

## **Geochronology and Lu-Hf isotope of mafic-intermediate rocks from SW Salmas: implication for Neoproterozoic juvenile melts**

**Fahime Kozekoulani <sup>1\*</sup>, Mohammad Rahgoshay <sup>1</sup> and Hadi Shafaii Moghadam <sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Earth sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of geology, faculty of Earth sciences, University of Damghan, Damghan, Iran

### **Abstract**

The southwest Salmas metamorphosed mafic-intermediate intrusive rocks are located in Sanandaj-Sirjan zone in NW of Iran. The metamorphosed intrusives rocks comprise metagabbro and metadiorite that intruded the Precambrian metamorphosed volcanic-sedimentary rocks. U-Pb zircon dating of two samples of metagabbro rocks yielded age of Ca.  $548/7 \pm 2/5$  Ma to  $553/1 \pm 7/0$  Ma and one sample of metadiorite rock yielded age of  $542 \pm 6/5$  Ma (late Neoproterozoic-Cambrian). Based on the obtained geochemical results, these rocks were crystallized from subduction-related melts. The  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values of these rocks are variable from +6/2 to +14/16. Hf model ages of mafic-intermediate rocks from the SW Salmas show values of 593-1000 Ma (Neoproterozoic). U-Pb zircon dating and Hf isotope results indicate that late Neoproterozoic-Cambrian metamorphosed mafic-intermediate intrusive rocks in the northwest of Iran were related to widespread magmatism (Cadomian magmatism) along the northern margin of Gondwana.

**Key words:** mafic- intermediate rocks, U-Pb geochronology, Hf model age, Cadomian magmatism, Gondwana, Salmas, Sanandaj- Sirjan zone

\* f\_kozekoulani@sbu.ac.ir

## سن سنجی و ایزوتوپ Lu-Hf سنگ‌های مافیک - حدواسط جنوب‌باختری سلماس با تأکید بر خاستگاه آنها از مذاب‌های جوان نئوپروتروزوییک

فهیمة کوزه‌کولانی<sup>۱\*</sup>، محمد رهگشای<sup>۱</sup> و هادی شفایی‌مقدم<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

### چکیده

توده‌های آذرین درونی دگرگون‌شده مافیک- حدواسط جنوب‌باختری سلماس در شمال‌باختری ایران و در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان هستند. این توده‌ها با ترکیب متاگابرو و متادیوریت در مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون‌شده منسوب به پرکامبرین نفوذ کرده‌اند. سن‌سنجی کانی زیرکن به روش U-Pb در دو نمونه از سنگ‌های متاگابرویی، سن‌های  $548.7 \pm 2.5$  و  $553.1 \pm 7.0$  میلیون سال پیش و در نمونه‌ای از سنگ متادیوریتی نیز سن  $542 \pm 6.5$  میلیون سال پیش (نئوپروتروزوییک پایانی - کامبرین) را نشان می‌دهد. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها از مذاب‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش پدید آمده‌اند. مقدارهای  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  در این سنگ‌ها از  $+6.2$  تا  $+14.16$  است. سن مدل هافنیم سنگ‌های مافیک- حدواسط جنوب‌باختری سلماس، مقدارهای  $593$  تا  $1000$  میلیون سال پیش (نئوپروتروزوییک) را نشان می‌دهد. داده‌های سن‌سنجی و ایزوتوپ Hf نشان می‌دهند مجموعه نفوذی‌های دگرگون‌شده مافیک- حدواسط به سن نئوپروتروزوییک پایانی- کامبرین در شمال‌باختری ایران، به فرایند ماگمایی گسترش‌یافته (ماگماتیسیم کادومین) در کناره شمالی گندوانا مرتبط است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های مافیک- حدواسط، سن‌سنجی U-Pb، سن مدل Hf، فرایند ماگمایی کادومین، گندوانا، سلماس، پهنه سنندج- سیرجان

### مقدمه

جنوب و ابرقاره اوراسیا در شمال تقسیم شده و اقیانوس پروتوتتیس یا ایپاتوس (Iapetus) در میان آن دو پدیدار شده است (Termier and Termier, 1960). سرزمین ایران، همانند

خشکی واحد پانگه‌آ نزدیک به  $1/7$  میلیارد سال پیش در پی نیروهای کششی و پیدایش شکافی بزرگ در آن، به دو ابرقاره گندوانا در

\* f\_kozekoulani@sbu.ac.ir

(Eftekharnjad, 1981). این پهنه دربردارنده مجموعه‌های آذرین درونی چندفازی است که سن‌سنجی‌های کمی، به‌ویژه در بخش شمالی آن، انجام شده است. توده‌های آذرین درونی شمال‌باختری این پهنه سنگ‌های کالک‌آلکالن هستند و نشان‌دهنده زمان مزوزوییک هستند؛ زیرا در این زمان نئوتتیس به‌سوی شمال‌باختری به زیر صفحه ایران فرورانده شده است (Ahmadi, 2007). بخش چشمگیری از سنگ‌های دگرگونی، آتشفشانی و درونی پهنه سنندج-سیرجان دگرریخت شده‌اند (Mohajjel and Fergusson, 2000). توده‌های آذرین درونی فراوان و پراکنده‌ای در شمال‌باختری پهنه سنندج-سیرجان برنزد دارند که بررسی کمی روی آنها انجام شده است. توده‌های آذرین درونی دگرگون‌شده مافیک-حدواسط جنوب‌باختری سلماس که در کرانه شمال‌باختری این پهنه هستند، از توده‌های نفوذی هستند که تاکنون هیچ‌گونه بررسی روی آنها انجام نشده است. مجموعه نفوذی مافیک-حدواسط دگرگون‌شده جنوب‌باختری سلماس، با ترکیب متاگابرو-متادیوریت به سن نئوپروتروزوییک-کامبرین در شمال‌باختری ایران رخنمون دارند. بررسی این سنگ‌ها روند تکامل پهنه سنندج-سیرجان، در بخش شمال‌باختری آن، به‌ویژه در ارتباط با مسائل اساسی پی‌سنگ دگرگونی ایران را روشن می‌کند.

### زمین‌شناسی منطقه

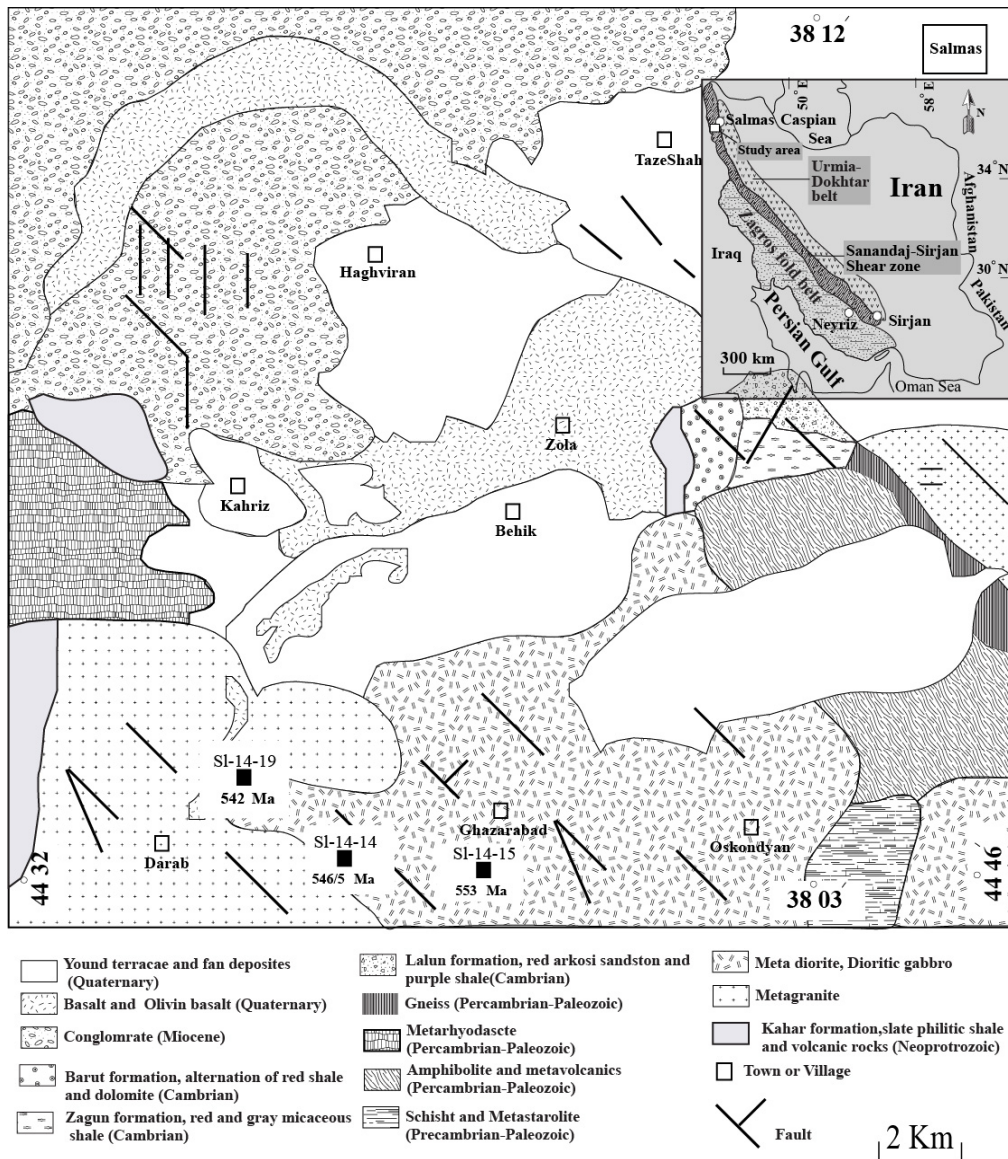
توده‌های آذرین درونی دگرگون‌شده جنوب‌باختری سلماس، در شمال‌باختری ایران، در استان آذربایجان غربی هستند (شکل ۱). این ناحیه از دیدگاه رده‌بندی‌های ساختاری-رسوبی ایران (Stöcklin, 1968) بخشی از پهنه سنندج-سیرجان است. برخی

سرزمین‌های همسایه‌اش، در پرکامبرین و پالئوزوییک بخشی از ابرقاره گندوانا بوده است (Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981; Bechenec *et al.*, 1989). بازسازی جغرافیا و زمین‌ساخت دیرین برای مرز گندوانا نشان می‌دهد قطعه‌های پوسته‌ای سازنده خردقاره‌های ایران، در پی باز و بسته‌شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس از حاشیه گندوانا جدا شده‌اند (Stampfli and Borel, 2002; Stampfli *et al.*, 2001; Stampfli, 2000; Şengör and Natal'in, 1996). در این بازسازی پالئوجغرافیایی و زمین‌ساختی، هنگام بازشدن اقیانوس پالئوتتیس، گروهی از قطعه‌های پوسته‌ای از مرز شمالی گندوانا جدا شده‌اند. سپس این قطعه‌های جداشده که پهنه سنندج-سیرجان، البرز، ایران مرکزی و بلوک لوت نیز بخشی از آنها به‌شمار می‌روند، در پی فرورانش و بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس و به‌دنبال آن، بازشدن اقیانوس نئوتتیس در پایان تریاس به اوراسیا پیوسته‌اند (Şengör, 1987; Stampfli, 2000).

