



ORIGINAL RESEARCH PAPER

Evidence of a Paleo-ring Ocean around the Central Iranian Micro-continent (Science)

A. Tajvar^{1*}¹ Assistant Professor, Department of Oceanography, Faculty of Marine Science, Chabahar Maritime University, Chabahar, Iran

ARTICLE INFO

Article History:

Received: 2024/01/29

Revised: 2024/03/17

Accepted: 2024/03/17

Keywords:

Ophiolite

Oceanic lithosphere

Ring Ocean

Tethys

Central Iranian Microcontinent.

*Corresponding author:

✉ Tajvar@cmu.ac.ir

orcid: 0009-0001-8231-4625

doi: [10.52547/joc.14.56.6](https://doi.org/10.52547/joc.14.56.6)

ABSTRACT

Background and Objectives: Ophiolite complexes are interpreted as remnants of oceanic lithosphere that have emplacement along the edges of continents after an oceanic basin close. Iranian ophiolites, considered as remnants of closure of the Tethys (or Neo-Tethys) Ocean and its branches. These ophiolites are outcrop in two distinct regions: 1) Ophiolites coeval with the Zagros orogenic belt, and 2) Ophiolitic assemblages surrounding the Central Iranian Microcontinent.

Methods: The comparison of these two ophiolite complexes indicates noticeable differences between them. Therefore, in order to understanding the tectonic sitting of their formation, initially, the geological, petrological, geochemical features, and the age of these rock units were examined and compared. Subsequently, to delineate the boundary between the two mentioned ophiolite complexes, field surveys were conducted, and geological maps of the region were prepared.

Findings: Based on results, the ophiolite complexes surrounding the Central Iranian Microcontinent include the Sabzevar ophiolites in the north, the Neyriz-Dehshir-Baft ophiolites in the west, the Kahnuj ophiolites in the southwest, the Makran ophiolites in the south, and the Turbat Heydariyeh - Tchehel-Kureh ophiolitic belt in the east demonstrate similar features and it seems they have formed in a same tectonic environment. They exhibit fundamental differences from the Zagros ophiolites and have formed at different geological time, too.

Conclusion: The ophiolites around the Central Iranian Microcontinent mark remnants of oceanic lithosphere that formed as a result of the opening of a rift basin between two continental blocks and its expansion into an intracontinental oceanic basin that known as a branch of Tethyan Ocean. This Ring Ocean existed during late Mesozoic, and as a result of its closure, these ophiolite complexes were formed.



NUMBER OF TABLES

1



NUMBER OF FIGURES

6



NUMBER OF REFERENCES

57

شواهدی از یک اقیانوس حلقوی دیرینه پیرامون خرده قاره ایران مرکزی (علوم پایه)

عزیزالله تاجور^{۱*}^۱ استادیار، گروه اقیانوس‌شناسی، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه دریانوردی و علوم دریایی چابهار، چابهار، ایران

