

سال بیست و چهارم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۵، از صفحهٔ ۵۱۵ تا ۵۳۰

کانیشناسی، ژئوشیمی و خاستگاه سنگهای نفوذی و خروجی چهارفرسخ، خاور پهنهی لوت

حبيب بيابانگرد، مجيد نجفزاده خواجويي ، على احمدى

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان (دریافت مقاله: ۹۴/۶/۲۹، نسخه نهایی: ۹۴/۱۰/۲۷)

چکیده: تودههای نفوذی و خروجی چهارفرسخ در ۲۵ کیلومتری شمال باختر نهبندان و در فاصلهی ۱۶۵ کیلومتری جنوب بیرجند قرار گرفته و از نظر زمینشناسی در حاشیهی خاوری پهنه لوت به حساب می آیند. نفوذیهای چهارفرسخ به سن ژوراسیک در درون شیلها و ماسه سنگهای سازند شمشک تزریق شدهاند. طیف ترکیبی نفوذیها عبارتند از مجموعهای از سنگهای گابرو، دیوریت، سینوگرانیت، کوارتزمونزونیت، تونالیت هورنبلنددار، گرانودیوریت، گرانیت، پگماتیت، آپلیت. این واحدها از کانیهای کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و بیوتیت بوده و بیشتر دارای بافت دانهای هستند، و تنها در گابروها میتوان آثار پیروکسن را مشاهده کرد. پورفیری هستند. نفوذیهای گرانیتوئیدی نیمه قلیایی، متاآلومینوس تا پرآلومینوس و از نوع گرانیتهای I هستند هر چند که تمایل به پورفیری هستند. نفوذیهای گرانیتوئیدی نیمه قلیایی، متاآلومینوس تا پرآلومینوس و از نوع گرانیتهای I هستند هر چند که تمایل به آلایش به پوسته نشان می دهند. نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی نشان دهندهی وابستگی این تودهها به جایگاه گرانیتوئیدهای آلایش به پوسته نشان می دهند. نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی نشان دهندهی وابستگی این تودها به جایگاه گرانیتوئیدهای اقوسهای آتشفشانی است. به نظر می رسد که تشکیل خروجیهای چهارفرسخ به سن ائوسن می تواند وابسته به فرورانش شاخههای اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه باشد در حالی که تشکیل نوذیهای چهارفرسخ به سن ژوراسیک با ماگماتیسم کرتاسه توجیه پذیر نیست و احتمالاً تشکیل آنها با خروجیهای منطقه تفاوت دارد. به نظر تشکیل نفوذیهای چهارفرسخ موانی واسته به فروانش شاخههای نیست و احتمالاً تسکیل آنها با خروجیهای منطقه تفاوت دارد. به نظر تشکیل نفوذیهای چهارفرسخ ما می وابسته به فرورانش شاخههای نیست و احتمالاً تشکیل آنها با خروجیهای منطقه تفاوت دارد. به نظر تشکیل نفوذیهای چهارفرسخ ما می شایه تشایل توده نفوذی شاه

واژەھاى كليدى: نهبندان؛ چهارفرسخ؛ پهنە لوت؛ ژئوشيمى؛ كرتاسە.

مقدمه

منطقهی چهارفرسخ در استان خراسان جنوبی، در ۱۶۵ کیلومتری جنوب باختری شهرستان بیرجند و در فاصلهی ۲۵ کیلومتری شمال باختری شهرستان نهبندان، بین طولهای شرقی ۸۳ °۵۹ تا ۴۹ °۹۹ و عرضهای شمالی ۴۴ °۳۱ تا ۴۰ °۳۱ قرار گرفته است (شکل ۱). در حاشیهی خاوری پهنهی لوت حجم قابل ملاحظهای از نفوذیهای گرانیتوئیدی و سنگهای آتشفشانی ائوسن به چشم میخورد. بررسیهای گستردهای روی این مجموعهها صورت گرفته است [۱–۳].

شاه کوه از جمله مهم ترین تودههای نفوذی این منطقه به شمار می رود که روی آن [۴–۷] بررسی هایی انجام داده اند. پیکره های گرانیتوئیدی چهار فرسخ که از نظر منطقه بندی ساختاری ایران [۸] در حاشیه ی خاوری زون لوت (ایران مرکزی) واقع گردیده اند، توسط [۱۰،۹] مورد بررسی قرار گرفته اند. [۱۱] با بررسی ژئوشیمی چهار پیکره گرانیتوئیدی شرق پهنه ی لوت، معتقد است که گرانیتوئیدهای حاشیه ی خاوری بلوک لوت از نوع S و I هستند، وی ضمن بررسی ویژگی های صحرایی، سنگنگاری و ژئوشیمیایی سنگهای

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۹۰۶۹۴۸، پست الکترونیکی: m.najafzade33@gmail.com



شکل ۱ نقشهی زمینشناسی واحدهای مختلف سنگی در منطقهی چهارفرسخ، برگرفته از نقشهی زمینشناسی ۱/۱۰۰۰۰ چهارفرسخ [۹].

گرانیتوئیدی چهار فرسخ، نشان داد که این سنگها از ذوب بخشی پوستهی تحتانی حاصل شده و نتیجهی جدایش از ماگما یا ماگماهای مافیکتر همراه با هضم بخشی از مواد پوستهای بودهاند.

بررسی سنگ نگاری و ژئوشیمی مجموعههای خروجی و برخی از تودههای پیکرهی گرانیتوئید چهارفرسخ که بررسی نشده است، هدف این نوشتار است.

زمينشناسى

قدیمی ترین فعالیت ماگمایی شناخته شده در منطقه به اواخر ژوراسیک تا قبل از آلبین بر می گردد که آثار آن به صورت تودههای بزرگی از گرانیت و گرانودیوریتاند که به داخل شیلهای ژوراسیک پایینی نفوذ کردهاند [۹]. این تودهها پیکره ی اصلی نفوذیهای چهارفرسخ را تشکیل می دهند که بیشتر ترکیب دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی دارند (شکل ۲ الف) و در داخل مجموعه هایی از سنگهای رسوبی با ترکیب شیل و ماسه سنگ به سن ژوراسیک برونزد دارند (شکل ۲ ب). در برخی نقاط به صورت نوار نسبتاً با ریک و منقطع هم روند با مجموعه های گرانیتوئیدی چهارفرسخ می توان سنگ-های دگر گونی به ویژه آندالوزیت شیستها را مشاهده کرد (شکل ۲ پ). خروجی های منطقه ی (شمال بیچند) بیشتر در

بخش خاوری با ترکیب غالباً آندزیتی و داسیتی (نیل چاه، چاه شاهی) برونزد دارند (شکل۲ ب). سنگشناسیهای منطقه در نقشه زمینشناسی منطقه، شکل ۱ آورده شدهاند.

روش پژوهش

پس از بررسیهای صحرایی منطقه و چند عملیات صحرایی و با توجه به تغییرات سنگشناسی و ویژگیهای عمومی تودهها، بیش از ۸۵ نمونهی سنگی برداشت، و از این میان ۷۵ نمونه مقطع نازک تهیه شد که از این تعداد ۱۳ نمونه از سنگهای سالم و کمتر دگرسان شده برای بررسیهای شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب انتخاب شدند، و با روش های XRF و (OES) در آزمایشگاه سازمان زمینشناسی کشور مورد بررسی قرار گرفتند. دادههای حاصل از این بررسیها در جدول ۱ آورده شدهاند.

سنگشناسی

بررسیهای سنگنگاری نمونههای نفوذی منطقهی چهارفرسخ و ردهبندی مودال آنها [۱۲] طیف ترکیبی از هورنبلندگابرو، دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت را مشخص کرد (شکل ۳). شرح مختصری از این سنگها در زیر آورده شد.