پهنه سنندج-سیرجان باریکه‌ای است به درازای ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر که از باختر دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری تا گسل میناب ادامه دارد (مانند: Aganabati, ۲۰۰۴). ویژگی‌های سنگی و ساختاری پهنه سنندج-سیرجان نشان‌دهنده یک گودی ژرف (Trough) و یا کافت درون قاره‌ای در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است (Stöcklin, 1968). از این‌رو، ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های کناری تفاوت آشکاری دارد. پهنه سنندج-سیرجان یک پهنه دگرگونی عمومی در رخساره شیسست سبز تا آمفیبولیت است

آنها می‌داند. برپایه بررسی‌های انجام‌شده روشن شد که این منطقه ویژگی‌های تنها یک پهنه زمین‌ساختی را نشان نمی‌دهد، بلکه با هر یک از پهنه‌های یادشده شباهت‌ها و تفاوت‌هایی دارد؛ اما برپایه بررسی‌هایی که Asadpour و همکاران (۲۰۱۴) به‌تازگی انجام داده‌اند، این گستره چه‌بسا بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان است.

دیگر از پژوهشگران (Nabavi, 1977)، برپایه ویژگی‌های ساختمانی و رخساره‌ای، این ناحیه را بخشی از پهنه خوی-مهاباد از پهنه البرز-آذربایجان دانسته‌اند. Alavi (۱۹۹۱)، بر پایه سری‌های ماگمایی، این ناحیه را بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز نامگذاری کرده است و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمین‌درز پدیدآمده از برخورد



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی جنوب‌باختری سلماس در (با تغییراتی پس از: Khodabandeh و همکاران (۱۹۹۷) (نقشه ایران با تغییراتی پس از: Stöcklin, ۱۹۶۸)

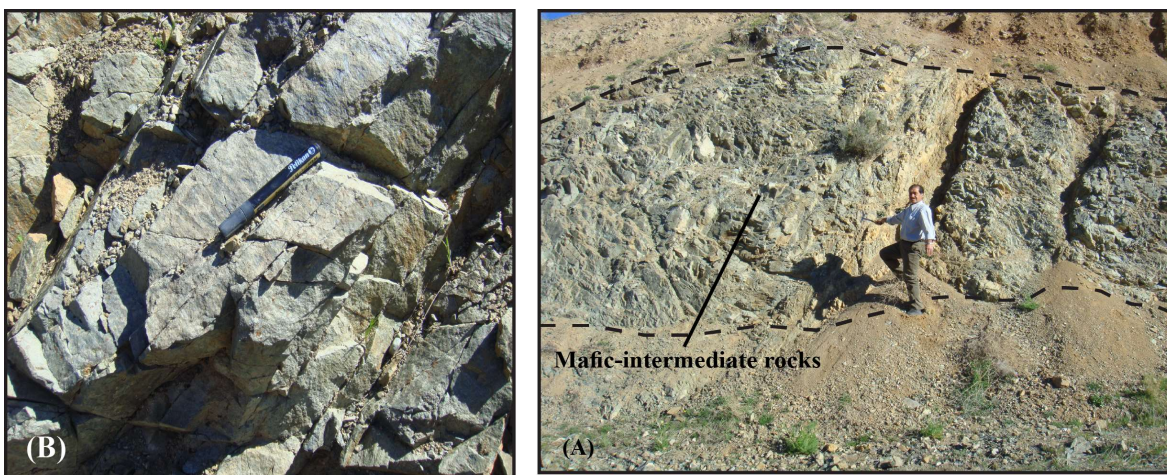
عهد حاضر و همچنین، بازالت و الیوین بازالت‌ها به سن کواترنری، رخنمون چشمگیری در شمال منطقه دارند و با همبری گسله روی واحدهای کهن‌تر جای گرفته‌اند. واحدهای میوسن در منطقه بیشتر دربردارنده کنگلومرا هستند. این سنگ‌ها به صورت پیشرونده در بخش‌های شمالی منطقه و بیشتر با دگرشیبی زاویه‌دار روی واحدهای کهن‌تر را پوشانده‌اند ( Khodabandeh et al., 1997 ) (شکل ۱).

در جنوب‌باختری سلماس، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون‌شده در رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت با سن نامشخص گسترش دارند که رسوب‌های کربناته پرمین با همبری گسله روی آنها جای گرفته‌اند. از این‌رو، سن آنها را پرکامبرین- پالئوزویک می‌دانند. توده‌های آذرین درونی مافیک- حدواسط از توده‌های منطقه هستند که درون این مجموعه آتشفشانی- رسوبی دگرگون‌شده نفوذ کرده‌اند (شکل ۲- A).

توده‌های نفوذی فلسیک با ترکیب متاگرانیت که بخش بزرگی از منطقه را دربر می‌گیرند و درون سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون‌شده یادشده نفوذ کرده‌اند. برپایه سن‌سنجی‌های Kozekoulani و همکاران (۲۰۱۷)، این سنگ‌ها پی‌سنگ پایان نئوپروتروزویک- آغاز کامبرین هستند. توده‌های نفوذی مافیک- حدواسط بیشتر ترکیب متاگابرو و متادیوریت دارند. این توده‌ها بیشتر به رنگ سبز تا تیره دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بیشتر به صورت توده‌ای دیده می‌شوند و ساخت مشخصی ندارند. رگه‌های سیلیسی درون این سنگ‌ها نفوذ کرده‌اند. نفوذ این رگه‌ها و سازوکار گسل‌ها، سنگ‌های یادشده را خرد و تکتونیزه کرده است (شکل ۲- B).

منطقه بررسی‌شده، در کرانه شمال‌باختری پهنه سنندج- سیرجان جای گرفته است. از دیدگاه زمانی، سنگ‌های نئوپروتروزویک- پرکامبرین تا عهد حاضر در آن دیده می‌شود. مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگون‌شده کهن که سن آنها به درستی شناخته نشده، در منطقه دیده می‌شوند. سازند کهر با همبری گسله روی مجموعه یادشده جای گرفته است (Khodabandeh et al., 1997). سازند کهر به سن نئوپروتروزویک- پرکامبرین در جنوب‌باختری این توده‌های آذرین دیده می‌شوند. این سازند بیشتر دربردارنده اسلیت و شیل‌های فیلیتی است و در لابه‌لای آنها سنگ‌های آتشفشانی اسیدی به همراه لایه‌های نازک دولومیت و آهک‌ها با تبلوردوباره دیده می‌شود. سازند کهر با سنگ‌های رسوبی کامبرین پوشیده شده است. سازند باروت (کامبرین؛ دربردارنده تناوبی از دولومیت و شیل)، سازند زاگون (کامبرین؛ ساخته‌شده از شیل قرمز) و سازند لالون (کامبرین؛ دربردارنده تناوبی از ماسه‌های قرمز رنگ با لایه‌هایی از شیل) به گونه ناپیوسته و همشیب روی سازند کهر جای گرفته‌اند و در بخش خاوری این توده‌های نفوذی برونزد دارند.

مجموعه‌ای از سنگ‌های ریولیت و ریوداسیت دگرگون‌شده با سن احتمالی پرکامبرین- پالئوزویک، بیشتر در بخش شمال‌باختری منطقه دیده می‌شود و سازند کهر با همبری گسله روی آن جای گرفته است. همچنین، سنگ‌های گنیسی، به همراه سنگ‌های دگرگونی شیبست و آمفیبولیت به سن پرکامبرین- پالئوزویک، در بخش باختری منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها با همبری گسله روی رسوب‌های جوان‌تر کواترنری هستند. رسوب‌های



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از سنگ‌های مافیک- حدواسط جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی). A) توده‌های آذرین مافیک- حدواسط دگرگون‌شده جنوب‌باختری سلماس که در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی نفوذ کرده‌اند؛ B) سنگ‌های مافیک- حدواسط که بیشتر تکتونیزه هستند

### روش انجام پژوهش

نمونه‌برداری از سنگ‌های جنوب‌باختری سلماس، به صورت سامان‌مند از بخش‌های گوناگون آن انجام شد. در این بررسی تلاش شده است با به‌کارگیری سن‌سنجی، به روش U-Pb، روی کانی زیرکن و بررسی ایزوتوپ هافنیم و همچنین، بررسی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های جنوب‌باختری سلماس بررسی و سرشت ماگمایی آنها شناخته شود. از این‌رو، شمار ۳ نمونه از سنگ‌های مافیک- حدواسط برای سن‌سنجی کانی زیرکن به روش U-Pb برگزیده شدند. این نمونه‌ها نخست با آب و اسید کلریدریک شسته و با برس کاملاً تمیز شدند. سپس نمونه‌ها با دستگاه سنگ‌شکن خرد شدند. در این مرحله تلاش شد نمونه‌ها بیش از اندازه خرد نشوند تا بلورهای زیرکن سالم و شکل‌دار به دست آیند. سپس با دستگاه ماگنت‌گیر جدایش بلورها انجام شد. در این مرحله کانی‌های با ویژگی مغناطیسی (مانند: آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت) از دیگر کانی‌ها جدا

