

# سن پرتوسنجی بخش‌های مافیک و دگرگونی‌های میزبان مجموعه

## اولترامافیک – مافیک سیخوران، جنوب خاوری ایران

نوشته: دکتر حبیب‌الله قاسمی\*، دکتر مسیب سبزه‌ئی\*\*، دکتر تیری ژوتو\*\*\*،

دکتر اروه بلون\*\*\*\* و دکتر محمد هاشم امامی\*\*\*\*\*

### Radiometric Age of Mafic Parts and Metamorphic Hosts of Sikhoran Ultramafic-Mafic Complex, Southeastern Iran

By: Dr. H. Ghasemi\*, Dr. M. Sabzehei\*\*, Dr. T. Juteau\*\*\*,  
Dr. H. Bellon\*\*\*\* & Dr.M.H. Emamei\*\*\*\*\*

#### چکیده

مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران با مرز نفوذی در دگرگونی‌های پالئوزویک و با مرز گسلی در زیر آمیزه‌های رنگین مزوزویک قرار دارد. پیش از این، این مجموعه به همراه دیگر مجموعه‌های مشابه در ناحیه اسفندقه، صرفاً بر اساس روابط چینه‌شناختی به پالئوزویک نسبت داده شده بود. مطالعات دقیق صحرایی، آزمایشگاهی و به ویژه زمین‌شیمی ایزوتوبی، نه تنها سن دقیق بخش‌های مختلف این مجموعه، بلکه مسئله‌های مهمتری یعنی طبیعت چندزادی آن را آشکار ساخت. اندازه‌گیری سن مطلق به روش K-Ar بر روی کانیها و کل سنگ در بخش‌های مختلف این مجموعه نشان می‌دهد که سن بیوتیت‌های موجود در گنیس‌های دگرگونی‌های پالئوزویک میزبان،  $305 \pm 7$  میلیون سال (کربنیفر پسین)، سن مسکوویت‌های موجود در گرانیت‌های آناتکتیک درون آنها،  $330 \pm 8$  میلیون سال (کربنیفر پسین)، سن آمفیبول‌های میان‌لایه‌های آمفیبولیتی همراه گنیسها  $325 \pm 17$  میلیون سال (کربنیفر پسین)، سن آمفیبول‌های دایک‌های گابرو - پگماتوئیدی که توالی کومولاهای اولترامافیک - مافیک لایه‌ای را قطع می‌کنند، از ۲۸۰ تا ۲۵۰ میلیون سال (پرمن)، سن آمفیبولها و پلاژیوکلازهای برخی دایک‌های گابروپگماتوئیدی و میگماتیت‌های بازی حاصل از ذوب آمفیبولیتها در حاشیه گابروی ایزوتروپ و سن آمفیبول‌های آمفیبولیت‌های میزبان، ۱۸۴ تا ۲۲۰ میلیون سال (تریاس میانی - پسین، سن تزریق توده گابروی ایزوتروپ)، سن نمونه‌های کل سنگ دایک‌های دیابازی که مجموعه اولترامافیک - مافیک، دگرگونی‌های پالئوزویک و گابروهای ایزوتروپ را قطع می‌کند، به طور عمده در محدوده ۱۶۰ تا ۱۳۴ میلیون سال (ژوراسیک میانی - پسین) و یک نمونه حدود ۸۱ میلیون سال (کرتاسه پسین) و بالاخره، سن مسکوویت‌های فزیتی گارنت میکاشیست‌های آمیزه‌های رنگین کوه آشین، حدود ۸۰ میلیون سال (کرتاسه پسین) است.

**واژه‌های کلیدی:** سیخوران، اولترامافیک - مافیک، آناتکتیک، کربونیفر، پرمن، کومولا - یگماتوئید، ایزوتروپ، فزیت، آشین

#### Abstract

Sikhoran Ultramafic-Mafic Complex, in southeastern Iran, has intruded into the Palaeozoic metamorphic rocks and is overlain by Mesozoic colored mélanges with fault boundary. The age of the complex and other similar complexes have Stratigraphically been supposed to be Palaeozoic. Detailed field and laboratory studies particularly, isotope geochemistry, not only revealed the age of different parts of the complex, but more significantly also showed its polygenetic nature.

Radiometric age determinations by K-Ar method on minerals and whole rocks of different parts of the complex show  $305 \pm 7$  Ma for biotite of host Palaeozoic gneiss,  $330 \pm 8$  Ma for muscovite of anatectic granite intrusions in host Palaeozoic gneiss,  $325 \pm 17$  Ma for amphibole of host Palaeozoic amphibolites (Middle-Late Carboniferous), 250-280 Ma for amphibole of gabbro-pegmatoid dykes cutting the ultramafic-mafic cumulates (Permian), 184-220 Ma for amphibole and plagioclase of some gabbro-pegmatoid dykes and basic migmatites resulted from amphibolite anatexis in the contact of isotropic gabbros with Palaeozoic metamorphic rocks of host amphibolites (Middle-Late Triassic, the age of isotropic gabbro emplacement), 81-

160 Ma for whole rock samples of diabasic dykes (Middle Jurassic-Upper Cretaceous) and finally  $81 \pm 2$  Ma for phengitic muscovite of Ashin colored mélange mica schists.

**Keyword:** Sikhoran, Ultramafic, Mafic,-Anatectic, Carboniferous, Permian Kumulate, Pegmatoid, Isotrop, Phengite, Ashin

#### مقدمه

آهکهای ژوراسیک بالایی - کرتاسه و آبرفتیهای کواترنر است (قاسمی، ۱۳۷۹).

#### سن پیکره های مختلف سنگی منطقه

اگرچه امروزه مطالعات سن سنجی ایزوتوبی بخش مهمی از سنگ شناسی به شمار می آید اما در انجام و همچنین استفاده از نتایج آنها باید احتیاطهای لازم را به کار گرفت. آنچه بیش از همه اهمیت دارد، انجام مطالعات دقیق صحرایی و تعیین روابط میان واحدهای مختلف سنگی است. اصولاً، انجام دقیقترین آزمایشهای سن سنجی ایزوتوبی بدون تکیه بر مطالعات دقیق صحرایی، بی فایده خواهند بود. از این رو، در این مقاله، نخست به شرح روابط صحرایی و سن نسبی پیکره های مختلف سنگی منطقه و به ویژه توده اولترامافییک - مافییک پرداخته می شود و سپس با شرح روش سن سنجی ایزوتوبی K-Ar، نتایج حاصل از این روش بر روی نمونههای مختلف سنگی منطقه ارائه و تفسیر میشود.