شکل۲ الف) واحدهای سازندهی گرانیتوئید چهارفرسخ، در بالاترین بخش، بیشتر گرانودیوریتی و دربخش های پائینی دیوریتی هستند. ب) مجموعههای فلیشی، سنگ میزبان واحدهای گرانیتوئیدی، پ) واحدهای گرانیتوئیدی، واحدهای دگرگونه (آندالوزیت شیست) و واحدهای دیوریتی، منطقه سمافات، ت) واحدهای خروجی آندزیتی و داسیتی واقع در شمال روستای بیچند (نیل چاه و چاه شاهی).



شکل۳ نمودار ردمبندی سنگهای گرانیتوئیدی براساس مودال [۱۲]. بنابر این نمودار، نمونهها دارای طیف ترکیبی از سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گابرو هستند.

گرانیت و گرانودیوریت: در بیشتر تودهی گرانیتوئیدی چهارفرسخ، به رنگ خاکستری تیره تا روشن و گاه سبز (به-دلیل حضورهورنبلند) دیده میشوند و بیشتر در حوالی روستای سمافات و سلطان آباد برونزد دارند. کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین) و

هورنبلند و بیوتیت کانیهای فرومنیزین این سنگها هستند. کانی کوارتز (در حدود۳۵ درصد حجمی)، بهصورت بی شکل تا نیمه شکل دار و در اندازه های ۳٬۲۵ – ۲٬۱۲۵ میلیمتراند. پلاژیوکلازها در حدود ۴۵ درصد حجمی، شکل دار تا نیمه شکل دار و در اندازه های ۲٬۸۷۵ – ۲۵٬۰ میلیمتر و غالباً دارای

ردیهایی تکراری بوده و در برخی از نمونهها در حال دگرسانی به سریسیت و اپیدوت هستند. خمیدگی ردها در کانیهای پلاژیوکلاز و بیوتیت (شکل ۴ ت) و تـ شکیل خمـ ش شـ کنجی (Kink band) نشان از تاثیر فعالیت های زمین ساختی روی این سنگ ها دارد. پتاسیم فلدسپار در حدود ۵ درصد در اندازههای۱۴۷٫۰۰–۴٫۲۵ میلیمتر و دارای ماکلهای دوتایی هستند. و ارتوکلازها نیز بهصورت پرتیتی و بلورهای منفرد مشاهده می شوند (شکل۴ پ). کانی بیوتیت (در حدود۱-۵ درصد حجمی) به صورت بلورهای شکل دار اولیه و بلورهای بی شکل ثانویه و گاهی یک دست دیده می شوند که غالباً دارای نفوذی هایی از زیرکن، آپاتیت و کانی های کدر هستند (شکل ۴ چ). هورنبلندها غالباً شکلدار تا نیمه شکلدار (شکل ۲ ح) در حدود ۱۰ درصد حجمی کانی های سنگها را تشکیل می دهند. مقدار هورنبلند در گرانودیوریتها بیشتر از گرانیت-هاست. سریسیت، اییدوت و کلسیت کانی های حاصل از دگرسانی هستند. سنگهای گرانیتی به سمت سینوگرانیت (به رنگ سفید متمایل به شیری، شکل ۴ الف) تا مونزو گرانیت نیز تمایل دارند هرچند از نظر گسترش و پراکندگی در منطقه محدود و بیشتر به صورت آیلیت دیده می شوند. کانی های

ثانوی دراین سنگها مسکوویت و تورمالین هستند (شکل۴ ب).

تونالیتها: تودههای خاکستری متمایل به سبز که کانیهای روشن در آنها نسبتاً بیشتر از کانیهای تیره با بافت دانهای در اندازههای متوسط تا ریز دانه با کانیهای پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند بودند و کانیهای فرعی مانند زیرکن و اکسیدهای آهن در این سنگها دیده میشوند. کانیهایی همچون کلسیت، اپیدوت و کلریت در نتیجه ی دگرسانی کانیهای سازنده سنگ ها حاصل می شوند. کوار تز در حدود ۳۰ در صد حجمی، در اندازههای بین ۳٬۲۵–۳٬۱۲۵ میلیمتر، به صورت اولیه و ثانویه، نیمه شکل دار تا بی شکل در این سنگ ها حضور دارد. پلاژیوکلازها (حدود ۶۰ درصد حجمی)، نیمه شکلدار و اندازهای در حدود ۵/۵- ۵/۰ میلیمتر و دارای رنگ خاکستری روشن هستند این کانیها بیشتر از مرکز دستخوش دگرسانی شدهاند. هورنبلندها (۱۰ درصد حجمی) با اندازههای میان دانهای تا ریزدانه، اغلب نیمه شکل تا بی شکل و به رنگهای قهوهای تا سبز نیز به صورت کانیهای فرعی و ثانویه و سنگهای زیرکن، کلریت و سریسیت هستند.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از نفوذیهای چهارفرسخ. الف) سینوگرانیتهای دارای کانی پتاسیم فلدسپار، کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت اولیه و ثانویه و تورمالین ب) مونزوگرانیتهای دارای تورمالین پ) درشت بلور پتاسیم فلدسپار ت،ج،چ،ح،) تصاویر میکروسکوپی از کانیهای موجود در گرانودیوریتهای منطقهی مورد بررسی. این سنگها دارای کانیهای کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، اسفن، بیوتیت، هورنبلند و زیرکن هستند. این کانیها دارای ویژگیهای منطقهبندی در پلاژیوکلازها، خمیدگی در بیوتیتها، نفوذی زیرکن در بیوتیتها و حضور بافتهای میرمکیتی هستند. خ) کانیهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در گابروها د) کانیهای هورنبلند و پلاژیوکلاز موجود در دیوریتهای با بافت گرانولار منطقه ی مورد بررسی (تمامی تصاویر در نور XPL تهیه شده است) علائم اختصاری [۱۳].

دیوریتها: دارای بافت دانهای و میان دانهای و بیشتر حاوی پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند. پلاژیوکلازها در اندازههای بین ۸٫۵–۰٫۳۷۵ میلیمتر در حدود ۵۵ درصد حجمی کانیها را به خود اختصاص دادهاند. ردهای پلیسنتتیک این کانیها شکسته و جابجایی نشان میدهند و بهوسیلهی کانیهایی چون کوارتز و کلسیت پرشدهاند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای نفوذیهایی از هورنبلندهای به صورت تیغههای سوزنی و مثلثے ہے۔ متند. ہورنبلنے دھا (۴۰درصے حجمے) بیے شتر نیمه شکل تا بی شکل، در اندازه هایی حدود ۲٫۵–۲٫۵ میلیمتر دیده می شوند. هورنبلندهای اولیه دارای رخهای موازی و بدون رخ و برخی از هورنبلندها حالت سوزنی شعاعی (اکتینولیت) دارند. یتاسیم فلدسیار (میکروکلین) و کوارتز (۳–۱ درصد حجمی) حجم بسیار کمی از این سنگها را تشکیل میدهند. اییدوتها از کانیهای ثانویه در اندازههای ریزدانه و شکلدار، غالباً در اثر تجزیهی پلاژیوکلازها و هورنبلندها، هم بهصورت مجزا و هم به صورت رگهای، شکستگیها را پر کردهاند (شکل۴ د).