شدند. آنگاه برای جدایش کانی زیرکن از دیگر کانی‌های غیرمغناطیسی، مایع سنگین برموفرم به کار برده شد. در این روش، زیرکن به علت چگالی بالایی که دارد، از دیگر کانی‌ها جدا شد. در مرحله پایانی با به‌کارگیری میکروسکوپ بینوکولار، زیرکن‌ها به صورت دستی جدا شدند و زیرکن‌های جدا شده به دانشگاه Macquarie استرالیا فرستاده شدند. در آزمایشگاه، برای شناسایی بلورهای زیرکن، برپایه تصویرهای کاتادلومینسانس (CL)، دانه‌های زیرکن به روش LA- ICPMS سن‌سنجی شدند. اندازه‌گیری ایزوتوپ Hf روی کانی زیرکن، به روش LA-ICPMS در دانشگاه Macquarie استرالیا انجام شد. نزدیک به ۱۰ نمونه از سنگ‌ها برای انجام تجزیه XRF برای عنصرهای اصلی برگزیده شدند. تجزیه XRF با دستگاه Philips X<sup>۱</sup> Fluorescence Spectrometer Uniques در دانشگاه Macquarie استرالیا انجام شد. شمار ۱۰ نمونه برای تجزیه عنصرهای کمیاب و حاکی نادر به روش ICP-MS برگزیده شدند. تجزیه مربوطه

در سنگ‌ها میلوئیتی شده هستند (شکل ۳- B). در نمونه‌هایی این میلوئیتی شدن ضعیف بوده و در برخی نمونه‌ها شدید است. این ویژگی چه‌بسا پیامد رفتار گسل‌ها در منطقه باشد. بافت بیشتر این دسته از سنگ‌ها گرانوبلاستیک و میلوئیتی است.

سنگ‌های حدواسط ترکیب متادیوریت دارند. این دسته از سنگ‌ها در برابر متاگابروها فراوانی کمتری دارند. کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و اکسیدهای آهن از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. این دسته از سنگ‌ها نیز همانند متاگابروها میلوئیتی هستند (شکل ۳- C) و بافت آذرین خود را حفظ کرده‌اند.

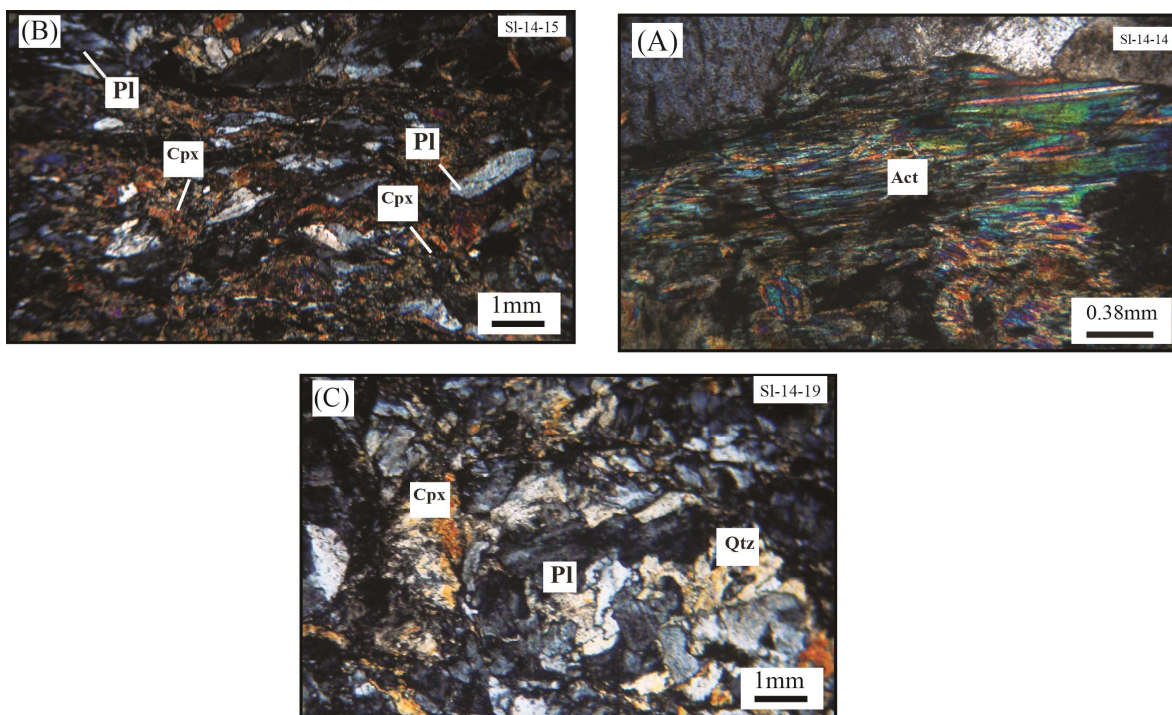
پلاژیوکلازها که به‌صورت نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند، نزدیک به ۵۰ درصد حجمی سنگ را در بر گرفته‌اند و بیشتر سوسوریتی شده‌اند؛ از این‌رو، کانی‌های گروه اپیدوت در سنگ پدید آمده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها با فراوانی ۲۰ درصد حجمی سنگ، به‌صورت بی‌شکل دیده می‌شوند و بیشترشان اورالیتی شده‌اند؛ از این‌رو، نمونه‌ها به رنگ سبز دیده می‌شوند. کوارتز و هورنبلند از کانی‌های دیگر این دسته از سنگ‌ها هستند. این کانی‌ها فراوانی کمی دارند (۵ درصد حجمی). بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک و میلوئیتی است. این سنگ‌ها نیز همانند متاگابروها، دچار دگرگونی درجه پایین در رخساره شیبست‌سبز شده‌اند. جایگزین شدن پیروکسن‌ها با آمفیبول نوع اورالیت و اپیدوتی شدن آنها، همچنین، سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها و پیدایش اپیدوت، زویزیت، کلریت و کلیست از نشانه‌های آن هستند. این کانی‌ها در رگه‌های زویزیت و اپیدوتی در بخش‌های گوناگون سنگ متبلور شده‌اند.

در آزمایشگاه ACME انجام شد. از آنجایی که تا زمان چاپ این پژوهش، سن‌یابی و بررسی‌های ایزوتوپی Hf روی سنگ‌های جنوب‌باختری سلماس انجام نشده است، در این بررسی تلاش شد برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی، سن‌سنجی U-Pb روی کانی زیرکن و ایزوتوپ Hf زیرکن، به بررسی سن و سرشت ماگمایی توده‌های آذرین درونی دگرگون‌شده جنوب‌باختری سلماس پرداخته شود.

### سنگ‌نگاری

سنگ‌های مافیک منطقه ترکیب متاگابرو دارند. این سنگ‌ها بافت آذرین خود را حفظ کرده‌اند. گردهمایی کانیایی آنها دربردارنده پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن است. کلینوپیروکسن‌ها ۲۵ تا ۳۰ درصد از حجم سنگ را در بر گرفته‌اند و بیشترشان با اورالیت جایگزین شده‌اند. گاه این بلورها با آمفیبول‌های رشته‌ای اکتینولیت نیز جایگزین شده‌اند که این پدیده نشانه‌ای از دگرگونی پسرونده در این سنگ‌هاست (شکل ۳- A).

پلاژیوکلازها که ۵۰ درصد حجمی سنگ را می‌سازند، بیشتر سوسوریتی شده‌اند و در پی این فرایند، کانی‌های گروه اپیدوت پدید آمده‌اند. اکسیدهای آهن در این سنگ‌ها به‌صورت اولیه دیده می‌شود. همچنین، برخی اکسیدهای آهن پیامد دگرسانی پیروکسن‌ها هستند و نزدیک به ۵ درصد حجمی سنگ را در بر می‌گیرند. دگرسان‌شدن پلاژیوکلازها به سوسوریت و کانی پیروکسن به آمفیبول و اپیدوت و پیدایش آمفیبول رشته‌ای اکتینولیت در متاگابروها، نشانه‌هایی از دگرگونی این سنگ‌ها در رخساره شیبست‌سبز هستند. این دسته از



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (تصویر XPL) از سنگ‌های مافیک- حدواسط جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی). (A) اکتینولیت پدیدآمده از دگرسانی پیروکسن در سنگ‌های متاگابرویی؛ (B) بافت میلونیتی در سنگ‌های متاگابرویی؛ (C) بافت میلونیتی متادیوریت‌ها (نام اختصاری کنی‌ها از: Kertz, ۱۹۸۳؛ اکتینولیت: Act؛ پلاژیوکلاز: Pl؛ کلینوپیروکسن: Cpx؛ کوارتز: Qtz)

### زمین‌شیمی

#### زمین‌شیمی سنگ کل

داده‌های تجزیه سنگ کل سنگ‌های مافیک- حدواسط جنوب‌باختری سلماس در جدول ۱ آورده شده‌اند. از آنجایی که سنگ‌های بررسی شده بخشی از سنگ‌های کهن هستند، پس کاربرد شیمی عنصرهای اصلی چندان سودمند نخواهد بود و باید با احتیاط به کار برده شوند؛ از این رو، برای نتیجه‌گیری بهتر تلاش شد از شیمی عنصرهای فرعی در این گروه از سنگ‌ها بهره برده شود.

نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDounogh, 1989) در شکل ۴- A

نشان داده شده است. در این نمودار غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) در برابر عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) دیده می‌شود. در نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDounogh, 1989)، غنی‌شدگی از عنصرهای LILE در برابر HFSE، همراه با آنومالی منفی عنصرهای Ta, Nb, Hf و Zr و آنومالی مثبت عنصرهای Ba, Th, K, Rb و Sr دیده می‌شود (شکل ۴- B). در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982) (شکل ۴- C)، نمونه‌ها، مقدار Th/Yb بالایی دارند و در پهنه‌ای وابسته به فرورانش (و یا با دخالت بخش پوسته‌ای) پدید آمده‌اند.



جدول ۱- داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ کل به روش XRF (عنصرهای اصلی بر پایه درصد وزنی) و روش ICP- MS (عنصرهای فرعی بر پایه ppm) برای مافیک- حدواسط جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی)

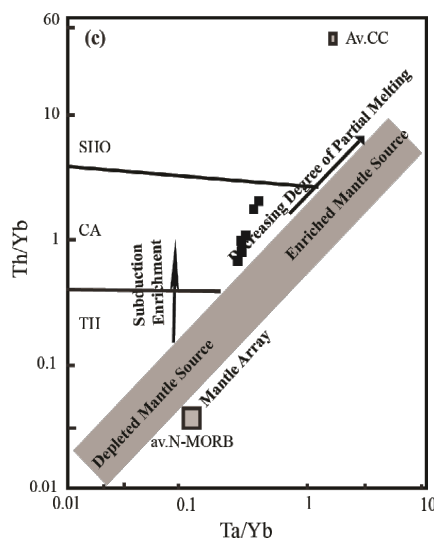
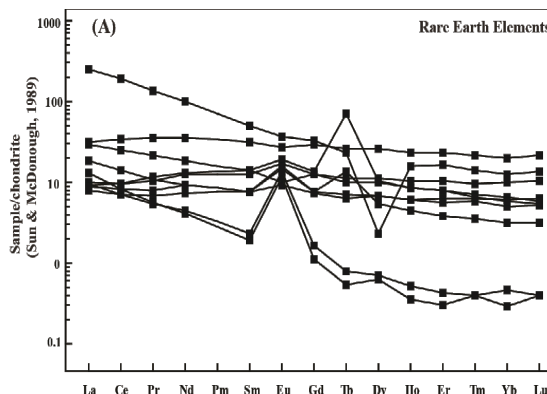
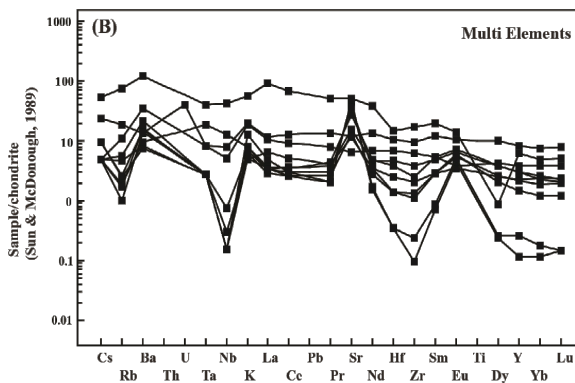
Sample No.	SL- 13- 2	SL- 13- 5	SL- 13- 32	SL- 13- 15	SL- 13- 17	SL- 13- 20	SL- 13- 21	SL- 13- 22	SL- 13- 23	SL- 13- 24
SiO <sub>2</sub>	52.08	47.86	46.01	47.10	42.74	48.93	49.59	52.35	51.05	50.77
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.20	1.47	0.49	5.14	1.07	0.80	0.08	0.30	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.32	18.54	14.82	15.50	13.42	16.65	19.84	29.15	29.08	25.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.93	7.24	9.35	11.28	15.76	10.06	6.05	0.56	1.12	3.84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.121	0.031	0.069	0.067	0.038	0.041	0.017	<0.002	<0.002	0.003
MgO	12.85	8.53	9.95	10.08	8.39	7.14	5.32	0.21	0.30	2.58
MnO	0.14	0.12	0.15	0.18	0.21	0.15	0.09	<0.01	0.01	0.04
CaO	10.60	12.68	11.35	10.39	10.53	10.80	13.95	12.06	12.29	12.41
Na <sub>2</sub> O	2.13	1.36	3.69	2.00	1.92	2.60	2.83	4.39	4.36	3.52
K <sub>2</sub> O	0.53	0.14	1.62	0.18	0.23	0.56	0.23	0.36	0.15	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	<0.01	0.72	0.01	<0.01	0.12	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
Total	99.72	99.80	99.60	99.75	99.70	99.78	99.81	99.89	99.89	99.86
LOI	1.5	1.2	1.40	2.5	1.3	1.6	1.1	0.7	1.2	0.8
Ba	90	54	797	50	62	230	101	145	105	93
Be	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	41.9	32.0	41.7	47.2	54.3	34.1	23.2	2.0	5.1	13.6
Ni	236	50	186	178	72	63	81	<20	25	34
Sc	33	32	25	33	49	36	40	<1	<1	18
Cs	0.5	0.1	1.1	0.2	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Ga	10.5	14.6	14.8	14.2	16.4	16.5	15.1	17.8	17.8	17.0
Hf	1.9	0.4	4.1	0.4	1.3	2.9	1.1	<0.1	<0.1	0.7
Nb	3.3	0.2	27.1	0.5	8.2	5.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Rb	11.2	2.8	44.2	1.5	1.1	6.5	1.6	3.4	1.0	0.6
Sn	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	128.9	233.1	1036.2	268.2	309.4	240.7	557.7	896.2	912.6	719.4
Ta	0.3	0.1	1.5	0.1	0.7	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1
Th	2.0	0.2	11.6	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
U	0.8	0.1	2.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
V	179	137	193	150	606	219	176	12	38	80
W	0.9	1.3	1.8	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	1.2	1.1	0.6
Zr	63.5	11.5	175.3	13.9	39.9	98.9	26.4	1.0	2.5	21.6
Y	16.3	9.6	26.4	9.2	12.9	35.9	13.1	0.5	1.1	6.2
La	6.9	4.3	59.0	1.9	2.2	7.5	2.4	3.1	2.3	2.1
Ce	15.5	8.6	115.3	4.3	6.0	21.2	5.9	5.0	4.4	5.0
Pr	2.01	1.04	12.75	0.65	0.99	3.41	1.10	0.53	0.51	0.75
Nd	8.6	4.4	47.4	3.5	5.8	16.8	6.2	1.9	2.1	4.3
Sm	2.15	1.16	7.81	1.15	1.95	4.86	2.13	0.29	0.36	1.19
Eu	0.59	0.53	2.14	0.84	1.00	1.59	1.12	0.67	0.80	0.92
Gd	2.59	1.50	6.75	1.60	2.61	6.12	2.77	0.23	0.34	1.58
Tb	0.42	0.24	0.86	0.26	0.38	0.98	0.41	0.02	0.03	0.21
Dy	2.87	1.71	5.09	1.74	2.57	6.60	2.64	0.16	0.18	1.39
Ho	0.59	0.35	0.89	0.34	0.49	1.32	0.48	<0.02	0.03	0.25
Er	1.72	1.06	2.73	0.94	1.34	3.79	1.29	0.05	0.07	0.63
Tm	0.25	0.16	0.36	0.15	0.18	0.54	0.17	<0.01	<0.01	0.09
Yb	1.69	1.03	2.18	0.84	1.13	3.38	0.99	0.05	0.08	0.53
Lu	0.26	0.16	0.34	0.13	0.15	0.54	0.14	<0.01	0.01	0.08

## زمین‌شیمی U-Pb زیرکن

شمار ۲ نمونه از سنگ‌های متاگابرویی و یک نمونه از سنگ‌های متادیوریتی جنوب‌باختری سلماس برای سن‌سنجی برگزیده شدند. سن‌سنجی در بخش حاشیه و مرکزی بلورهای زیرکن انجام شد. تصویرهای کاتدولومینسانس (CL) در شکل ۵ نشان داده شده‌اند. گزیده‌ای از داده‌های سن‌سنجی U-Pb در جدول ۲ دیده می‌شود.

نمونه 14-14 SI- (متاگابرو): زیرکن این نمونه به صورت نیمه‌شکل دار و منشورهای کوتاه و کشیده دیده

می‌شوند. منطقه‌بندی نوسانی که از ویژگی زیرکن‌های پدیدآمده از تبلورماگمایی است (Wu *et al.*, 2007؛ Zhai *et al.*, 2007, 2009؛ Buick *et al.*, 2008)، در بیشتر زیرکن‌های این نمونه دیده می‌شود (شکل ۵). در این زیرکن‌ها، اورانیم (U) برابر با ۱۲۵ ppm تا ۸۸۸ و توریم (Th) برابر با ۷۷ ppm تا ۱۰۵۳ است. مقدار Th/U زیرکن‌ها از ۰/۲۶ تا ۱/۲۹ است. مقدار  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  زیرکن‌ها از ۵۳۵ تا ۹۱۱ میلیون سال پیش است. سن به دست آمده برای زیرکن Ma  $546/3 \pm 5/1$  است (شکل ۶- A).



