دچار دگرگونی شدهاند، این موضوع را تأیید می کند. حضور سنگ هایی مانند کیانیت شیست، بیوتیت گنیس، استارولیت- کیانیت گنیس و گارنت-آمفیبولیتها نشاندهنده رخداد دگرگونی ناحیهای بزرگمقیاس از نوع بارووین در سرزمینهای گندوانایی ایران در اواخر نئوپروتروزوییک است. بیشتر سنگهای نام برده با شدت و ضعف متفاوت میلونیتی شدهاند. همچنین شواهد صحرایی و منطقهای از میامی در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی تا ساغند در بخش های میانی آن، نشان میدهند که توده های گرانیتوییدی کالک آلکالن بسیاری این مجموعههای دگرگونی را قطع کرده و درون آنها جای گرفتهاند؛ یا به عبارتی در آنها نفوذ کردهاند. دمای لازم برای تشکیل مذاب های سازنده این گرانیتوییدها از راه افزایش درجه زمین گرمایی در ژرفای سرزمین های دگرگونی و در برخی موارد جایگیری توده های مذاب دارای ترکیب بازیک تا حدواسط در یوسته قاره ای فراهم شده است. برای مثال، بلاغی اینالو (۱۳۹۳) دما و فشار تشکیل سنگهای گنیسی مجموعه دگرگونی دلبر را ۶۴۵ تا ۷۰۶ درجه سانتی گراد و ۸ تا ۱۳ کیلوبار بر آورد کرده است. در این شرایط دما و فشار، شرایط محیطی برای ذوب سنگ های دگرگونی به ویژه متاپلیتها از راه انجام واکنش های آبزدایی و تخریب کانی های آبدار به ویژه میکاها فراهم است.

مطالعات و تعیین سن هایی که توسط پژوهشگران مختلف مانند سامانی و همکاران (۱۳۷۲)، بخشیزاد (۱۳۹۴) ۱۹۹۰)، Ramezani (۱۹۹۶)، (۱۳۹۴) Haghipour (۱۹۶۹)، در ۱۳۷۲) Ramezani and Tucker (2003) · Verdel et al. (2007) · Hassanzadeh et al. (2008) · Bagheri and Stampfli (2008) Saki (2010) Rahmati-Ilkhchi et al. (2011) Shafaii Moghadam et al. (2013 and 2016). Jamshidi Badr et al. (2013). Balaghi et al. (2014), Rossetti et al. (2014), Hosseini et al. (2015), Monazzami Bagherzadeh et al. (2015) و ... صورت گرفته؛ همگی نشان می دهد که این توده های گرانیتوییدی در اواخر نئوپروتروزوییک (حدود ۵۵۰ میلیون سال پیش) تشکیل شدهاند. از آنجایی که سنگهای مرتبط با فرورانش صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قارهای (به ویژه سنگهای آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیت تا داسیت) همانند پهنه ارومیه– دختر فعلی، در دروه زمانی یاد شده یا کمی پس از آن، در ایران مرکزی رخنمون ندارند، به نظر میرسد که حوضههای رسوبی و اقیانوسی با سن اواخر نئوپروتروزوییک در یک بازه زمانی کوتاه و در طی یک فرایند جمع شدگی (بسته شدن)، به سرعت بسته شدهاند. به عبارت دیگر می توان گفت رژیم زمین ساختی کششی از نوع حوضه کششی درون قارهای که در برخی موارد توسعه آن تا مرحله تشکیل پوسته اقیانوسی پیش رفته است در اواخر نئوپروتروزوییک بر سرزمین های گندوانایی ایران ، حاکم بوده سپس متوقف شده است. سپس یک رژیم زمین ساختی تراکمی بر آن حاکم گشته است که با تشکیل مجموعههای سنگی دگرگونی از نوع بارووین، زمیندرزهای افیولیتی کم پهنا و در نهایت گرانیتزایی در محیط زمین ساختی برخوردی همراه بوده است. در واقع مجموعههای دگرگونی و پهنههای افیولیتی قدیمی، منشورهای بههم افزوده کهن به سن اواخر نئوپروتروزوییک هستند. (2013) Fritz et al. در مقالهای با نام

عادي المحالي

اشکال (styles) کوهزایی در کوهزایی خاور آفریقا: مروری بر تحول زمینساختی از نئوپروتروزوییک تا کامبرین، به شرح دقیق این گونه محیط های زمینساختی پرداخته و مدلهای زمینساختی و شواهد زیبایی ارائه کرده است.

قرار گیری بلو کهای سنگی دگر گونی با ترکیب سنگ شناسی متفاوت و با درجات و رخساره های دگر گونی بسیار متفاوت با مرزهای همبری بیشتر گسلی در سرزمین های پی سنگی ایران از جمله جندق، دلبر، شتر کوه، بنه شورو و چاپدونی تأییدی بر این امر است. در زمان اوج فرایند دگر گونی ناحیه ای، ذوب سنگ های دگر گونی با ماهیت بیشتر متاپلیتی و متاپسامیتی سبب تشکیل مذاب های گرانیتی شده است. میگماتیت زایی صورت گرفته در گنیس های میلونیتی و تشکیل بسته های مذاب گرانیتی از مقیاس های سانتی متری تا کیلومتری شاهد آشکار بر این موضوع است. میگماتیت زایی صورت گرفته در آمیبولیت ها و گارنت آمفیبولیت ها نیز منبب تشکیل ترکیب های سانتی متری تا کیلومتری شاهد آشکار بر این موضوع سبب تشکیل ترکیب های سنگی تونالیتی تا پلاژیو گرانیتی شده است (در مجموعه شدن گنیس ها و آمفیبولیت ها در مجموعه های آذرین و دگر گونی دلبر، بندهرارچاه، دوچاه، شمال باختر احمدآباد خار توران، باختر رضاآباد خار توران، شتر کوه، جندق، نی باز، چایدونی، ناتک و بنه شورو دیده شده و تأییدی بر این موضوع است.

با توجه به آنچه ذکر شد و بررسی مقالات جدید منتشر شده برای تعبیر و تفسیر چگونگی تشکیل مجموعه سنگ های آذرین و دگر گونی نئوپرونروزوییک و با الهام از طرح نمادین ارائه شده توسط (2014) .Abd Allah et al (2014، الگوی ژئودینامیکی قابل قبول و قابل دفاعی برای تشکیل این گونه مجموعه های سنگی در ایران در شکل ۱۵ ارائه شده است؛ توده های گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی و همانندهای آنها همچون گرانیتوییدهای بندهزارچاه در آخرین مراحل تشکیل این الگوی ژئودینامیکی شکل گرفته اند. اقیانوس مورد نظر در این فرایند اقیانوس پرو توتیس و صفحه قارهای مربوط به سرزمین های شمالی ابرقاره گندوانا بودهاند. در شکل ۱۹ جغرافیای دیرینه حاشیه فعال کادومین – آوالونین و بیشتر سرزمین های پری گندوانایی در تقریباً ۵۵۰ میلیون سال پیش و موقیعت تقریبی سرزمین ایران در آن زمان نشان داده شده است.

11- نتیجهگیری

تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی با طیف ترکیبی گرانودیوریت، گرانیت و لوکوگرانیت در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی رخنمون دارند. این تودههای گرانیتوییدی حاصل ذوب بخشی سنگهای دگرگونی متاپلیتی (از جمله گنیسها) هستند. ماگمای تولید شده مورد نظر، دچار تبلور تفریقی و سبب تشکیل طیف گستردهای از سنگهای گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی در گروه محرایی و ویژگیهای ژئوشیمیایی، گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی در گروه گرانیتوییدهای نوع 8 قرار می گیرند و ماهیت پر آلومین و کالک آلکالن دارند. این قلمرو گرانیتوییدهای کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیتهای همزمان با کوهزایی U-PD) (کوهزایی کادومین) قرار می گیرند. نتایج سنسنجی به روش U-PD

روی زیر کن های گرانیت های این مجموعه، میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال معادل با اواخر نئوپروتروزوییک (اواخر ادیاکارن – اوایل کامبرین) را برای این توده های گرانیتوییدی نشان می دهد. بنابراین گرانیتویید های جنوب باختر میامی به همراه مقدار کم سنگ های میزبانشان جزو سرزمین های پی سنگی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی هستند و با دیگر مناطق پی سنگی همجوار مانند بند هزار چاه، دلبر، شتر کوه، دوچاه، ماجراد، رضاآباد و احمد آباد خار توران سرگذشت زمین شناسی تقریباً مشابهی دارند. با توجه به مستندات جدیدی که در این نوشتار به تعداد زیادی از آنها اشاره شده است، بازنگری نقشه های زمین شناسی در برگیرنده مجموعه های سنگی نئویروتروزوییک خاور و جنوب خاور استان سمنان، الزامی است.