هورنبلندگابرو: این سنگها به رنگ سبز متمایل به تیره، دارای بافتهای دانهای، ریز دانهای و افیتیک با کانیهای شاخص اصلى پلاژيوكلاز، پيروكسن و آمفيبول هـستند. پلاژيوكلازها (حدود ۵۰- ۴۵ درصد حجمی) به صورت شکل دار تا نیمه شکلدار در اندازههای میان دانه تا ریز دانه، اندازهای در حدود ۱٬۷۵ – ۱٬۲۵ میلیمتر دارند. پلاژیوکلازها دارای ردهای یلی سنتتیک و کارلسباد با زاویه ی خاموشی ۳۴٬۵ درجه و بیشتر از نوع لابرادوریت هـستند. هورنبلندها (در حدود ۴۵-۵۰ درصد حجمی) با اندازههای میان دانه تا ریـز دانـه (۱٫۲۵-۱۵ میلیمتر) دارای نفوذیهایی از پلاژیوکلاز هستند در بعضی بخـشهـا، كـانى هورنبلنـد در اثـر فراينـدهـاى دگرسـانى بـه اکتینولیت به صورت سوزنی و کشیده است تبدیل شده است. پیروکسنها حجـم کمـی (حـدود ۵-۱۰ درصـد حجمـی)، در اندازههای ریز دانه تا میان دانه و به صورت نیمه شکلدارتا بی شکل دیده می شوند پیروکسن ها رنگ های تداخلی صورتی و نارنجی و خاموشی دارند. کانی کلریت به رنگ سبز کم رنگ تا آبی نفتی و کانی اپیدوت به رنگ زرد تا نارنجی در اطراف و حاشیه هورنبلند و یلاژیوکلاز دیده می شوند.

سنگهای بیرونی

مقاطع میکروسکپی سنگهای آذرین خروجی منطقه، نشان میدهد که ترکیب سنگشناسی آنها بیشتر آندزیت و داسیت

با ترکیب کانیایی کوارتز و پلاژیوکلاز و بافت غالب پورفیری هستند، توصیف سنگنگاری این سنگها به شرح زیر است. آندزیتها: فراوان ترین سنگهای خروجی در منطقه به ویژه در شمال بیچند هستند که به رنگ خاکستری متمایل به سبز تا خاکستری روشن با بافتهای هیالوپورفیریک، ریزسنگی، ریزبلور بینظم و گلومروپورفیری هستند. پلاژیوکلاز و هورنبلند کانیهای اصلی و اکسیدهای آهن، کانیهای کدر، کوارتز و کلسیت از کانیهای فرعی و ثانویه قابل تشخیص در مقاطع نازک این سنگها هستند. پلاژیوکلازها فراوان و به دو صورت درشت بلور و ریزبلور (در خمیره) هستند. بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقهبندی هستند این کانیها بیشتر شکلدار و ابعادی در حد ۱ تا ۲ میلیمتر دارند. منطقهبندی در پلاژیوکلازها عموماً ناشی از نوسانهایی با فشار بخار آب [۱۴] ، یدیدهی اختلاط ماگمایی [۱۵]، کاهش دما یا وجود مواد فرار [۱۶] است. برخی از پلاژیوکلازها فاقد منطقهبندی و دگرسانی هستند. این کانیها دارای ردهای پلیسنتتیک و تداخلیاند و در اثر انباشت، گاه باعث ایجاد بافت گلومروپورفیری شدهاند (شكل۵-ب). این بافت می تواند حاصل نطفه بندی ناهمگن و سردشدن سريع ماگما باشد [۱۷]. هورنبلندها پس از پلاژيوكلازها فراوانترين كاني، شكلدار تا نيمه شكلدار، به صورت چند وجهی، لوزی شکل با ردی دو قلو و رخهای متقاطع دیده می شوند. نفوذی هایی از هورنبلند در پلاژیوکلازها دیده میشوند (شکل ۵ پ). که میتواند ناشی از افزایش فشار بخار آب باشد و موجب وارون شدن ترتیب تبلور کانیها و تقدم تبلور هورنبلند بر پلاژیوکلاز شود [۱۴]. پدیده-ی منطقهبندی در کانیهای سنگهای مورد بررسی حاصل شرایط غیرتعادلی است (شکل ۵ الف)، برخی از کانی موجود در این سنگها دارای حواشی سوخته شده (شکل ۵ ت) هستند. در بعضی از مقاطع کانیهای آمفیبول بهصورت گردشده در آمدهاند که به عقیده ساتکلیف [۱۸] این فرایند می تواند ناشی از اختلاط ماگمایی باشد.

داسیتها: این سنگها در منطقه چاه شاهی و نیل چاه (شمال بیچند) دیده میشوند. در نمونهی دستی رنگشان خاکستری روشن است خصوصیات کانیشناسی مشابه آندزیتهای هورنبلنددار را دارند با این تفاوت که مقدار کوارتز در این سنگها بیشتر است و در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی است اغلب کوارتزها در خمیره و از نوع بیشکل و ریز دانه هستند (شکل ۵ چ). پلاژیوکلازهای درشت و ریز در اندازههای بین ۱ درصد حجمی سنگ را تشکیل میدهند و در اندازههای بین ۱

تا ۲ میلیمتراند. بلورهای پلاژیوکلاز اساساً شکلدار تا نیمه شکلدار و غالباً دارای ردهای با واکنشهای چندگانه و کارلسباد هستند. پلاژیوکلازها ویژگیهایی همچون انحلال، خُردشدگی، تجزیه در مرکز و منطقهبندی را نشان میدهند. بافت غربالی شاخص دارند (شکل۵ ج) پژوهشگران مختلف، تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها را به افت سریع فشار [۱۹] آمیختگی ماگمایی و تغذیهی مخزن ماگمایی [۲۰] ارتباط دادهاند. هورنبلندها (۲۵– ۲۰ درصد حجمی) در اندازههای بین ۵/۱– ۵/۰ میلیمتر غالباً شکلدار تا نیمهشکلدار و به رنگهای قهوه ای تا سبز پر رنگ دیده میشوند و از حاشیه اکسیده شده و از بین رفتهاند بهطوری که در بعضی از آنها فقط قالبی از کانی باقی مانده و به شدت کلریتی شدهاند.

ژئوشيمى

چنانکه در شکل ۶ مشاهده می شود، با افزایش SiO_2 مقادیر اکسیدهای P_2O_5 ، MnO ،TiO₂، MgO ،Fe₂O₃ ،CaO از نمونههای گابرویی و دیوریتی به سمت سینوگرانیتها و

گرانودیوریتها روندی نزولی و K₂O و Na₂O روندی صعودی نشان مىدهند. اين روندها بيانگر جدايش تركيبات گابرويي دیوریتی به سمت ترکیبات سینوگرانیتی و گرانودیوریتی است. این روندها با حضور کانیهای مافیک نظیر پیروکسن و هورنبلند در دیوریت، گابروها و کانیهای فلسیک نظیر پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی توجیه پذیر است (شکل۶ الف). در سنگهای بیرونی، روند عناصر اصلی با افزایش مقدار SiO₂، میزان عناصر اصلي TiO₂ ،CaO ،MgO ،FeO و P₂O₅ به جزء Al₂O₃ تقریباً روند کاهشی از خود نشان میدهند. نشان ندادن روند چندان مشخص در سنگهای خروجی به دلیل گسترهی تركيب نسبتاً يكسان آنهاست (جدول ۱). اكسيدسديم (Na₂O) با افزایش SiO₂ روند افزایشی از خود نشان میدهد که نفوذ Na به درون شبکهی پلاژیوکلازها میتواند روند صعودی به دنبال داشته باشد. مقادیر عناصر Cr ،Sr ،Zr و Ni روندی کاهشی و Rb روندی افزایشی را از خود نشان مىدھند (شكل۵ الف).