#### سن نسبی

پیکره های سنگی منطقه سیخوران را سه مجموعه آذرین، رسوبی و دگرگونی تشکیل می دهند. در نگاه نخست، تنها در باره مجموعه رسوبی می توان به صراحت اعلام کرد که سن بخش شیلی - ماسه سنگی قاعده آن ژوراسیک زیرین و سن بخش آهکی روی آن، ژوراسیک بالایی است. این سن را همه پژوهشگران (Hubber 1955, Harrison 1930) ، سبزهئی و بربریان، ۱۹۷۲؛ سبزهئی، ۱۹۷۸، ۱۹۷۵، ۱۹۷۴، ۱۹۷۲، ۱۹۸۷) تأیید کردهاند. از آنجا که رسوبات ژوراسیک زیرین با ناپوستگی زاویه دار و کنگلومرای قاعدهای، مجموعه های دگرگونی زیرین را می پوشاند، بنابراین، سن مجموعههای دگرگونی بدون شک پیش از ژوراسیک زیرین است. این پژوهشگران، سنگ مادر این مجموعهها را به پالئوزویک زیرین - میانی و دگرگونی آنها را به پالئوزویک پسین و تریاس پسین نسبت داده اند.

نخستین بار Hubber (1955) دگرگونیهای منطقه را سازند سرگز نامید. سبزهئی (۱۹۷۴) آنها را به دو بخش سنگهای دگرگونی پالئوزویک (مجموعه های سرگز - آبشور) و دگرگونی های زون آمی زه رن گئی تقسیم کرد. به نظر می رسد که مواد اولیه دگرگونیهای سرگز، متعلق به دوین - کرنیفر باشد. سبزهئی و بربریان (۱۹۷۲) در سنگ آهکهای درون

پیکره های سنگی اولترامافییک - مافییک ایران زمین را به پیروی از زمین شناسانی پیشگام همچون (Gansser 1974, Stocklin 1974, 1968) و Ricu (1971) ...، به نام افیولیت، افیولیت ملائز و آمیزه رنگین خوانده و بیشتر هم آنها را به دو گروه وابسته به اقیانوس زایی دیرینه تئیس (پالئوزویک) و وابسته به اقیانوس زایی نوتئیس (مزوزویک) تقسیم کرده اند (علوی تهرانی، ۱۹۷۷، ۱۹۸۰؛ Desmon 1977, 1982، Lensch. et al, 1977، مجیدی، ۱۹۷۸، Delaloye and Desmons, 1980، بربریان و کینگ، ۱۹۸۱، نقره یان، ۱۹۸۲، Desmons and Delaloye 1983، سرکاری، نژاد، ۱۹۸۵، ۱۹۸۵، Diefenbach. et al, 1986، Glennie et al, 1990، Arvin and Robinson 1994). به رغم مطالعات گسترده صحرایی و گاه سنگ شناختی، مطالعات ایزوتوبی چندانی بر روی این پیکرها صورت نگرفته است.

مجموعه سیخوران نخستین بار توسط سبزهئی (۱۹۷۴) مطالعه و صرفاً براساس روابط چینه شناختی به پالئوزویک نسبت داده شد. به رغم وضعیت زمین شناسی بسیار جالب توجه آن، به دلیل موقعیت جغرافیایی خاص، پس از آن نیز هیچ مطالعه دقیقی بر روی آن صورت نگرفت و همچون گذشته در زمره مجموعه های افیولیتی پالئوزویک قرار داده شد. قاسمی (۱۳۷۹) با همکاری یک گروه پژوهشگر فرانسوی به سرپرستی پروفسور ژوتواژ دانشگاه برتان غربی، این مجموعه را مورد مطالعه صحرایی و آزمایشگاهی قرار داده است. بخشهایی از نتایج این مطالعه در نوشتارهایی به چاپ رسیده و بقیه نیز به تدریج انتشار خواهند یافت. در این مقاله، به بیان و تفسیر نتایج حاصل از سن پرتوسنجی پرداخته می شود.

#### زمین شناسی منطقه

در منطقه سیخوران، رخنمونهایی از سه مجموعه سنگی آذرین، دگرگونی و رسوبی دیده می شود (شکل ۱). پیکره آذرین را مجموعههای چندزادی از یک توالی به هم پیوسته اولترامافییک - مافییک به سن پیش از پرمین (مجموعه سیخوران)، گابروهای ایزوتروپ به سن تریاس میانی - پسین (گابروهای آبشور) و دایکهای پراکنده دیابازی با سنهای مختلف از ژوراسیک تا کرتاسه تشکیل داده اند. پیکره دگرگونی شامل دو مجموعه متفاوت از دگرگونیهای پالئوزویک و آمیزه های رنگین مزوزویک و پیکره رسوبی مشتمل بر نهشته های نوع فلیشی ژوراسیک زیرین،

سنگهای آتشفشانی در لبه زاگرس از این زمان شکل گرفته اند، لذا می توان این مجموعه گلوکوفان شیتت را هم ارز توریدیت های تریاس بالا - کرتاسه بالای پیشاکون در نیریز دانست (سبزه بی، ۱۹۷۴). مطالعات پژوهشگران مختلف بر روی مجموعه های افیولیتی نقاط مختلف ایران نشان داده است که مواد اولیه این آمیزه های رنگین به مزوزویک تعلق داشته، در زمان کرتاسه پسین - ائوسن، به دنبال بسته شدن و نابودی حوضه های اقیانوسی تشکیل افیولیتها، متحمل دگرگونی فشار بالا - دما پایین شده اند.

### سن سنجی سنگها و کانیهای مجموعه به روش پتاسیم - آرگن

عنصر پتاسیم یکی از هشت عنصر فراوان پوسته زمین و سازنده اصلی کانیهای پتاسیم دار مانند میکاها، فلدسپارهای قلیایی، فلدسپاتوئیدها، کانیهای رسی و برخی کانیهای تبخیری است. افزون بر این، در ساختمان برخی کانیهای دیگر مانند پلاژیو کلازاها و آمفیبولها نیز کم و بیش وجود دارد.

به منظور بررسی دقیق سن مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران و با توجه به فراهم شدن امکانات این امر، حدود ۲۰ نمونه از بخشهای گابرویی، دایکهای گابرو - پگماتوئیدی، دایکهای دیابازی و مجموعه دگرگونی اطراف توده انتخاب و در دانشگاه برتان غربی در شهر برست فرانسه به روش K-Ar تعیین سن گردید. از آنجا که انجام این روش نیازمند وجود مقداری پتاسیم در سنگها یا کانیهای مورد آزمایش است، و با توجه به نبود پتاسیم در سنگها و کانیهای مجموعه کومولایی، بنابراین تعیین سن دقیق این بخش از مجموعه اولترامافیک - مافیک ممکن نشد. بدین منظور، لازم است سن این بخش از مجموعه به روش ساماریم - نئودیمیم بر روی پیروکسینها تعیین گردد.

