پتـــرولوژی، سال دوم، شماره هفتم، پاییز ۱۳۹۰، صفحه ۹۵–۱۱۸ تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۱/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۱/۱۹

تعیین سن زیرکن به روش U-Pb-Th، ژئوشیمی ایزوتوپهای Sr و Nd و تعیین منشأ پبلهای گرانیتوییدی کنگلومرای سازند قرهقیطان در منطقه آقدربند

محمدحسن کریم پور ^۱*، آزاده ملکزاده شفارودی ^۱، فرزین قائمی ^۱، جی. لنگ فارمر ^۲ و چارلز استرن ^۲ ^۱ گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران ^۲ گروه علوم زمینشناسی، دانشگاه کلرادو، بولدر، آمریکا

چکیدہ

کنگلومرای سازند قره قیطان (پرمین فوقانی تا تریاس آغازین) بخشی از پیسنگ حوضه رسوبی کپهداغ در ناحیه آق دربند در شمال شرقی ایران است. قطعات پلوتونیک کنگلومرا عمدتاً از گرانیت، آلکالی گرانیت و کمتر مونزونیت تشکیل شده است. این پبل ها عمدتاً غنی از پتاسیم بوده، ماهیتی شدیداً پر آلومین تا متا آلومین دارند. پذیرفتاری مغناطیسی (S¹ -۱۰ × ۲ تا ک⁶ -۱۰×۲۷)، ترکیب کانی شناسی، طیف ترکیبی عمدتاً گرانیتی و ویژگی های ژئوشیمیایی، نشان می دهد که همه پبل ها به گرانیتوییدهای سری ایلمنیت (احیایی) تعلق دارند. سن سنجی به روش PU-D بر روی کانی زیرکن، سن میانگین ۳۴۳ میلیون سال (کربونیفر) را برای تبلور پبل گرانیتی مشخص کرد. مقدار نسبت ⁸ Sr⁶ وایه با توجه به سن به دست آمده از زیرکن بین ۲۰۶۸/ و ۲۰۲۶/، مقدار له¹⁴⁴/ا¹⁴⁴ اولیه بین ۲۵۱۹۳۶/ و ۲۸۹۴ اولیه با توجه به سن به دست آمده از زیرکن بین ۱۹۵۸/ و ۲۰۶۲/، مقدار له¹⁴⁴/ا¹⁴⁴ اولیه بین ۲۵۱۹۳۶/ و ۲۸۹۴ اولیه ۳۰۵– تا ۹۰۹۹– متغیر است. سنگ منشأ رسوبی دگرگون شده ۱۹۰۰ میلیون سال بوده است. در مرکز زیرکنها نسل های متفاوت زیرکن (گرد شده) با نینهای منشأ رسوبی درگون شده ۱۹۰۰ میلیون سال بوده است. در مرکز زیرکنها نسل های متفاوت زیرکن (گرد شده) با زمان تشکیل سنگ منشأ در منطقه سنگهای پولیون سال بوده است. در مرکز زیرکنها از سنگ منشأ به مراه ماگما بالا آورده شده اند. در منهای معمدان بین گرانیتی نوع احیایی دهنو، کوهسنگی و خواجه مراد (اواخر تریاس) که نتیجه برخورد صفحات ایران و زمان تشکیل سنگ منشأ در منطقه سنگهایی با سنهای پروتروزوییک به عنوان پی سنگ قدیمی در ناحیه وجود داشته است. توران هستند با سن پبل گرانیتی زکربونیفرا، نشان می دهد که پبل ها حاصل یک برخورد بسیار قدیمی تر بین خرده قاره های موجود در محل تشکیل آنها (در شمال منطقه آق دربند و احتالاً در کشور ترکمنستان) بودهاند.

و استوک یافت میشوند. حدود ۲۰ روش مختلف برای تقسیم بندی گرانیتوییدها در دهههای گذشته ارائه شده است که بر اساس مبانی مختلفی، مانند

گرانیتوییدها فراوانترین سنگهای آذرین درونی پوسته قارهای هستند که بهصورت باتولیت

* mhkarimpour@yahoo.com

مقدمه

ایلمنیت است. ترکیب این گرانیتوییدها عمدتاً در محدوده گرانیت است ، Chappell and White, (Chappell and White, بر اساس تقسیم بندی Ishihara) (۱۹۷۷) گرانیتوییدهای نوع S جزء سری ایلمنیت و احیایی بوده، پذیرفتاری مغناطیسی آن ها کمتر از SI ^۵-۱۰×۸۰ است.

سازند قرهقیطان بخشی از پیسنگ حوضه رسوبی کیهداغ در ناحیه آق دربند در شمال شرقی ایران است که در فاصله صـد کیلـومتری شـرق- جنـوب شـرقی شـهر مشهد دیده می شود (شکل ۱). این سازند در بخش های شمالی، شامل افقهای کنگلومرایی و تناوب کنگلـومرا و ماسه سنگ با لایهبندی بسیار ضخیم است. کنگلومرا بیشتر شامل گرانودیوریت تا گرانیت، داسیت، ریولیت و به مقدار کم سنگهای بازیک، چرت، ماسه سنگ کوارتزیتی و سنگ آهکهای حاوی فسیلهایی با سن كربونيفر و پرمين پيشين است. مطالعاتي كه قبلاً در اين منطقه انجام شده است، عمدتاً شامل بررسی های چينەشناسى و فسيل شناسى ھستند (Stocklin, 1968) 1974; Ruttner, 1983, 1984, 1991, 1993; Eftekharnezhad and Behroozi, 1991). قــائمي (۱۳۸۸) جایگاه تکتونیکی رخسارههای رسوبی مجموعه پیسنگی حوضه کپهداغ را بررسی نموده است. وی قطعات آواری ماگمایی کنگلومرای قرمقیطان را در حد گرانودیوریت تا تونالیت کالک آلکالن و قطعات آتشفشانی آن را از نوع ریولیت تا داسیت با یتاسیم بالا معرفی نموده است. قائمی (۱۳۸۸) معتقد است که آنها حاصل فرسایش کمان ماگمایی هستند که بـر روی لبـه بلـوک توران در طی زمان پرمین و پیش از آن فعال بودهاند. این فرسایش به احتمال فراوان بهدلیل بالا آمدگی تدریجی کمان، هم سنگهای آتشفشانی و هم تودههای نفوذی را شامل شده است. بررسی های سن سنجی به نسبت Al₂O₃:CaO+K₂O+Na₂O، درصد ارتوکلاز، آلبیت و آنورتیت، عناصر اصلی و فرعی، ترکیب کانیشناسی، پذیرفتاری مغناطیسی، اکسیدان یا احیایی بودن و یا ترکیبی از این عوامل بوده است (Shand, 1947; Chappell and White, 1974; Ishihara, 1977; Barker, 1979; Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986; Maniar and Piccoli, 1989; Barbarin, 1999; Frost *et al.*, 2001 and etc.)

با وجود گروهبندی های مختلف گرانیتوییدها، تقسیمبندی Chappell و White) به دو گروه I و S کـه بعـدها گرانیتوییـدهای نـوع A و M نیےز بے آن اضافه شد، مهمترین و پر کے ربردترین تقسیمبندی بهشمار میآید. گرانیتوییدهای نوع I در زون فرورانش حاشیه قارهها یا جزایر قوسی از تفریق ماگمای کالکآلکالن یا بازالتهای جزایر قوسے تشےکیل مے شہوند. بے اسے اس نسبت ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)، منشأ آن هـ اخـارج از محـدوده پوسـته قارهای است. این گرانیتوییدها عمدتاً از نوع متاآلومین بوده، کانی های شاخص آن ها هورنبلند، بيوتيت، مگنتيت و اسفن است. دامنه تغييرات ترکیب این گرانیتوییدها در محدوده دیوریت، کوار تز مونزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت است (Chappell and White, 1974, 1992 and 2001) ب___ اس__اس تقس___یمبن__دی Ishihara (۱۹۷۷)، گرانیتوییــدهای نــوع I جــزو سـری مگنتیـت و اکسیدان بودہ، یـذیرفتاری مغناطیسے آنھا بیشـتر از SI ^{۱۰- ۸۰}×۸۰ اســـت. گرانیتوییــدهای نـــوع S در زون برخورد قارەها از ذوب آناتکسے سنگهای رسوبی دگرگون شده یوسته قارهای منشأ گرفتهاند. اين گرانيتوييدها عمدتاً از نوع پرآلومين بوده، کانی های شاخص آن ها مسکوویت، بیوتیت و

است.

روش U-Pb بر روی کانی زیرکن در یک نمونه از پبل گرانیتی سازند قرهقیطان توسط Zanchi و همکاران



شكل ۱- نقشه زمين شناسى كلى پنجره أق دربند (Eftekharnezhad and Behroozi, 1991)

فراوانترین نوع پبل گرانیتی تشکیلدهنده کنگلومرا (بیوتیت گرانیت پورفیری) به روش U-Pb و بر روی کانی زیرکن و تعیین منشأ ماگما با استفاده از نسبتهای ایزوتوپی Sr و Nd (در دو نوع پبل بیوتیت گرانیت پورفیری و آلکالی گرانیت پورفیری) انجام شده است. سرانجام با توجه به نتایج تجزیهها، بر روی نوع پبلهای گرانیتی کنگلومرای قرمقیطان متنوع هستند. هدف از انجام این پژوهش، تفکیک پبلها با توجه به مطالعات دقیق پتروگرافی و بررسی ژئوشیمیایی آنها است. همچنین، اندازه گیری خواص فیزیکی (پذیرفتاری مغناطیسی) پبلها برای تعیین نوع سری گرانیتوییدی صورت پذیرفت. سن سنجی بر روی ماسهسنگهای موجود در سازندهای آواری قرهقیطان و سینا دارای ترکیب لیتیک آرکوز تا فلدسپاتیک لیت آرنایت هستند که بیشتر از یک کمان تقسیم شده (Dissected arc) تا حد واسط منشأ گرفتهاند.