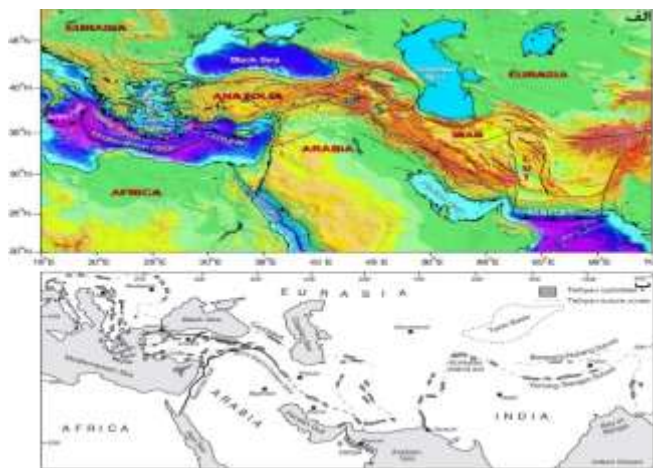
اطلاعات مقاله	چکیده
<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۹۰</p> <p>تاریخ بازبینی: ۱۴۰۲/۱۲/۲۷</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۲۷</p>	<p>پیشینه و اهداف: مجموعه‌های افیولیتی به عنوان بقایای سنگ‌کره اقیانوسی تعبیر می‌شوند که پس از زوال اقیانوس‌ها، بر روی لبه قاره‌ها جایگزین شده‌اند. افیولیت‌های ایران، به عنوان بقایای ناشی از بسته شدن اقیانوس تتیس (یا نتوتیس) و سر شاخه‌های آن در دو منطقه برونزد دارند: (۱) افیولیت‌های هم روند با کوهزاد زاگرس، و (۲) مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی.</p>
<p>واژگان کلیدی:</p> <p>افیولیت</p> <p>سنگ‌کره اقیانوسی</p> <p>اقیانوس حلقوی</p> <p>تتیس</p> <p>خرده قاره ایران مرکزی</p>	<p>روش‌ها: مقایسه این دو مجموعه افیولیتی حاکی از آن است که تفاوت‌های آشکاری با یکدیگر دارند. از این رو، به منظور رسیدن به محیط زمین‌ساختی شکل‌گیری آنها، ابتدا ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سن این مجموعه‌های سنگی بررسی و با یکدیگر مقایسه شد. سپس برای تفکیک مرز دو مجموعه افیولیتی مورد اشاره، پیمایش‌های صحرایی انجام و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه تهیه گردید.</p>
	<p>یافته‌ها: بر اساس نتایج، مجموعه افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی شامل افیولیت‌های سبزواری در شمال، افیولیت‌های نائین - دهشیر - بافت در غرب، افیولیت‌های کهنوج در جنوب غربی، افیولیت‌های مکران در جنوب و نوار افیولیتی تربت حیدریه - چهل کوره در شرق این خرده قاره، ویژگی‌های مشترک زیادی داشته و در محیط زمین‌ساختی یکسانی شکل گرفته‌اند. همچنین این مجموعه‌های افیولیتی تفاوت‌های بنیادین با افیولیت‌های زاگرس داشته و در زمان متفاوتی شکل گرفته‌اند.</p>
<p>*نویسنده مسئول</p> <p>✉ Tajvar@cmu.ac.ir</p> <p>orcid: 0009-0001-8231-4625</p> <p>doi: 10.52547/joc.14.56.6</p>	<p>نتیجه‌گیری: افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی بقایایی از سنگ‌کره‌ی اقیانوسی هستند که در نتیجه‌ی باز شدن یک حوضه کششی بین دو بلوک قاره‌ای و گسترش آن به یک باریکه اقیانوسی درون قاره‌ای به عنوان شاخه‌ای از ابراقیانوس تتیس شکل گرفته‌اند. این حوضه‌ی اقیانوسی حلقوی شکل در اواخر دوران دوم زمین‌شناسی (اواخر مزوزوئیک) وجود داشته و در نتیجه‌ی بسته شدن آن، این مجموعه‌های افیولیتی شکل گرفته‌اند.</p>

مقدمه

پیدایش و از بین رفتن یک اقیانوس قدیمی صورت پذیرفته است. از این رو، پژوهش حاضر، با مطالعه و بررسی منابع مختلف و مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساختاری، زمین‌شیمیایی و سن تشکیل توالی‌های افیولیتی پیرامون ایران مرکزی به ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی و تکامل ژئودینامیکی این بخش از کوهزاد آلپ - هیمالیا پرداخته است.

روش پژوهش

به منظور رسیدن به محیط زمین‌ساختی شکل‌گیری مجموعه افیولیت‌های ایران، ابتدا ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سن آنها بررسی و با یکدیگر مقایسه شد. برای رسیدن به این هدف کلیه مقالات، پژوهش‌ها، پایان‌نامه‌ها و رساله‌هایی که در ارتباط با موضوع و مناطق زمین‌ساختی مورد مطالعه بودند، بررسی و نتایج آنها استنتاج شد. سپس برای تفکیک مرز دو مجموعه افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی از افیولیت‌های هم‌رند با کوهزاد زاگرس، پیمایش‌های صحرایی انجام و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه تهیه شد. در پیمایش‌های صحرایی، با بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ساختاری دو مجموعه افیولیتی در دو سمت باریکه‌ی قاره‌ای سندنجد-سیرجان/باجکان-دورکان سعی شد شباهت‌ها و تفاوت‌های عمده‌ی این دو مجموعه باهمدیگر مقایسه شوند. در بخش دیگر نیز تمامی نقشه‌های زمین‌شناسی این پژوهش به کمک نرم‌افزار ArcGIS 10.4 تهیه شده است.