### آماده سازی و تجزیه در آزمایشگاه زمین گاه شماری

#### دانشگاه برتان غربی، برست، فرانسه

#### الف) آماده سازی

در این آزمایشگاه، سن پرتوسنجی تنها به روش پتاسیم - آرگن و اصولاً به دو روش کل سنگ و کانی جدا شده صورت می گیرد. ابتدا پس از انتخاب بهترین و سالمترین نمونه، آنرا با دست گاه برش سنگ به برشهایی به ضخامت ۵ میلیمتر در آورده تا آثار هوازدگی را بتوان به آسانی در آن تشخیص داد. سپس، برشهای مزبور شسته و کاملاً خشک می شوند. در مرحله بعد، بخشهای حاشیه ای و یا هر بخش دیگری را که دارای آثار هوازدگی باشد، با چکش دستی از نمونه جدا کرده، بخشهای سالم در بوته هایی از جنس آگات خرد شده و پس از عبور از الک،

میکاشیستها و شیتتهای سبز مجموعه سرگز، بقایای بازوپایان، لاملی برانشها و کرینوئیدها را یافتند. در ناحیه ده سرد در نزدیکی همین منطقه، هوشمندزاده و بربریان (۱۹۷۲) در مجموعه ای قابل مقایسه با مجموعه سرگز - آبشور، دانه های گرده ای را یافتند که کیمیایی (۱۹۷۲)، آنها را متعلق به دونین تشخیص داد. به هر حال، سن مواد اولیه مجموعه آبشور، پیش از دونین و سن مواد اولیه مجموعه سرگز، دونین - کربنیفر است. سن دگرگونی مجموعه سرگز نیز بدون شک پیش از ژوراسیک پیشین است، چرا که با ناپیوستگی زاویه دار و کنگلومرای قاعده ای توسط رسوبات ژوراسیک زیرین پوشیده می شود (سبزه بی، ۱۹۷۴).

مجموعه به هم پیوسته اولترامافیک - مافیک از یک بخش پریدوتیت پسمانده گوشته ای و یک بخش کومولاهای اولترامافیک - مافیک لایه ای تشکیل شده است. این مجموعه توسط دایکهای متعدد گابروپگماتوئیدی (سری ۱)، گابرویی (سری ۲)، توده گابروی ایزوتروپ آبشور (سری ۳) و دایکهای دیابازی (سری ۴) بریده شده اند. دایکهای گابروپگماتوئیدی سری ۱ توسط دایکهای گابرویی و گابروپگماتوئیدی سری ۲ بریده شده اند. دایکهای سری ۲ توسط دایکهای گابرویی و گابروهای ایزوتروپ سری ۳ قطع می شوند. بالاخره، دایکهای دیابازی سری ۴ همه دایکهای قبلی، توده گابرویی ایزوتروپ و دگرگونیهای پالئوزویک را قطع می کنند. این روابط صحرائی نشان میدهد که توالی به هم پیوسته اولترامافیک - مافیک باید قدیمی تر و یا دست کم هم سن باشند (قاسمی، ۱۳۷۹).

گابروهای ایزوتروپ، کل توالی اولترامافیک - مافیک را قطع کرده، میان بارهای فراوانی از آن را با خود بالا آورده و در دگرگونیهای پالئوزویک، دگرگونی همبری شدیدی ایجاد کرده اند (قاسمی، ۱۳۷۹). از آنجا که این گابروها بر نهشته های ژوراسیک زیرین اثری نگذاشته اند، بنابراین، به یقین به پیش از ژوراسیک زیرین و پس از دونین - کربنیفر تعلق دارند. سبزه بی (۱۹۷۴) بدون تعیین سن مطلق و صرفاً براساس روابط چینه شناختی، سن این گابرو را به تریاس میانی - پسین نسبت داد که با داده های سن سنجی ایزوتوپی این پژوهش، تأیید میشود. افزون بر این، این روابط صحرائی نشان می دهند که توالی به هم پیوسته اولترامافیک - مافیک باید قدیمتر از تریاس میانی - پسین باشد.

زون آمیزه رنگین نیز شامل مخلوطی زمین ساختی از گلوکوفان شیتتهای سرپانتینیتها، رسوبات فلیشی، رادیولاریت، گدازه های بالشی، هیالو کلاستیتها، کراتوفیر، داسیت، ریولیت، آهکهای پلاژیوک و آهکهای گلوبوترونکانادار است که با مرز گسلی بر روی پیکره های اولترامافیک - مافیک قرار دارند. با توجه به اینکه در منطقه اسفندقه و حاجی آباد مرحله کافتش از تریاس پسین آغاز شده و حوضه های ته نشست فلیش و

### ج) اندازه گیری نسبت های ایزوتوپی آرگون نمونه ها با طیف سنج جرمی

برای اندازه گیری نسبت های ایزوتوپی آرگون نمونه ها نیز بسته به میزان  $K_2O$ ، وزن مورد نیاز نمونه ها متفاوت است. در نمونه های سرشار از  $K_2O$  مانند بیوتیت، مسکوویت و ارتوکلاز، حدود ۱۰۰ میلی گرم و در نمونه های فقیر از آن مانند آمفیبول، پلاژیوکلاز و کل سنگ حدود ۸۰۰ میلی گرم از نمونه مورد نیاز است.

ابتدا مقدار مورد نظر از نمونه را روی ورق آلومینیومی نازک مخصوص ریخته، به دقت وزن میکنند و سپس آن را به خوبی پیچیده و در لوله دستگاه که از جنس آگات و مولیبدن است، قرار می دهند. ظرفیت دستگاه حدود ۱۰ نمونه برای ۵ روز کاری هفته است. پس از جوش دادن اتصالات شیشه ای لوله ها، فشار داخل لوله ها را به  $10^{-9}$  تا  $10^{-10}$  اتمسفر ( $10^{-6}$  تا  $10^{-7}$  پاسکال) کاهش می دهند تا تقریباً هیچ گازی در لوله ها باقی نماند. سپس دمای المنت را به ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد رسانده تا نمونه کاملاً ذوب و آرگون آن آزاد شود. برای خالص سازی گاز آرگون نمونه، لوله های دیگر در مسیر قرار دارد که حاوی دانه های ریز اسفنجی تیتانیم است. این لوله را تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد گرم کرده تا گازهای فعال آزاد شده از ذوب نمونه را جذب کند. آرگون به دلیل خنثی بودن جذب این دانه ها نمی شود. پس از حدود ۳۰ دقیقه، گاز آرگون درون این لوله ها را به درون مجموعه ای از لوله ها پمپ کرده و با قرار دادن نیتروژن مایع در اطراف این لوله ها، دمای آن را به ۱۹۶- درجه سانتیگراد می رسانند تا تمام گاز آرگون در آنها متمرکز شود (تمرکز حدود ۹۵ تا ۹۷ درصد). سپس، پمپ مسیر بسته شده و نیتروژن مایع را برمی دارند تا دمای درون لوله ها به دمای اتاق برسد. در این مرحله با دستگاه طیف سنج جرمی از نوع THOMSON CAMECA TSN 205 SE نسبت ایزوتوپی های مختلف آرگون اندازه گیری میشود.