شکل۵ تصاویر میکروسکوپی آندزیتها و داسیتهای چهارفرسخ. الف) کانیهای پلاژیوکلاز و منطقهبندی هورنبلندها ب) بافتهای گلومروپورفیری تشکیل شده در آندزیتها به وسیلهی پلاژیوکلازها و هورنبلندها، پ) بافت پوئیکلیتیک در هورنبلند آندزیتها و پدیدهی انحلال در این کانیها، ت) پدیدهی اپاسیتیشدن هورنبلندها در آندزیتها، ج) منطقهبندی، فرایند انحلال و بافت غربالی پلاژیوکلازها در داسیتها، چ) کانیهای کوارتز، پلاژیوکلاز و هورنبلند در داسیتها و پلاژیوکلازهای با منطقهبندی و انحلال (تمامی تصاویر در نورXPL تهیه شدهاند) علائم اختصاری [۱۳].

جدول۱ ترکیب شیمیایی عناصر اصلی(%wt) به روش XRF و عناصر فرعی (ppm) با ICP در نفوذیها و خروجیهای منطقهی چهارفرسخ.

	0.1	Plutonic rocks						Volcanic rocks					
Sample	SN-1V	SN-V	SN-14	SN-89	SN-1A	SN-47	SN-۳۱	SN-۳۵	SN-19	CH-7	SN-۵۸	SN-۵۳	S-7
SiO ₂	۶۱٫۱	٣٠٬٣	V • / V	٧۶,۴	۲١	۶٩٫٧	۵۰٬۹	۵۵٬۶	۵۳	۶۳	۶۵٫۲	۶۴,۸	۶۷٬۴
Al ₂ O ₃	5/10	۱۳/۷	18	۱۳/۷	۱۵/۹	1818	18/1	18,1	١۴/٧	۱۶/۵	14/1	18/1	1 Y/Y
Fe ₂ O ₂	۵٫٩	۵,۲	۲/٨	۱٫۳	۲,۷	٣	٩,٩	۱۱/۸	۳۰٫۳	۵,۴	۵,۲	۵,۶	۲/٨
C20	8,5	٣٢	4,1	۰,۶	۳,۸	۴	11/9	88	١٢/٣	۵,۸	۵۶	۵,۱	۴,۱
MaO	7.8	1.1	1.7	•.٢	1.7	1.8	٨.۶	۴	6.V	۴	۲.۱	7.4	1.7
MgO	10	\ Y	~ \		~~~	~~~	λφ λ 6	\v	19	۲.۸	٣١	۲.۸	۰/۱ ۳
Na ₂ O	1/2	1/1	1/1	1/	1/1	1/1	17	1/1	1/1	1,6	1/1		
K ₂ O	1,1	۲,٩	۱,۵	r,7	1,8	١,٢	• / ٢	١,٩	• / ٢	1/4	• / Y	۲,۲	1
P ₂ O ₅	• /٣	۲,٠	• /)	• ,6	۲,۰	۰,۲	<.''	•/۴	<.''	• /٣	۲,۰	۳,۰	•,٢
SO ₃	<•''	<•'\	<.''	<.''	<.''	<.''	<.''	<•'\	•71	<•'\	<.''	<•')	•7)
TiO ₂	١	۶ , ۰	۳, ۰	• / ١	+،۴	۴,۰	ج ر •	۱/۲	• 18	۶ , ۰	• ,۵	• ،۵	۰٫۳
MnO	۲, •	• /)	<•,1	<٠,١	<٠,١	<٠,١	• / ١	۲, •	۳/ ۰	• / ١	• / ١	<•,1	• / ١
Total	۱۰۰	۱	۱	۱	١٠٠	۱	۱	١٠٠	١٠٠	۱	۱	۱	١٠٠
Aσ	• / ١	• 1	• 1	<.,1	• 1	• 1	• / ١	• /	• 1	• 1	• / ١	•_1	• / 1
B	4,7	٩٫٧	۵,۲	۱۰۵	۶۵	Y	8,7	Y۵	٩	Y	۵٬۵	8,7	۶٨
D	419.0	49.5	777.1	107.4	187.5	5.1.8	~ 9. ~	4.77	۳۵	1109.8	٨٢٣	1212	98.5
Da	1.4	7.1	1.4	• •	1.4	1.0		1.6	• V	1.0	1.0	1.1	1.6
Be	۰ <i>۲/۲</i>	1/1	1/1	- γω α	1/1	1/6			.,,,	1/6	1/6	,,,	1//
Bi	1/1	• / ٨	1/8	•/٦	1/^	•/٦	1/1	1/1	1	•/٦	۱	1/1	•/٦
Cd	• / ٢	• /)	<.''	<.11	<.''	•/)	۲۱.•	• /٢	• /٢	•/)	• /)	•_)	•/)
Ce	۲۰٬۴	۵٩,٢	۱۳٬۵	1414	۲۰/۲	۱۹٫۸	۱۳/۴	$\Delta V_{I}V$	۲۳/۶	42,2	۳۳/۴	۲۹٬۵	۴۴,λ
Co	۲۷,۷	۱۵/۹	۱۳/۲	٨	۲/۲	۱۶/۹	۳۱	۲۹٫۸	۳۳/۷	۱۶٬۸	۱٧/٨	$\Lambda \Lambda V$	۱۳٫۸
Cr	٨Y	۶۱٫۸	۴, ۰۰۱	VV/A	۷Y/۵	88,8	۱۷۵/۹	٨۶	۷٬۱۵۱٫۷	۸٫۹۰۹	11.	۶,۲۰۲	۲۱٬۴
Cs	۵,۱	۵,۱	۵,۱	۵	۵,۱	$\Delta_{/} \Upsilon$	۵	۵,۱	۵	۵,۲	۴,۸	۴,٩	۵,۱
Cu	۲۶,۸	14,4	۱۸,۳	1 1/Y	22/2	۱۴/۹	۳۳٬۶	۳٢,۵	۲۰٫۴	۳۴,۹	۲٩٫٣	۳۵	۱۳٫۱
Dv	Y/A	۵,٣	۲,۶	۲٫۳	٣/١	۲٫٩	$A_{i}A$	۷٫۳	۱۲۸	٣۶	٣/٩	٣/٩	١,٧
Er	T/Y	۴.٨	1/Y	1.5	۲	1/0	۰.٣	1/0	• ~	18	1.7	• , Y	• ,9
En	1.4	1.7	1	1.1	1.7	1.7	1.7	1.0	10	1.1	1.4	1	1.7
Eu	τ\ A		19.0	۲. ۸	100	19.0	171	77W	195	197	. A	۲.	۲.۹
Ga	1 1/A		ι (_/ ω	ι - ₁ ω ε	17 17	ιιω	11/	~ ~	۱ (۲۱ پ پ	1.41	1.4		1.6
Ge	1	1	1/1	• /*	1/1	1	1/1	1,ω	1/1	1/7	1/1	1/1	1/2
Hf	17	۷,۲	۶,٩	8,1	$\Delta_{I} \Lambda$	Ŷ	٨,٢	17/7	11	V/A	A, 1	$\Delta_{I}\Delta$	۷٫۵
Но	• ,A	• ,Y	• ,A	۰٫۹	• _/ Y	• /V	• ,A	۰,٩	• _/ A	• ,A	• _/ Y	• , A	• ,A
La	۳۵٬۶	۳۲٬۹	۷. • ۱	۵,۴	11/1	۶، ۱۰	۴	24	۵/۹	۲٩/۲	۶۰,۶	۱۳/۳	۲۵,۲
Li	۳۳/۲	۳۳٬۴	344	١/٩	۳۸/۱	$\Delta_{/}V$	$\mathbf{V}_{1}\mathbf{V}$	٣٣	٣	۲٨/٩	۲,۸	۲۷/۹	۲۸٬۹
Lu	• /۵	۴,۰	۰,۲	•	۲,٠	٠٫٢	۲, •	• /۵	٠,١	٠٫۴	٠٫٢	٠٫٢	۰٫۳
Mn	1781,4	۵۷۸٬۹	488,0	٨٨,٣	۳۹۴٫۳	۳۷۹٫۳	٩٨١	1848,4	۱۵۸۵٬۵	۶۳۹٬۵	۸۳۸٬۸	۶۸۱/۳	٨٢٩٫١
Mo	• ,Y	•,۴	١,٧	۳٫۲	+,۴	<٠,٢	۲,۰>	۲,۰>	۵, ۰	٩,١	۰,۵	+,۴	۱٫۵
Nh	15/1	14,9	٩,١	١٢	٧,٢	8,8	١٨	۱۰,۴	٣,٧	۶٫٩	$A_{I}Y$	$A_{I}A$	17,7
Nd	31,0	TT.A	٧,٩	4,4	17,4	٩٨	۴۵	٢٨,٩	17,9	۲۹۳	14.1	١٣	17/1
Ni	19.0	٨.۵	110	17.8	19.5	٣ ٣. ٢	1150	19.4	881	٧۴	۳۳,۳	£1.4	τv
	106.6	ATT.F	۳۵۲.۶	1440.4	144	454.9	100.9	161.9	140.4	14. V	64.V	51FA	8.9.9
P DI	×	166.6	TAN	¥ 1. F	14.9	TT .A	۳.	× \	19.0	14.5		×1.7	7 F.A
PD	ν.	v •	τω/τ τ.ν	6 T	έ 1 Λ/ (×, ۱۱	¥ 0	1 1/A	ι (/ω Ψ	6 A	11/1 14 C	۱۱/۱ د	11/ω
Pr	γ,ω	1/1	1/8	1/A	1/1	1	1/1	ω _l τ	1	r _i ω vere i	1/7	1	ω, 1
Rb	101/1	۱۲Υ/۵	×1/1	177,1	Υ Λ _/ Υ	۲۶/۵	٦,۵	1 • 1/A	۱ ¥ _/ ۸	۲,۳7	1 4/1	1.57/2	ΛΛ/Δ
Sb	•,۴	• / ۴	• ,٢	•,٢	•,*	•,٣	۲٫۲	۵, •	• /٣	• ,۵	۰,۲	۰,۲	• /٣
Sc	۲۹,۹	17,7	8 ₁ 8	۴,٣	۵,۶	٧,۴	41/4	347,1	84,9	١٣/٣	۱۳/۲	14,4	۴٬۵
Sm	۶,۷	Δ_{I})	1,1	١	۴,۰	•, ١	۲٬۲	۴٫۵	۲,۰	۲,۵	۳٫۱	١	۲,۸
Sr	848,8	148/1	۲۷۶,۷	۴۷٫۳	٣٠٫٣	$\tau \iota {\Delta} / \Delta$	۲۱۱/۸	439,7	۱۲۶/۷	٩۶۵	۶۵۳٬۷	4 · 1/V	۵۹۵٫۷
Та	۲/۵	١	۲,٧	۲,۱	٣/١	۲,٣	٣,٢	۳/۵	٣/٩	۲,۸	۲,۷	۲٫۸	۲/۱
Tb	1/1	• , Y	• ,8	۰٬۳	۶ ۱۶	• , V	• ,A	1/1	٠/٩	• ,Y	• , Y	• , Y	۰٫۵
Те	٠,٠٩	•,•۴	٠,٠٣	۰,۰۳	• ,• ٣	٠٬٠٣	• , • A	• , ١	۰٬۰۹	۰,۰۵	•,•۶	۰,۰۵	۰,۰۳
Th	22,2	14,4	٨,۶	۱,۵	۱۰,۲	٩٫٨	۱۹٬۵	22,9	۲٨,۵	۱۹٫۲	15,4	17,8	11,9
TI	۰,٩	• .	•,9	• ,9	10	1	• ,٧	• , Y	• 1	• .	• ,٨	• ,٨	• , Y
Ti	8789.0	77879.9	TYLLA	YILY	የ ላም እ	77.FV	۴۰۰۰۵	YD. 88	479. V	TYXX F	88789	TTTA 9	71.7.1
11	۸.۴	۳.۳	۱.۳	<1	1.0	1.5	۰ ، س ۱.۳	۴.۱ ۴	· · · / ·	۲.٩	1.9	\.A	۲
U	~~~ ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	1/1 VY** KE	י/י سري س		1/ω ×ει νε	1// AA 2	1/1 464 6	ا∖ا سونو سو	سي س	1/1	1//	1/1	۲
V	117	۷۱/۳	17/1	11	F 1/F	ωω/Γ	171/7	1 • 1/1	1 • A/T	1 5 1/5	110	۲، • ۱۱ • س ·	τω, 1
Y	τ1/Υ	r 1/A	1 5/5	v _/ Δ	17/5	17/1	17/1	7 1/7	11/8	117/17	١٨	۸۳/۸	٦,١
Yb	۳/۶	۳,۱	١/٣	•,*	1/1	۱/۳	۲/۲	۳/۴	۲/۷	۵,۱	١/٩	۰,۵	١
Zn	۹۱٫۸	۵۷٫۳	۴۳,۷	۲۴٫۳	۴۳,۶	۳۸	۳۸,۶	94/1	$\Delta A_{/}A$	۵۷,۱	۲۱ <i>،</i> ۶	۵۵,۲	۲ ٩, ۲
Zr	۶۷٫۲	51,8	۲۷٫۳	۲۶,۵	۲٩,۴	۲۶,۷	٨۵	$AA_{i}A$	λ٢,٢	124'2	۲۵۱/۹	۱۰۱/۳	۵۱,۱