رسوبات آواری که در حد فاصل پالئوزوییک میانی تا تریاس پسین در پیسنگ حوضه کپهداغ نهشته شدهاند، حاصل رسوبگذاری در یک حوضه پیشانی (foreland) بوده، در پیشانی کمان ماگمایی تشکیل شدهاند (قائمی، ۱۳۸۸).

پبلهای آذرین درونی کنگلومرای سازند قرهقیطان دارای انواع بافتها مانند هیپیدومورف گرانولار، سرآیت و پورفیری است. رنگ آنها صورتی تا گوشتی بوده، عمدتاً شامل كوارتز، ارتوكلاز، آلبيت، بيوتيت و به مقدار کمتر مسکوویت در نمونه دستی هستند. با توجه به این که سن این کنگلومرا اواخر پرمین تا اوایل تریاس تعیین شده است, Eftekharnezhad and Behroozi, تعیین شده است (1991، سنگ منشأ آن را کے شامل مجموعے ای از سنگهای آذرین با سن قدیمی در است، در شمال این ناحیه و در زیر یوشش ضخیم رسوبی حوضه کیهداغ باید جستجو کرد (قائمی، ۱۳۸۸). همچنین، جریان گدازهای با ترکیب حد واسط بر روی کنگلومرای سازند قرهقیطان قرار گرفته است و نیز دایک حد واسطی با ترکیب ديوريتي اين سازند را قطع نموده است. رابطه سن نسبي دایک با جریان گدازه بهواسطه دوری از یک دیگر قابل تشخيص نيست.

روش انجام پژوهش

برای رسیدن به اهداف پژوهش و انتخاب درست نمونهها برای تعیین سن و مطالعات ایزوتوپهای ناپایدار عملیات زیر انجام گرفت:

مطالعــه ۳۵ مقطـع نـازک از پبـلهـای

ماگما و نحوه تشکیل آن در این پنجره مهم تکتونیکی در شمالشرق ایران بحث شده است.

زمينشناسى

كمــپلكس أقدربنـد بـراى اولـين بـار توسـط Goldschmidt (۱۹۵۶) معرفے شدہ است و با یک ناپیوستگی زاویهدار در زیر رسوبات آواری سازند کشف-رود با سن ژوراسیک میانی قرار گرفته است (شکل ۱). این کمپلکس از واحدهای رسوبی آواری پالئوزوییک تا تریاس پسین تشکیل شده، شامل سه بخش عمده است (قائمی، ۱۳۸۸): (۱) رسوبات دگرگون شده پالئوزوییک که بر اساس شواهد رسوبی پروتولیت آنها رسوبات فلیشی هستند که در اعماق نسبتاً زیاد و توسط جریان های توربیدیتی در یک محیط شیب قارهای نهشته شدهاند؛ (۲) سازند قرهقیطان که بیشترین رخنمون های سنگی در ینجره آق دربند را به خود اختصاص دادهاند (شکل ۱). ساختهای رسوبی موجود در این سازند (کانالهای رودخانهای، محیط رسوبی اکسیداسیونی قرارهای و پراراکنگلومرای فراوان)، نشاندهنده وجود جريان های واريزه ای در مخروط افکنهها و پهنههای طغیانی است. تمامی شواهد بیانگر این است که افقهای کنگلومرایی سازند قرهقیطان بهویژه در بخشهای شمالی ینجره آق دربند، به وسیله رودخانههای بریده بریده و در یک محیط نزدیک به منشأ و با جریان قدیمی از شمال به سمت جنوب نهشته شدهاند. این سازند در بخشهای شمالی شامل کنگلومرایی است که قطعات آن در حد گرانیت تا مونزونیت و قطعات آتشفشانی آن از نوع ریولیت تا داسیت با پتاسیم بالا است؛ (۳) سازند سینا بیشتر شامل توالی شیل و ماسه سنگی است و توسط توربیدایتهای کلاسیک و در محیط شیب قاره نهشته شدهاند.

گرانیتوییدی و نیز چند نمونه از جریان گدازه و دایک؛

۲) اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه ها
۲) اندازه گیری پذیرفتاری منج مدل GMS2 با دقت SI
۱۰ ×۱۰ ساخت شرکت سینترکس کانادا در دانشگاه
فردوسی مشهد؛

۳) تجزیه ژئوشیمیایی ۱۴ نمونه از پبلهای
گرانیتوییدی به روش XRF برای اکسیدهای اصلی در
دانشگاه فردوسی مشهد (نوع دستگاه فیلیپس مدل
X'Unique II

۴) تجزیه ژئوشیمیایی ۹ نمونه از پبلهای گرانیتوییدی به روش ICP-MS برای عناصر فرعی و نادرخیاکی در آزمایشیگاه ACME کانیادا (روش آمادهسازی نمونه ذوب قلیایی بوده است)؛

۵) انتخاب یک نمونه از فراوانترین نوع پبل (واحد بیوتیت گرانیت پورفیری، PG-3) برای سنسنجی به روش اندازه گیری ایزوتوپ U-Pb بر روی کانی زیرکن. جداسازی زیرکنها در دانشگاه فردوسی مشهد و آنالیز در آزمایشگاه دانشگاه آریزونای امریکا انجام شده است. بهمنظور جداسازی زیرکن از دیگر کانیهای سنگ مراحل زیر به ترتیب انجام شد:

 ۲) خردایش: در این مرحله نمونه های سنگی به وزن تقریبی ۹ تا ۱۰ کیلوگرم حدود ۲ تا ۳ مرحله خردایش شدند تا بیش از ۶۰ درصد نمونه به سایز کمتر از ۴۰ مش برسد؛

۲) الککردن: پس از هر مرحله خردایش، محصول
سنگ شکن از یک الک ۴۰ مش عبور داده می شد؛

۳) لاوکشویی: ذرات عبور کرده از الک، لاوکشویی شدند تا بخش زیادی از کانیهای سبک جدا شده و کانیهای سنگین باقی بمانند؛

۴) استفاده از مایع سنگین: در این مرحله از مایع
۳) استگین بروموفرم (CHBr₃) با وزن مخصوص ۲/۸۴ گرم

بر سانتیمتر مکعب برای جدایش کانیهای سنگین از جمله زیرکن استفاده شد؛

۵) مطالعه نمونه با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی: کانیهای سنگین جمع شده در ته مایع برموفرم پس از خشک شدن نمونه در زیر میکروسکوپ دوچشمی به دقت مطالعه شدند و زیرکنها به روش دستی جدا شدند. از نمونه PG-3 تعداد ۵۰ زیرکن با اندازههای بین ۴۰ تا ۱۴۰ میکرون استخراج شد. زیرکنهای جدا شده برای تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونای امریکا فرستاده شدند. در آنجا از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن سنجی استفاده شد. زیرکن ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خردههایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشههای NIST SPM610 قالب گیری شده، سپس این پلاکها نصف شده و صيقل ميخورند. عكس زيركنها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس (CL) گرفته میشود. تصویر CL ساختار داخلی دانه های زیرکن برش خورده را نشان میدهد و با استفاده از آن مکانهای مناسب برای اشعه لیزر در قسمتهای هموژن بلور، حاشیه و مرکز بلور انتخاب می شوند. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سننسنجی به روش اندازه گیری U-Pb را با صحت بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانههای ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می پذیرد. در هر دو حالت ذکر شده مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیم عبور می کنند. گاز هلیم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت

dynamic mode-three-collector آنایز بالیز بالیز بالیز measurements انجام گرفت و در طول انجام آنالیز LaJolla Nd نمونه استاندارد Mathematical نیز تا ۵ بار تکرار شد که مقدار (2δ mean را مشخص کرد.

پتروگرافی

بر اساس مطالعات آزمایشگاهی ۷ نوع پبل آذرین درونی در کنگلومرای قرهقیطان قابل تشخیص است که عبارتند از: ۱- بیوتیت گرانیت پروفیری؛ ۲-مسکوویت بیوتیت گرانیت؛ ۳- مسکوویت بیوتیت گرانیت پروفیری؛ ۴- آلکالی گرانیت پروفیری؛ ۵- گرانیت پروفیری؛ ۴- بیوتیت آلکالی گرانیت، و ۷-بیوتیت کوارتزمونزونیت پروفیری. واحد گدازه روی کنگلومرا به دو بخش لاتیت آندزیت و بیوتیت کوارتز لاتیت قابل تقسیم است. دایک قطع کننده کنگلومرای قرهقیطان نیز یک هورنبلند دیوریت پروفیری است. مطالعات پتروگرافی واحدها که بر اساس شمارش

بيوتيتگرانيت پورفيري

ایسن واحد فراوان ترین نوع پبل در کنگلومرای قرمقیطان است. دارای بافت پورفیری تا سرآیت است. پبل ها دارای ۴۵ تا ۵۰ فنوکریست بوده، شامل ۱۹ تا ۲۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۳ میلیمتر (عمدتاً خلیجی شکل)، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۲/۲ میلیمتر، ۳ تا ۵ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۱/۴ میلیمتر و ۵ تا ۱۰ درصد بیوتیت تا اندازه ۲/۲ میلیمتر هستند. زمینه سنگ نیز از فلدسپار، کوارتز و بیوتیت تشکیل شده است. گاهی بافت گرافیک بین فلدسپار پتاسیم و کوارتز در متن مشاهده می شود. در برخی نمونه ها کانی زیرکن دیده

به Th و U به کمک نمونه استانداری که همراه با زیرکنها قالب گیری شده و هر بار با اندازه گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه گيري آن تکرار مي شود، محاسبه می شود. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونیه زیرکنی از سریلانکا با سن ۳/۲ Ma است. همچنین، مقدار Th و U نمونههای مجهول با شیشــههـای NIST SRM610 مـورد سـنجش قـرار می گیرد. مقدار U این شیشهها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای ²⁰⁶Pb/²³⁸U و Pb/²⁰⁷Pb است. پس از اتمام کار، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سنهای میانگین از دادههای ISOPLOT/EX توسط ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb و ²⁰⁶Pb/²³⁸U (Ludwing, 2003) انجام می گیرد. سن های میانگین درصد در این $^{206}\text{Pb}/^{238}$ U المینان $^{206}\text{Pb}/^{238}$ U روش محاسبه می شود.