### نتایج حاصل از سن سنجی و تفسیر زمین شناختی آنها

شکل ۱ پراکنندگی نمونه های مورد استفاده برای سن سنجی را در نقشه زمین شناسی منطقه سیخوران و جدول ۱ نتایج حاصل از سن سنجی آنها را نشان میدهد. شکی نیست که سنهای پرتو سنجی، تنها پس از تفسیر زمین شناختی ارزش و اعتباری می یابند. بر اساس این جدول، سن بیوتیت های موجود در گنیسهای مجموعه دگرگونی های پالئوزویک  $305 \pm 7$  میلیون سال و سن مسکوویت های موجود در گرانیتهای آناکتیک آنها  $330 \pm$  میلیون سال به دست آمده است. بر اساس مشاهدات صحرائی، کاملاً روشن است که مسکوویت گرانیتهای از ذوب بخشی گنیسها حاصل شده اند و بنابراین باید جوانتر یا هم سن آنها باشند. در مقاطع میکروسکوپی، برخی از بیوتیت های گنیسها اندکی کلریتی شده اند. همین

بخش زیر الکت ۳۰۰ و روی الکت ۱۵۰ میکرون برای تجزیه ایزوتوپی انتخاب میشوند. بخش پایینتر، به طور عمده محصول هوازدگی بوده و برای سن سنجی مناسب نیست.

نمونه با اندازه دانه ۱۵۰ تا ۳۰۰ میکرون را ۳ تا ۲ بار با آب معمولی و یک بار با آب مقطر شستشو داده و سپس در اتوکلاو قرار می دهند تا کاملاً خشک شود. اگر هدف انجام آنالیز روی کانیهای جدا شده باشد، باید در این مرحله به هر روش ممکن (مانند مایعات سنگین و دستگاه فرانس) کانیهای مورد نظر را جدا کرد.

مقدار وزن مورد نیاز از هر نمونه، به میزان  $K_2O$  آن بستگی دارد. برای نمونه های فقیر از پتاسیم مانند نمونه های کل سنگ کل و کانیهای همچون آمفیبول و پلاژیوکلاز، حدود دو گرم و برای نمونه های سرشار از پتاسیم مانند مسکوویت، بیوتیت و ارتوز حدود یک گرم کافی است.

در اندازه گیری نسبت آرگون نمونه ها، از همین دانه بندی استفاده میشود اما برای اندازه گیری مقدار پتاسیم باید بخشی از نمونه را پودر کرد. برای این امر در نمونه های سرشار از پتاسیم حدود نیم گرم و در نمونه های فقیر از پتاسیم حدود یک گرم از نمونه را در آسیاب آگات الکتریکی، پودر می شود.

### ب) اندازه گیری عیار $K_2O$ نمونه ها با طیف سنجی جذب اتمی

مقدار  $K_2O$  نمونه ها با دستگاه طیف سنجی جذب اتمی اندازه گیری شده است. برای نمونه های غنی از پتاسیم مانند ارتوکلاز، بیوتیت و مسکوویت، دو مقدار یکی حدود ۳۰ میلی گرم و دیگری حدود ۴۰ میلی گرم و برای نمونه های فقیر از پتاسیم مانند نمونه های کل سنگ، آمفیبول و پلاژیوکلاز دو مقدار یکی حدود ۲۵۰ و دیگری حدود ۳۰۰ میلی گرم از نمونه را به دقت وزن کرده، در بطریهای محکم پلی پروپیلن ریخته و  $4CC$  HF به آنها اضافه می شود. سپس نمونه های را به مدت ۱۲ ساعت در دمای ۶۰ تا ۷۰ درجه سانتیگراد در اتوکلاو قرار می دهند.

در مرحله بعد، باید دو محلول به نامهای محلول مادر و محلول دختر تهیه نمود.

برای تهیه محلول مادر باید  $96CC$  محلول تامپون را که شامل ۴ گرم در لیتر سزیم کلرید ( $CsCl$ )، ۲۰ گرم در لیتر بوریک اسید ( $H_3BO_3$ ) و بقیه آب مقطر سه بار تقطیر شده است، به  $4CC$  محلول قبلی اضافه می شود تا حجم کل آن به  $100CC$  برسد، این محلول را محلول مادر میگویند. برای تهیه محلول دختر،  $2CC$  از محلول مادر را با  $2CC$  محلول سزیم کلرید و  $46CC$  آب مقطر سه بار تقطیر شده مخلوط کرده تا  $50CC$  محلول دختر به دست آید.

اکنون میزان  $K_2O$  محلول دختر را با دستگاه طیف سنج جذب اتمی و با کمک استانداردهای از پیش تهیه شده، اندازه گیری می کنند.

سن این گابرو را با احتمال، تریاس میانی اعلام کرده که با آنچه از این مطالعات به دست آمده، همخوانی بسیار نزدیکی دارد.

سن دایکهای دیابازی که مجموعه اولترامافیک - مافیک، دگرگونی های پالئوزویک و گابروهای ایزوتروپ را قطع می کنند، عمدتاً در محدوده ۱۶۰ تا ۱۳۴ میلیون سال (ژوراسیک میانی - پسین) و یک نمونه حدود ۸۱ میلیون سال (کرتاسه پسین) به دست آمده است. سیزه‌ئی (۱۹۷۴) ضمن اشاره به این دایکها، سن آنها را ژوراسیک میانی و آنها را مجاری تغذیه کننده آتشفشانی ژوراسیک میانی در منطقه می داند. آقنابتی (۱۳۷۱) گدازه های ژوراسیک میانی را به فاصله زمانی پس از لیاس و پیش از ژوراسیک بالا نسبت داده، آنها را ناشی از رخداد سیمین میانی (ژوراسیک میانی) دانسته است.