در پایان، ذکر این نکته الزامی است که این دسته از گرانیتوییدها که غالباً دارای ماهیت پر آلومین و S-type هستند از گرانیتوییدهای مرتبط با ریفت زایی اواخر ادیا کارن (اواخر نئوپروتروزوئیک) – اوایل کامبرین کاملا متفاوت می باشند. گرانیتوییدهای مورد بحث در این مقاله (جنوب باختر میامی) و موارد مشابهی که در متن همین مقاله به آنها اشاره شده است، در ارتباط با مجموعه فرایندهای دگر گونی (از نوع بارووین) و گرانیت زایی در مراحل پایانی و اوج فرایندهای دگر گونی همراه هستند. سن سنگ مادر این مجموعه های دگر گونی به احتمال زیاد بین ۶۵۰ تا ۸۰ میلیون سال پیش بوده است و چگونگی تشکیل آنها حتی با پی سنگ عربستان نیز متفاوت است و به تأمل و دقت بیشتری نیاز دارند. سن این دسته از تودههای گرانیتوییدی که در واقع جوان ترین واحدهای این گروه یا مجموعه سنگی هستند حدود ۵۰ تا ۵۰ میلیون سال پیش می باشد.

در مقابل، گرانیتوییدهای مرتبط با ریفتزایی اواخر ادیاکارن-اوایل کامبرین غالباً دارای ماهیت آلکالن تری هستند و می توانند به انواع گرانیتوییدهای A-type (عمدتاً صورتی رنگ و سرشار از فلدسپارهای پتاسیم دار و سدیمدار)، H-type (انواع دو رگهای یا هیبریدی) و حتیS-type (البته با دامنه سنی جوان تر نسبت به گرانیتوییدهای مورد نظر در این مقاله و گرانیتوییدهای دارای سر گذشت زمین شناسی مشابه) قابل تقسیم باشند.

این نوع از تودههای گرانیتوییدی در پهنه ساختاری ایران مرکزی به ویژه در مناطق حدفاصل بافق تا پشت بادام یافت می شوند و حکایت چگونگی تشکیل آنها با گرانیتوییدهایی که، گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی نیز به آنها تعلق دارند کاملاً متفاوت است. در آینده نزدیک، مقاله مبسوطی نیز در زمینه این تودههای گرانیتوییدی مرتبط با ریفتزایی اواخر ادیاکارن – اوایل کامبرین، توسط نگارنده اول این مقاله، ارائه خواهد شد که به تشریح چگونگی تشکیل، جایگاه زمین ساختی و زمان تشکیل آنها خواهد پرداخت. در پرتو تحولات ماگمایی مرتبط با ریفتزایی اورانیم و ... نیز به آسانی قابل تفسیر خواهد بود. امید است با واقع بینی، با داشتن دید زمین شناسی فراگیر یا به عبارتی اهاکان (یعنی تفکر یا نگاه زمین شاسی صحیح و رامین شناسی فراگیر یا به عبارتی اه قهم آسان، دقیق، صریح، مطمئن و کارآمدی از مسائل زمین شناسی ایران نایل شد، به طوری که در پرتو آن، شناخت پتانسیل های اقتصادی مجموعه های سنگی، به ویژه، مجموعه های پی سنگی آذرین – دگرگونی ایران بیش از پیش تسهیل گردد.



شکل ۱- تصویر ماهوارهای نشاندهنده پراکندگی مجموعههای دگرگونی- آذرین به سن اواخر نئوپروتروزوییک (اواخر ادیاکارن) در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی.



شکل ۲- الف) نمودار فراوانی سن های U-D سنگ های گرانیتوییدی و دگرگونی اواخر نئوپروترزوییک (حاصل تلفیق داده های حاصل از مقالاتی که در جدول ۱ به آنها اشاره شده است؛ ب) این شکل نشان می دهد که سن های بسیار کهن بیش از ۲۰۰۰ میلیون سال نیز گزارش شده است. در شکل الف به اوج نمودار در محدوده سنی ۵۵۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش مطابق اواخر ادیاکارن- اوایل کامبرین توجه شود. بیشتر سن های جوان تر از ۵۰۰ میلیون سال بازتابی از پیامدهای رویداده ایی مانند دگرگونی و فعالیت ماگهایی هستند که پس از تشکیل این مجموعه ها دوباره بر آنها تحمیل شده است و آشکار ترین آنها با دگرگونی در تریاس بالایی، ژوراسیک میانی- بالایی و ماگماتیسم ائوسن- الیگوسن ایران به ویژه پهنه ماگهایی ارومیه- دختر، نوار ماگمایی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی و پیامدهای فعالیت های ماگمایی جوان شمال باختر ایران، روی این مجموعه های سنگی منطبق است. برای دست یابی به سنهای کمتر از ۵۲۷ و بیش از ۶۰۱ میلیون سال به منابع علمی مربوطه مراجعه شود.



شکل ۳- نقشه زمین شناسی جنوب باختر میامی بر پایه نقشه زمین شناسی میامی، تصاویر ماهوارهای، مشاهدات صحرایی و تعیین سن های رادیومتری جدید انجام شده (همتی، ۱۳۹۲). محل نمونه های برداشت شده برای تعیین سن، با علامت مربع نشان داده شده است.

oiook





شکل ۴- الف) دورنمایی از گرانیتهای اواخر نئوپروتروزوئیک (LNGR) و سنگهای دگرگونی میزبانشان (LNMHR) که توسط دایک دیابازی اواخر نئوپروتروزوییک (LNDD) قطع و همگی توسط سنگهای رسوبی پوشاننده به سن اواخر تریاس- ژوراسیک زیرین (TJOSDR) و سپس آهکهای کرتاسهزیرین (LCrL) پوشیده شدهاند (جنوب روستای محمد آباد، نگاه به سوی خاور)؛ ب) کنگلومرای سرشار از قلوههای گرانیتی اواخر تریاس- ژوراسیک زیرین در حاشیه خاوری توده گرانیتوییدی جنوب باختر میامی (جنوب روستای کلاته اسد، نگاه به سوی خاور). به ستبرای زیاد و اندازه بزرگ قلوههای سنگی توجه شود. نشانههای اختصاری به شرح زیر است:

LNGR = Late Neoproterozoic granitic rocks; LNMHR= Late Neoproterozoic metamorphic host rocks; LNDD = Late Neoproterozoic diabasic dike; LCrL = Lower Cretaceous limestone; TRJOSR = Triassic– Jurassic overlaying sedimentary rocks.



شکل ۵-نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ SiO (Middlemost, 1985) برای نام گذاری سنگ های گرانیتوییدی جنوب باختر میامی؛ دایره تو خالی= میگماتیت؛ لوزی توپر= گرانودیوریت؛ دایره توپر=گرانیت (بهطور کلی گرانیت)؛ مثلث توپر =لو کو گرانیت.



شکل ۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و برخی از عناصر فرعی و خاکی کمیاب در برابر SiO₂ (Harker, 1909) برای نمونههای سنگی سازنده تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی (نشانهها همانند شکل ۵).