روند افزایشی Rb بهدلیل جانشین شدن این عنصر در کانیهای پتاسیمداری مانند ارتوکلاز در سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی است. روند کاهشی Sr به علت جانشینی آن به جای کلسیم در شبکهی پلاژیوکلازهاست. عناصر سازگار Ni و Cr در مراحل اولیهی تبلور ماگما در شبکهی کانیهای فرومنیزین شرکت کرده و بدیهی است که در سنگهای مورد بررسی دارای روندهای نزولی باشد. عناصر وانادیوم و کبالت در شبکهی پیروکسنها، آمفیبولها، مگنتیت و بیوتیتها وارد میشوند [۲۲،۲۱] لذا روند نزولی از خود نشان می دهند. در میان عناصر کمیاب سنگ های بیرونی V، Co، Ni به دلیل

سازگار بودن و مصرف در ساختار کانیهای آهن و منیزیمدار، روند کاهشی نشان میدهند. روند افزایشی عنصر Pb احتمالاً به دلیل جانشینی این عنصر به جای عنصر پتاسیم در کانیهای پتاسیمدار از جمله بیوتیت است (شکل۶ ب [۲۳]).

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۴] و گوشتهی آغازین [۲۵] (شکل ۷) نشان میدهد که عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنیشدگی و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهیشدگی دارند که از ویژگیهای آشکار سنگهای آهکی- قلیایی مناطق فرورانش حاشیه قارهای هستند [۲۶، ۲۷] (شکل ۷).



شکل۶ تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب %Wt) و عناصر کمیاب(برحسب ppm) در مقابل سیلیس[۲۳] الف) سنگهای درونی (نمادها: سینوگرانیت ○، گرانودیوریت بیچند ، گرانودیوریت گلوتی Δ، گرانودیوریت بیچند ، گرانودیوریت مسی چاه ◊ دیوریت ۲۵، گابری و ب) سنگهای بیرونی. (نمادها: آندزیت= Δ داسیت = ○).