شکل ۱: الف) جایگاه زمین‌ساختی ایران در میانه کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا [۱۴].
ب) پراکندگی افیولیت‌های تتیسی و پهنه‌های زمین‌درز در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا [۱۵]

نتایج و بحث

سرزمین ایران، بلوک خرد شده‌ای در بخش میانی کوهزاد - آلپ هیمالیا است که به صورت یک پهنه‌ی گرفتار بین صفحه‌ی عربی آفریقایی در جنوب

مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین‌ساختاری، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی مجموعه‌های افیولیتی قدمتی چند ده ساله دارد. بیشتر این مطالعات برای پی بردن به جایگاه زمین‌ساختی و نحوه‌ی شکل‌گیری، تکامل، بسته شدن و جایگیری سنگ‌کره اقیانوسی صورت گرفته است [۱،۲،۳،۴،۵]. نتایج حاصل از مطالعه مجموعه‌های افیولیتی و پژوهش‌های انجام شده بر روی سنگ‌کره‌ی اقیانوسی در حال تشکیل، حاکی از آن است که این مجموعه‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی مانند پشته‌های میان اقیانوسی (MOR)^۱، مراکز گسترش پشت قوس^۲ و یا در حین فرایندهای زمین‌ساختی مرتبط با پهنه‌های بالای فرورانش (SSZ)^۳ تشکیل شده و در یک رژیم زمین‌ساختی همگرا جایگزین می‌شوند [۶،۷]. بر این مبنای حداقل دو نوع از حرکات زمین‌ساختی را می‌توان در این مجموعه‌ها شناسایی کرد: (۱) بازشدگی و زایش سنگ‌کره‌ی اقیانوسی در یک رژیم کششی و (۲) بسته شدن حوضه‌ی اقیانوسی و جایگیری سنگ‌کره اقیانوسی و شکل‌گیری افیولیت‌ها در یک رژیم فشارشی [۸]. اما با توجه به اینکه دسترسی به بستر اقیانوس‌ها و مطالعه مناطقی که سنگ‌کره اقیانوسی جدید در حال شکل‌گیری است، بسیار پرهزینه بوده و در برخی نقاط امکان‌پذیر نیست؛ از این رو، تمرکز بر روی این مجموعه‌های افیولیتی که در قاره‌ها در دسترس‌اند، روز به روز در حال گسترش و پیشرفت است. چراکه مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناختی این مجموعه‌های هم‌آمیخته می‌تواند سناریوی ژئودینامیکی یک منطقه، ناحیه و یا یک فلات را روشن نماید. از این رو در سال‌های اخیر پژوهشگران مختلف برای تعیین سرگذشت زمین‌ساختی یک منطقه و تشخیص محیط شکل‌گیری سنگ‌کره اقیانوسی، بررسی‌های خود را روی این مجموعه‌های افیولیتی متمرکز نموده‌اند [۹،۱۰،۱۱]. این مطالعات سبب شده تا نحوه شکل‌گیری، تکامل و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی شناخته شده‌ای در جهان مانند عمان و تروُدوس نیز دستخوش تغییرات شوند. از جمله مناطقی که در آن بقایای ناشی از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی به خوبی حفظ شده و توالی به نسبت کاملی از سنگ‌کره اقیانوسی را در آنها به جای مانده است، مجموعه افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی در پهنه‌ی شرقی فلات ایران است. این مجموعه‌های افیولیتی ادامه کمربندی است که از شرق اروپا آغاز شده و در سرتاسر منطقه مدیترانه، آسیای میانه و شرق آسیا گسترش دارند و به افیولیت‌های نوع تتیسی معروف هستند [۱۲،۱۳]. اگر چه پژوهشگران علوم زمین هر کدام به گونه‌ای در مطالعه رخدادهای زمین‌شناختی این منطقه سهیم بوده‌اند، با این وجود، تا به حال در پژوهشی جامع جایگاه زمین‌ساختی و تکامل افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی با تمرکز بر نحوه