شکل ۷- نمودارهای الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب و نمودارهای عنکبوتی مربوط به سنگهای سازنده تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی که با کندریت و پوسته قارهای بالایی بهنجار شدهاند (نشانهها همانند شکل ۵). الف) الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده با کندریت (Boynton, 1984) برای میگماتیتها، گرانودیوریتها، گرانیتها و لوکوگرانیتها. لوکوگرانیتها به دلیل تفریقیافتگی بیشتر و نداشتن کانیهای فرومنیزین مقادیر کمتری عناصر خاکی کمیاب دارند (الگوهای مثلثی). ب) نمودار عنکبوتی بهنجارشده با تر یی پوسته قارهای بالایی (Taylor and McLennan, 1981) برای میگماتیتها، گرانودیوریتها، گرانیتها و لوکوگرانیتها؛ ج) همان نمودار نشان داده شده در شکل ب ولی بادامنه تغییرات محدودتر. این شکل نشان می دهد تشابه ویژگیهای ژئوشیمیایی میان میگماتیتها، گرانودیوریتها و گرانیتها می او تعیم و بطی به مقیاس تغییرات در نمودار ندارد؛ د) نموداو عنکبوتی بهنجارشده با پوسته قارهای بالایی (Taylor and McLennan, 1981) برای لوکوگرانیتها.



شکل ۸- الف) نمودار Na₂O+K₂O)-CaO) در برابر (Frost et al., 2001) SiO₂)؛ ب) نمودار ACF (Ma₂O+K₂O)-CaO)؛ ب) نمودار (نشانهها همانند شکل ۵).



شکل ۹- الف) نمودار Ba/Sr در برابر (Altherr et al., 2012) Rb/Sr ، ب) نمودار مولار (MgO+FeO₁) در برابر (Altherr et al., 2000)؛ ب) محاف الف) نمودار CaO/(MgO+FeO₁)، باختر میامی (نشانهها همانند شکل ۵).



شکل ۱۰- نمودارهای متمایز کننده محیط زمین ساختی گرانیتوییدها (Pearce et al., 1984). به موقعیت قرارگیری نمونههای سنگی متعلق به گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی در این نمودارها توجه شود.



شکل ۱۱- نمودارهای تعیین کننده محیط زمین ساختی به گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی با توجه به معیارهای مطرح شده توسط (Schandle and Gorton (2002).



شکل ۱۲- تصاویر Cathodoluminesence) Cl) برخی زیر کن های جدا شده از نمونه های منتخب توده های گرانیتوییدی جنوب باختر میامی؛ M1= میگماتیت؛ M2 = بیوتیت گرانیت؛ M3 = لوکو گرانیت.



شکل ۱۳– تغییرات مقادیر سنی به دست آمده برای زیرکنهای تعیین سن شده به ازای هر دانه (بر حسب میلیون سال).



شکل ۱۴- نمودارهای سازگاری سن های اورانیم- سرب زیر کن های جدا شده از نمونه های منتخب تعیین سن شده متعلق به توده های گرانیتوییدی جنوب باختر میامی؛ M1 = میگماتیت؛ M2= بیوتیت گرانیت؛ M3 = لو کو گرانیت.

المارويد و

Archive of SID



حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش

اقيانوس پروتوتتيس شاخه ايران - آناتولى

S-SE

N-NW





شکل ۱۵– الگوی نمادین نزدیک به واقعیت تشکیل حوضههای کششی درون قارهای تا تشکیل پوسته اقیانوسی و سپس بسته شدن همه آنها (با الهام از طرح نمادین ارائه شده توسط (2014) .Abd-Allah et al همراه با تغییرات).



شکل ۱۶- جغرافیای دیرینه حاشیه فعال کادومین - آوالونین و عمده سرزمینهای پری گندوانایی در تقریباً ۵۵۰ میلیون سال پیش (برگرفته از (2010) Linnemann et al. (2010)؛ AM= آرموریکن ماسیف؛ FMC= ماسیف سانترال فرانسه؛ SXZ= پهنه ساکسو - تورینگین (بخشی از ماسیف بوهمیا)؛ TBU=واحد تپلا برندین (بخشی از ماسیف بوهمیا). شمال صفحه عربی بخشی دارای پوسته کادومین است، چون گنبدهای نمکی (گنبدهای نمکی امارت متحده عربی) دارد که قطعاتی از سنگ های کادومین را به سوی سطح زمین آوردهاند (2015, Thomas et al. 2016 در 2016). به موقعیت سرزمین ایران که با نشانه ستاره در شمال - شمال خاور این نقشه مشخص شده است؛ توجه شود.

سنگشناسی، زمینشیمی و زمینزمانسنجی گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی

سن ایزوتوپی (بر حسب میلیون سال)	منطقه یا مجموعه مورد مطالعه	مرجع	رديف
009 t 0999	مجموعه دگرگونی– آذرین دلبر (جنوب خاور شاهرود)	Hassanzadeh et al. (2008)	١
۵۴۴	گرانیتویید سفیدسنگ (جنوب خاور شاهرود)	Hassanzadeh et al. (2008)	۲
8.1 5 dav	گرانیتوییدهای بند هزارچاه (جنوب خاور شاهرود)	Hassanzadeh et al. (2008)	٣
۵۵۶	گرانیتوییدهای شترکوه (جنوب خاور شاهرود)	Hassanzadeh et al. (2008)	۴
۵۶۸ ۵۴۸	مجموعه دگرگونی زنجان- تکاب	Hassanzadeh et al. (2008)	۵
۵۴۹	مجموعه دگرگونی- آذرین جندق (گرانیت آیرکان)	Bagheri and Stampfli (2008)	9
۵۴۷	مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود)	Rahmati-Ilkhchi et al. (2011)	v
۵۴۸ ۵۲۹	مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود)	Shafaii Moghadam et al. (2013)	٨
240 5241	مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب خاور شاهرود)	Balaghi et al. (2014)	٩
۵۷۵ ت ۵۳۵	مجموعه گرانیتوییدهای کوه سرهنگی (جنوب باختر بردسکن)	Rossetti et al. (2014)	۱.
000 5 019	گرانیتوییدهای بند هزارچاه (جنوب خاور شاهرود)	Hosseini et al. (2015)	11
۵۵۰ ۵۵۰	مجموعه گرانیتوییدی برنورد (شمال باختر بردسکن)	Monazzami Bagherzadeh et al. (2015)	١٢
544 6 441	مجموعه دگر گونی زنجان- تکاب	Shafaii Moghadam et al. (2016)	١٣
5FT 5 5TV	مجموعه دگر گونی سورسات باختر تکاب	Jamshidi Badr et al. (2010 and 2013)	14
001 5 0F1	گرانیتوییدهای جنوب باختر میامی	ھمين مقاله	۱۵
۵۴۷	گرانیتوییدهای دو چاه (شمال خاور طرود)	ویسکرمی و همکاران (۱۳۹۵)	19
۵۷۰ ۵۲۹	گابرودیوریتهای شترکوه (جنوب خاور شاهرود)	شکاری و همکاران (۱۳۹۵)	١٧
۵۵۲	گنسهای راخته د ضاآباد خارته ران (جنوب خامر شاهه مد)	منتشر نشاده	14

جدول ۱- نتایج تعیین سن انجام شده به روش U-Pb روی زیر کن های جدا شده از برخی سنگ های مجموعه های دگر گونی- آذرین اواخر نئوپروتروزوییک – اوایل کامبرین بخش های شمالی و میانی پهنه ساختاری ایران مرکزی (با تأکید بر توده های گرانیتوییدی آنها).

> ۱۸ منتشر نشده گذیس های باختر رضاآباد خارتوران (جنوب خاور شاهرود) *: به علت اختصار نویسی، در این جدول از بیان دامنه خطای تعیین سن های انجام شده، چشم پوشی شده است. برای اطلاع بیشتر به مراجع مربوط مراجعه شود.

جدول ۲– نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و نورم (CIPW) نمونههای سنگی متعلق به تودههای گرانیتوییدی جنوب باختر میامی، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe₂O₃/FeO (همتی، ۱۳۹۲).