تغییرات عناصر کمیاب نسبت به کندریت [۲۴] بی-هنجاری منفی عناصر کمیاب نسبت به کندریت [۲۴] بی-عناصر La (Ge ، Nd) LREE و Th و K، Rb) LILE بنسبت به عناصر K، Rb) LILE و Sm، Y، Nb ، HF ، Zr) HFSE بنشان دهنده ی سنگهای آهکی- قلیایی قوسهای قارهای است. بی هنجاری منفی عناصر Nb و Ti در نمونه ها به احتمال یا نشان دهنده ی وابستگی آن ها به محیطهای فرورانش است و یا آلودگی پوسته ای است. الگوی مشابه تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مجموعه های گرانیتوئیدی مورد بررسی حتی در رگههای آپلیتی (شکل Y) گویای خاستگاه مشترک تمامی آن ها و وابستگی آن ها به یکدیگر است. این فرایند در الگوی تغییرات عناصر کمیاب مجموعه های خروجی چهارفرسخ نیز مشاهده

می شود (شکل ۷ ح و خ). بی هنجاری های مثبت عناصری مانند Ba ،Cs ،Pb ،Th ،U ،Rb و Sr و بی هنجاری های منفی عناصر ۲۵، ۲۱ و ۲۷ احتمالاً در ارتباط با تشکیل این سنگ ها درمحیط های وابسته به فرورانش است [۲۷]. تهی شدگی عناصر HFSE و غنی شدگی عناصر LILE در مناطق فرورانش در ارتباط با تأثیر شاره ها یا گدازه های حاصل از صفحه فرورانده روی گوه گوشته ای باشد [۲۹، ۲۹]. عناصر LILE

در فشار و دمای بالا به آسانی درشارههای آبدار حلشده و انتقال مییابند [۳۰- ۳۲] ولی میزان انحلالپذیری عناصر HFSE در شارههای آبدار پایین است [۳۳].



شکل۷ نمودارهای عنکبوتی واحدهای درونی و بیرونی منطقهی چهارفرسخ، بهنجار شده نسبت به گوشتهی آغازین [۲۵] و کندریت [۲۴]. الف) تغییرات عناصر تودههای گلوتی، بیچند و گلیبکا ب) تغییرات عناصر تودههای مسیچاه، تکچاهی و شمال بیچند پ) تغییرات عناصر تودههای دیوریت گلیبکا با گابرو سمافات، ت) تغییرات عناصر کمیاب رگهی آپلیتی ج) تغییرات عناصر نمونههای بیرونی نسبت به گوشتهی آغازین چ) تغییرات عناصر نمونههای بیرونی نسبت به کندریت ح و خ) مقایسهی روند تغییرات عناصر تودههای مسیچاه، تکریره ای مسیچاه تغییرات عناصر واحدهای بیرونی زدر نمودارهای مقایسهای نمادهای مثلثی نمونههای بیرونی و نمادهای لوزی نمونههای درونی را نشان میدهند).

سری ماگمایی و وابستگی محیط زمین ساختی در نمودارهای [۳۴]، SiO₂-FeO*/MgO و SiO₂-FeO*/MgO [۳۵] برای تعیین سری ماگمایی، شکلهای الف تا پ تمامی نفوذیهای چهارفرسخ در گستره نیمه قلیایی و آهکی- قلیایی قرار گرفتهاند (شکل ۸). سنگهای خروجی چهارفرسخ در نمودارهای [۳۶،۳۴] در گسترههای اخیر مشابه سنگهای نفوذی هستند (شکل ۹). بنابراین نفوذیها و خروجیهای چهارفرسخ به محیط زمین ساختی مشابهی وابستهاند.

در نمودار A/CNK در مقابل A/NK [۳۷] سنگهای مورد بررسی در گسترهی شبهآلومین تا پرآلومین قرار میگیرند (شکل ۱۰ الف) پرآلومین بودن برخی از نمونهها قطعاً به دلیل دگرسانی است و در نمودارهای جدایشی انواع گرانیتوئیدها SiO₂ است و در نمودارهای جدایشی انواع (شکل ۱۰ ب و پ) نمونههای نفوذی چهارفرسخ در گسترهی گرانیتهای نوع I قرار میگیرند که این امر با بررسیهای سنگ نگاری نظیر حضور نداشتن کانیهای گارنت، آندالوزیت

و حضور کانیهای هورنبلند، فلدسپارهای قلیایی ماکلدار (ارتوکلاز)، همچنین حضور بیوتیتهای قهوهای [۴۰] و نتایج حاصل از نمودارهای ژئوشیمیایی چون (FeO_t+MgO)/FeO_t در مقابل SiO₂ [۴۱]، این نمونهها را وابسته به نوع I سری مگنتیتی نشان میدهند. تغییرات P₂O₅ در مقابل SiO₂ روند کاهشی دارد که خاص گرانیتوئیدهای نوع I است [۳۹] همچنین در نفوذیهای چهارفرسخ، تنوع سنگشناختی از گرانیت تا گابرودیوریت قابل مشاهده است که سنگهای گرانیتوئیدی با ترکیبات گسترده از سرشتیهای گرانیتهای نوع I است.

در نمودار (FeOt+MgO در مقابل SiO₂ در مقابل SiO₂ [۴۱] در ممامی نمودها در گسترهی منیزیمی قرار گرفتهاند (شکل۱۱) که اشاره به شرایط اکسایش ماگمای تشکیل دهنده این سنگها دارد؛ که گویای شرایط حاکم بر این ماگما در ارتباط با سریهای ماگمایی آهکی- قلیایی و متمایل به گرانیتهای نوع I است.



شکل ۸ الف) تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد بررسی [۳۴]. ب) نمودارهای تعیین سری ماگمایی با استفاده از دادههای عناصر اصلی-SiO K₂O و ب)K₂OS(SiO₂-FeO*/MgO [تمادها مشابه باشکل ۶- الف).



شکل۹ الف) نمودار تعیین سری ماگمایی نیمه قلیایی و قلیایی [۳۴]. ب و پ) نمودارهای جدایشی سریهای ماگمایی آهکی- قلیایی از تولئیتی [۳۶] (نمادها مشابه با شکل۶– ب).



شکل۱۰ الف) تعیین سری ماگمایی سنگ های گرانیتوئیدی(CaO-K₂O-Na₂O-Al₂O₃)[۳۸]. ب و پ) جدایش گرانیتهای I و S بنابر نمودار K₂O-Na₂O [۳۷] و تغییرات P₂O₅ در مقابل SiO₂ (نمادها مشابه با شکل۶- الف).



شکل۱۱ نمودار تغییرات FeO_t/(FeO_t+MgO) در مقابل SiO₂ [۴۱]. تمامی نمونههای گرانیتوئیدی در گسترهی سنگهای منیزیمی قرار گرفتهاند (نمادها مشابه با شکل۶- الف).