³ Supra-Subduction Zone

¹ Mid Oceanic Ridge

² Spreading Centers Back-arc

جلوی کمان ماگمایی که از تریاس پسین تا میوسن بر روی لبه فرورانشی اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده‌اند [۱۹،۲۶]. (۳) محیط زمین‌ساختی شکل‌گیری افیولیت‌های هم‌روند با کوهزاد زاگرس در یک حوضه پشت کمان ماگمایی به سن کرتاسه پسین بوده است [۲۷،۲۸]. و (۴) افیولیت‌های زاگرس در یک حوضه جلوی کمان ماگمایی که پس از اتمام فرورانش نئوتتیس در کرتاسه پسین فعال بوده است، شکل گرفته‌اند [۲۹].

تفاوت‌های آشکاری بین مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره‌ی ایران مرکزی و افیولیت‌های زاگرس وجود دارد که در ادامه به آنها خواهیم پرداخت. بیشتر افیولیت‌های زاگرس به صورت قطعاتی و تکه‌هایی جدا از هم و به شکل توده‌های سرپانتینی هستند که به وسیله ستبرای اندکی از توده‌های نفوذی و گدازه‌های آتشفشانی پوشیده شده‌اند [۳۰،۳۱]. این قطعات ناپیوسته و جدا از هم افیولیتی که تحت عنوان کمر بند افیولیتی زاگرس-بتلیس نیز شناخته می‌شود، شامل مجموعه افیولیت‌های نیریز، کرمانشاه و خوی در ایران، کیزیل داغ، اسپندر-کومورهان، گولمان و سیلو در ترکیه، بیر-سیت در سوریه و ترودوس در قبرس هستند [۳۲]. در هیچ یک از مجموعه‌های اشاره شده در بالا یک توالی کامل از سنگ‌کره اقیانوسی گزارش نشده است.

۲. افیولیت‌های پیرامون ایران مرکزی

مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره‌ی ایران مرکزی به شکل کمر بند ناپیوسته‌ای اطراف این خرده قاره برنزد دارند. این حلقه‌ی افیولیتی، در امتداد گسل نهندان - خاش به سمت بیرجند کشیده شده و تا تربت حیدریه ادامه می‌یابد. سپس با یک ناپیوستگی کوتاه بار دیگر امتداد شرقی - غربی در جنوب سبزووار و شمال گسل دورونه ظاهر و به طور ناپیوسته تا شهرستان ناین گسترش پیدا کرده است. از ناین به طرف جنوب شرقی، افیولیت‌ها بار دیگر در طول گسل ناین-دهشیر - بافت برنزد دارند و از آنجا بار دیگر در غرب فروافتادگی جازموریان به مجموعه افیولیتی کهنوج متصل می‌شوند. افیولیت شمال مکران، ضلع جنوبی این حلقه‌ی افیولیتی را تکمیل می‌کند. در شکل (۲) موقعیت جغرافیایی این کمر بند افیولیتی نشان داده شده و در جدول (۱) ویژگی‌های کلی آنها به اختصار توصیف شده است.

افیولیت‌های ناین - دهشیر - بافت

بر اساس مطالعه مقدم و همکاران [۲۸]، مجموعه افیولیتی ناین-دهشیر-بافت نیز از توالی گوشته‌ای و پوسته‌ای تشکیل شده که تمامی واحدهای سنگ‌کره اقیانوسی را در خود جای داده است. بخش گوشته‌ای این مجموعه از هارزبورژیت و هارزبورژیت‌های کلینوپیروکسن دار، و توالی پوسته‌ای آن بیشتر از دیاباز و دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بالشی با ترکیب بازالتی و بازالت‌های توده‌ای آندزیتی و آندزیت-بازالت تشکیل شده که به وسیله دایک‌های پلاژیوگرانیتی قطع می‌شوند [۳۳]. این مجموعه افیولیتی در کرتاسه‌ی پسین با حرکت به سمت SSW بر روی سنندج-سیرجان رانده شده و یا جایگیری کرده است [۳۴،۳۵].