Sample No.	Mh-46	47 -Mh	Mh-49	Mh-50	Mh-57	Mh-59	60 -Mh	Mh-64	66- Mh	Mh-67	Mh-98	Mh-102
Lithology			Lgr	N	ſig							
SiO ₂	73.15	73.44	73.58	74.02	73.25	73.01	72.76	73.54	69.09	68.61	71.23	71.05
Al ₂ O ₃	13.87	14.97	13.59	13.52	13.63	13.96	13.56	13.80	18.76	18.82	14.18	14.03
FeOtotal	3.26	3.30	3.09	2.89	3.14	3.02	3.69	2.84	0.29	0.47	4.45	4.79
FeO	1.63	1.65	1.55	1.45	1.57	1.51	1.85	1.42	0.15	0.24	2.23	2.40
Fe ₂ O ₃	1.63	1.65	1.54	1.44	1.57	1.51	1.84	1.42	0.14	0.23	2.22	2.39
MgO	0.66	0.74	0.66	0.64	0.74	0.77	0.83	0.67	0.65	0.98	1.13	1.06
CaO	1.91	1.68	1.77	1.87	1.69	1.76	1.88	1.65	0.46	0.45	2.05	1.88
Na ₂ O	3.48	3.53	3.04	2.99	2.98	3.22	3.17	3.13	3.29	3.00	3.45	3.32
K ₂ O	4.41	4.10	3.91	3.74	4.24	3.85	3.66	4.02	0.11	0.12	2.93	3.27
TiO ₂	0.23	0.26	0.24	0.23	0.23	0.22	0.27	0.22	0.25	0.23	0.40	0.45
P_2O_5	0.05	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.09	0.10	0.10
MnO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.00	0.00	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sc	6	6	5	6	7	7	8	6	9	8	12	13
Ba	735	660	688	644	1168	936	835	860	13	17	598	528
Be	3	4	1	1	1	1	4	1	3	1	1	1
Co	3.8	3.8	3.5	3.9	3.5	3.0	4.7	3.2	0.5	3.4	6.8	7.4



Sample No.	Mh-46	47 -Mh	Mh-49	Mh-50	Mh-57	Mh-59	60 -Mh	Mh-64	66- Mh	Mh-67	Mh-98	Mh-102	
Lithology					Gr					Lgr	Mig		
Cs	2.9	3.6	3.0	3.5	1.9	1.8	2.6	1.9	0.1	0.1	4.2	6.0	
Ga	14.6	14.3	15.1	15.2	14.4	15.5	16.7	1.41	12.7	12.7	14.3	15.5	
Hf	3.2	3.2	3.9	3.0	4.0	4.0	3.9	3.0	4.1	4.5	4.4	3.5	
Nb	6.5	6.7	6.9	6.6	7.1	7.8	7.9	5.8	7.3	5.9	6.2	6.3	
Rb	120.6	116.9	111.7	124.2	114.0	108.9	115.8	111.2	1.7	2.5	93.1	122.5	
Sn	2	2	1	3	1	1	1	1	11	9	3	3	
Sr	181.4	188.4	185.5	75.4	213.8	237.7	236.5	200.3	69.2	74.8	126.4	109.8	
Та	0.6	0.7	0.8	0.6	0.7	1.0	0.8	0.6	0.9	0.6	0.5	0.5	
Th	16.3	15.0	16.7	9.7	14.3	16.9	23.0	11.8	20.8	24.5	10.2	8.9	
U	4.7	4.1	4.4	1.5	2.6	2.9	3.4	1.9	2.6	3.7	1.8	1.7	
V	27	24	38	36	35	32	40	29	13	14	44	56	
W	0.5	3.2	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	1.3	1.8	0.5	0.5	
Zr	111.2	115.5	127.7	125.4	127.1	120.6	136.3	115.4	129.7	125.7	129.4	141.8	
Y	19.9	18.6	18.9	18.6	24.4	24.3	30.6	19.6	4.3	4.3	24.1	23.2	
Мо	1.1	0.8	0.9	0.3	0.9	0.2	0.9	0.3	0.3	0.8	1.0	0.8	
Cu	2.8	2.1	3.1	1.7	2.8	1.3	2.3	1.9	1.1	1.7	11.4	4.1	
Pb	12.4	10.3	9.6	7.0	11.8	10.4	10.5	14.2	3.4	3.8	2.7	4.1	
Zn	25	38	17	16	24	23	26	27	4	2	44	34	
Ni	20	20	20	36	20	20	20	20	20	20	20	20	
As	0.6	0.8	0.7	0.6	1.2	1.3	1.3	0.5	0.5	1.8	0.7	0.6	
La	28.5	26.5	32.0	40.0	36.8	32.4	58.7	31.4	1.2	2.8	23.3	25.2	
Ce	53.1	50.0	60.4	75.7	72.2	65.3	113.4	58.8	2.2	6.7	49.4	48.4	
Pr	5.42	5.09	6.14	7.70	7.58	6.96	11.44	6.13	0.34	0.74	5.69	5.48	
Nd	19.2	18.4	21.3	26.9	26.0	25.5	37.7	19.9	1.4	3.3	18.3	20.8	
Sm	3.65	3.32	3.56	4.85	4.90	4.69	6.87	3.76	0.39	0.73	4.52	3.92	
Eu	0.65	0.76	0.67	0.76	0.75	0.79	0.77	0.77	0.07	0.08	0.94	0.84	
Gd	3.35	3.13	3.32	3.65	4.14	4.02	5.53	3.01	0.43	0.55	4.42	4.09	
Tb	0.60	0.53	0.56	0.57	0.73	0.69	0.93	0.57	0.09	0.13	0.77	0.70	
Dy	3.14	3.25	2.98	3.19	3.82	3.84	4.70	3.36	0.54	0.66	4.29	4.03	
Ho	0.69	0.68	0.63	0.75	0.92	0.84	1.13	0.74	0.15	0.14	0.90	0.87	
Er	2.24	1.96	1.89	1.98	2.65	2.47	3.13	2.15	0.46	0.55	2.75	2.47	
Tm	0.35	0.34	0.33	0.32	0.43	0.46	0.55	0.35	0.09	0.08	0.40	0.39	
Yb	2.24	2.06	2.03	2.08	2.87	3.00	3.58	1.98	0.58	1.03	2.44	2.76	
Lu	0.37	0.34	0.36	0.38	0.49	0.49	0.65	0.42	0.15	0.16	0.45	0.43	

ادامه جدول ۲

سیسیسیسی Gr= گرانیت - بیوتیت گرانیت، Lgr= لو کو گرانیت، Mig = میگماتیت (در نمودارهای ردهبندی سنگ های آذرین درونی در قلمرو ترکیبی گرانودیوریت جانمایی می شود). جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نمونه های سنگی متعلق به توده های گرانیتوییدی جنوب باختر میامی، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe₂O₃/FeO (بر گرفته از عابدی، ۱۳۸۸).