در اینجا برای شناخت دقیقتری از محیطهای زمین ساختی سنگهای مورد بررسی، از نمودارهای [۴۲] استفاده شد. این نمودارها نشان دهندهی محیط زمینساختی قوسهای آتشفشانی (VAG) برای سنگهای بیرونی و درونی منطقه مورد بررسی است (شکل ۱۲ الف، ب و پ). همچنین در نمودار YAG در مقابل ۲۱/۷۶ [۳۳]، گرانیتوئیدهای مورد بررسی در گسترهی حاشیه فعال قارهها قرار می گیرند (شکل ۱۳ الف). از طرفی سنگهای آندزیتی وابسته به حاشیه-ی فعال قارهای، دارای ویژگیهایی چون نسبتهای ی فعال قارهای، دارای ویژگیهایی چون نسبتهای Ba/La>15 و Ba/La هستند که در نمونههای مورد بررسی این نسبتها به ترتیب عبارتند از 12<Ba/L بررسی در این نسبتهای مواد [۴۴] که نسبتهای La/Th مورد بررسی در میدهد، سنگهای منطقهی مورد بررسی در گستره آندزیتهای ناشی از کوهزایی قرار می گیرند (شکل۱۳).

سنگزایی

برای تعیین خاستگاه سنگهای مورد بررسی، از نمودارهای CaO/(MgO+FeO_t) در مقابل (MgO+FeO_t) مورد [۴۵] استفاده شد بنابراین نمودار، تمامی نمونههای مورد بررسی در گسترهی گدازههای مشتق شده از ذوببخشی شبه بازالتها و شبهتونالیتها قرار گرفتهاند (شکل۱۴ الف).

 $Al_2O_3/(FeOt + MgO + TiO_2)$ همچنین بنابر نمودار (FeOt + MgO + TiO_2) و $Al_2O_3 + FeO_t + MgO + TiO_2$ در مقابل $Na_2O + K_2O$ در مقابل K_2O / (FeO + MgO + TiO_2) K_2O / (FeO + MgO + TiO_2) تنها یک نمونه سینوگرانیت در گستره ی گریوکها (احتمالاً به دلیل آلایش با مواد پوستهای) واقع شدهاند که میتواند به میتواند که که که که میتواند که می



شکل ۱۲ الف، ب و پ) نمودارهای تعیین موقعیت زمین ساختی با استفاده از نمودار Nb در مقابل Rb ، Y در مقابل Rb +Ye و Rb در مقابل Yb+Ta در قابل Yb+Ta در مقابل Yb+Ta در مقابل Yb+Ta در قابل Yb+Ta در ق



شکل ۱۳ الف) نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb [۴۳] برای تعیین محیط زمین ساختی تودههای گرانیتوئیدی مورد بررسی (نشانهها مشابه با شکل۶-الف) ب) تعیین محیط زمین ساختی سنگهای بیرونی منطقه مورد بررسی [۴۴] بنابراین نمودار، سنگهای منطقهی مورد بررسی در گسترهی آندزیتهای ناشی از کوهزایی قرار می گیرند (نمادها مشابه با شکل۶ ب).



شکل ۱۴ الف) نمودار تعیین خاستگاه سنگهای مورد بررسی [۴۵] که بر این نمودار، نمونههای مورد بررسی در گسترهی شبهبازالتها و شبه-تونالیتها واقع شدهاند (A: گدازه با خاستگاه متاپلیتیB: گدازه با خاستگاه متاگریوکیC: گدازه با خاستگاه متابازالتی و متاتونالیتی). ب و پ) نمودار تعیین نوع سنگ خاستگاه بر پایهی اکسیدهای Al₂O₃/(FeOt+MgO+TiO₂) در مقابل Al₂O₃+FeO_t+MgO+TiO₂ و نمودار تعیین نوع سنگ زمان میدهند (نمادها مشابه با نمودار آمنیبولیتی را نشان میدهند (نمادها مشابه با شکل ۶-الف).

ماگمای تشکیل دهنده یسنگهای آتشفشانی در مناطق فرورانش عموماً از گوه ی گوشتهای، شارهها و آبگونهای مشتق شده از پوسته ی اقیانوسی فرورو ریشه می گیرند [۴۷]. بیهنجاری منفی Nb و Ti و غنی شدگی از عناصر LILE و نسبت پایین Nb/U [۴۸] (شکل ۱۵ الف) و شارههای آزاد شده از پوسته ی اقیانوسی فرو رو باعث بیهنجاریهای مثبت مشده از پوسته ی اقیانوسی فرو رو باعث بیهنجاریهای مثبت عناصر Th U و dP شد که این بی هنجاریها نشان دهنده ی آن است که این سنگها خاستگاه گوشته ای دارند، و همان طور آن است که این سنگها خاستگاه گوشته ای دارند، و همان طور منگه در نمودارهای Zr/Nb و Th/Zr ا [۴۹] نشان داده شد، شده دارند (شکل ۱۵ ب) و نشان دهنده ی تشکیل آنها از ماگماهای بازالتی هستند که در اثر تبلور جدایشی همراه با هضم (AFC) حاصل شدهاند [۰۵] (شکل ۱۵ پ). هر چند با توجه به تعداد کم نمونه ها در این مورد نمی توان دقیق اظهار نظر دقیقتری کرد.

برداشت

۱- نفوذیها و خروجیهای چهارفرسخ ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، دیوریت، گابرو، آندزیت و داسیت هستند که گرانیتها، گرانودیوریتها، تونالیتها و دیوریتها بیشتر از کانیهای کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شدهاند و گابروها حاوی پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند و تماماً بافت دانهای دارند. خروجیها اغلب حاوی کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت با بافت پورفیریتیک هستند.

حضور کانیهای هورنبلند و بیوتیت، عدم حضور کانیهای مسکوویت و آندالوزیت، و شبهآلومین به گرانیتهای نوع I تعلق دارند.

۳- الگوی نمودارهای تغییرات شیمیایی عناصر نادر و کمیاب نشان میدهد که روند تغییرات عناصر در سنگهای نفوذی مشابه و موازی است، لذا به احتمال ماگمای مادر این سنگها خاستگاه مشابه و مشترکی دارند. این الگوها در سنگ های خروجی نیز دیده می شوند. ولی نمی توان گفت که سنگهای نفوذی و خروجی دارای خاستگاه واحدی هستند.

۴- الگوی اکسیدهای عناصر اصلی در نمونههای مختلف گویای روند جدایش به ویژه در سنگهای نفوذی تودههای چهارفرسخ است.

۵- بیهنجاریهای مثبت عناصری مانندRb، U، Rb، V، مb، P، Th، U، Rb، P، Th، U، Rb، P، Th، Nb و St احتمالاً در logical entry of the second provided and the second provided and

۷- نفوذیها و خروجیهای چهارفرسخ به سری ماگمایی نیمه قلیایی تا آهکی- قلیایی و محیطهای زمین ساختی قوسهای آتشفشانی (VAG) به کمانهای ماگمایی حاشیه فعال قارهای وابستهاند.

۸- به نظر میرسد که تشکیل تودههای چهارفرسخ حاصل فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس (تتیس سیستان) به زیر بلوک لوت (ایران مرکزی) است که ماگمای حاصل از ذوببخشی ورقهی اقیانوسی فرورانده شده با ماهیت آمفیبولیتی حاصل شده است.





شکل۱۵ الف) تغییرات نسبت Nb/U برحسب تغییرات Nb [۴۷] . ب) نمودار تغییرات Zr/Nb-Th/Zr [۴۹] برای نشان دادن نوع مذاب تـشکیل دهنده سنگهای مورد بررسی پ) نمودار Th/Yb-Ta/Yb [۰۵] (نمادها مشابه با شکل۶–ب).

[۱۱] مختاری ن.، *"رئوشیمی پیکرههای گرانیتوئیدی شرق پهنه لوت: دریافتی از ماهیت رئوشیمیایی پوسته شرق ایران"،* پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه سیستان و بلوچستان (۱۳۹۰).

[12] Streckeisen A., "Classification and nomenclature of Plutonic rocks", Geologische Rundschau 63(1979) 773-786.