شکل ۴- سنگ‌های مافیک-حدواسط جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی) در: (A) نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (C) نمودار  $\text{Th}/\text{Yb}$  در برابر  $\text{Ta}/\text{Yb}$  (Pearce, 1982)

جدول ۲- گزیده‌ای از داده‌های سن‌سنجی به روش U-Pb برای کانی زیرکن در نمونه‌های جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی)

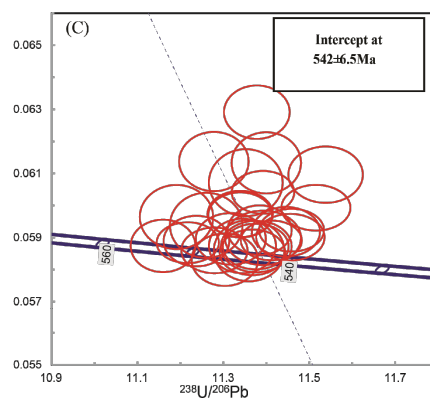
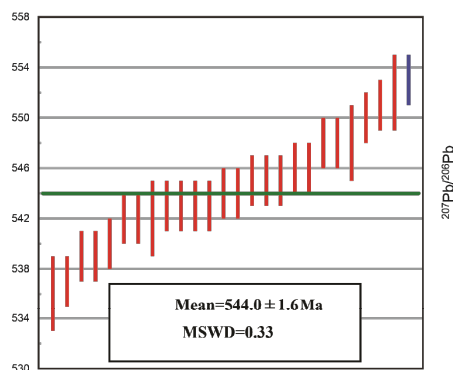
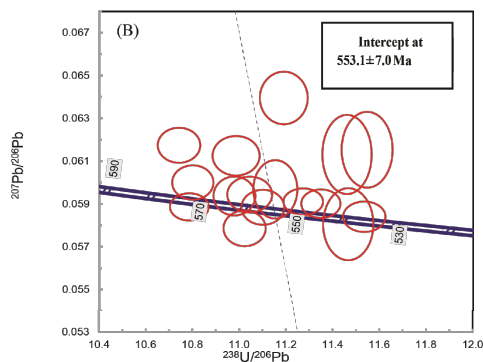
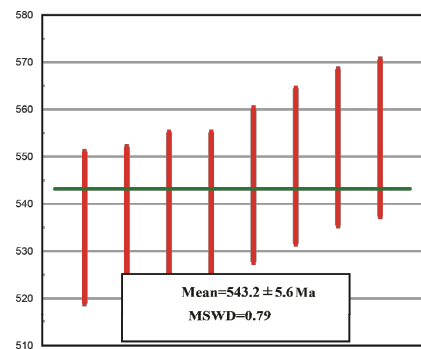
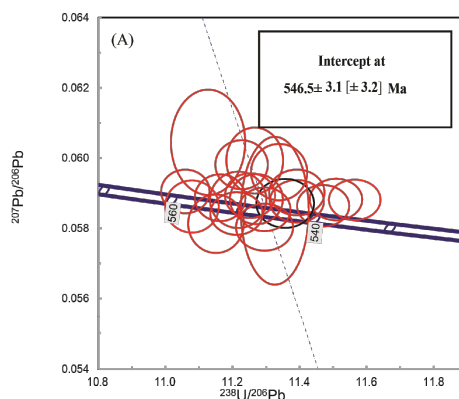
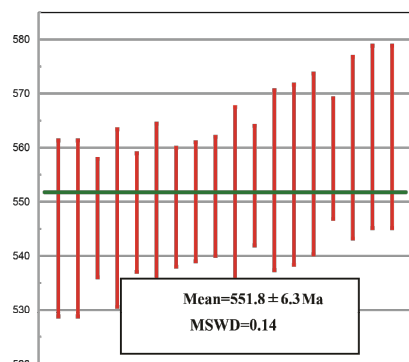
spot	U(ppm)	Th(ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\text{s}\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\text{s}\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\text{s}\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}(\text{Ma})$	$\pm\text{s}\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}(\text{Ma})$
SL14- 14- 01	448	386	0.86	0.05981	0.00046	0.735	0.005	0.08907	0.00041	559	6	550
SL14- 14- 02	125	102	0.82	0.05850	0.00139	0.712	0.016	0.08829	0.00052	546	20	545
SL14- 14- 03	400	281	0.70	0.05883	0.00047	0.720	0.005	0.08872	0.00041	550	6	548
SL14- 14- 04	760	906	1.19	0.05905	0.00041	0.736	0.004	0.09042	0.00039	560	6	558
SL14- 14- 05	155	77	0.50	0.05813	0.00055	0.719	0.006	0.08968	0.00044	550	8	554
SL14- 14- 06	376	248	0.66	0.05887	0.00044	0.727	0.005	0.08958	0.00040	555	6	553
SL14- 14- 07	397	335	0.84	0.05862	0.00049	0.729	0.006	0.09026	0.00043	556	6	557
SL14- 14- 08	170	99	0.58	0.06045	0.00099	0.749	0.012	0.08987	0.00059	568	14	555
SL14- 14- 09	70	58	0.83	0.05813	0.00090	0.736	0.011	0.09186	0.00057	560	12	567
SL14- 14- 10	870	687	0.79	0.05893	0.00042	0.722	0.005	0.08887	0.00039	552	6	549
SL14- 14- 11	278	72	0.26	0.07012	0.00057	1.467	0.011	0.15172	0.00076	917	10	911
SL14- 14- 12	888	1053	1.19	0.05881	0.00038	0.701	0.004	0.08647	0.00038	539	4	535
SL14- 15- 01	83	58	0.69	0.05937	0.00060	0.746	0.007	0.09109	0.00049	566	8	562
SL14- 15- 02	283	279	0.99	0.05840	0.00047	0.698	0.005	0.08670	0.00045	538	6	536
SL14- 15- 03	191	164	0.86	0.05901	0.00044	0.717	0.005	0.08812	0.00043	549	6	544
SL14- 15- 04	81	52	0.64	0.05972	0.00062	0.701	0.007	0.08513	0.00048	539	8	527
SL14- 15- 05	209	196	0.94	0.05910	0.00096	0.675	0.010	0.08279	0.00044	524	12	513
SL14- 15- 06	272	312	1.15	0.07360	0.00066	0.831	0.007	0.08189	0.00044	614	8	507
SL14- 15- 07	303	344	1.13	0.06052	0.00061	0.688	0.007	0.08240	0.00047	531	8	510
SL14- 15- 08	161	149	0.93	0.05917	0.00057	0.675	0.006	0.08280	0.00043	524	8	513
SL14- 15- 09	342	412	1.20	0.05897	0.00046	0.671	0.005	0.08255	0.00040	521	6	511
SL14- 15- 10	123	118	0.96	0.05838	0.00088	0.674	0.010	0.08374	0.00057	523	12	518
SL14- 15- 11	326	437	1.34	0.05910	0.00041	0.723	0.005	0.08871	0.00044	552	6	548
SL14- 15- 12	226	243	1.08	0.06131	0.00122	0.738	0.014	0.08726	0.00053	561	16	539
SL14- 19B- 01	152	169	1.11	0.06071	0.00069	0.737	0.008	0.08809	0.00044	561	8	544
SL14- 19B- 02	178	124	0.69	0.05191	0.00111	0.168	0.003	0.02351	0.00017	158	6	150
SL14- 19B- 03	145	168	1.16	0.06133	0.00063	0.742	0.007	0.08772	0.00041	563	8	542
SL14- 19B- 04	148	161	1.09	0.05859	0.00063	0.711	0.007	0.08803	0.00042	545	8	544
SL14- 19B- 05	357	511	1.43	0.05891	0.00041	0.712	0.004	0.08763	0.00036	546	6	542
SL14- 19B- 07	177	194	1.10	0.05923	0.00051	0.717	0.005	0.08784	0.00038	549	6	543
SL14- 19B- 08	331	250	0.76	0.05854	0.00047	0.710	0.005	0.08797	0.00039	545	6	544
SL14- 19B- 09	275	256	0.93	0.05918	0.00051	0.713	0.006	0.08737	0.00040	546	6	540
SL14- 19B- 10	205	171	0.83	0.06291	0.00055	0.762	0.006	0.08789	0.00039	575	6	543
SL14- 19B- 11	156	112	0.72	0.05874	0.00054	0.726	0.006	0.08961	0.00040	554	6	553
SL14- 19B- 12	421	439	1.04	0.05872	0.00053	0.712	0.006	0.08790	0.00042	546	8	543
SL14- 19B- 13	457	398	0.87	0.06096	0.00058	0.728	0.006	0.08667	0.00043	556	8	536
SL14- 19B- 14	366	443	1.21	0.06041	0.00044	0.731	0.005	0.08778	0.00037	557	6	542
SL14- 19B- 15	130	108	0.83	0.05831	0.00054	0.711	0.006	0.08847	0.00040	545	8	546
SL14- 19B- 16	291	391	1.34	0.05874	0.00056	0.714	0.006	0.08815	0.00040	547	8	545



شکل ۵- تصویرهای کاتدولومینسانس نمونه‌هایی از زیرکن‌های سن‌سنجی شده در سنگ‌های جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی)

Th برابر با ۴۵ تا ۵۱۱ ppm است. مقدار Th/U زیرکن‌ها از ۰/۶۴ تا ۱/۶۷ است. مقدار  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  زیرکن‌ها از ۵۰۷ تا ۶۲۸ میلیون سال پیش است. سن به‌دست آمده برای زیرکن  $553.7 \pm 1.0$  Ma است (شکل ۶-B).

نمونه SI-14-15 (متاگابرو): زیرکن این نمونه به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و منشورهای کوتاه دیده می‌شود. منطقه‌بندی نوسانی در بیشتر زیرکن‌های این نمونه دیده می‌شود (شکل ۵). در این زیرکن‌ها، U برابر با ۶۴ تا ۳۷۰ ppm



شکل ۶- داده‌های سن سنجی سنگ‌های جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی) در: (A) نمودار Terra-Wasserberg (دست راست) و میانگین سن محاسبه شده (شکل دست چپ) روی کانی زیرکن در نمونه متاگابرویی؛ (B) نمودار Terra-Wasserberg (دست راست) و میانگین سن محاسبه شده (شکل دست چپ) روی کانی زیرکن نمونه متاگابرویی؛ (C) نمودار Terra-Wasserberg (دست راست) و میانگین سن محاسبه شده (شکل دست چپ) روی کانی زیرکن نمونه متادیوریتی

concordia) جای گرفته‌اند و این پدیده نشان‌دهنده دارا بودن سرب عادی و یا از دست دادن سرب است.