Sample No.	A-17-2	A-47-1	A-53-6	A- 54-3	A-55-2	A-55-4	A -35-3	A-36-1	A-38-1	A- 104-1	A-37-3
Lithology			(Gr				G	d		Af Gr
SiO ₂	76.22	76.36	76.9	75.23	73.65	75.4	71.09	67.59	68.06	72.72	77.41
Al ₂ O ₃	13.27	12.91	12.16	13.59	13.15	13.67	14.03	14.88	15.18	13.95	12.22
FeO _t	1.37	1.45	1.91	2.06	3.09	1.37	4.29	6.57	5.82	3.17	1.62
FeO	0.92	0.97	1.27	1.37	2.06	0.91	1.93	4.11	3.64	1.43	1.08
Fe ₂ O ₃	0.45	0.48	0.64	0.69	1.03	0.46	2.36	2.46	2.18	1.74	0.54
MgO	0.13	0.14	0.48	0.23	0.41	1.18	0.89	0.94	1.02	0.58	0.12
CaO	0.97	1.23	1.02	1.38	0.36	0.27	2.94	4.38	4.63	2.54	0.25
Na ₂ O	3.22	3.96	5.08	3.54	4.18	5.19	3.22	3.26	3.07	3.5	4.2
K ₂ O	4.79	3.78	2.43	4.25	4.94	2.74	3	1.63	1.41	3.13	4.16
TiO ₂	0.06	0.11	0.08	0.13	0.14	0.14	0.38	0.54	0.48	0.28	0.03
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.08	0.11	0.1	0.05	0.01
MnO	0.05	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.06	0.09	0.07	0.04	0.01
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0.008	0	0	0.003	0
Sc	3	6	6	3	3	4	12	19	19	9	8
Ba	518	1217	396	960	1023	405	230	388	329	934	310
Со	2.5	1	1.3	2	1.7	1.1	19.9	7	7.2	6	0.4
Cs	2.5	1.4	0.3	2	2.2	0.4	1.1	3.2	2.7	2.9	0.4
Ga	14.2	16	14.6	13.6	15.3	16.5	20.7	17.8	16.9	17.2	16.9
Hf	4	5.4	4.6	3	3.5	4	8.1	4.6	4.5	6.6	3.5
Nb	12.5	7.6	7.1	10	7.1	6.4	16	8.6	7.5	10.7	12.2
Rb	142	104.9	174.3	172	108.8	134.1	14.5	146	122.5	77.2	108.4
Sr	152	80.7	45.6	129.7	183.8	36.1	553.8	136.4	131.5	316	33.2
Та	0.1	0.7	0.5	0.5	0.9	0.4	0.7	0.5	0.5	0.8	1.2
Th	19	13.4	11.3	10.5	17.2	14.7	1.8	5.9	6.2	9.4	19.9
U	1.2	2.5	1.6	1.3	3.8	3.8	1.1	1	1	1.6	2.7
v	7	10	8	12	14	19	127	32	38	31	8
W	0.6	0.5	1	0.5	0.8	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5
Zr	112.6	138.7	125.3	123.4	107.6	120.4	356.6	147	136.1	255.6	64.1
Y	26	21	23.2	14	15.7	24.1	40.9	19.5	20.4	34.4	37.2
Мо	0.6	1.5	0.2	0.9	1.4	0.9	0.3	0.3	0.2	0.8	0.2
Cu	8.6	7.9	29.9	6.8	80.1	5.6	9.9	4.5	3.6	2.5	3.2
Pb	2.5	4.5	2	4.1	4.5	2.1	1.4	4.5	4.3	3	3.4
Zn	9	14	5	18	15	16	50	39	35	71	6
Ni	20.06	20.27	20.27	20.1	20.2	24.27	20	20.31	20.41	20	20.07
La	33.8	29.5	29	34	23.9	31.4	30.5	13.2	14	51.8	12.8
Ce	25.5	60.2	59.9	53.6	47.8	63.9	76.1	28.8	26.4	105.4	32.4
Pr	3.65	7.31	6.82	6.03	5.22	7.15	10.18	3.63	4.23	11.71	4.28
Nd	25.6	26	25.6	24.8	18.7	24.9	44.2	15.4	16.1	47.1	18.8
Sm	2.45	4.9	4.66	4.35	3.11	4.34	9.84	3.16	3.78	8.84	5.61
Eu	0.51	1.13	0.72	0.75	0.72	0.73	2.76	1.1	1.15	1.64	0.3
Gd	3.59	4.43	4.03	4.55	2.63	3.79	9.53	3.24	3.13	8.34	6.3
Tb	0.48	0.69	0.69	0.39	0.43	0.66	1.56	0.56	0.64	1.35	1.2
Dy	3.72	3.73	4.06	2.8	2.53	3.88	7.34	3.51	3.41	6.11	6.87
Ho	0.67	0.72	0.84	0.81	0.49	0.76	1.57	0.72	0.68	1.47	1.32
Er	2.32	2.02	2.35	1.4	1.55	2.31	4.84	2.03	2	3.81	3.68
Tm	0.21	0.34	0.4	0.18	0.25	0.41	0.72	0.33	0.41	0.6	0.59
Yb	2.61	2.19	2.48	1.21	1.68	2.58	4	2.17	2.09	3.12	3.58
Lu	0.41	0.36	0.37	0.3	0.27	0.43	0.67	0.33	0.36	0.54	0.54

Gr= گرانیت – بیوتیت گرانیت، Gd = گرانودیوریت، Af Gr = آلکالی فلدسپار گرانیت.

بان و همکاران	محمود صادق
---------------	------------

جدول ۴- نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی به روش SIMS روی زیرکنهای نمونههای گرانیتوییدی مورد مطالعه و مقادیر Th و U، Th و U/Pb و U/Pb تنها. M1= میگماتیت؛ 12= بیوتیت گرانیت؛ M3= لوکوگرانیت.