۶) تجزیه دو نمونه از پیلها (بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-3) و آلکالی گرانیت پورفیری (PG-6)) برای ایزوتویهای Rb/Sr و Sm/Nd در دانشگاه کلرادوی امریکا. آنالیز ایزوتوپهای رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd نیز بر روی نمونه کل سنگ توسط دستگاه -8 collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer در دانشگاه کلرادوی آمریکا صورت پذیرفت. نمونهها پس از خردایش و نرمایش برای این دانشگاه ارسال شد. مقدار ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr با استفاده از four-collector static mode measurements اندازه گیری شد و نتیجه با نمونه استاندارد SRM-987 با مقــدار ۲ سـيگما از ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.71028 (خطــای ۲ میانگین) که هنگام اندازه گیری نمونههای مجهول آنالیز شده بود و مقدار 2 ±0.71032 را نشان داده بود، تصحیح شد. همچنین، مقدار ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd با مقدار ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 نمونه استاندارد بههنجار شد.

میشود. در حد ۲ تـا ۳ درصـد کلریـت حاصـل تبـدیل بیوتیتها، و سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها بهعنوان کانی ثانویه مشاهده میشود (شکل ۲- الف).

مسكوويتبيوتيتگرانيت

بافت آن هپیدومورف گرانولار تا کمی گرافیک است. کانی ها شامل ۴۰ تا ۴۷ درصد کوار تز با اندازه حداکثر تا ۲/۴ میلی متر، ۳۵ تا ۴۰ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۱/۴ میلی متر، ۵ تا ۸ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۱ میلی متر، ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۸/۰ میلی متر و ۱ تا ۲ درصد مسکوویت تا اندازه ۸/۰ میلی متر و ۱ تا ۲ درصد مسکوویت تا حاصل تبدیل بیوتیت ها، و سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به عنوان کانی ثانویه مشاهده می شود (شکل ۲ – ب).

مسكوويت بيوتيت گرانيت پورفيري

بافت آن پورفیری با زمینه دانه درشت است. کانی های درشتبلور (فنوکریست) که جمعاً ۲۸ تا ۳۱ درصد سنگ را به خود اختصاص دادهاند، شامل ۸ تا ۱۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۱۸ میلیمتر، ۱ تا ۲ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۳ میلیمتر، ۱۰ تا ۱۵ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۲/۲ میلیمتر، ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۸/۰ میلیمتر و حدود ۱ درصد مسکوویت تا اندازه ۴/۰ میلیمتر هستند. زمینه سنگ نیز از فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و مسکوویت تشکیل شده است. حدود ۵/۰ درصد کانی کدر شکلدار نیز دیده میشود. در حد ۲ تا ۳ درصد کانی کدر شکلدار تبدیل بیوتیتها، و سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به عنوان کانی ثانویه مشاهده میشود (شکل ۲–پ).

آلكالى گرانيت پورفيرى

بافت آن پورفیری با زمینه دانهمتوسط تا درشت است. کانیهای درشت بلور (فنوکریست) جمعاً ۲۰ تا ۲۵ درصد سنگ را به خود اختصاص دادهاند و شامل ۸ تا ۱۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۱۸ میلیمتر، ۱۰ تا ۱۴ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۲ میلیمتر و ۱ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۲ میلیمتر هستند. زمینه سنگ از فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است. حدود ۵/۰ درصد کانی کدر شکل دار نیز دیده میشود (شکل ۲ – ت).

گرانیت پورفیری

بافت آن سرآیت است. کانیهای آن شامل ۴۵ تا ۵۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۴ میلیمتر، ۴۰ تـا ۴۲ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۶ میلیمتر و ۵ تا ۸ درصد پلاژیوکلاز در حـد آلبیت تـا انـدازه ۱/۸ میلیمتر هستند. در حد ۲ تا ۳ درصـد کلریـت حاصـل تبدیل بیوتیتها، و سرسیت محصول تجزیه فلدسـپارهـا بهعنوان کانی ثانویه مشاهده میشود (شکل ۲ – ث).

بیوتیت آلکالی گرانیت

بافت آن هپیدومورف گرانولار است. کانیها شامل ۲۰ تا ۴۲ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۳ میلیمتر، ۳۵ تا ۴۰ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۲ میلیمتر، ۱۰ تا ۱۵ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۱/۲ میلیمتر و ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۱/۴ میلیمتر هستند. دارای ۲ تا ۳ درصد کلریت حاصل از تبدیل بیوتیتها، و ۱ درصد سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها بهعنوان کانی ثانویه است (شکل ۲ – ج).



شکل ۲- تصاویر مقاطع میکروسکوپی پبلهای گرانیتوییدی و دایک در نور XPL. الف) واحد بیوتیت گرانیت پورفیری، ب) واحـد مسکوویت بیوتیت گرانیت، پ) واحد مسکوویت بیوتیت گرانیت پورفیری، ت) واحـد آلکـالی گرانیـت پـورفیری، ث) واحـد گرانیـت پورفیری، ج) واحد بیوتیت آلکالی گرانیت، چ) واحد بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری، ح) واحد دایک هورنبلند دیوریت پورفیری

بیوتیت کوار تزمونزونیت پورفیری بافت آن پورفیری با زمینه دانه ریز است. کانی های درشت بلور (فنو کریست) جمعاً ۵۰ تا ۵۵ درصد سنگ را به خود اختصاص داده اند و شامل ۱۵ تا ۲۰ درصد کوار تز با اندازه حداکثر تا ۵ میلی متر (عمدتاً خلیجی شکل)، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۱/۱ میلی متر، ۸ تا ۱۰ درصد پلاژیو کلاز در بیوتیت تا اندازه ۱/۶ میلی متر و ۸ تا ۱۰ درصد بیوتیت تا اندازه ۱/۶ میلی متر و ۸ تا ۱۰ درصد فلدسپار، کوار تز و بیوتیت تشکیل شده است. در حدود ۸ تا ۱۰ درصد کلریت حاصل تبدیل بیوتیت ها، و ۲ فلدسپار، کوار تز و بیوتیت محصول تجزیه فلدسپارها به عنوان کانی درصد سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به عنوان کانی

لاتيتآندزيت

بافت آن پورفیری با زمینه بسیار دانه ریز است. کانی های درشت بلور (فنوکریست) جمعاً ۱۰ تا ۱۵ درصد سنگ را به خود اختصاص دادهاند و شامل ۶ تا ۷ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۱/۴ میلی متر و ۷ تا ۸ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۲ میلی متر هستند. ۴ تا ۵ درصد کانی کدر نیمه شکل دار نیز دیده می شود. زینولیت هایی از یک واحد دیوریتی با بافت تراکیتی داخل گدازه وجود دارد. این واحد شدیداً سیلیسی شده، داخل می از در متن و به صورت رگچه های ظریف مشاهده می شود.

بيوتيتكوارتزلاتيت

بافت آن پورفیری با زمینه بسیار دانهریز است. کانیهای درشت بلور (فنوکریست) جمعاً ۸ تا ۱۰ درصد سنگ را به خود اختصاص دادهاند و شامل ۱ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۰/۸ میلیمتر، ۲ تا ۳

درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۱/۶ میلیمتر، ۲ تا ۳ درصد کوارتز تا اندازه ۲ میلیمتر و ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۸/۰ میلیمتر است. تا ۲ درصد کانی کدر نیمه شکلدار نیز دیده می شود. این واحد شدیداً سیلیسی شده، بیش از ۴۰ درصد کوارتز در متن و به صورت رگچه های ظریف و ۲ تا ۳ درصد کلریت حاصل تبدیل بیوتیت مشاهده می شود.

هورنبلند ديوريت پورفيري

بافت آن پورفیری با زمینه تقریباً جریانی، دانه درشت است. کانی های درشت بلور (فنو کریست) جمعاً ۸ تا ۱۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده اند و شامل ۶ تا ۸ درصد پلاژیو کلاز (آندزین) تا اندازه ۲/۴ میلی متر و ۱ تا ۲ درصد هورنبلند تا اندازه ۲/۲ میلی متر است. زمینه سنگ نیز متشکل از فلدسپار، هورنبلند و کوارتز هستند. تا ۴ درصد کانی کدر نیمه شکل دار نیز دیده می شود. در حد ۱۵ تا ۲۰ درصد کلریت و ۲ تا ۳ درصد اپیدوت حاصل تبدیل کامل هورنبلند، و ۱۰ تا ۱۵ درصد کربنات و ۱ درصد سرسیت محصول تجزیه پلاژیو کلاز به عنوان کانی ثانویه مشاهده می شود. این واحد متحمل دگرسانی شدید پروپلیتیک شده است (شکل ۲– ح).

پذیرفتاری مغناطیسی

Ishihara (۱۹۷۷) مقدار پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوییدهای سری مگنتیت (اکسیدان) را (بهدلیل حضور کانی فرعی مگنتیت) بیش از SI ^۵-۱۰×۰۰ و گرانیتوییدهای سری ایلمنیت (احیایی) را کمتر از این مقدار میداند. اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی در نمونهها در دانشگاه فردوسی مشهد و با استفاده از دستگاه پذیرفتاری سنج مدل GMS2 با دقت است. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی پبلهای علاوه بر پذیرفتاری ه گرانیتوییدی از SI ^۵-۱۰×۲۲ تا SI ^۵-۱۰×۲۷ و دایک کانیشناسی آنها که عمد دیوریتی از SI ^۵-۱۰×۲۰ تا SI ^۵-۱۰×۲۰ متغیر است بیوتیت و کمتر مسکوویت که نشان میدهد پبلهای گرانیتی و مونزونیتی همگی نشده است، طیف ترکیب از نوع گرانیتوییدهای احیایی سری ایلمنیت و دایک ویژگیهای پتروشیمیایی ک قطع کننده آنها از نوع گرانیتوییدهای اکسیدان سری (احیایی) هستند.