### زمین‌شیمی ایزوتوپ Hf زیرکن

شمار ۲ نمونه از سنگ‌های متاگابرویی و یک نمونه از سنگ‌های متادایوریتی برای بررسی ایزوتوپ Hf در کانی زیرکن برگزیده شدند. گزیده‌های از داده‌های ایزوتوپی Lu-Hf برای نمونه سنگ‌های مافیک- حدواسط جنوب‌باختری سلماس در جدول ۳ آورده شده است.

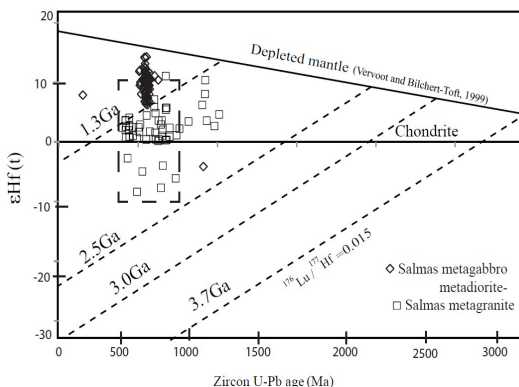
نمونه SL-14-19 (متادایوریت): زیرکن این نمونه به صورت نیمه‌شکل‌دار و منشورهای کوتاه دیده می‌شود. منطقه‌بندی نوسانی در بیشتر زیرکن‌های این نمونه دیده می‌شود (شکل ۵). در این زیرکن‌ها، U برابر با ۱۰۱ تا ۵۹۰ ppm و Th برابر با ۱۰۸ تا ۷۳۶ ppm است. مقدار Th/U زیرکن‌ها از ۰/۶۹ تا ۱/۶۹ است. مقدار  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  زیرکن‌ها نیز از ۵۴۰ تا ۵۶۳ میلیون سال پیش است. سن به دست آمده برای زیرکن  $6 \pm 542/5$  Ma است (شکل ۶-C). در این نمونه، برخی نقاط تجزیه‌شده‌ای در راست منحنی کنکوردیا

جدول ۳- گزیده‌های از داده‌های ایزوتوپ Hf سنگ‌های جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی)

Sample No.	Age(Ma)	1σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{NCC}}$	$T_{\text{DM}}^2$
SL14- 14- 01	550.00	2.00	0.045	0.001	0.00105	0.00003	0.282621	0.000021	0.282610	6.40	1.03	1331	1056	992
SL14- 14- 02	545.00	3.00	0.075	0.003	0.00197	0.00009	0.282668	0.000015	0.282648	7.62	1.03	1218	935	925
SL14- 14- 03	548.00	2.00	0.062	0.002	0.00148	0.00004	0.282626	0.000014	0.282611	6.38	1.03	1332	1057	991
SL14- 14- 04	558.00	2.00	0.028	0.002	0.00069	0.00003	0.282607	0.000021	0.282600	6.21	1.03	1354	1080	1008
SL14- 14- 05	554.00	3.00	0.024	0.002	0.00057	0.00004	0.282625	0.000018	0.282619	6.81	1.03	1298	1020	974
SL14- 14- 06	553.00	2.00	0.038	0.000	0.00094	0.00000	0.282657	0.000019	0.282647	7.78	1.03	1209	926	924
SL14- 14- 07	557.00	3.00	0.060	0.003	0.00146	0.00009	0.282647	0.000019	0.282632	7.32	1.03	1253	973	951
SL14- 14- 08	555.00	3.00	0.043	0.002	0.00108	0.00003	0.282644	0.000010	0.282633	7.31	1.03	1253	972	949
SL14- 14- 09	567.00	3.00	0.055	0.001	0.00132	0.00002	0.282626	0.000012	0.282612	6.84	1.03	1303	1026	983
SL14- 14- 10	549.00	2.00	0.091	0.002	0.00223	0.00006	0.282691	0.000012	0.282668	8.43	1.03	1148	861	887
SL14- 14- 11	911.00	4.00	0.047	0.001	0.00104	0.00003	0.282104	0.000012	0.282086	-4.12	1.04	2509	2311	1818
SL14- 14- 12	535.00	2.00	0.066	0.003	0.00177	0.00011	0.282757	0.000028	0.282739	10.64	1.03	939	637	763
SL14- 15- 01	562.00	3.00	0.048	0.001	0.00149	0.00002	0.282703	0.000018	0.282687	9.40	1.03	1069	776	848
SL14- 15- 02	536.00	3.00	0.143	0.002	0.00410	0.00004	0.283040	0.000020	0.282999	19.85	1.03	98	-261	290
SL14- 15- 03	544.00	3.00	0.082	0.000	0.00197	0.00002	0.282730	0.000018	0.282710	9.80	1.03	1021	725	813
SL14- 15- 04	527.00	3.00	0.045	0.000	0.00155	0.00001	0.282754	0.000030	0.282739	10.44	1.03	951	650	766
SL14- 15- 05	513.00	3.00	0.053	0.001	0.00127	0.00004	0.282737	0.000019	0.282725	9.64	1.03	1014	718	796
SL14- 15- 06	507.00	3.00	0.134	0.002	0.00331	0.00007	0.282822	0.000015	0.282790	11.83	1.03	811	501	679
SL14- 15- 07	510.00	3.00	0.094	0.000	0.00218	0.00002	0.282742	0.000015	0.282721	9.45	1.03	1030	734	803
SL14- 15- 08	513.00	3.00	0.112	0.001	0.00260	0.00001	0.282760	0.000015	0.282735	10.00	1.03	982	683	778
SL14- 15- 09	511.00	2.00	0.125	0.008	0.00283	0.00019	0.282821	0.000018	0.282794	12.04	1.03	795	484	671
SL14- 15- 10	518.00	3.00	0.072	0.010	0.00186	0.00024	0.282694	0.000023	0.282676	8.02	1.04	1164	877	883
SL14- 15- 11	548.00	3.00	0.103	0.000	0.00240	0.00002	0.282780	0.000012	0.282755	11.50	1.03	870	563	729
SL14- 15- 12	539.00	3.00	0.099	0.001	0.00245	0.00000	0.282861	0.000017	0.282836	14.16	1.03	621	298	585
SL14- 19B- 01	544.00	3.00	0.129	0.005	0.00290	0.00009	0.282744	0.000019	0.282714	9.96	1.03	1006	709	805
SL14- 19B- 02	150.00	1.00	0.054	0.001	0.00136	0.00004	0.282904	0.000015	0.282900	7.83	1.03	933	631	593
SL14- 19B- 03	542.00	2.00	0.115	0.003	0.00275	0.00007	0.282792	0.000013	0.282764	11.67	1.03	850	542	716
SL14- 19B- 04	544.00	2.00	0.084	0.001	0.00194	0.00003	0.282761	0.000019	0.282741	10.91	1.03	920	617	756
SL14- 19B- 05	542.00	2.00	0.095	0.001	0.00216	0.00000	0.282732	0.000020	0.282710	9.76	1.03	1023	727	814
SL14- 19B- 06	548.00	3.00	0.058	0.001	0.00134	0.00001	0.282732	0.000011	0.282718	10.18	1.03	989	691	797
SL14- 19B- 07	543.00	2.00	0.197	0.002	0.00422	0.00003	0.282847	0.000017	0.282804	13.11	1.03	720	403	642
SL14- 19B- 08	544.00	2.00	0.066	0.000	0.00194	0.00002	0.282802	0.000013	0.282782	12.36	1.03	788	477	682
SL14- 19B- 09	540.00	2.00	0.062	0.003	0.00140	0.00005	0.282714	0.000013	0.282700	9.36	1.03	1058	765	833
SL14- 19B- 10	543.00	2.00	0.058	0.002	0.00144	0.00002	0.282755	0.000014	0.282740	10.86	1.03	924	622	758
SL14- 19B- 11	553.00	2.00	0.069	0.000	0.00160	0.00001	0.282768	0.000016	0.282751	11.47	1.03	876	570	735
SL14- 19B- 12	543.00	2.00	0.118	0.002	0.00270	0.00006	0.282859	0.000021	0.282832	14.08	1.03	631	309	593
SL14- 19B- 13	536.00	3.00	0.077	0.000	0.00177	0.00000	0.282719	0.000013	0.282701	9.32	1.03	1059	766	831

نسبت ایزوتوپ اولیه Hf ( $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{initial}}$ ) برای نمونه‌ها از ۰/۲۸۲۹۹۲ تا ۰/۲۸۲۰۸۶ است. زیرکن این نمونه‌ها، مقدار  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  مثبت (۶/۲ تا ۱۴/۱۶؛ شکل ۷) را نشان می‌دهد. نمودار هیستوگرام  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  نیز مقدار میانگین ۱۰/۰۵ را نشان می‌دهد (شکل ۸- A). سن مدل هافنیم ( $T_{\text{DM2}}$ ) مقدار ۵۹۳ تا ۱۰۰۸ را نشان می‌دهد. نمودار هیستوگرام برای سن مدل هافنیم توزیع نرمال دارد و مقدار میانگین ۸۰۳ میلیون سال پیش (نئوپروتوزویک) را نشان می‌دهد (شکل ۸- B).

در سنگ‌های مافیک- حدواسط جنوب‌باختری سلماس، مقدار  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  مثبت بوده و برابر ۶/۲ تا ۱۴/۱۶ است. مقدار میانگین  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  برابر با ۱۰/۰۵ است (شکل ۸- B). مقدار مثبت  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  نشان می‌دهد نمونه‌ها در هنگام پیدایش ماگمایی خود، خاستگاه گوشته‌ای تهی شده (Juvenile) داشته‌اند. مقدار  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  نمونه‌ها کمتر از مقدار  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  پیش‌بینی شده برای گوشته تهی شده در نزدیک به ۶۰۰ میلیون سال پیش است (نزدیک به ۱۵؛ شکل ۷؛ Dhume و همکاران، ۲۰۱۱). این نکته با برخاستن ماگمای سازنده نمونه‌ها، به‌طور مستقیم از گوشته اولیه و تهی شده همخوانی ندارد. همان گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود، نمونه‌های مافیک- حدواسط در برابر سنگ‌های فلسیک (متاگرانیتی) جنوب‌باختری سلماس (Kozekoulani *et al.*, 2017)، مقدار  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  بالاتری دارند؛ از این رو، در برابر نمونه‌های فلسیک، سنگ‌های مافیک- حدواسط از مذاب‌های جوان و اولیه (Juvenile melts) خاستگاه گرفته‌اند.