Spot	ppm U	ppm Th	ppm 206Pb *	232Th /238U	²⁰⁷ Pb [•] / ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb [*] / ²³⁸ U	±%	²⁰⁷ Pb [•] / ²⁰⁶ Pb [•]	±%	²⁰⁷ Pb [•] / ²³⁵ U	±%	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁶ Pb [•] / ²³⁸ U	±%	207 /206	Pb Pb	208 /233	Pb Th	20 / ²	⁶ Pb . ³⁸ U
M1-1.1	960	319	73.4	0.34	0.7064	1.3	0.08893	0.86	0.05761	0.92	0.7315	1.1	0.05848	0.77	0.08914	0.86	515	±20	525.1	± 7.3	550.4	±4.8
M1-2.1	604	230	44.7	0.39	0.686	1.9	0.08576	1.0	0.05799	1.6	0.805	1.4	0.06114	0.95	0.08676	1.0	530	±34	430	±11	536.3	±5.7
M1-3.1	1653	533	131	0.33	0.7401	1.1	0.09214	0.83	0.05826	0.74	0.7728	1.0	0.05901	0.66	0.09242	0.83	539	±16	535.8	± 6.2	569.8	±4.7
M1-3.2	1128	363	81.5	0.33	0.6751	1.2	0.08409	0.84	0.05823	0.83	0.6918	1.1	0.05896	0.68	0.08423	0.84	538	±18	504.0	± 6.7	521.3	±4.4
M1-4.1	452	135	35.5	0.31	0.662	2.3	0.09080	0.94	0.0529	2.1	0.744	1.4	0.05729	1.1	0.09148	0.93	324	±48	472	±17	564.3	±5.3
M1-5.1	800	259	59.8	0.33	0.6917	1.3	0.08689	0.87	0.05773	1.0	0.7297	1.2	0.05866	0.84	0.08721	0.87	520	±22	499.5	± 7.6	539.0	±4.7
M1-6.1	780	301	60.8	0.40	0.7236	1.3	0.09061	0.87	0.05792	1.0	0.7555	1.2	0.05889	0.85	0.09087	0.87	527	±23	533.0	± 7.5	560.7	±5.0
M1-7.1	630	255	47.8	0.42	0.702	1.4	0.08829	0.89	0.05766	1.1	0.7290	1.3	0.05791	0.96	0.08852	0.89	517	±25	524.2	± 7.7	546.8	±5.0
M1-8.1	394	192	44.8	0.33	0.7031	1.3	0.08/66	0.90	0.05817	1.0	0.7231	1.3	0.05864	0.99	0.08783	0.90	230	±22	521.8	± 1.5	542.7	±4.9
M1-9.1	672	102	51.7	0.40	0.698	1.6	0.08807	1.0	0.05/5	2.0	0.7214	1.8	0.05952	1.0	0.08849	1.0	209	±43	510	±11	552.5	±0.8
M1-9.2 M1 10 1	252	190	18.2	0.29	0.610	2.2	0.08934	1 1	0.0530	1.5	0.7314	1.4	0.05843	1.6	0.08903	11	408	±29	420	+20	520.3	±3.5 ±5.7
M1.11.1	211	00	23.4	0.33	0.692	20	0.08730	10	0.0574	2.7	0.760	1.5	0.05042	1.3	0.08707	0.08	507	+50	435	+20	543.5	+5.4
M1-11.2	607	162	45.4	0.28	0.6902	1.4	0.08695	0.90	0.05757	1.1	0.7071	1.3	0.05794	1.0	0.08710	0.90	513	±23	517.0	± 8.4	538.3	±4.9
M1-12.1	340	164	26.3	0.50	0.704	2.1	0.08985	0.97	0.0568	1.9	0.767	1.6	0.05889	1.3	0.09038	0.97	484	±41	514	=11	557.8	±5.6
M1-12.2	970	328	77.2	0.35	0.719	1.5	0.09248	0.86	0.05637	1.2	0.7621	1.2	0.05853	0.79	0.09284	0.86	467	±26	529.5	± 9.4	572.3	±5.0
M1-13.1	540	129	40.3	0.25	0.678	1.7	0.08662	0.91	0.05678	1.5	0.7066	1.4	0.05872	1.1	0.08685	0.91	483	±33	497	±14	536.9	±4.9
M257-1	840	221	63.0	0.27	0.696	1.5	0.08724	0.87	0.05865	1.1	0.696	1.5	0.05865	1.1	0.08724	0.87	526	± 27	519.2	± 9.5	540.0	±4.7
M2-1.1	178	75	13.8	0.44	0.696	3.4	0.0898	1.1	0.0594	1.8	0.696	3.4	0.0594	1.8	0.0898	1.1	460	± 72	512	±19	557.0	±6.4
M2-2.1	185	74	14.3	0.41	0.673	2.7	0.08949	1.1	0.0594	1.8	0.673	2.7	0.0594	1.8	0.08949	1.1	395	± 56	502	±15	555.7	±6.3
M2-3.1	175	70	13.6	0.42	0.735	3.0	0.0908	1.1	0.0592	1.9	0.735	3.0	0.0592	1.9	0.0908	1.1	555	± 62	555	±18	560.7	±6.4
M2-3.2	143	69	11.4	0.50	0.704	4.0	0.0922	1.2	0.0594	2.0	0.704	4.0	0.0594	2.0	0.0922	1.2	429	± 84	542	±22	570.7	±7.0
M2-4.1	236	120	18.5	0.52	0.723	2.2	0.0910	1.1	0.05819	1.6	0.723	2.2	0.05819	1.6	0.0910	1.1	515	± 43	541	±11	563.1	±6.4
M2-5.1	172	67	13.4	0.40	0.715	4.7	0.0899	1.2	0.0620	1.9	0.715	4.7	0.0620	1.9	0.0899	1.2	520	± 100	514	±30	557.2	±6.5
M2-5.2	146	59	11.4	0.42	0.640	5.2	0.0904	1.3	0.0595	2.3	0.640	5.2	0.0595	2.3	0.0904	1.3	255	±120	463	±27	563.8	±7.2
M2-6.1	151	63	11.8	0.43	0.666	5.0	0.0899	1.2	0.0600	2.0	0.666	5.0	0.0600	2.0	0.0899	1.2	360	± 110	482	±28	559.4	±6.8
M2-7.1	185	80	13.9	0.45	0.688	2.9	0.0874	1.4	0.0591	1.9	0.688	2.9	0.0591	1.9	0.0874	1.4	496	± 56	501	=15	542.5	±7.9
M2-8.1	238	126	18.1	0.55	0.661	4.5	0.08768	1.1	0.0620	2.0	0.661	4.5	0.0620	2.0	0.08768	1.1	398	± 98	486	±19	546.5	±6.0
M2-9.1 M2 10 1	154	60	12.4	0.45	0.607	0.0	0.08974	1.1	0.0588	1./	0.607	0.0	0.0588	1.0	0.08974	1.1	393	± 04	400	=10	575 A	±0.2
M2-10.1	407	225	21.6	0.40	0.765	2.4	0.0000	2.1	0.00000	1.4	0.765	2.4	0.05746	1.6	0.0000	2.1	540	± 190	504	±40	450	=1.4
M12-11.1	407	255	15.2	0.00	0.705	5.4	0.0909	2.1	0.0502	1.0	0.705	5.4	0.05740	1.0	0.0909	2.1	640	± 30	5.41	=15	138	=15
MIZ-12.1	202	85	15.5	0.44	0.740	4.4	0.0884	2.2	0.039.2	2.2	0.740	4.4	0.0592	2.2	0.0884	2.2	050	± 85	541	=20	240	±12
M2-13.1	143	61	10.7	0.44	0.855	8.0	0.0884	3.2	0.0586	2.1	0.865	8.0	0.0586	2.7	0.0884	3.2	936	±150	647	=59	239	±1/
M2-14.1	164	20	12.4	0.54	0.890	1.2	0.0899	3.2	0.0571	2.6	0.890	1.2	0.05/1	2.6	0.0899	3.2	980	±130	642	=47	247	±18
M257-1	840	221	63.0	0.27	0.696	1.5	0.08724	0.87	0.05865	1.1	0.696	1.5	0.05865	1.1	0.08724	0.87	529	± 17	519.2	± 9.5	540.0	±4.7
M3-GY-1.1	2258	837	159	0.38	0.654	2.2	0.0817	2.1	0.05799	0.76	0.663	2.2	0.05775	0.71	0.0818	2.1	1,258	±150	499	± 11	:07	±11
M3-GY-2.1	123	38	9.83	0.32	1.091	8.0	0.0959	2.5	0.0825	7.6	0.723	3.9	0.0587	3.0	0.0929	2.3	702	± 85	966	± 110	573	±14
M3-GY-3.1	323	151	23.9	0.48	0.751	4.6	0.0867	2.2	0.0628	4.0	0.700	2.8	0.0567	1.8	0.0853	2.2	593	± 54	570	± 27	534	±12
M3-GY-4.1	299	98	22.6	0.34	0.726	3.3	0.0882	2.2	0.0597	2.5	0.709	2.8	0.0575	1.9	0.0881	2.2	681	± 46	561	± 22	544	±12
M3-GY-5.1	754	287	55.7	0.39	0.742	3.0	0.0865	2.1	0.0622	2.2	0.701	2.4	0.05813	1.2	0.0852	2.1	896	±100	568	±19	533	±11
M3-GY-6.1	229	99	17.8	0.45	0.870	5.6	0.0916	2.4	0.0689	5.0	0.713	3.2	0.0561	2.2	0.0903	2.4	1,046	±160	678	± 43	557	±14
M3-GY-7.1	135	71	10.7	0.54	0.958	8.3	0.0937	2.4	0.0742	7.9	0.717	3.8	0.0574	2.9	0.0917	2.3	610	± 47	718	± 61	565	±14
M3-GY-8.1	606	157	44.8	0.27	0.716	3.0	0.0863	2.1	0.0602	2.2	0.695	2.5	0.05862	1.3	0.0851	2.1	613	± 56	560	± 23	533	±11
M3-GY-9.1	411	103	32.0	0.26	0.755	3.3	0.0909	2.1	0.0603	2.6	0.730	2.8	0.0579	1.8	0.0907	2.1	786	± 88	594	±27	:60	±12
M3-GY-10.1	329	144	25.3	0.45	0.813	5.0	0.0902	2.8	0.0654	4.2	0.751	3.3	0.0573	1.8	0.0897	2.7	510	± 35	601	± 33	554	±16
M3-GY-11.1	820	221	50.7	0.28	0.571	2.6	0.0720	2.1	0.05749	1.6	0.578	2.6	0.05770	1.5	0.0721	2.1	505	± 37	440	± 12	448.6	±9.5
M3-GY-12.1	502	121	38.5	0.25	0.707	2.7	0.0894	2.1	0.05737	1.7	0.706	2.7	0.05664	1.7	0.0894	2.1	635	± 52	553	±15	552	±12
M3-GY-13 1	361	122	26.8	0.35	0.728	3.2	0.0867	2.1	0.0609	2.4	0.710	2.7	0.05855	1.7	0.0855	2.1	587	± 65	552	± 21	53.5	±12
M3-GY-14.1	313	134	23.1	0.44	0.705	3.7	0.0859	2.2	0.0595	3.0	0.669	2.9	0.0580	1.8	0.0856	2.2	515	±20	557	± 21	529	±12

کتابنگاری

ابتهاج، م.، ۱۳۹۳ – زمین شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. اصغرزاده، ز.، ۱۳۹۲ – زمین شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی موجود در منطقه دلبر، پایان نامه کارشناسیارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. امینی چهرق، م. ر.، (نامعلوم)– نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰ : ۱ میامی، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

بخشىزاد، ف.، ۱۳۹۴ - ژئو كرونولوژى و ژئوشيمى سنگ هاى دگر گونى منطقه زنجان- تخت سليمان، پاياننامه كارشناسى ارشد، دانشكده علوم زمين، دانشگاه دامغان، ۹۹ ص.

بلاغي اينالو، ز.، ۱۳۹۳ - پترولوژي و ژئوشيمي مجموعه دگرگوني- آذرين دلبر، بيارجمند (جنوب خاور شاهرود)، رساله دكترا، دانشكده علوم زمين، دانشگاه صنعتي شاهرود.

بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۰- شواهد میگماتیتزایی در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.

بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م.، ژای. م.، قاسمی، ح. و محجل، م.، ۱۳۹۳– کانیشناسی، زمین شیمی و سن پرتوسنجی دایک های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانیشناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، صص. ۴۷۱ تا ۴۸۴.

بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. و علیمحمدیان، ح.، ۱۳۹۲- کاربرد شیمی کانی ها در دما- فشارسنجی سنگ های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، اولین همایش زمین شیمی کاربردی، دانشگاه دامغان.

بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، محجل، م. و عمرانی، ه.، ۱۳۹۴- پترولوژی، ترموبارومتری و سن سنجی U-Pb سنگهای متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، مجله پترولوژی، جلد ۴، شماره بیست و یک، صص. ۵۵ تا ۸۲

چکنی مقدم، م.، ۱۳۹۱ – بررسی سازو کار توزیع مذاب در دایک های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (خاور بیارجمند) بوسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها. پایانامه کارشناسیارشد، دانشکده علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. سنگشناسی، زمینشیمی و زمینزمانسنجی گر انیتوییدهای جنوب باختر میامی

حاجیحسینی، ع. و قاسمی،ع.، ۱۳۸۲ – نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ بسطام، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

01000k

حسینی، س. ح.، ۱۳۷۴- پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند، پایاننامه کارشناسیارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه تهران.

حسینی، س. ح.، ۱۳۹۴ – پترولوژی، ژئوشیمی و ژئو کرونولوژی توده گرانیتوییدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

حسینی، س. ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۲الف- اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینهشناسی تودههای گرانیتوییدی بند هزارچاه بیارجمند، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.

حسینی، س. ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۲ب- پترولوژی و ژئوشیمی اجتماعات دایک دیابازی قطع کننده توده گرانیتوییدی بند هزار چاه (جنوب خاور شاهرود)، اولین همایش زمین شیمی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان.

حسینی، س. ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۲ج- پترولوژی، ژنوشیمی و جایگاه چینهشناسی اجتماعات دایکی دیابازی قطع کننده توده گرانیتوییدی بندهزارچاه (جنوبخاور شاهرود) شاهدی بر ماگماتیسم سیمرین میانی، مجله ژئوشیمی (دانشگاه آزاد اسلامی زرند)، سال اول، شماره چهارم، تابستان ۱۳۹۳، صص. ۳۱۰ تا ۳۱۸.

حسینی، س. ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۳ - جایگاه تکتونیکی متابازیت های همراه با توده گرانیتوییدی بند هزارچاه (بیارجمند)، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین.

حسینی، س. ح.، صادقیان، م.، جای، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵الف- شیمی کانی، دما- فشارسنجی و پتروژنز فوج دایک بازیک بندهزارچاه (جنوب خاور شاهرود)، مجله پترولوژی، سال هفتم، شماره بیست و پنجم، صص. ۸۱ تا ۹۶.

حسینی، س. ح.، صادقیان، م.، جای، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵ب-شیمی کانی، جایگاه زمین ساختی و سنگزایی توده گرانیتوییدی بندهزارچاه (جنوب خاور شاهرود) ، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و چهارم، شماره دوم، تابستان ۹۵، صص. ۲۵۹ تا ۲۷۲.

خبره، د.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵- بررسی شواهد میگماتیتزایی و میلونیتزایی در مجموعه دگرگونی رضاآباد (خارتوران) جنوب خاور شاهرود، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانیشناسی ایران (۶ و ۷ بهمن ماه)، دانشکده علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص. ۲۵۰ تا ۲۵۷.

خلعتبری، م.، (نامعلوم) – نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ عباس آباد. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

رجب قیطاقی، ا، ۱۳۹۳- ژئوشیمی و پتروژنز توده گرانیتوییدی هزاردره (جنوب خاور شاهرود)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.

رحمتی ایلخچی، م.، ۱۳۸۲- نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ (زوه، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

سامانی، ب.، ژویی، چ.، تائو، گ. و تائو، ک.، ۱۳۷۲ – زمین شناسی پر کامبرین در ایران مرکزی: از دیدگاه چینه شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی، فصلنامه علمی – پژوهشی علوم زمین، سال سوم، شماره دهم: صفحات ۴۰ تا ۶۳ انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سلامتی، ر.، ۱۳۷۸ – نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ احمد آباد، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

شکاری، س.، صادقیان، م.، جای، م.، قاسمی، ح.، ۱۳۹۵ – اولین گزارش سن سنجی از گابرودیوریت های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود)، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران (۶ و ۷ بهمن ماه)، دانشکده علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص. ۲۷۱ تا ۲۸۴.

شهرابی، م.، ۱۳۶۹– نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش گرگان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

صادقیان، م.، ۱۳۹۵- ویژگی های زمین شناسی بارز سرزمین های گندوانایی ایران به سن پروتروزوئیک پایانی- کامبرین زیرین به عنوان شاخص هایی برای شناخت بهتر و سریع تر آنها، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران (۶ و ۷ بهمن ماه)، دانشکده علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص ۷۰ تا ۷۷.

عابدی، ز.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوییدی میامی (خاور شاهرود)، پایاننامه کارشناسیارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

عزیزی، م.، ۱۳۹۱– پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوییدی سفیدسنگ و سنگ های دگر گونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)، پایان نامه کارشناسیارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. علوی نائینی، م. و هوشمندزاده، ع.، ۱۳۵۵– نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ طرود، سازمان زمین شناسی کشور.

فتحعلیان، ن.، ۱۳۹۳- ژئوشیمی گرانیتوییدهای باختر بیارجمند و مقایسه آنها با گرانیتوییدهای میامی، پایاننامه کارشناسیارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود. قاسمی،ع. و حاجیحسینی،ع.، ۱۳۸۳- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ دره دایی. سازمان زمین شناسی کشور.

قاسمی، ح. و آسیابانها، ع.، ۱۳۸۵- معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب خاور بیارجمند، ایران مرکزی، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. صص. ۲۳۱ تا ۲۴۷.

کاظمی، ک.، ۱۳۹۰- پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کی کی، جنوبباختر بیارجمند، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

کرمی، م.، ۱۳۸۲- پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب خاور بیارجمند)، پایان نامه کارشناسیارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

ملک پور علمداری، ۱، ۱۳۸۴-مطالعه پتروفابریک و سن سنگهای دگر گونی ناحیه ای در کوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب خاور شاهرود، پایان نامه کار شناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران. ناظر، ن. خ.، ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ جاجرم. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

نواب مطلق، ۱.، ۱۳۸۳ – نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ ابریشمرود، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

نوایی، ا.، صالحیراد، م. و مجیدی، ب.، ۱۳۶۵- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ خار توران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

ویس کرمی، م.، صادقیان، م.، شکاری، س.، ۱۳۹۵- ژئو کرونولوژی گرانیتوییدهای پروتروزوییک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دوچاه- جنوب خاور شاهرود)، مجموعه مقالات بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران (۶ و ۷ بهمن ماه)، دانشکده علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص. ۱۳۹۲ تا ۱۳۹۸.

همتي، ع.، ۱۳۹۲ – پترولوژي و ژئوشيمي توده گرانيتوييدي ميامي (جنوب باختر ميامي)، پايان نامه كارشناسيارشد، دانشكده علومزمين، دانشگاه صنعتي شاهرود.

هوشمندزاده، ع.، علوى نائيني، م.، حقى پور، ع،. ١٣٥٧ – تحول پديده هاى زمين شناسي ناحيه طرود (از پر كامبرين تا عهد حاضر)، انتشارات سازمان زمين شناسي كشور، ١٣٨ ص.

یوسفی، ف.، صادقیان، م.، ساداتی جمالی، س. ز.، منصوری مقدم، ب. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵الف- پتروژنز گنبدهای آداکیتی کم سیلیس سهل (جنوب شاهرود)، مجله پترولوژی، سال هفتم، شماره بیست و هشتم، صص. ۹۵ تا ۱۰۸.

یوسفی، ف.، صادقیان، م.، سمیاری، س. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۵ب- ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی گنبدهای آداکیتی پرسیلیس احمدآباد خارتوران (جنوب خاور شاهرود)، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰، صص. ۲۹۱ تا ۲۹۸.