علاوه بر پذیرفتاری مغناطیسی پبلها، ترکیب کانیشناسی آنها که عمدتاً شامل درشت بلورهایی از بیوتیت و کمتر مسکوویت بوده، کانی کدر مگنتیت دیده نشده است، طیف ترکیبی عمدتاً گرانیتی آنها و ویژگیهای پتروشیمیایی که در ادامه بحث میشود، نشان میدهد که همه پبلها متعلق به سری ایلمنیت (احیایی) هستند.



شکل ۳- پذیرفتاری مغناطیسی پبلهای گرانیتوییدی کنگلومرای قرمقیطان و دایک دیوریتی جوان تر از آن

ژئوشیمی پبلھا

اکسیدهای اصلی

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی پبلها و دایک دیوریتی در جدول ۱ آورده شده است. مقدار SiO₂ پبلها از ۶۶/۴۷ تا ۷۵/۳۷ درصد متغیر است. این اکسید در نمونه دایک در حد ۵۰ درصد است. برای نامگذاری سنگها بر اساس اکسیدهای اصلی از نمودار SiO₂ سنگها بر اساس اکسیدهای اصلی از نمودار سنگهای پلوتونیک Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ سنگهای پلوتونیک Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (مدوم ایک ای پلوتونیت ایک الی گرانیت و ردوم بندی پبلها در محدوده گرانیت، آلکالی گرانیت و گرانودیوریت قرار می گیرند. دایک نیز در محدوده کوارتز دیوریت قرار گرفته است (شکل ۴). میزان K₂O در در مودار کرفته است (شکل ۲). در نمودار K₂O در

مقابل Na₂O نیز اغلب پبلها در محدوده سری پتاسیک، بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری (PG-8) و بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-5) در مرز پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا و مسکوویت بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-16) در محدوده سری سدیک ترسیم شدهاند (شکل ۵). در نمودار Sillaseca و همکاران شدهاند (شکل ۵). در نمودار Villaseca و همکاران محدوده شدیداً پرآلومین، نمونههای بیوتیت گرانیت پورفیری PG-3، PG-9 و 13-93، بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-16) و مسکوویت بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-16) و مسکوویت بیوتیت گرانیت مونزونیت پورفیری (PG-9) و مسکوویت بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-16) در محدوده متوسط پرآلومین، مسکوویت بیوتیت گرانیت (PG-11) و گرانیت پورفیری (PG-12) در محدوده که پرآلومین و پبلهای دیگر که

شامل واحدهای بیوتیت گرانیت پورفیری ,PG-2, PG-5) (PG-10، آلکــــالی گرانیــــت پـــورفیری (PG-6)، بیوتیت آلکالی گرانیت (E6P) و گرانیت پورفیری (PG-1)

هستند در محدوده متاآلومین قرار می گیرند (شکل ۶). این مسئله نشاندهنده ترکیب شیمیایی گرانیتوییدهای احیایی است.

جدول ۱- نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی (بر حسب درصد وزنی) پبلهای آذرین درونی کنگلومرای قرمقیطان و دایک جوان تر از آن

• •					-	• • • •								•	• • •	
Sample No.	PG-12	PG-7	PG-1	PG-8	PG-13	PG-2	PG-3	PG-10	PG-16	PG-9	PG-11	PG-5	PG-6	E6P	PG-17	PG-18
Rock Type*	· GP	GP	GP GP	MP	GP	DD	DD									
X	292211	292210	292207	292214	292208	292210	292210	292211	295634	292209	292210	292211	292209	292210	295634	295634
Y	3988490	3988489	3988485	3988492	3988493	3988492	3988492	3988494	3986891	3988491	3988489	3988490	3988493	3988490	3986890	3986890
SiO ₂	73.41	67.59	75.37	66.47	68.67	69.06	68.59	72.93	73.75	71.02	73.55	74.71	74.11	75.89	50.07	50.52
TiO ₂	0.19	0.39	0.1	0.42	0.47	0.28	0.38	0.21	0.18	0.4	0.17	0.12	0.1	0.13	0.92	0.85
Al ₂ O ₃	13.21	14.98	12.16	13.29	14.16	13.68	14.87	12.87	13.52	13.01	12.95	11.78	12.09	11.99	14.95	14.72
FeOt	1.56	5.87	1.23	7.71	4.67	4.14	4.14	2.32	2.54	4.06	1.9	2.09	2.47	1.35	11.58	11.52
MnO	0.01	0.02	0.03	0.11	0.08	0.08	0.06	0.05	0.07	0.08	0.04	0.03	0.01	0.03	0.23	0.19
MgO	0.42	1.02	0.23	2.74	1.15	0.78	0.97	0.54	1.18	1.22	0.55	0.21	0.08	0.21	4.01	4.56
CaO	0.91	1.21	1	2.32	1.41	2.42	1.17	0.97	1.23	0.89	1.01	1.55	0.96	0.79	10.23	11.03
Na ₂ O	2.99	2.64	3.78	3.02	3.11	3.3	3.76	3.79	4.92	3.15	3.18	3.94	3.16	3.86	2.84	3.61
K ₂ O	5.49	5.03	4.61	2.64	4.84	3.91	4.63	5.05	1.32	4.31	5.14	4.21	5.8	4.59	1.84	0.35
P ₂ O ₅	0.06	0.11	0.02	0.1	0.15	0.08	0.1	0.06	0.07	0.13	0.09	0.02	0.02	0.02	0.47	0.48



شکل ۴- نامگذاری پبلهای آذرین درونی کنگلومرای قرمقیطان و دایک جوان تر از آن در نمودار Middlemost (۱۹۹۴)





شکل ۵- موقعیت قرارگیری پبلهای آذرین درونی کنگلومرای قـرهقیطـان در نمـودار Middlemost (۱۹۷۵) بـرای تفکیـک تودههای سری سدیک، پتاسیم متوسط و پتاسیم بالا



شکل ۶- موقعیت قرارگیری پبلهای آذرین درونی کنگلومرای قرمقیطان در نمودار Villaseca و همکاران (۱۹۹۸) برای تفکیک تودمهای پرآلومین و متاآلومین (h-p= شدیداً پرآلومین، m-p= متوسط پرآلومین، l-p= کم پرآلومین، f-p= پرآلومین شدیداً فلسیک)

عناصر فرعی و خاکی کمیاب نتایج تجزیه عناصر فرعی و خاکی کمیاب بر حسب گرم در تن در جدول ۲ آورده شده است. در نمودار تفکیک گرانیتوییدهای A از I و S بر اساس اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی گالیم و آلومینیم، پبلها در محدوده I و S ترسیم شده، ماهیت شیمیایی آنها با گرانیتوییدهای A متفاوت است (شکل ۷).

شکل ۸ الگوی عناصر نادرخاکی به هنجار شده نسبت به کندریت، بر اساس داده های Boynton (۱۹۸۵) را نشان می دهد. با توجه به نوع و میزان آنومالی عناصر خاص در الگوهای عناصر نادرخاکی می توان مواردی مانند: عمق نسبی تشکیل ماگما، تعیین نوع و درصد کانی های سنگ منشأ، شرایط ذوب، درصد ذوب و نوع ذوب را مشخص نمود. ضریب توزیع عناصر بین کانی و ماگما مهم ترین عامل تغییرات در ترکیب ماگمای تولید

شده (ذوب) و همچنین، تفریق در زمان تبلور است. توزیع عناصر در کانی توسط شعاع یونی، بار یونی، عدد کئوردیناسیون و الکترونگاتیوتیه کنترل میشوند. ضریب توزیع عناصر بین کانی و ماگما به عوامل متعددی بستگی دارد که مهمترین آنها عبارتند از: نوع کانی، بستگی دارد که مهمترین آنها عبارتند از: نوع کانی نعییرات در ترکیب کانی، شرایط ذوب (فشار، میزان آب، فوگاسیته اکسیژن- CO₂). عناصری که داری ضریب توزیع کمتر از یک هستند (مانند Hu, Y, Yb در کانی قوگاسیته اکسیژن- یایی میاضری که داری ضریب توزیع کمتر از یک هستند (مانند می با نرخ پایین، بخش اعظم این عناصر وارد ماگما میشوند. بر عکس عناصری که دارای ضریب توزیع بیش از یک هستند (مانند A, Ce دارای طریب توزیع بیش از یک هستند (مانند می این دارای طریب توزیع بیش از یک هستند (مانند می این دارای راین کارنت) با ذوببخشی کم، مقدار جزیی این دار کانی گارنت) با ذوببخشی کم، مقدار جزیی این مناصر وارد ماگما می شوند، بنابراین، از نسبت را برآورد نمود.