بالاخره، سن مسکوویتهای فزیتی گارنت میکاشیستهای آمیزه های رنگین کوه آشین حدود ۸۰ میلیون سال (کرتاسه پسین) به دست آمده که نشان دهنده سن بسته شدن حوضه های تشکیل این آمیزه است.

### بحث و نتیجه گیری

مطالعات دقیق صحرایی جنبه های مختلفی از ماهیت پیچیده توده اولترامافیک - مافیک سیخوران را آشکار ساخته که در حد امکان، توسط مطالعات آزمایشگاهی نیز به اثبات رسیده است. یکی از مهمترین این جنبه ها، اثبات طبیعت چندزادی این توده بوده است. همان گونه که بیشتر نیز اشاره شد، مجموعه سیخوران دست کم از سه واحد آذرین کاملاً مجزا مشتمل بر یک واحد به هم پیوسته اولترامافیک - مافیک، گابروهای ایزوتروپ و دایکهای پراکنده دیابازی تشکیل شده است (شکل ۲). توالی به هم پیوسته اولترامافیک - مافیک توسط دایکهای گابروپگماتوئیدی، گابروهای ایزوتروپ و دایکهای دیابازی با سنهای مختلف بریده شده است. دایکهای گابروپگماتوئیدی قطع کننده توالی لایه ای، سنهای مختلفی از پرمین تا تریاس میانی - پسین دارند. دایکهای تریاس میانی - پسین بدون شک با توده گابروی ایزوتروپ آبشور با همین سن ارتباط دارند. اما در باره دایکهای متعلق به پرمین دو نظر می توان ارائه داد. در نظر اول می توان گفت که با توجه به سن پرمین این دایکها، توالی لایه ای دربرگیرنده آنها به پیش از پرمین تعلق داشته و این دایکها دارای منشأی کاملاً مجزای از منشأ توالی لایه ای دارند. در این صورت، منشأ این دایکها را باید در یک ماگماتیسیم دیگر و کاملاً مجزای از توالی کومولای جستجو کرد. در نظر دوم که در این پژوهش بیشتر بر آن تأکید میشود، این دایکها در ارتباط مستقیم با توالی کومولای در نظر گرفته می شوند. براساس این نظریه، همانگونه که در توده های گرانیته، مایعات مراحل نهایی تبلور توده (مرحله پگماتیتی) در شکافها و شکستگیهای سقف آن به

مسئله سبب بروز اختلافی اندک در سن مطلق بیوتیه ها و مسکوویت ها شده است. از آنجا که در روش K-Ar مسکوویت در مقایسه با بیوتیت از درجه اطمینان بالاتری برخوردار است (فار، ۱۹۸۶) پس سن به دست آمده بر روی مسکوویت قابل قبولتر بوده و با نتیجه حاصل از سن آمفیبول آمفیبولیتهای سازگاری دارد. در حال، اگر گنیسها از گرانیتهای قدیمیتر باشند، رخداد دگرگونی که گنیسها را ذوب کرده، سبب جوانگرایی آنها شده و آنها را با سن گرانیتهای همسن کرده است. در درون این گنیسها، توده های کوچک فلدسپاتی پریدوتیتی و گابروی نفوذ کرده و مسکوویت گرانیتهای عمدتاً در اطراف این توده ها دیده می شوند (قاسمی، ۱۳۷۹). اگر این توده ها را زبانه هایی از مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران بدانیم که در دگرگونی های پالئوزویک نفوذ کرده باشند، می توان گفت که تشکیل بخش ماگمایی مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران در طی رخداد کوهزایی و دگرگونی هر سینین (کربنیفر پسین - پرمین) صورت گرفته است. سن آمفیبولهای میان لایه های آمفیبولیتی همراه گنیسها نیز  $17 \pm 225$  میلیون سال به دست آمده که مقاومت بیشتر آمفیبول در نگهداری آرگون در تحولات بعدی، دلیل محکمی بر درستی این نتایج است. بنابراین کاملاً مشخص است که در زمان کربنیفر پسین - پرمین یک رخداد گرمایی عمده بر سنگهای منطقه اثر گذاشته که به نظر میرسد ناشی از تزریق توده اولترامافیک - مافیک باشد.

سن مطلق دایکهای گابرو - پگماتوئیدی که توالی کومولای اولترامافیک - مافیک لایه ای را قطع می کنند، از ۲۸۰ تا ۲۵۰ میلیون سال (پرمین) به دست آمده است. از نمونه H.E.18 دو قطعه آمفیبول تعیین سن شده است. نمونه اول تاحدی هوازده و فاقد پتاسیم کافی بوده و بنابراین سن به دست آمده از آن (۲۸۰ میلیون سال) چندان مورد قبول نیست. نمونه دوم و نمونه H.S.107 که در فاصلهای دورتر برداشته شده اند، هردو سن قابل قبول حدود ۲۵۰ میلیون سال را نشان میدهند. این سنها نشان می دهند که توالی لایه های به پرمین یا پیش از آن تعلق دارد. افزون بر این، سن برخی دایکهای گابروپگماتوئیدی و همچنین سن میگماتیتهای بازی که از ذوب آمفیبولیتهای در حاشیه گابروی ایزوتروپ ایجاد شده اند، ۱۸۴ تا ۲۲۰ میلیون سال (تریاس میانی - پسین) به دست آمده است. شاید بتوان این سن را، سن رخداد دگرگونی سیمین پیشین و جایگزینی توده عظیم گابروی ایزوتروپ آبشور دانست که با قطع مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران در دگرگونی های پالئوزویک متوقف شده است. همچنین، سن دو نمونه آمفیبولیت (H.S.207; 209) که به صورت میان لایه ای با مرمرهای دره آبشور و در فاصله یک تا دو کیلومتری از توده قرار دارند، حدود ۲۰۰ میلیون سال به دست آمده که این گفته را تأیید می کند. سیزه بی (۱۹۷۴) با استفاده از شواهد چینه شناختی،