References

- Abd-Allah, A. M. A., Ahmed, A. H., El-Fakharani, A., El-Sawy, E. K. and Ali, K. A., 2014- Fatima suture: A new amalgamation zone in the western Arabian Shield, Saudi Arabi, Precambrian Research 249, 57–78.
- Altherr, R., Holl, A., Henger, E., Langer, C. and Kreuzer, H., 2000- High potassium, calc alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50: 51-73.
- 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.
- Balaghi, Z., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M. G. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran. J. Asian Earth Sci.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., 1985- Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology 48, pp: 43- 55.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam: 63-114.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt". Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83: 1–26.
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K. A., Bingen, B., Collins, A. S., Fowler, A. R., Ghebreab, W., Hauzenberger C. A., Johnson, P. R., Kusky, T. M., Macey, P., Muhongo, S., Stern, R. J. and Viola, G., 2013- Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution, Journal of African Earth Sciences 86, 65–106.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Fllis, D. J. and Frost, C. D., 2001- A Geochemical Classification for Granitic Rocks. Journal of Petrology, 42: 2033-2048
- Haghipour, A., 1974- Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran Central); petrologie et tectonique du socle Precambrien et de sa couverture: These, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 403 p.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Methuen and co. London.
- Harris, N., Ayres, M. and Massey, J., 1995- Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. Journal of Geophysical Research 100: 15767-15777.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Shmitt, A. and Walker, D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoprotrozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451: 71- 96.
- 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.
- Hosseini, S. H., Sadeghian, M., Zhai M. and Ghasemi H., 2015- Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana, Chemie der Erde 75, 207–218.
- Hushmandzadeh, A., 1969- Metamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran Central): These, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 242p.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Sci. 8: 523-548.
- Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M., 2013- The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. Turkish Journal of Earth Sciences 22, 1–31.
- Jamshidi Badr, M., Collins, A. and Masoudi Fariborz, S., 2010- The age of metasedimentary rocks and their regional metamorphism in the Soursat Complex, NW IRAN: U.Pb dating of zircon and monazite, using LA.ICP-MS., The 1 st International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University - Mashad Branch, Iran, 26-28.
- Karimpourm, M. H., Lang Farmer, G., Stern, C. R. and Salati, E., 2011- U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic Bornaward granitoids (Taknar zone exotic block), Iran, Iranian journal of crystallography and mineralogy, 19 year, No 1. PP: 1-18.
- Linnemann, U., Romer, R. L., Gerdes, A., Jeffries, T. E., Drost, K. and Ulrich, J., 2010- The Cadomian orogeny in the Saxo-Thuringian zone. In: Linnemann, U., Romer, R. L. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen. Schweizerbart, Stuttgart, pp.37–58.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoid, Geo. Sco. Of Am. Bull., 101:635-643.
- Middlemost, E. A. K., 1985- Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology. Longman Group U.K.: 73-86.
- Moghadam, H. S., Li, X., Stern, R. J., Santos, J. F., Ghorbani, G. and Pourmohsen, M., 2016- Age and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana, International Geology Review.
- Monazzami Bagherzadeh. R., Karimpour, M. H., Lang Farmer, G., Stern. C. R., Santos, J. F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M. R., 2015-U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran), Journal of Asian Earth Sciences 111: 54 –71.

	ميامى	وب باختر	نوییدهای جن	ىنجى گر انين	و زمین زمان س	زمین شیمی و	سنگشناسی،
--	-------	----------	-------------	--------------	---------------	-------------	-----------



Pearce J. A. and Cann J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Science Letter 19: 290-300.

Pearce, J. A., Harris, B. W. and Ttindle, A. G., 1984- Trace element of discriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology 25: 956-983.

Peccerillo, R. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58: 63-81.

- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S. W., Holub, F. V., Ko'sler, J. and Frank, W., 2011- Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (central Iran). Int. J. Earth. Sci. 100: 45–62.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jera'bek, P., Faryad, S. W. and Kosler, J., 2008- Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block. In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group, Upohlav Slovakia SlovTec.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jerabek, P., Faryad, S. W. and Koyi, H. A., 2010-Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotor Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran. Tectonophysics 494: 101 117.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. American Journal of Science 303: 622-665.
- Ramezani, J., 1997 Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, central Iran: Ph.D. thesis, Washington University, St. Louis, Missouri, 416 p.
- Rossetti, F., Nozaem R., Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi, M. and Theye T., 2014- Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block), Journal of Asian Earth Sciences, v. 102, p. 24–44.
- Saki, A., 2010- Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. Gondwana Res. 17: 704–714.

Samani, B. A., 1988- Metallogeny of the Precambrian in Iran: Precambrian Research, (39): 85-106.10.

- Schandle, E. S., and Gorton M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. Economic Geology 97: 629–642. 10.2113/gsecongeo.97.3.629 Published on May 2002, First Published on May 01, 2002.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y., 2013- Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the Chah Jam–Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. Gondwana Res.
- Shafaii Moghadam, H., Li, H. X., Stern, R. J., Ghorbani, G. and Bakhshizad, F., 2016- Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan- Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments, Lithos (240 – 243): 34–48.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits. Thomas and Murby Co, London. 488p.
- Stern, R. J., Ali, K. A., Ren, M., Jarrar. G. H., Romere, R. L., Leybourne, M. I., Whitehouse, M. J. and Ibrahim, K. M., 2016- Cadomian (~560 Ma) crust buried beneath the northern Arabian Peninsula: Mineral, chemical, geochronological, and isotopic constraints from NE Jordan xenoliths, Earth and Planetary Science Letters 436, 31–42.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1981- The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. Phil. Trans. R. Soc. A (301): 381-399.
- Thomas, R. J. and Ellison, R. A., Goodenough, K. M., Roberts, N. M. W., All, P. A., 2015- Salt domes of the UAE and Oman: probing eastern Arabia. Precambrian Res.256, 1–16.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R., Spell, T. L., 2007- Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. Geological Society of America Bulletin 119 (7 – 8): 961–977.
- Zhang, J., Zhao, G., Li, S., Sum, M., Shen, W. and Luic, S., 2012- Structural pattern of the Wuati complex and it's constraints on the tectonic framework of the Trans North China orogeny. Precambrian research. 222–223, pp: 212-219.

۶.

Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids

M. Sadeghian^{1*}, S. H. Hosseini², A. Hemmati³ and S. Shekari⁴

¹Assocciated Professor, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology Shahrood, Iran

²Ph.D., Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology Shahrood, Iran
³M. Sc., Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology Shahrood, Iran
⁴Ph.D. Student, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology Shahrood, Iran
Received: 2015 May 04
Accepted: 2016 July 03

Abstract

Granitoid plutons of SW Mayamey (60 Km east of Shahrood), located at the most northern margin of the central Iran structural zone, have granite composition (in general) and calk alkaline and peralouminous nature. In spite of coverage of these granitoids by Late Triassic – Early Jurassic sedimentary rocks, Late Neoproterozoic host gneiss are exposed in limited areas. These granitoids invaded by two series of the Late Neoproterozoic and middle Jurassic diabasic dikes. Although post – Liass, Pre- Dogger, younger than Jurassic and older than Cretaceous ages are considered for these granitoids, but for the first time U–Pb age dating on separated zircons indicates Late Neoproterozoic age (Late Ediacaran) (545±10 Ma) for them and they are a part of very ancient basement rocks of Iran. The studied rocks are similar Band -e-Hezar Chah, Sefid Sang, Delbar, Shotor Kuh, Reza Abad and Do Chah granitoids in age. Mayamey granitoids are resulted from partial melting of metapelites and metagraywackes, and they belong to S-type granioids. SW Mayamey granitoids were generated in a collisional tectonic setting in the Late Neoproterozoic, in relation to closure of an intracontinental extensional basins, and metamorphism of the related rocks in greenschist up to amphibolite and rarely granulite facies, which finally, have been associated with granitization from S- type generation.

Keywords: Granitoid, U-Pb dating, Neoproterozoic, Central Iran, Mayamey, Shahrood For Persian Version see pages 41 to 60 *Corresponding author: M. Sadeghian; E-mail: sadeghian@Shahroodut. ac.ir