[13] Kretz R Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

[14] Yoder H. S., Tilley G. E., "Origion of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems", Journal of Petrology 3(1962) 348-532.

[15] Nixon G. T., Pearce T. H., "Laserinterferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocrysts recycling in calc-alkaline magma chamber", (Iztaccihuatl volcano, Mexico), American Mineralogy 72(1987) 1144-1162.

[16] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, London, (1993) 630 pp.

[17] Kirkpatrick R.J., "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii", Geological Society American Bulletin., 88(1977) 78-84.

[18] Sutcliffe RH., Smith AR., Doherty W., Barnett R., "Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoids and associated mafic rocks", evidence from the southern Superior Province, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 105(1990) 255-274.

[19] Nelson T. S., and Montana A., "Sive-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", American Mineralogy 77(1992) 1242-1249.

[20] Tsuchiyama A., "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albiteanorthite and origin of dusty plagioclase in andesites", Contributions to Mineralogy and Petrology 89(1985) 1-16.

[21] Calanchi N., Peccerillo A., Tranne C. A., Lucchini F., Rossi P. L., Kempton P., Barbieri M., and Wue T.W., "Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications_for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian sea)", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115(2002) 367-395. مراجع

[۱] اشتوکلین ی.، افتخارنژاد ج.، هوشمندزاده ع.، موحد م.، تقی زاده. ^{*} بررسی مقدماتی زمین شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران^{*}، گزارش شماره۲۲ ف. سازمان زمین شناسی کشور(۱۳۵۲).

[۲] کریم پور م.ح.، ملک زاده شفارودی آ.، فارمر ل.، چاک ا.، "پتروژنز گرانیتوئید، سن سنجی زیرکن به روش *U-Pb.* ژئوشیمی ایزوتوپ های Sr-Nd و رخدادهای مهم کانی سازی ترشیاری در بلوک لوت"، شرق ایران. مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره۱ (۱۳۹۱) ص ۱ – ۷۹.

[۳] مختاری ن.، *"ژئوشیمی پیکره های گرانیتوئیدی شرق پهنه لوت: دریافتی از ماهیت ژئوشیمیایی پوسته شرق ایران"،* پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه سیستان بلوچستان(۱۳۹۰).

[۴] اسماعیلی د. ^{*} پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتی شاهکوه (جنوب بیرجند) با نگرش ویژه به کانه زایی قلع ^{*}، رساله دوره دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، (۱۳۸۰) ۲۰۰.

[۵] اسماعیلی د.، م.، ولی زاده ج.، حسن زاده ا. بلون.، " تنوع سنگ شناختی توده گرانیتوئیدی شاه کوه و تعیین سن رادیومتری آن به روش پتاسیم – آرگون ": فصلنامه علوم زمین، سال دهم شماره ۴۲-۴۱ (۱۳۸۰).

[۶] عبدی م.، کریم پور م.ح.، ^{*}زمین شناسی، دگرسانی، کانی زایی، پتروژنز، سن سنجی، ژئوشیمی و ژئوفیزیک هوابرد منطقه /کتشافی شاه کوه جنوب غرب بیرجند ^{*}، مجله زمین شناسی اقتصادی شماره۱ (۱۳۹۱) ص۷–۱.

[٧] هاشم آبادی ز.، *"بررسی تحلیل هندسی – جنبشی ساختارهای منطقه چهارفرسخ"*، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه سیستان و بلوچستان، (۱۳۸۷).

[۸] آقانباتی ع.، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰ صفحه(۱۳۸۳).

[٩] حمز ، پور ب.، "نقشه زمین شناسی چهار گوش چهارفرسخ"، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۶۹).

[۱۰] جوانمرد م.، محمدی س.، زرین کوب م.، "مطالعه زمین شناسی، پتروگرافی و دگرسانی توده گرانیتوئیدی چهارفرسخ (شمال باختر نهبندان، خاور ایران)"، مجموعه چکیده مقالات دومین همایش ملی انجمن زمینشناسی اقتصادی ایران (۱۳۹۰). [34] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks", Canadian journal of earth sciences. 8(1971)523-548.

[35] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of science. 274(1974) 321-355.

[36] Jensen L. S., "A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks", Ontario Div Mines, Misc, (1976) 66 pp.

[37] Shand S.J., "Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to depsits", Thomas Murby London (1949) 488pp.

[38] Chappell B.W., white A.J.R., "*Two* contrasting granite types", Pasific Geology. 8 (1983) 173-174.

[39] Chappell B.W., White A.J.R., "*I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*", Transaction of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences. 83(1992) 1-26.

[40] Ishihara S., "*The granitoide series and mineralization*", Economical Geology., 75(1981) 458-484.

[41] Frost B.R., G.Barnes C., J. Collins W., J. Arulus R. J., Ellis D., Frost C.D., "A Geochemical Classification for Granitic rocks", Journal of petrology 42(2001) 2033-2048.

[42] Pearce J. A., Harris N. B. W., Thindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock", Journal of Petrology, 25(1984) 956 – 983.

[43] Condie K.C., "Plate tectonic and crustal evolution", Pergamon Press., (1989) 476p.

[44] Gill J. B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer-Verlag, Berlin, Germany, (1981) 401 pp.

[45] Altherr R., Hall A., Henger E., Langer Kreuzer H., "High potassium, calc-alkaline *I-type plutonism in the European Variscides:* Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany)", Lithos, 50(2002) pp: 51-73.

[46] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", Contributions to Mineralogy and Petrology 95(1987) 407- 419.

[47] Pearce J.A., Parkinson I.J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), Mamatic processes in Plate Tectonics", 76. Geological society of London special publication (1993) 373-403. [22] Mason B., Moor C.B., "Principle of geochemicemistry", John Wiley Sons, New York., (1982) 344 pp.

[23] Harker A., "*The natural history of igneous rocks*", Methneu, London. (1909) 344 PP.

[24] Thompson R. N., "Magmatism of the British Tertiary volcanic province", Scottish Journal of Geology, 18(1982) 49-107.

[25] Sun S. S., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes", In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, U. K. Special Publication 42(1989) 313-345.

[26] Floyd P. A., Winchester J. A., "Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements", Earth and Planetary Science Letters 27(1975) 211-218.

[27] Nicholson K. N., Black P. M., Hoskin P. W. O., and Smith I. E. M., "Silicic volcanism and back –arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian - Pacific plate boundrary", Journal of Volcanology Geothermal and Research 131(2004) 295-306.

[28] Green N. L., "Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system", Lithos 87(2006) 23-49.

[29] Hermann J., Spandler C., Hack A., and Korsakov A. V., "Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks", Implications for element transfer in subduction zones. Lithos 92(2006) 399-417.

[30] Green T. H., Pearson N. J., "*Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-Felsic compositions at high P and T"*, Chemical Geology 54(1986) 185-201.

[31] Ryerson F. J., Watson E. B., "Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletionin island arc basalts", Earth and Planetary Science Letters 86(1987) 225-239.

[32] Tatsumi Y., Eggins S., "Subduction Zone Magmatism. Blackwell Publishing", Oxford, (1995).

[33] Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W., "Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high pressure experimentand natural rocks", Journal of Volcanology and Geothermal Research 29(1986) 239-309. evolution of the southern margin of the North China craton", Lithos, 102(2007) 158-178.

[50] Pearce J. A., "Role of the sub continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J., (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths", Shiva, nantwich (1983) 230-249. [48] Hofmann A., Jochum K., Seufert M. White M., "Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution", Earth and Planetary Science Letters, 79(1986) 33–45.

[49] He Y, Zhao G, Sun M, Wilde S.A, "Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zhongtiao mountain: An alternative interpretation for the