شکل ۷- نمودار U-Pb age (Ma) در برابر  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  برای سنگ‌های جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی) (داده‌های متاگرانیت سلماس از Kozekoulani و همکاران (۲۰۱۷) هستند)

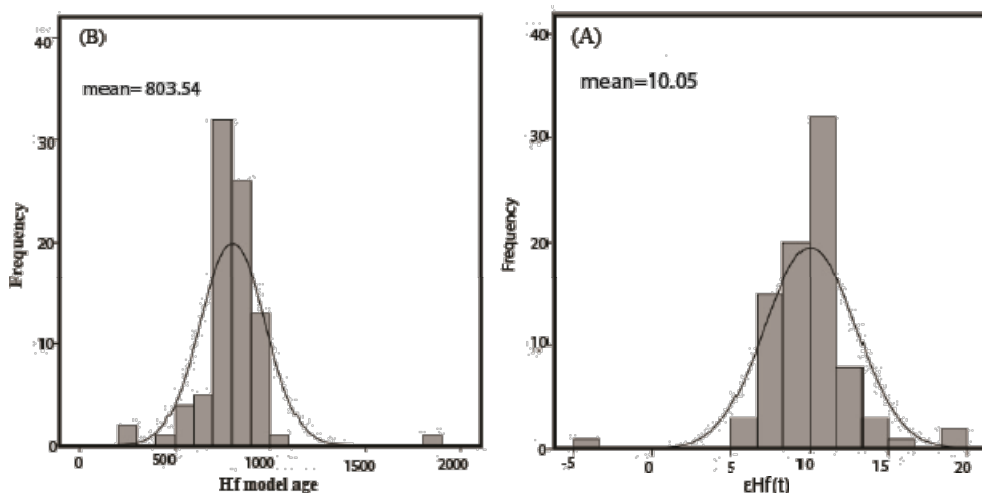
در جنوب‌باختری سلماس، داده‌های به‌دست‌آمده از سن سنجی به روش U-Pb روی کانی زیرکن و نیز ایزوتوپ Hf، ویژگی‌های خاستگاه و پهنه پیدایش سنگ‌های منطقه را به خوبی نشان می‌دهند. این داده‌ها تا اندازه‌ای چگونگی پیدایش و خاستگاه سنگ‌ها در این بخش از پهنه سنندج- سیرجان را نشان می‌دهند. سن سنجی مجموعه نفوذی‌های دگرگون‌شده مافیک- حدواسط، دامنه سنی ۵۴۲±۶/۵ تا ۵۵۳/۱±۷/۰ میلیون سال پیش (پایان نئوپروتوزویک- آغاز کامبرین) را نشان می‌دهد. سنگ‌هایی با سن پایان نئوپروتوزویک- کامبرین (پی سنگ کادومین) در بخش‌های گوناگونی از ایران گسترش دارند؛ مانند: تکاب- زنجان (Hassanzadeh *et al.*, 2008)، سورسات (Jamshidi Badr *et al.*, 2013)، خوی (Azizi *et al.*, 2011) در شمال‌باختری ایران، در ناحیه بیارجمند- تروند و نزدیک کاشمر در شمال‌خاوری ایران (Shafaii *et al.*, 2013; Balaghi Einalou *et al.*, 2014)، توده نفوذی لاهیجان در پهنه البرز و گلپایگان در پهنه سنندج- سیرجان (Hassanzadeh *et al.*, 2008; Nutman *et al.*, 2014)، گل‌گهر سیرجان (Safarzadeh *et al.*, 2016)، ناحیه ساغند- چادونی در ایران مرکزی (Ramazani and Tucker, 2003; Verdel

## بحث

نئوپروتروزوییک برای این نمونه‌هاست. بخش پوسته‌ای مربوط به فرورانش نیز (اندکی) در آن مشارکت و دخالت داشته است؛ از این‌رو، مقدار  $\epsilon\text{Hf}(t)$  نمونه‌ها از مقدار پیش‌بینی شده برای گوشته کمتر شده است.

بررسی‌های سن‌سنجی روی سنگ‌های فلسیک جنوب‌باختری سلماس، دامنه سنی  $۵۶۷ \pm ۲/۴$  تا  $۵۶۵ \pm ۲/۷$  میلیون سال پیش (پایان نئوپروتروزوییک - آغاز کامبرین) را نشان داده‌اند (Kozekoulan *et al.*, 2017). همچنین، بررسی‌های ایشان نشان می‌دهند این سنگ‌ها نشانه‌هایی از ماگماتیسم نئوپروتروزوییک - کامبرین در راستای مرز شمالی گندوانا هستند.

میانگین سن مدل هافنیم ( $T_{DM2}$ ) برای نمونه‌های مافیک - حدواسط،  $۸۰۳$  میلیون سال پیش (نئوپروتروزوییک) است (شکل ۸- B). سن مدل هافنیم این نمونه‌ها کمابیش به سن تبلور سنگ‌های مافیک - حدواسط نزدیک است. این نکته نشان می‌دهد خاستگاه نمونه‌های بررسی شده گوشته‌ای جوان بوده است (مانند: Kinney و Mass, ۲۰۰۳). بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند نمونه‌های بررسی شده در پهنه‌ای وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند. از این‌رو، مقدار مثبت  $\epsilon\text{Hf}(t)$  داده‌های سن مدل هافنیم ( $T_{DM2}$ )، به‌همراه بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده خاستگاه گوشته اولیه (Juvenile) در زمان



شکل ۸- نمودار هیستوگرام برای سنگ‌های جنوب‌باختری سلماس (آذربایجان غربی). (A) نمودار  $\epsilon\text{Hf}(t)$ ; (B) نمودار سن مدل هافنیم

فرورانش (Rollinson, 1993) که پوسته نقش بسیاری در فرایندهای ماگمایی دارد، Nb آنومالی منفی آشکاری نشان می‌دهد. برپایه نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982)، نمونه‌ها در ارتباط با پهنه وابسته به فرورانش (یا دخالت بخش پوسته‌ای) پدید آمده‌اند. برپایه بررسی‌های پژوهشگران گوناگون در این پهنه‌ها، ماگماتیسم در پایان نئوپروتروزوییک - آغاز کامبرین

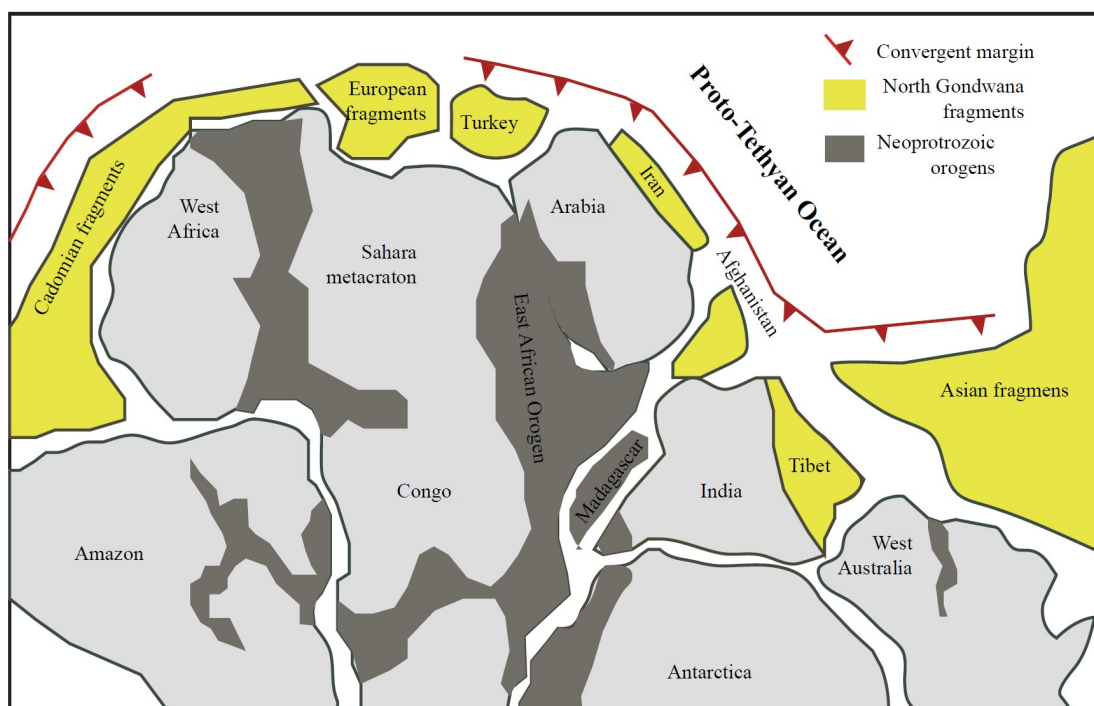
ویژگی‌های نمودارهای عنکبوتی رسم شده (مانند: غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE، مانند: Nb, Ta, Zr, Hf) نشان می‌دهد نمونه‌های بررسی شده در پهنه وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند. آنومالی عنصرهای Nb-Ta نشانه شناخته‌شده‌ای برای پیدایش در پهنه فرورانش به‌شمار می‌رود؛ زیرا در ماگماهای پدیدآمده در بالای پهنه‌های

ماگماتیسم کمان مرز فعال قاره‌ای در مرز شمالی گندوانا را به‌دنبال داشته است (شکل ۹).