	للومراي قرەقيطان	انيتوييدى كنگ	I) پبلهای گر	بر حسب pm	و نادرخاکی (، عناصر فرعی	۱- نتايج تجزيه	جدول '	
Sample No.	PG-7	PG-13	PG-3	PG-16	PG-9	PG-11	PG-5	PG-6	E6P
Rock Type*	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP
X	292210	292208	292210	295634	292209	292210	292211	292209	292210
Y	3988489	3988493	3988492	3986891	3988491	3988489	3988490	3988493	3988490
Ba	962	893	1448	300	831	678	309	116	543
Rb	132	113	111	46	103	157	135	88	101
Sr	105	208	170	148	162	123	67	35	102
Zr	208	230	271	109	190	103	54	133	125
Nb	10	14	11	10	12	10	12	5	9
Ni	11	6	8	6	6	4	2	2	3
Со	6	6	6	5	5	2	1	1	1
Zn	54	72	51	37	58	24	9	4	7
Y	14	15	13	12	14	21	10	5	11
Cs	22	16	26	1	24	9	2	9	2
Та	0.8	1	0.6	1	1	1	2	0.3	1
Hf	6	7	8	3	5	4	3	5	5
Ga	16	15	15	13	13	13	12	13	12
La	24.3	33.3	24.8	24.9	22.4	29.3	14.3	13.9	34.1
Ce	54.3	76	54.2	49.6	48.8	64.6	31	33.3	71.4
Pr	6.16	8.41	6.25	5.03	5.09	7.08	3.39	4.40	7.6
Nd	23.2	30.5	22.8	17.6	19.1	24.8	11.7	17	27.4
Sm	3.99	4.82	3.63	2.81	3.45	4.49	2.21	2.92	4.33
Eu	0.52	0.86	0.9	0.60	0.61	0.72	0.32	0.44	0.9
Gd	3.18	3.48	2.98	2.27	306	3.71	1.74	1.84	3.17
Tb	0.49	0.52	0.46	0.38	0.50	0.64	0.30	0.24	0.46
Dy	2.68	2.86	2.62	2.15	2.64	3.73	1.76	1.21	2.38
Но	0.5	0.55	0.50	0.42	0.51	0.73	0.35	0.20	0.44
Er	1.51	1.69	1.52	1.30	1.46	2.10	1.05	0.58	1.25
Tm	0.23	0.27	0.23	0.21	0.21	0.32	0.18	0.10	0.20
Yb	1.53	1.89	1.53	1.46	1.35	2.16	1.40	0.71	1.24
Lu	0.23	0.29	0.23	0.23	0.20	0.32	0.21	0.12	0.19
Eu/Eu*	0.45	0.64	0.84	0.73	0.57	0.54	0.50	0.58	0.74
(La/Yb) _N	10.71	11.88	10.93	11.50	11.19	9.15	6.89	13.20	18.54

* GP= Granitic Pebble, MP= Monzonitic pebble, DD= Dioritic dike



گرانیتوییدهای نوع I و S ترسیم شدهاند.



عنصر Nb شاخص بسیار خوب در تشخیص موقعیت تکتونیکی ماگماتیسم است. نمودار عنکبوتی سنگ های آذرین تشکیل شده در کمربندهای ماگمایی منطبق بر زون های فرورانش جزایر قوسی و حاشیه قارهها در مقایسه به ماگماتیسم زون گسترش (MORB و MORB) و سایر مناطق تکتونیکی دارای آنومالی منفی (کاهیدگی) از این عنصر است.

مطالعات انجام شده توسط Westrenen و همکاران (۱۹۹۹) درباره گارنت با ترکیب پیروپ - گروسولار نشان داد که با افزایش میزان پیروپ گارنت از ۹ درصد مولی به ۸۴ درصد، ضریب توزیع Nb بین گارنت و ماگما از ۰/۰۴ به ۰/۰۳ کاهش یافته است (جدول ۳). بر

این اساس در مناطق فروانش، در عمقی که گارنت حضور دارد و در ذوببخشی مشارکت میکند، گارنت باید غنی از پیروپ باشد. بازالتهای E-MORB (آنومالی منفی Nb دیده نمی شود) از اعماق زیاد که در آنجا گارنت پایدار است تشکیل می شوند، اما به دلیل تفاوت در ترکیب گارنت و در نتیجه ضریب توزیع کاهیدگی Nb دیده نمی شود.

ضریب توزیع عناصر Sr ،Hf ،La و Ti در کانی گارنت با کاهش در میزان پیروپ، مشابه Nb افزایش یافته است (جدول ۳). ضریب توزیع عناصر Yb و Lu در کانی گارنت با کاهش در میزان پیروپ کاهش یافته است (جدول ۳). تغییرات در میزان پیروپ گارنت تاثیر فوقالعاده زیادی بر ضریب توزیع عناصر Nb ،La و Sr فوقالعاده زیادی بر ضریب توزیع عناصر Nb ،E و Sr در گارنت دارد (جدول ۳). بهطور کلی ضریب توزیع عناصر LREE در کانی گارنت همیشه خیلی کوچکتر از عناصر HREE است. حضور گارنت و کلینوپیروکسن در منطقه ذوببخشی موجب افزایش نسبت ۸(La/Yb) میشود. درباره استفاده از نسبت ۸(La/Yb) برای برآورد ممی باید در نظر داشت که علاوه بر تاثیر درصد ذوببخشی، میزان پیروپ گارنت نیز تاثیر مهمی دارد Klemme *et al.*, 2002; Westrenen *et al.*, 1999)

جدول ۳- ضریب توزیع چند عنصر بین گارنت و ماگما با ۸۴ و ۹ درصد مول پیروپ (Westrenen *et al.*, 1999)

	Py(84)	Py (9)
La	0.004	0.19
Nb	0.03	0.4
Sr	0.002	0.1
Hf	0.68	1.3
Ti	0.2	0.8
Yb	3.3	2.8
Lu	5.4	2.7

همان طور که مشخص است غنی شدگی نسبی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به الگوی مسطح عناصر خاکی کمیاب متوسط (MREE) و سنگین (HREE) در کلیه نمونه های پبل گرانیتی دیده می شود، اما این مقدار زیاد نیست. مقدار کم «(La/Yb) نمونه ها (حداکثر ۱۸/۵) این موضوع را تایید می کند (جدول ۲). بنابراین، گارنت در منطقه ذوب بخشی این ها حضور نداشته است. لازم به ذکر است که نمونه آلکالی گرانیت پورفیری (6-PG) الگوی کمی متفاوت با بقیه نشان می دهد و تهی شدگی بیشتری در عناصر بقیه نشان می دهد و تهی شدگی بیشتری در عناصر مقدار *HREE از ۵ ممکن است در اثر تفریق یافتگی باشد. مقدار *Eu نیز ناهنجاری منفی واضحی نشان می دهد و ناهنجاری منفی واضحی نشان می دهد و ناهنجاری منفی واضحی نشان می ده در زاهنجاری منفی ای ای ۱۸/۰ متغیر است (شکل ۸).

در شکل ۹ نمودار عنکبوتی پبلهای آذرین درونی (گرانیتویید احیایی سری ایلمنیت) کنگلومرای قرمقیطان بههنجار شده نسبت به MORB نشان داده شده است. پبلهای بههنجار شده نسبت به MORB دارای غنیشدگی در عناصر K، dR و Ta و تهیشدگی در عناصر P و Ti و کمتر Ba است. از نکات مهم نبود تهیشدگی عنصر Nb در پبلها است که نشان میدهد در زون فرورانش تشکیل نشدهاند. همچنین، کاهیدگی شدیدی در Sr در پبلها وجود دارد که میتواند مربوط به تشکیل آنها در عمق پایداری پلاژیوکلاز باشد.

بهدلیل حضور فلدسپار پتاسیم بالا، K و Rb نیز در اغلب یبل ها بالا است.



سنسنجی کانی زیر کن کاربرد گستردهای در تعیین سن مطلق گرانیتوییدها دارد. تعیین سن زیر کن به روش U-Pb-Th درجـه (دمـای پایـداری ایزوتـوپی زیـرکن تـا ۹۵۰ درجـه سانتیگـراد) بهتـرین روش سـن سـنجی سـنگهای گرانیتوییدی است. تعیین سن زیر کن بـه روش fission گرانیتوییدی است. تعیین سن زیر کن بـه روش ۲۰۰ ان درجه سانتیگراد کاربرد دارد. برای تعیین سن رسـوبات عهـد حاضـر از کـانی زیـرکن بـه روش U-He اسـتفاده می شود.

> تصویر کاتدولومینسانس زیر کنهای بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-3) در شکل ۱۰ نشان داده شده است. در شکل ۱۰ زیر کنها دارای منطقهبندی منظم (سطوح رشد بلور دارای نظم و پیوستگی است) از مرکز به سمت حاشیه هستند (به استثنای نمونههای ۱۲، ۱۳ و ۱۹). این منطقهبندی خاص زیرکنهای ماگمایی است. نمونههای ۱۲، ۱۳ و ۱۹ در مرکز دارای زیرکن گرد شده هستند (شکل ۱۰). این زیرکنها به همراه ماگما از سنگ

منشأ (بهدلیل نقطه ذوب بالای زیرکن بیش از ۲۰۰۰ درجه سانتی گراد) حمل شده و هنگام تبلور زیرکن جدید (با سن تبلور ماگما) در اطراف آن متبلور شده است. نتایج آنالیز سنسنجی بر روی این قطعه که فراوان ترین نوع پبل در کنگلومرای قرهیطان است در جدول ۴ آورده شده است. با توجه به تغییرات در میزان اورانیم زیرکون در یک بلور و در بلورهای مختلف یک سنگ برای سن سنجی حداقل ۲۵ تا ۳۰ بلور زیرکن (یک نقطه در مرکز و یک نقطه در حاشیه) اندازه گیری میشوند. در صورتی که اختلاف سنهای اندازه گیری زیاد شوند، حداقل باید ۵۰ بلور زیرکن اندازه گیری شوند.

در این مطالعه آنالیز روی ۲۵ دانه زیر کن انجام شده است که در هر دانه یک نقطه از حاشیه و یک نقطه از مرکز آن تجزیه شده است. میانگین سن توده ۳۴۳ میلیون سال (کربونیفر) بهدست آمد (جدول ۴، شکل ۱۱). از طرفی نسبت U/Th در زیرکن، یک وسیله

مناسب برای تعیین پتروژنز است، زیرا بهطور معمول در زیرکنهای دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکنهای آذرین کمتر از ۵ تا ۱۰ است (Rubatto et *.al.*, 2001; Rubatto, 2002) ماين نسبت در زيركنهاي مطالعه شده کمتر از ۵ بوده که تایید دیگری بر ماهیت ماگمایی زیرکنهاست. این ویژگی همراه با حرارت بسته شدن ایزوتوپی زیرکن تا ۹۰۰ درجه سانتی گراد (Cherniak and Watson, 2000) به ما اجازه می دهد تا اطلاعات U-Pb بهدست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم. سه زیرکن شماره ۱۲، ۱۳ و ۱۹ (شکل ۱۰)، در مرکز دارای زیرکن گرد شده هستند. سن هسته زیرکن بسیار بالاتر از سن حاشیه است (۱۹۸۶، ۱۰۳۹ و ۶۴۵ میلیون سال، شکل ۱۲). برای جلوگیری از هرگونه خطا در آزمایش، به سفارش نویسندگان، آزمایش تا سه مرتبه در مرکز و حاشیه این زیرکنها تکرار شد و نتایج یکسانی گرفته شد (جدول ۵).