دیگران، ۱۹۹۰). برخورد و اتصال این ریز قاره ها به اوراسیا در زمانهای متفاوت از پرمین پسین تا تریاس میانی - پسین صورت گرفته است. برای نمونه، برخورد بلوک تاریم با قزاقستان در اوایل پرمین، برخورد بلوک سینو- کره به کمانهای مغولستان در انتهای پرمین (شانگیو و دیگران، ۱۹۹۰) و برخورد بلوک ایران به توران در تریاس میانی - پسین (مجیدی، ۱۹۷۸) صورت گرفته است. در الگوهای مختلف زمین ساختی، رخدادهای زمین شناسی شمال ایران به فازهای مختلف فرورانش و فرارانش پوسته اقیانوسی دیرینه تیس به زیر صفحه توران (حرکات فشارشی) در دونین، کربنیفر، پرمین و تریاس و برعکس رخدادهای زمین شناسی مرکز و جنوب ایران به بازشدگی و کافتش پوسته اقیانوسی نوتیس (حرکات کششی) در حوضه زاگرس و سنندج - سیرجان در این زمانها، نسبت داده شده اند (مجیدی، ۱۹۷۸؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ شنگور و دیگران، ۱۹۹۱؛ حسینی، ۱۹۹۲). در گذشته، به رغم نبود داده های سن مطلق، ریف ت کافتش جنوب ایران را عمدتا به پرمین نسبت داده اند و سنگهای آتشفشانی کافت قاره ای پرمین، رسوبات آواری سیلیسی و کربناته های نواحی ژرفای تریاس بالا را از شواهد این فرضیه به شمار آورده اند. در هر حال، مطالعه دقیق سنگهای افیولیتی مناطق اسفندقه در جنوب شرق ایران (قاسمی و دیگران، ۱۳۷۹؛ احمدی پور و دیگران، ۱۳۷۸) وقوع کشش، کافتش و دگرگونی وابسته به کافت حوضه سنندج - سیرجان و باز شدن حوضه زاگرس را در خلال کربنیفر پسین - پرمین تأیید می کند. افتخارنژاد و دیگران (۱۳۷۱) نیز افیولیت های مشهد و اسالم - شاندرمن و تورییدایتهای دگرگونی همراه آنها را به کافت پرمو- کربنیفر حاشیه شمال خاوری سکوی آفریقایی - عربی از خشکی گندوانا نسبت داده اند.

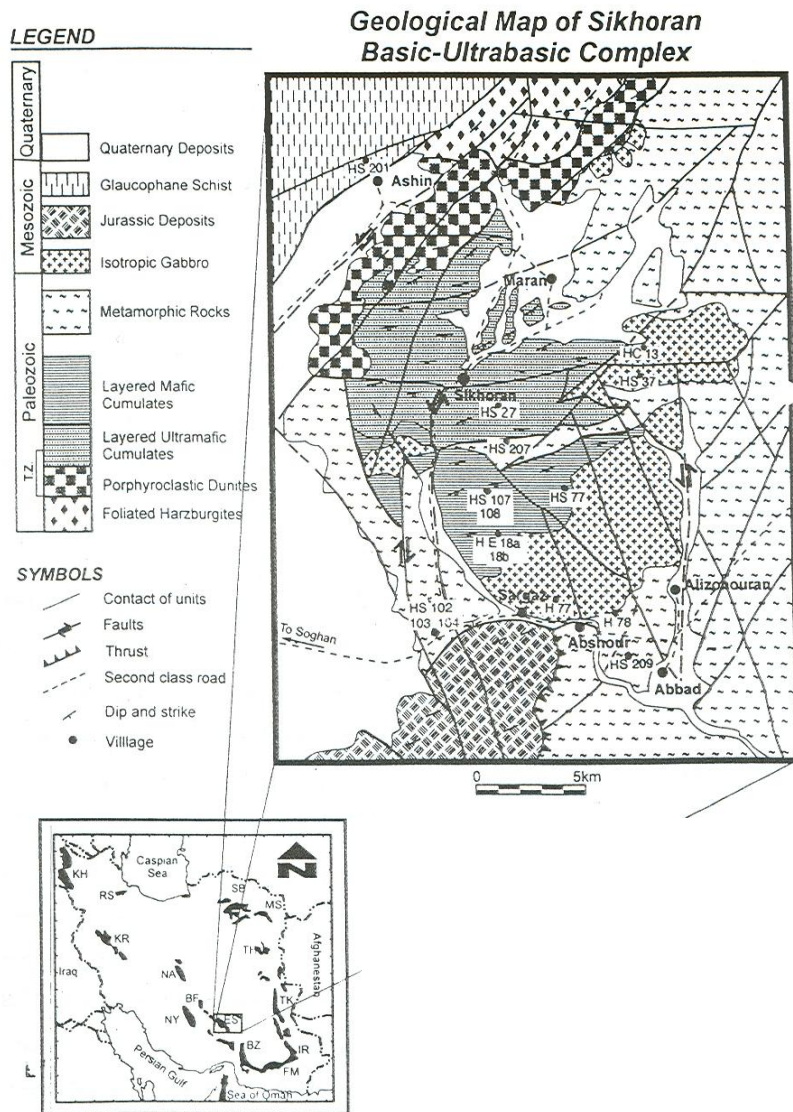
### سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس تهران، سازمان زمین شناسی کشور، بخش فرهنگی سفارت فرانسه در تهران به ویژه آقایان Theulier و Regnier، آقایان پروفیسور Pique در گروه زمین شناسی و Philippe در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی دانشگاه برتان غربی و آقای پروفیسور Whitechurch در دانشگاه لوئی پاستور استراسبورگ تقدیر و تشکر می نمایند.

شکل دایکهای پگماتی و آپلیتی ظاهر می شوند و نمیتوان آنها را متعلق به زمانهای دورتر و کاملاً جدای از توده اصلی برشمرد، در اینجا نیز، این دایکها را می توان مایعات تفریق یافته مراحل نهایی تبلور توالی کومولایی در نظر گرفت. حضور توده های کوچک فلدسپاتی پریدوتیتی و گابرویی با ترکیب کانی شناختی و شیمیایی کلا سنگ مشابه با توالی لایه ای در دگرگونی های مجاور توده و سن کربنیفر پسین برای آمفیبولیتها، گنیسها و گرانیتهای آناتکتیک مجاور آنها این نظریه را تأیید می کند. با این فرض، می توان جایگزینی توالی اولترامافیک - مافیک سیخوران را به کربنیفر پسین - پرمین و همزمان با ایجاد گسیختگی و کافت زایی در حوضه های نوتیس زاگرس و سنندج - سیرجان نسبت داد. در هر حال، برای پرهیز از اظهار نظر قطعی و پیش از حصول نتایج سن سنجی پیروکسنهای توالی لایه ای به روش ساماریم - نئودیمیم، سن آنها را فعلاً به پیش از پرمین نسبت می دهیم.