به‌نظر می‌رسد فرورانش به زیر مرز فعال گندوانا، نزدیک به ۴۰۰-۴۵۰ میلیون سال پیش و در پی برخورد قاره-قاره یا برخورد پوسته قاره‌ای-اقیانوسی به پایان رسیده باشد (UstaÖmer *et al.*, 2009). پس از این برخورد، فعالیت ریفت‌شدگی در آغاز اردوویسین-سیلورین، بازشدن اقیانوس پالئوتتیس و جداشدن بخش‌هایی از شمال گندوانا از بخش‌های جنوبی آن را به‌دنبال داشته است. فعالیت ریفت‌شدگی بعدی در مرز شمالی گندوانا در پی بازشدن اقیانوس نئوتتیس روی داده است. در پی این فرایند، بخش‌هایی از ایران مرکزی، البرز و پهنه سندانج-سیرجان که دربردارنده سنگ‌های کادومین (اواخر نئوپروتروزیویک-کامبرین) هستند، جدا شده و به‌سوی اوراسیا جابجا شده‌اند. در الیگو-میوسن، این بخش‌ها دوباره به گندوانا پیوسته‌اند.

(پی‌سنگ کادومین) دربردارنده فرایند ماگمایی گسترده‌ای در کمان مرز فعال قاره‌ای در راستای مرز شمالی گندوانا بوده است (Gessner *et al.*, 2001; Ramazani and Tucker, 2003; Hassanzadeh *et al.*, 2008; Shafaii Moghadam *et al.*, 2013; Balaghi *et al.*, 2014).

کمر بند کوهزایی آلپ-همیالیا دربردارنده سرزمین‌های پری‌گندوانا (Peri-Gondwana) است که با ماگماتیسم تیپ کادومین در پایان نئوپروتروزیویک-کامبرین شناخته می‌شوند (Ustaömer *et al.*, 2009, 2011; Nance *et al.*, 2002; Fernández- Suárez *et al.*, 2000, 2002). ماگماتیسم تیپ کادومین، در پایان نئوپروتروزیویک-کامبرین در کمر بند کادومین، نشان‌دهنده ماگماتیسم کمان مرز فعال قاره‌ای در راستای مرز شمالی گندوانا است (Ustaömer *et al.*, 2009, 2011; Ramezani and Tucker, 2003). فرورانش اقیانوس ایپتوس (Iapetus Ocean) یا پروتوتتیس در پایان نئوپروتروزیویک-کامبرین،



شکل ۹- جایگاه قاره‌ها و قطعه‌های قاره‌ای کوچک در نقشه بخشی از گندوانا در آغاز مزوزویک (با تغییراتی پس از: Stern, ۱۹۹۴a, b)



## نتیجه‌گیری

هستند که در پی فرایند ماگمایی گسترده کمان مرز فعال قاره‌ای در راستای مرز شمالی گندوانا پدید آمده‌اند. از این رو، برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، ایزوتوپ هافنیم و سن مدل ایزوتوپ هافنیم، این سنگ‌ها پیامد دخالت بخش پوسته‌ای در پهنه‌ای وابسته به فرورانش در مرحله پایانی بهم‌پیوستن گندوانا در کمر بند کادومین هستند. هنگام فرایندهای پی‌درپی باز- و بسته‌شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس، پاره‌های پهنه کادومین از شمال گندوانا جدا و به اوراسیا پیوسته‌اند. در زمان الیگو- میوسن، این پاره‌های جدا شده دوباره به گندوانا پیوستند.

سن‌سنجی زیرکن‌های توده نفوذی دگرگون‌شده جنوب‌باختری سلماس با ترکیب مافیک- حدواسط در شمال‌باختری ایران سن پایان نئوپروتروزویک- کامبرین را نشان می‌دهند. داده‌های ایزوتوپ Hf، به همراه سن مدل آنها نشان می‌دهند این سنگ‌ها از خاستگاه گوشته اولیه‌ای (Juvenile) در نئوپروتروزویک پدید آمده‌اند. توده‌های نفوذی دگرگون‌شده جنوب‌باختری سلماس همراه با پی‌سنگ‌های مشابه از ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و البرز، بخشی از پهنه کادومین در مرز شمالی گندوانا

## منابع

- Aganabati, S. A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 859- 877.
- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo- Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of American Bulletin* 103: 983- 992.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A- type Hasanrobat granite, Sanandaj- Sirjan belt: A new record of the Gondwana break- up in Iran. *Lithos* 151: 122- 134.
- Asadpour, M., Heuss, S. and Pourmoafi, S. M. (2014) New evidence of Precambrian and Paleozoic magmatism in Gharebagh intrusives, NW of Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences* 89(23): 129- 142 (in Persian).
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T. and Asahara, Y. (2011) Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), Northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research* 185: 87- 94.
- B'echennec, F., Le M'etour, J., Rabu, D., Beurrier, M., Bourdillon-Jeudy-de-Grissac, C., De Wever, P., Tegye, M. and Villey, M. (1989) G'eologie d'une cha'ne issue de la T'ethys: les montagnes d'Oman. *Bulletin de la Soci'ete g'eologique d'France* 2: 231-40.
- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M. G. and Mohajjel, M. (2014) Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 92: 92- 124.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Buick, I. S., Storkey, A. and Williams, I. S. (2008) Timing relationships between pegmatite emplacement, metamorphism and deformation during the intra- plate Alice Springs Orogeny, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 26: 915-936.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C. and Cawood, P. (2011) When continents formed. *Science* 331: 154- 155.
- Eftekharijad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Iranian Journal of Petrology* 82: 19-28 (in Persian).

- Frenández- Suárez, J., Gutiérrez- Alonso, G. and Jeffries, T. E. (2002) The importance of along margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoprotozoic rocks from Iberia and Berritany. *Earth and Planetary Science Letters* 204: 75- 88.
- Frenández- Suárez, J., Gutiérrez- Alonso, G., Jenner, G. A. and Tubrett, M. N. (2000) New ideas on the Protozoic- Early Paleozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research* 102: 185- 206.
- Hasanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J.D. (2008) U-Pb geochronology of late neoprotozoic- early Cambrian granitoid in Iran: implication for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71- 96.
- Jamshidi Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M. (2013) The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 21(1): 1-31.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock- forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Khodabandeh, A. A., Soltani, A., Sartipi, A. and Emami, M. H. (1997) Explanatory text of Salmas. Geological Quadrangle map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Kinney, P. D. and Maas, R. (2003) Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Review Mineralogy Geochemistry* 53: 327-341.
- Kozekoulani, F., Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H. (2017) Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf & O isotopes of the metamorphosed intrusive rocks from SW Salmas. *Iranian Journal of Earth Sciences* 26(102): 303- 312 (in Persian).
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology* 22: 1125-1139.
- Nabavi, M. H. (1977) The introduction of the geological of Iran. Geological survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).
- Nance, R. D. Gutierrez Alonso, G. Keppie, J. D. Linnemann, U. Murphy, J. B. Quesada, C., Strachan, R. A. and Woodcock, N. (2010) Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17 (2-3): 194-222.
- Nance, R. D., Murphy, J. B. and Keppie, J. D. (2002) A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352: 11-31.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., Strachan, R. A., Keppie, J. D., Gutiérrez- Alonso, G., Fernández- Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'Lemos, R. and Pisarevsky, S. A. (2008) Neoproterozoic-early Paleozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri- Gondwanan terranes: The Boundaries of the West African Craton. In: Amazonian v. West African connection (Eds. Ennih, N. and Liégeois, J. P.) Special Publication 297: 345-383. Geological Society, London. UK.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S.) 525- 548. Wiley, New York, US.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., London, UK.
- Safarzadeh, E., Masoudi, F., Hassanzadeh, J. and Pourmoafi, S. M. (2016) The presence of Precambrian basement in Gole Gohar of Sirjan (south of Iran). *Iranian Journal of Petrology* 26: 153- 170 (in Persian).
- Şengör, A. M. C. and Natal'in B. A. (1996) Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: *The Tectonic Evolution of Asia* (Eds. Yin, A. and Harrison, T. M.) 486-640. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Şengör, A. M. C. (1987) Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15: 213-244.

- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santo, J. F. and Wu, H. (2013) Cadomian (Ediacaran- Cambrian) arc magmatism in the Chah Jam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research* 27(1): 439-452.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33.
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Favre, P., Pilleveit, A. and Vannay, J. C. (2001) Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neotethys East- Mediterranean basin connection. In: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Eds. Ziegler, P. A., Cavazza, W. Robertson, A. H. F. and Crasquin- Soleau, S.) 186: 51- 108. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, Paris, France.
- Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*. (Eds. Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D. A.) Special Publications 173: 1-23. Geological Society, London, UK.
- Stern, R. J. (1994a) Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22: 319-351.
- Stern, R. J. (1994b) Neoproterozoic (900-550 Ma) Arc Assembly and continental collision in the East African Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22: 319-351.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229- 1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313- 345. Geological Society, London, UK.
- Termier, H. and Termier, G. (1960) *Atlas de Paléogéographie*. Masson, Paris, France.
- Ustaömer, P. A. Ustaömer, T. Collins, A. S. and Robertson, A. H. F. (2009) Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 99-112.
- Ustaömer, P. A. Ustaömer, T., Gerdes, A. and Zulauf, G. (2011) Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): evidence for Amazonian affinity. *International Journal of Earth Sciences* 100: 23- 41.
- Verdel, C. Wernicke, B. P. Ramezani, J. Hassanzadeh, J. Renne, P. R. and Spell, T. L. (2007) Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran- style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119: 961- 977.
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., Zhang, S. B., Zhao, Z. F., Wu, F. Y. and Liu, X. M. (2007) Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatite from the North Dabie terrane in China: constraints on partial melting. *Journal of Metamorphic Geology* 25: 991-1009.
- Zhai, Q. G., Li, C. and Huang, X. P. (2007) The fragment of Paleo- Tethys ophiolite from central Qiangtang, Tibet: geochemical evidence of metabasites in Guoganjiannian. *Science in China* 50: 1302-1309.
- Zhai, Q. G., Li, C., Wang, J., Zhan Sheng, J. and Wang, Y. (2009) SHRIMP U-Pb dating and Hf isotopic analyses of zircons from the mafic dyke swarms in central Qiangtang area, Northern Tibet. *Chinese Science Bulletin* 54: 2279- 2285.