شکل۱۰ - تصویر کاتدولومینسانس زیرکنهای بیوتیت گرانیت پورفیری (نمونه PG-3)

²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb

²⁰⁶Pb*/²³⁸U Sample No. U/Th ±(%) ±(%) ±(%) U (ppm) Best Age (Ma) ± (Ma) PG-3-1C 141 12828 1.6 17.5581 6.2 0.4029 13.9 0.0513 12.5 322.5 39.3 PG-3-1R 343 299209 2.5 18.9744 2.4 0.3966 0.0546 0.9 342.6 3.1 2.6 PG-3-2C 741 128340 1.2 18.4660 0.9 0.4025 2.2 0.0539 2.0 338.4 6.5 **PG-3-2R** 385 71153 2.1 18.3608 1.2 0.4082 2.2 0.0544 341.3 6.1 1.8 PG-3-3C 115200 18.3146 0.4129 0.0548 2.9 344.2 162 1.8 5.3 6.1 9.8 PG-3-3R 369.8 215 399329 2.2 18.4460 3.9 0.4413 4.1 0.0590 1.4 5.0 PG-3-4C 138 134215 1.8 19.0604 6.9 0.3947 7.3 0.0546 2.2 342.5 7.5 70 PG-3-4R 48193 2.4 19.6312 11.9 0.3874 12.4 0.0552 3.5 346.1 11.8 PG-3-5C 236 203631 2.2 18.7843 2.3 0.3898 3.4 0.0531 2.5 333.6 8.0 PG-3-5R 168 186841 2.8 18.5040 4.4 0.4125 4.5 0.0554 1.0 347.4 3.3 PG-3-6C 197 179998 1.7 19.2797 2.9 0.3902 3.2 0.0546 1.4 342.4 4.6 PG-3-6R 384 563612 3.0 18.5833 2.2 0.4118 2.6 0.0555 1.3 348.3 4.4 PG-3-7C 810 71256 1.1 18.5452 1.7 0.4034 2.3 0.0543 1.6 340.6 5.4 PG-3-7R 313 432962 1.6 18.1012 1.9 0.4227 2.7 0.0555 1.9 348.2 6.4 774 644538 2.9 18.6153 1.4 0.3942 2.8 0.0532 2.5 334.3 8.1 PG-3-8R PG-3-9C 525 368811 1.6 18.5863 1.0 0.3970 2.4 0.0535 2.1 336.1 6.9 262 18.5306 PG-3-9R 472071 2.7 2.5 0.4067 2.8 0.0547 343.0 4.4 1.3 PG-3-10C 302 482765 1.7 18.7516 0.4079 2.9 0.0555 348.1 7.1 2.0 2.1 344.6 **PG-3-10R** 529 501213 2.018.7443 1.2 0.4039 2.10.0549 1.7 5.6 294 265277 18.6889 338.4 PG-3-11R 1.8 2.5 0.3977 2.9 0.0539 1.4 4.7 3.1 315 393132 1.2 19.0625 4.7 335.5 11.5 PG-3-14C 0.3864 0.0534 3.5 PG-3-14R 398 418610 1.3 19.1236 2.6 0.3990 2.8 0.0553 1.0 347.3 3.2 9.6 341.9 PG-3-15R 326 24428 1.2 17.6786 3.3 0.4248 4.40.0545 2.9 PG-3-16C 118 106313 1.7 18.2598 5.7 0.4109 6.0 0.0544 1.8 341.6 5.8 PG-3-16R 99 55300 2.8 18.2669 8.0 0.4120 8.3 0.0546 2.2 342.6 7.5 PG-3-17R 436 174413 2.9 18.5563 2.2 0.4114 2.8 0.0554 347.4 1.8 6.1 PG-3-18R 308 609270 1.4 18.7127 2.2 0.3958 2.7 0.0537 1.6 337.3 5.1 158 202631 2.5 19.0967 3.5 0.4009 3.8 0.0555 1.4 348.3 4.7 PG-3-20C PG-3-20R 398 390501 2.4 18.5738 2.0 0.4114 2.2 0.0554 0.8 347.7 2.8 PG-3-21C 206 112786 2.6 18.5161 4.4 0.4252 5.5 0.0571 3.3 357.9 11.4PG-3-21R 124 265840 2.5 18.3597 0.4117 6.4 0.0548 2.2 344.1 7.5 6.0 239288 353.9 389 1.9 18.6882 2.5 0.4163 3.1 0.0564 1.7 6.0 PG-3-22C PG-3-22R 463 405027 2.018.3319 3.2 0.4229 3.5 0.0562 1.5 352.6 5.1 2.5 PG-3-23C 85 79375 1.5 19.6761 99 0.3784 10.20.0540 339.1 8.3 PG-3-23R 155 243789 19.0948 0.4066 1.9 5.4 5.6 0.0563 1.6 353.1 5.5 PG-3-24C 649 277898 2.018.5425 1.7 0.4046 2.7 0.0544 2.1 341.5 6.9 PG-3-24R 826 716222 2.3 18.7343 0.9 0.4061 1.4 0.0552 1.2 346.3 3.9 494409 PG-3-25C 417 1.0 18.1533 5.7 0.4071 6.2 0.0536 2.4 336.6 7.9

جدول ۴- نتایج آنالیز سنسنجی توده بیوتیت گرانیت پورفیری (نمونه PG-3)

²⁰⁷Pb*/²³⁵U*

206Pb*/207Pb*



0.0557

2.0

349.2

6.7

شـكل ۱۱- نمـودار ميـانگين سـن تعيـين شـده از اطلاعـات ایزوتوپی U-Pb در بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-3)



167337

1.7

18.4151

1.3

0.4168

2.4

PG-3-25R

384

www.SID.ir



Sample No.	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*	±(%)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U*	±(%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±(%)	Best Age (Ma)	±(Ma)
PG-3-12 Core (A)	105	870159	1.1	8.1939	0.5	5.8939	1.5	0.3503	1.4	1986.3	9.1
G-3-12-Core (B)	106	35638	1.1	8.1426	0.6	6.1958	2.1	0.3659	2.0	1997.4	10.0
G-3-12-Core (C)	259	71028	1.6	8.4496	0.7	5.0239	9.1	0.3079	9.1	1931.4	13.1
PG-3-12Rim	487	291565	4.3	17.3651	7.0	0.4259	14.0	0.0536	12.1	336.8	39.7
PG-3-13 Core (A)	79	152595	1.4	15.8285	5.9	0.9179	6.4	0.1054	2.5	645.8	15.1
G-3-13-Core (B)	106	9670	1.6	16.1792	0.9	0.9072	1.6	0.1064	1.3	652.1	8.3
G-3-13-Core –(C)	212	22383	2.5	16.5640	1.1	0.7597	3.5	0.0913	3.3	563.0	17.8
G-3-13-Core (D)	100	7494	1.7	16.3864	1.8	0.8984	2.2	0.1068	1.4	653.9	8.5
PG-3-13Rim	282	185689	1.8	18.6603	2.5	0.3914	3.5	0.0530	2.4	332.7	7.9
PG-3-19 Core (A)	164	180732	2.3	13.5281	2.3	1.5190	4.7	0.1490	4.1	1039.3	46.7
G-3-19-Core (B)	677	56409	19.0	14.3132	1.9	1.2348	4.7	0.1282	4.3	777.5	31.5
G-3-19-Core (C)	171	18736	1.1	13.5355	0.7	1.8222	4.4	0.1789	4.3	1038.2	14.6
G-3-19-Core (D)	358	30860	14.4	14.3283	2.3	1.3071	3.3	0.1358	2.3	821.0	17.7
PG-3-19Rim	355	234956	4.8	18.4904	2.2	0.4247	2.7	0.0570	1.6	357.1	5.5

جدول ۵- نتایج آنالیز سنسنجی توده بیوتیت گرانیت پورفیری (نمونه PG-3)

بههمراه ماگما بالا آورده شده و زیرکن جدید (۳۴۳ میلیون سال) روی نسل قدیم متبلور شدهاند. این ویژگی (دو یا چند نسل زیرکن) معمولاً در گرانیتهای نوع احیایی سری ایلمنیت وجود دارد.

ایزوتوپهای Rb-Sr و Sm-Nd

به منظور تعیین منشأ ماگما، دو نمونه بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-3) و آلکالی گرانیت پورفیری Sm- مورد آنالیز ایزوتوپهای ناپایدار Rb-Sr و Sm-Nd قرار گرفتند (تجزیه کل سنگ) که نتایج آن در جدولهای ۶ و ۷ آورده شدهاند. این اطلاعات نشان میدهد که حداقل سه توده آذرین با سنهای ۱۹۸۶، ۱۹۳۹ و ۶۴۵ میلیون سال مربوط به پروتروزوییک بهعنوان پیسنگ قدیمی در ناحیه وجود داشته که در طی زمان تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته، کانیهای آنها و از جمله زیرکن بهصورت آواری وارد حوضه رسوبی شده و تشکیل یک سنگ رسوبی را داده است. بعدها بر اثر برخورد خرد قارهها و افزایش ضخامت پوسته، سنگهای رسوبی پس از طی مراحل دگرگونی شروع به ذوببخشی نموده و ماگمای گرانیتی را بهوجود آورده است (۳۴۳ میلیون سال قبل).

جدول ۶- نتایج آنالیز ایزوتوپهای Rb-Sr در پبلهای بیوتیتگرانیت پورفیری و آلکالیگرانیت پورفیری

(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{initial} AGE (Ma) 87Rb/86Sr $({}^{87}\mathrm{Sr}/{}^{86}\mathrm{Sr})_{\mathrm{m}}(2\sigma)$ Rb (ppm) Sr (ppm) Sample No. 1.9625 0.716442(1) 0.706804 PG-3 343 106.61 157 343 84.93 32 97 7.4441 0.742799(1) 0.706241 PG-6

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit). The initial ratio of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr calculated using ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr and (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_m and an age 343 (age based on zircon).