دگرگونی های منطقه نیز شامل نهشته های پالئوزویک زیرین - میانی که در کربنیفر پسین - پرمین، تریاس میانی - پسین و ژوراسیک متحمل دگرگونی، دگرشکلی و تزریق ماگمایی شده اند و همچنین نهشته های مزوزویک که در ژوراسیک میانی - پسین و کرتاسه پسین دگرگون شده اند، می باشند. گابروهای ایزوتروپ به یقین در زمان تریاس میانی - پسین (حدود ۲۰۰ تا ۲۲۰ میلیون سال پیش) جایگزین شده اند. این سن، هم توسط روابط چینه شناختی و هم توسط داده های ایزوتوپی متعدد تأیید شده است. دایکهای دیابازی نیز با داشتن روابط صحرایی ناهمساز با همه اجزای مجموعه سیخوران، عمدتا به ژوراسیک میانی - پسین و برخی نیز به کرتاسه پسین تعلق دارند.

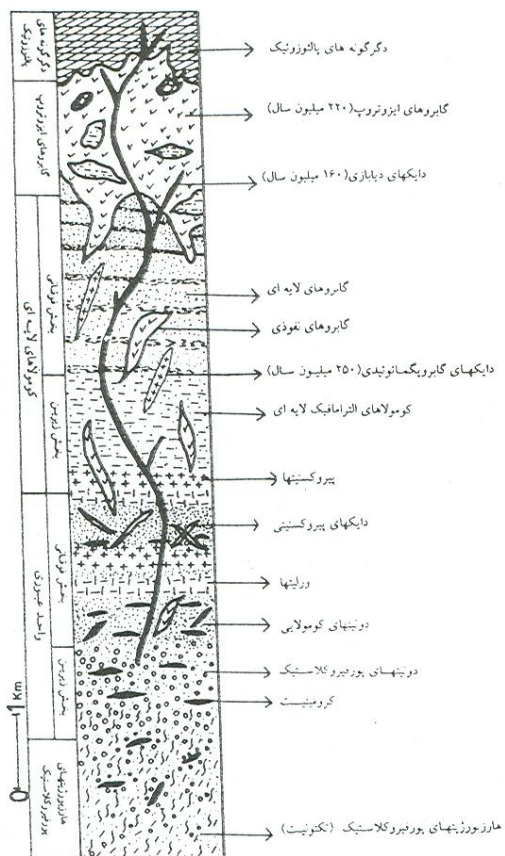
امروزه از نظر ژئودینامیکی، به خوبی ثابت شده است که سرزمینهای هندوچین، جنوب شرق آسیا، افغانستان و ایران، تا پالئوزویک پسین در قلمرو سرزمین گندوانا بوده اند و در آغاز پرمین، توسط ایجاد یک کافت درون قاره ای از گندوانا جدا شده و در جهت شمال به سوی اوراسیا حرکت کرده اند. پژوهشگران مختلف شواهد فراوانی بر خویشاوندی گندوانایی مجموعه های زیبا و گیای این سرزمینها تا پالئوزویک پسین (پرمین) و خویشاوندی اوراسیایی آنها پس از این زمان یافته اند (شانگیو و



شکل ۱- موقعیت نمونه های مورد استفاده برای تعیین سن در نقشه زمین شناسی منطقه سیخوران

شماره نمونه	واحد سنگی	نوع سنگ	نوع ماده مورد آنالیز	K <sub>2</sub> O%	سن نمونه به میلیون سال	زمان زمین شناسی
H.S.102	دگرگونیهای A <sub>1</sub>	گنیس	بیوتیت	۵۷	۲۰۴/۸ ± ۷	کریستالین
H.S.103		گرانیت	مسکویت	۸۳۳	۳۳۹/۶ ± ۷/۶	پسین
H.S.206		آمفیولیت	آمفیول	۳۵	۳۳۴/۶ ± ۱۶/۶	
H.S.207	دگرگونیهای A <sub>2</sub>	آمفیولیت	آمفیول	۱۴۹	۲۰۲/۱ ± ۱۰/۴	تریاس
H.S.209		آمفیولیت	آمفیول	۱۲۸	۱۹۹/۲ ± ۱۰/۷	پسین
H.S.201		آبزه رنگین	میکانیست	فنزیت	۴۹۰	۸۰/۷ ± ۱/۵
H.E.18a	دایکهای گابرویی	کابرویکمانتوئید	آمفیول	۱۰۹	۳۳۷/۷ ± ۱۷/۱	برمین پیشین
H.E.18b		درون	کابرویکمانتوئید	آمفیول	۱۱۳۲	۲۵۵/۶ ± ۷/۵
H.S.107	توپی	کابرویکمانتوئید	آمفیول	۱۱۲۵	۲۵۲ ± ۱۳/۸	پسین
H.S.108	لایه‌ای	کابرویکمانتوئید	آمفیول	۶۲	۱۸۴ ± ۵/۳	زوروسیک پیشین
H.78	زون	پگماتوئید	آمفیول	۱۱۴۳	۲۲۲/۶ ± ۸	تریاس
H.78	هورنفلس	پگماتوئید	پلازیوکلاز	۱۰۹۳	۲۰۱ ± ۷/۵	پسین
H.S.77	دایکهای دیبازی	دایک دیبازی	کل سنگ	۱۰۷۷	۱۵۹/۳ ± ۱۲/۴	زوروسیک میانی
H.77		دایک دیبازی	پلازیوکلاز	۱۰۴۱	۱۳۸/۳ ± ۱۲	زوروسیک
H.C.13		دایک دیبازی	کل سنگ	۳	۱۳۷۵ ± ۱۱/۷	پسین
H.S.37		دایک دیبازی	کل سنگ	۱۰۸	۱۳۳/۹ ± ۱۰/۸	
H.S.27		دایک دیبازی	کل سنگ	۱۹	۸۱ ± ۶/۶	کرتاسه پسین

جدول ۱- نتایج حاصل از تعیین پرتوسنجی به روش پتاسیم - آرگون بر روی نمونه های مختلف مجموعه سیخوران



شکل ۲- نمایی طرح گونه توده اولترامافیک - مافیک سیخوران

**کتابناری**

- آقاباتی، ع. (۱۳۷۱) - معرفی رویداد زمین ساختی کیمبرین میانی (ژوراسیک میانی). فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۶، صفحات ۲ تا ۵.
- احمدی پور، ح.، سبزه نی، م.؛ وایت چرچ، ه. و ژوتو، ت.، ۱۳۷۸ - هویت زمین شناختی کمپلکس اولترامافیک - مافیک صوغان در جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۲۸ - ۲۷، صفحات ۵۳ - ۳۸.
- افتخارنژاد، ج.، اسدیان، ع.؛ راستگار میرزایی، ع.ر.، ۱۳۷۱ - سن مجموعه دگرگونه ها و افیولیت های اسالم - شاندرمن و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالتوتیس و پوسته اقیانوسی دریای خزر. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۳، صفحات ۳۶ تا ۴۳.
- قاسمی، ح. ه.، سبزه نی، م. و ژوتو، ت.، ۱۳۷۹ - ماهیت زمین شناختی کمپلکس اولترامافیک - مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۳۰ - ۲۹، صفحات ۴۵ - ۳۲.
- قاسمی، ح. . ۱۳۷۹ - پترولوژی، ژئوشیمی و منشأ مواد معدنی مجموعه الترامافیک - مافیک سیخوران، جنوب شرقی ایران. پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.