	•				•	. 1	-				G 371	1			1	
-	•		e 115 11				<i>c</i>				Sm Md				- I V	
	9.01	6 4 4 1 4		_ ∧ , C		السما		1 . 1	പരപ		3111-INC	CLOC	اد مدهد		7 L J - V	2012
	- 17.		1200	7 (7								()				(]]
<u> </u>	<i></i>		9							~ _		<u> </u>	<i>, ,,,</i> ,,	<u></u>	<u> </u>	<u> </u>

Sample No.	AGE (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}(2\sigma)$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{initial}$	εNd M	εNd I	T _{DM}
PG-3	343	3.65	21.79	0.0746	0.512165(1)	0.511936	-9.23	-5.03	1.19
PG-6	343	2.90	16.15	0.1850	0.512184 (1)	0.511938	-8.86	-4.99	1.25
	-	1 1 (0.54			a 1435 to 1445 to 1	1 1 1 147 a 14	4	143 14	12 7 1

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit). The initial ratio of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd calculated using ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_m and an age of 343 (age based on zircon). ϵ NdI= initial ϵ Nd value

¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd اولیه در نمونه بیوتیت گرانیت پورفیری ۰/۵۱۱۹۳۶ و ۵۸ اولیه برابر با ۵/۰۳ و در نمونه آلکالی گرانیت پورفیری میزان همین مقادیر بهترتیب مقدار نسبت ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه با توجه به ۳۴۳ میلیون سال سن بهدست آمده از زیرکن بهترتیب ۷۰۶۸۰۴ و ۱/۷۰۶۲۴۱ محاسببه شید (جیدول ۶). مقیدار

۸۹۳۸ میلیون سال سن بهدست آمده از زیرکن) محاسبه شد (جـدول ۷). دامنـه بعدست آمده از زیرکن) محاسبه شد (جـدول ۷). دامنـه تغییرات ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه و N۵ اولیـه در گرانیتوییـدهای اکسیدان نوع I، احیایی نوع S و بازالتهای MORB در جدول ۸ آورده شدهاند. با مقایسـه دادههای ایزوتـوپی ببلهای گرانیتی کنگلومرای قـرهقیطان با جـدول ۸ و شکلهای ۳۱- الف و ۱۳- ب میتوان نتیجـه گرفت، منشأ ماگما قطعات گرانیتی (پبـلهای گرانیتی) از ذوببخشی سنگهای پوسته قارهای بوده است.

جدول A- ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه و EN اولیه (اطلاعات از Zindler و Hart، ۱۹۸۶). ۱۹۸۶ و ۱۹۸۶، ۲۰۰۱)

نوع سنگ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr اوليه	8N اوليه
	۰/۲۰۶۸۰۴	$-\Delta/ \cdot r$
پېلىھاى درانىيى ئىكلومراي قرەقيطان	•/٧•۶٢۴١	-۴/۹
بازالتهای MORB	کمتر از ۰/۲۰۵	بیش از ۴+
گرانیتوییدهای اکسیدان نوع I	کمتر از ۰/۲۰۷	بیش از ۵/۰+
گرانیتوییدهای احیایی نوع S	بیش از ۷۰۶/۰	کمتر از ۱-



شکل ۱۳ الف- موقعیت دو پبل گرانیتی کنگلومرای قرهقیطان در نمودار Nd در برابر i⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) که در محیط ماگمایی مشتق شده از پوسته قارهای واقع شدهاند (نمودار اولیه از Zindler و Hart، ۱۹۸۶ و ۲۰۰۱، ۲۰۰۱)



شکل ۱۳ ب- موقعیت دو پبل گرانیتی کنگلومرای قرهقیطان در نمودار i⁴¹Nd/¹⁴⁴Nd) در برابر i⁴³Sr/⁸⁶Sr) که در محیط ماگمایی مشتق شده از پوسته قارهای واقع شدهاند (نمودار اولیه از Zindler و ۱۹۸۶، Hart و ۲۰۰۱ ، Winter)

سن سنگ منشأ ماگمای پبلهای گرانیتی را می توان با استفاده از نتایج ایزوتوپهای m(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) و Nd_i به دو روش محاسباتی و ترسیم بهدست آورد (Depaolo, 1981, 1988). بر اساس روش محاسباتی سن سنگ منشأ ۱/۱۹ تا ۱/۲۵ میلیارد سال مشخص شد (جدول ۲).

در روش ترسیمی از روش ارائه شده توسط (Depaolo, 1981, 1988) استفاده شد. با استفاده از دادههای جدول ۷ در نمودار شکل ۱۴ ابتدا با استفاده از سن (۳۴۳ میلیون) و ۲۸۵ (۵/۰۳) نقطه ۸ مشخص می شود. از نقطه ۸ و ۳۸۵ (۵/۰۳) خطی ترسیم می کنیم و ادامه داده تا منحنی رشد گوشته تهی شده را قطع کند (نقطه ۸ در شکل ۱۴). نقطه ۸ سن گوشته تهی شده (T_{DM}) در حدود ۱۲۵۰ میلیون سال قبل است که در آن زمان میزان 5+ = ۳۸d بوده است. از آنجایی که منشأ ماگمای پبلهای گرانیتوییدی از پوسته قارهای بوده، بنابراین، باید از منحنی رشد ایزوتوپی

پوسته قارهای استفاده شود. منحنی رشد ایزوتوپی پوسته قارهای با قدمت ۱/۸ میلیارد سال توسط (Depaolo, 1981, 1988) مشخص شده است. از نقطه A خطی به موازات منحنی رشد ۱/۸ میلیارد سال ترسیم شد (شکل ۱۴). این خط منحنی گوشته تهیشده (DM) را در نقطه C قطع نمود (شکل ۱۴). در نقطه C سن پوسته قارهای که پبلهای گرانیتویید از آن منشأ گرفته (۱۴۵۰ میلیون سال) مشخص میشود (شکل ۱۴).



در صورتی که ماگمای پبلهای گرانیتی در ۳۴۳ میلیون سال قبل مستقیماً از گوشته تهی شده منشأ گرفته باشد، از نقطه A و سن ۳۴۳ میلیون سال خطی ترسیم نموده تا منحنی گوشته تهی شده را قطع کند (نقطه D در شکل ۱۴). در این صورت میزان ۳۸dه باید برابر با ۹+ باشد (شکل ۱۴) در حالی که میزان ۳/۲۹– Ndm است و این تاییدی بر این است که ماگمای پبلهای گرانیتی منشأ مستقیم گوشتهای نداشته است.

از T_{DM} بهمنظور تعیین مراحل شکل و تکامل

پوستههای قارمای و همچنین، تهیه نقشه پیسنگ قارمها نیز بهره گرفته میشود .(Bor-ming *et al.*, 2007; Mikhalsky, 2008; 2000; Zeh *et al.*, 2007; Mikhalsky, 2008; Cordani and Sato, 1999; Sharma and Pandit, 2003)

بحث و نتیجهگیری

مطالعات پتروگرافی - ژئوشیمیایی بر روی پبلهای آذرین درونی کنگلومرای قرمقیطان نشان می دهد که ترکیب این قطعات عمدتاً در حد گرانیت، آلکالی گرانیت و کمتر مونزونیت است. قطعه بیوتیت گرانیت پورفیری فراوان ترین نوع پبل است. این پبلها عمدتاً پتاسیم بالا هستند و از نظر اندیس شاند از شدیداً پرآلومین تا متاآلومین متغیر هستند. الگوی بههنجار شده عناصر ماگما در حضور فلدسپار است. مقایسه این پبلها با نادر ناکی پبلهای گرانیتی قرمقیطان معرف تشکیل ماگما در حضور فلدسپار است. مقایسه این پبلها با نظر نمودارهای عنکبوتی بههنجار شده نسبت به نظر نمودارهای عنکبوتی بههنجار شده نسبت به MORB نشان می دهد که الگوی آنها متفاوت بوده، کاهیدگی مالا که از ویژگیهای ماگماهای زون فرورانش است در آنها دیده نمیشود.

پدذیرفتاری مغناطیسی پبلها (SI ^۵-۱۰×۲ تا پدزیرفتاری مغناطیسی پبلها (SI ^۱-۵۰×۲)، ترکیب کانی شناسی آنها که عمدتاً شامل درشت بلورهایی از بیوتیت و به اندازهٔ کمتر مسکوویت بوده، کانی کدر مگنتیت دیده نشده است، طیف ترکیبی عمدتاً گرانیتی آنها و ویژگیهای پتروشیمیایی، نشان میدهد همه پبلها متعلق به سری ایلمنیت (احیایی) هستند.

U-Pb سنسنجی بیوتیت گرانیت پورفیری به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن میانگین ۳۴۳ میلیون سال (کربونیفر) را برای تبلور توده مشخص کرد.

مقدار نسبت ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه به ترتیب ۲۰۶۸۰۴ و مقدار نسبت ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd اولیه در نمونه بیوتیت گرانیت پورفیری ۲۵۱۱۹۳۶ و ۲۸ برابر با ۵/۰۳– و در نمونه آلکالی گرانیت پورفیری میزان همین مقادیر به ترتیب ۸۵۱۱۹۳۸ و ۴/۹۹– بهدست آمده است. این مقادیر نشان میدهد که ماگما از ذوببخشی سنگهای پوسته قارهای منشأ گرفته است

سنسنجی هسته و حاشیه دانههای زیرکن در بیوتیت گرانیت پورفیری وجود نسلهای متفاوت زیرکن را در این پبل نشان داد. این اطلاعات نشان میدهد که حداقل سه توده آذرین با سنهای ۱۹۸۶، ۱۰۳۹ و ۶۴۵ میلیون سال مربوط به پروتروزوییک بهعنوان پیسنگ قدیمه در ناحیه وجود داشته که در طی زمان تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته، کانیهای آنها و از جمله زیرکن بهصورت آواری وارد حوضه رسوبی شده و تشکیل یک سنگ رسوبی را داده است.