**References**

- Alavi-Tehrani, N., 1977- Ophiolitic rocks of Sabzevar region. Proc. Second. Geol. Sym. of Iran. N.O. I. C. Tehran. pp:42-62.
- Alavi-Tehrani, N.(1980)The distribution of ophiolites in Iran and their significance. Ofioliti,2:315-334.
- Arvin, M.; Robinson, P. T. 1994-The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, Southwest of Kerman, Iran. Can. J. Earth Sci. 31,824 - 834.
- Berberian, M.; King, G. C. P.1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canad. J. Earth Sci. 18:210-265.
- Desmons, J. 1977- Ophiolites and melange in the Maskutan-Fanuj area and southeast of Iranshahr(Eastern Baluchistan Iran). Geol. Surv. Iran. Inter. report. 25p.
- Desmons, J.; Beccaluva, L. 1982- Mid-Ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: Paleotectonic implication(abstract). Ofioliti,7(213). pp:233.
- Delaloye, M.; Desmons, J. 1980- Ophiolites and melange terranes in Iran:A geochemical study and its paleotectonic implications. Tectonophysics. 68:83- 111.
- Difenchbach, W.; Davoudzadeh, M.; Alavi-Tehrani, N.; Lensch, G. 1986- Paleozoic ophiolites in Iran: Geology, Geochemistry and Geodynamic implication. Ofioliti,11(3):305-338.
- Faure, G.. 1986- Principles of isotope geology. 2 nd. New York, John Willey & Sons.
- Gansser, A. 1974 - The ophiolite melanges a world-wide problem on Tethyan examples. Eclogae. geol. Helvetiae. 67:479-507.
- Glennie, K. W.; Hughes Clarke M. W.; Boeuf, M. G. A.; Pilaar, W. F. H.; Reinhardt, B. M. 1990- Inter-relationship of Makran- Oman Mountains belts of convergence. In A. H. F. robertson, M. P. Searle and A. C. Ries (eds) The geology and tectonics of the Oman region. Geol. Soc. London special publication. 49:773-786.
- Harrison, J. V. 1930-The geology of some salt plug in laristen, south persia. Quart. J. Geol. Soc. London,86:463-522.
- Huber, H. 1955 - Geological report on the Esfandagheh area. N. I. O. C. Geol. Rept. No,124,49p.
- Hushmandzadeh, A.; Berberian, M. 1972- The geological observation in Khabr-Dehsard area. Geol. Surv. Iran. Internal Report.
- Husseini, M. I. 1992- Upper palaeozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates. J. Geol Soc. London,149:419-429.
- Lensch, G.; Mihm, A.; Alavi-Tehrani, N. 1977- Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/Khorasan(Iran). NJb. Miner. Abh. 133,pp:156-178.
- Majidi, B. 1978- Etude petrostructurale de la region de Mashad,N-E Iran. These,Univ,Grenoble. France. 277p.
- Noghreyan, M. K. 1982- Evolution geochimique,mineralogique et structurale d'un edifice ophiolitique singulier:Le massif de Sabzevar(partie centrale)NE de L'Iran. These. Uni. Nancy. France. 239p.
- Ricou, L. E. 1971- Le metamorphisme au contact des peridotites de Neyriz(Zagros interne,Iran): developement de skarns a' pyroxene. Bull. Soc. Geol. Fr. 7(13):146-155.
- Ricou, L. E. 1971- Le croissant ophiolitique peri - arabe.Une ceinture de nappes mises en place au cretace superieur. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. 13:327-350.
- Ricou, L. E 1974 - L'etude geologique de la region de Neyriz(Zagros Iranien)et l'evolution structurale des Zagrides. These,Univ. Paris. 300p.
- Sabzehei, M. Berberian, M. 1972- Preliminary note on the structural and metamorphic history of the area between Dowlatabad and Esfandagheh,southern central Iran. Geol. Surv. Iran. Internal report.

- Sabzehei, M. 1974 - Les melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh(Iran meridional)Etude petrologique et structurale,Interpretation dans le cadre iranien. These,Universite de Grenoble,205p.
- Sabzehei, M. 1975- Esfandagheh Ophiolites,their petrological and structural evolution. In symp. project"Ophiolite". Geol. Surv. Iran. pp:1-20.
- Sabzehei, M. 1978- Petrostructural evolution of paleozoic and Alpine ophiolites in Iran:A working hypothesis.G. S. I. inter. rept. 17p.
- Sabzehei, M. 1987- On the age of Iranian ophiolites within the Sanandaj-Sirjan and Zagros crushed Zone. Proc. symp. Troodos. ophiolite and oceanic lithospher. Nicosia,Cyprus. pp158.
- Sarkarinejad, K. 1985- The geology and tectonic setting of ophiolites and associated rocks in the Neyriz area,southeast Iran. PH. D.Thesis. Univ. Wales.
- Sengor, A. M. C.; Altan, C.; Rowley, D. B.; Shangyou, N. 1991- Magmatic evolution of the Tethysides:a guide to reconstruction of collage history. Palaeogeography,Palaeoclimatology,Palaeoecology,87:411-440.
- Shangyou, N.; Rowley, D. B.; Ziegler, A. M. 1990-Constraints on the locations of Asia microcontinents in palaeo-Tethys during the late palaeozoic. In McKerrow, W. S.; Scotese, C. R.(ed). Palaeozoic palaeogeography and Biogeography. Geological Society Memoir, No. 12,pp: 397-409.
- Stocklin, J. 1968- Structural history and tectonics of Iran. A review. Amer. Assoc. petrol. Geol. ,52:1229- 1258.
- Stocklin, J. 1974 - Possible ancient continental margins in Iran. In: C. A. Burk ; C. D. Drake(Editors) Geology of continental margins , Springer:873-887.

\* گروه زمین شناسی دانشگاه شاهرود ، ایران

\*\* پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین شناسی کشور

\*\*\* دانشگاه برتان غربی فرانسه

\*\*\*\* سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

\* Geology Dept. of Shahrood University

\*\* Geological Survey of Iran, Research Institute for Earth Sciences

\*\*\* Universite de Bretagne Occidentale, Brest, France

\*\*\*\* Geological Survey of Iran.