بعدها بر اثر برخورد خردقارهها و افزایش ضخامت پوسته، سنگهای رسوبی پس از طی مراحل دگر گونی شروع به ذوببخشی نموده و ماگمای گرانیتی را بهوجود آورده است (۳۴۳ میلیون سال قبل). زیرکن کانی دیرگداز است. لذا زیرکنهای از سنگ منشأ بههمراه ماگما بالا آورده شده و زیرکن جدید (۳۴۳ میلیون سال) روی نسل قدیم متبلور شدهاند. این ویژگی (دو یا چند نسل زیرکن) معمولاً در گرانیتهای نوع احیایی سری ایلمنیت وجود دارد. در نمودار شکل ۱۵ مراحل فرسایش، تشکیل سنگ رسوبی و ماگماتیسم ارائه شده مفحات ایران و توران، کوتاهشدگی و ضخیم شدگی در پوسته قارهای در محل برخورد اتفاق افتاده است. این افزایش ضخامت باعث می شود تا سنگهای رسوبی پوسته ذوب شده و ماگمای اسیدی – حد واسطی احیایی





شکل ۱۵- نمودار نحوه تشکیل پبلهای گرانیتوییدی قرهقیطان

تودههای تونالیت دهنو، گرانودیوریتی کوهسنگی و بیوتیت- مسکوویت لوکوگرانیت خواجه مراد نتیجه همین تصادم هستند. نتایج سن سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن این تودهها، میانگین سن گرانودیوریت کوهسنگی را ۴ ± ۲۱۷ میلیون سال، تونالیت دهنو را ۴ ± ۲۱۵ میلیون سال و بیوتیت-مسکوویت لویکوگرانیت خواجهمراد را ۴ ± ۲۰۵/۹ میلیون سال نشان داده است. بر این اساس سن این تودهها اواخر تریاس (نورین) است (کریمپور و همکاران،

بنابراین، می توان نتیجه گرفت که قطعات گرانیتی نوع احیایی کنگلومرای قرمقیطان در نتیجه تصادم صفحات ایران و توران بهوجود نیامدهاند و حاصل یک برخورد بسیار قدیمی تر (کربونیفر) بین خرده قارههای موجود در محل تشکیل آنها (در شمال منطقه آق دربند و احتمالاً در کشور تر کمنستان) بودهاند.

ایس تسودهها پسس از تشکیل در کربونیفر با

سپاسگزاری این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲ به شماره ۲/۱۵۷۰۳مورخ ۸۹/۷/۱۱ از طرح پژوهه انجام شده است. از جورج گرلز و ویکتور ولنسیا از گروه علوم زمین دانشگاه آریزونا به خاطر انجام آنالیز سنسنجی تشکر میکنیم.

گذشت زمان دچار فرسایش شده، پبلهایی از آنها به سمت جنوب حرکت کرده، در حوضه رسوبی قرار گرفته و کنگلومرای قرهقیطان را در فاصله زمانی اواخر پرمین تا اوایل تریاس بهوجود آورده است. پسس از آن نیز فعالیت ماگمایی اکسیدان (سری مگنتیت) در منطقه بهوقوع پیوسته و دایک دیوریتی را بهوجود آورده که این کنگلومرا قطع نموده است.

منابع

- قائمی، ف. (۱۳۸۸) جایگاه تکتونیکی رخسارههای رسوبی مجموعه پیسنگی حوضه کپهداغ. مجله رخسارههـای رسـوبی ۲(۱): ۶۱-۸۰.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46: 605-622.
- Barker, F. (1979) Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier, Amsterdam.
- Bor-ming, J., Wu, F. and Chen, B. (2000) Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. Episodes 23: 82-92.
- Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements. Meteorite studies, In: P. Henderson (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry 2: 115-1522, Elsevier, Amsterdam.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology 8: 173-74.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences 83: 1-26.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48(4) 489-499.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. Chemical Geology 172: 5-24.
- Cordani, U. G. and Sato, K. (1999) Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic ystematic on granitoid rocks. Episodes 22: 167-173.
- Eftekharnezhad, J. and Behroozi, A. (1991) Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late Paleozoic rocks in NE Iran (including Kopet Dagh). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 38: 89-100.
- Depaolo, D. J. (1981) Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. Nature 291: 193-196.
- DePaolo, D. J. (1988) Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer, New York.
- Goldschmidt, K. T. (1956) Report on the coal deposit of Aghdarband. Iranian Oil Company. Tehran (Unpublished).
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M. P. and Reis, A. C., (Eds.): Collision tectonics. Special published in

Geological Society 19: 67-81.

Ishihara, S. (1977) The magnetite- series and ilmenite- series granitic rocks. Mining Geology 27: 43-300.

- Karimpour, M. H., Stern, C. R. and Farmer, L. (2010a) U-Pb-Th (zircon) Geochronology, Rb-Sr & Sm-Nd Isotopic Composition and Petrogenesis of Dehnow Kuhsangi Paleo-Tethys Diorite-Granodiorite, Mashhad, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 37: 384-393.
- Karimpour, M. H., Stern, C. and Farmer, G. L. (2011) Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions, U-Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leuco-granite, Mashhad, Iran. Scientific Quarterly Journal Geosciences 20: 171-182
- Klemme, S., Jonathand, D., Blundy, J. and Bernard, W. (2002) Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite. Geochimica et Cosmochimica Acta 66: 3109–3123.
- Ludwing, K. R. (2003) User, s manual for Isoplot/Ex, version 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, CA, Special Publication No.4.
- Maniar, P. and Piccoli, P. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101: 635- 643.
- Middlemost, E. A. K. (1975) The basalt clan. Earth Sciences Reviews 11: 337-364.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic rocks. Longman Publication Company: 221-226.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews 37: 215-224.
- Mikhalsky, E. V. (2008) Age of the earth's crust and the Nd isotopic composition of the mantle sources of East Antarctic Complexes. Geochemistry International 46: 168-174.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: H. M., Prichard, T., Albaster, N. B. W. Harris and Neary, C. R. (Eds.): Magmatic Processes in Plate Tectonics. Geological Society of London Special Publication 76: 373-403.
- Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology 140: 458-468.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology 184: 123-138.
- Ruttner, A. W. (1983) The pre-Liassic basement of the Aqdarband area, eastern Kopet Dagh. Geological Survey of Iran, Report No. 51.
- Ruttner, A. W. (1984) The pre-Liassic basement of the eastern Kopet Dagh range. Neues Jahrbuch fur geologie und palantologie, Abhandlungen 168: 256-268.
- Ruttner, A. W. (1991) Geology of the Aqdarband area (Kopet-Dagh, NE Iran). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 38: 7-79.
- Ruttner, A. W. (1993) Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. Geologische Rundschou 82: 110-120.
- Shand, S. J. (1947) Eruptive rocks. T. Murby, London.
- Sharma, R. S. and Pandit, M. K. (2003) Evolution of early continental crust. Current Science 84: 995-1001.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonic of Iran. American Association of Petroleum Geologits Bulletin 52: 1229-1258.
- Stöcklin J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C. A. and Darke C. L. (Eds.):

The geology of continent margins, Springer, New York.

- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, Oxford.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V. (1998) A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intra continental orogenic belts. Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 89: 113-119.
- Westrenen, W. V., Blundy, J. and Bernard W. (1999) Crystal-chemical controls on trace element partitioning between garnet and anhydrous silicate melt. American Mineralogist 84: 838-847.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites. geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 95: 407-419.
- Winter, J. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Zanchi, A., Balini, M., Ghassemi, M. R. and Zanchetta, S. (2010) From thrusting to transpressional tectonics in the Aghdarband basin (NE Iran): Evidence for Cimmerian oblique convergence. Geological Survey of Iran, Mashhad.
- Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., Jakson, M. and Barton, J. R. (2007) Archaean to Proterozoic Crustal Evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa Botswana): Constraints from Combined U-Pb and Lu-Hf Isotope Analyses of Zircon. Journal of Petrology 48: 1605-1639.
- Zindler, A. and Hart, S. R. (1986) Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14: 493- 571.

Archive of SID

U-Pb-Th (zircon) geochronology, Sr and Nd isotopic composition and petrogenesis of granitoid pebbles of Qara Gheitan conglomerate, Aghdarband area, northeast Iran

Mohammad Hassan Karimpour ¹*, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi ¹, Farzin Ghaemi ¹, G. Lang Farmer ² and Charles Stern ²

¹ Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran ² Department of Geological Sciences, University of Colorado, CB-399, Boulder, CO, USA

Abstract

The Qara Gheitan conglomerate (Late Permian-Early Triassic), is a part of Kopeh Dagh basement, situated in Aghdarband, northeast of Iran. The plutonic pebbles of conglomerate predominantly contain granite, alkali-granite and minor monzonite. Granitoids are highly potassic and strongly per to metaluminous nature. Magnetic susceptibility of granitoids are between $2-27 \times 10^{-5}$ (SI units), chemical and mineralogical composition indicate that they belong to ilmenite-series (reduced type) granitoids. The results of U-Pb zircon age dating of the granitoids pebbles are 343 Ma (Carboniferous). They have a range of initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr from 0.7062 to 0.7068, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd initial between 0.511938- 0.511936, initial ENd isotope values from -5.03 to -4.99 when recalculated to an age of 343 Ma (zircon age). These values could be considered as representative of continental crust-derived magmas. Based on ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ENd isotope values, the meta-sedimentary source rock had a minimum age of 1400 Ma. Within the core of some zircons, there are rounded zircons with an age of, 1986, 1039 and 645 Ma. These zircons were brought with magma from the source rock. At the time of formation of source rock, rocks from Proterozoic were exposed. When compare the age of Dehnow-Kuhsangi and Khajeh Mourad granitoids (reduced S-Type) formed (Late Triassic) due to collision of Turan and Iran plates with the age of granitoid pebble (Carboniferous), it seems that the pebbles are the results of the much older continental collision taking place somewhere in their formation site (in the north of Aghdarband possibly in Turkemenistan).

Key words: Aghdarband, Qara Gheitan conglomerate, Ilmenite-series granitoid, Geochronology, Radiogenic isotope

^{*} mhkarimpour@yahoo.com