افیولیت‌های سبزووار

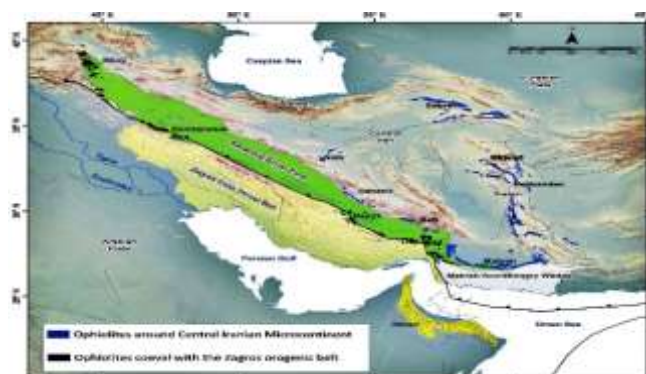
مجموعه افیولیتی سبزووار با روند W-E در بخش شمالی خرد قاره ایران مرکزی واقع شده است. بر اساس پژوهش عمرانی و همکاران [۳۶]، توالی

غربی و صفحه‌ی اوراسیا در شمال شرق واقع شده است (شکل ۱، الف). این گستره، در اثر فرآیند همگرایی بین دو ابرقاره گندوانا و اوراسیا و بسته شدن ابر اقیانوس تتیس شکل گرفته و دوام پیدا کرده است [۱۶]. حاصل این همگرایی، بهم افزوده شدن قطعاتی از ورقه‌ی اقیانوسی است که در محل برخورد آنها به یکدیگر پهنه‌های زمین‌درز شکل گرفته است (شکل ۱، ب). بقایای ورقه‌ی اقیانوسی تتیس، مجموعه افیولیت‌هایی هستند که تحت همین عنوان، یعنی افیولیتی‌های تتیسی شناخته شده، سن تشکیل بیشتر آنها اواخر مزوزوئیک (بین ۹۰ تا ۱۱۰ میلیون سال) برآورد شده و از غرب اروپا آغاز شده، پس از گذر از منطقه مدیترانه وارد خاورمیانه شده و در ادامه تا شرق آسیا گسترش دارند [۱۷،۱۸،۱۹] (شکل ۱، ب). به عبارتی، این افیولیت‌ها بر روی پشته میان اقیانوسی تتیس و یا محور بازشدگی بر روی یک پهنه‌ی فرورانش تشکیل شده و در نتیجه رخداد کوهزاد آلپ - هیمالیا و بسته شدن اقیانوس تتیس در پهنه‌های زمین‌درز بر روی سنگ‌کره قاره‌ای جایگیری کرده‌اند [۲۰]. در حقیقت، افیولیت‌های ایران بخشی از یک کمر بند افیولیتی هستند که از شرق اروپا آغاز شده و در سرتاسر منطقه مدیترانه، آسیای میانه و شرق آسیا نیز گسترش دارند [۲۱،۲۲،۲۳]. در مجموع، افیولیت‌های ایران را می‌توان به دو گروه مجزا تقسیم نمود (شکل ۲):

(۱) افیولیت‌های هم‌روند با کوهزاد زاگرس که با گسترش در راستای SE-NW از جنوب شرقی ایران تا شمال غرب ادامه پیدا کرده و سپس وارد ترکیه و منطقه مدیترانه می‌شوند.

(۲) مجموعه افیولیت‌های پیرامون خرده قاره‌ی ایران مرکزی هستند.

این دو کمر بند افیولیتی به وسیله باریکه قاره‌ای سنندج-سیرجان/باجکان - دورکان از یکدیگر جدا شده‌اند. در ادامه به طور مختصر ویژگی‌های این دو گروه از افیولیت‌های ایران توصیف شده است.



شکل ۲: نقشه ساده شده‌ای از ایران که در آن پراکندگی مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی و افیولیت‌های هم‌روند کوهزاد زاگرس نشان داده شده است

(برگرفته از [۲۴])

۱. افیولیت‌های زاگرس

در رابطه با جایگاه زمین‌ساختی شکل‌گیری افیولیت‌های هم‌روند با کوهزاد زاگرس چندین الگو ارائه شده است. مهمترین و معتبرترین این الگوها عبارتند از: (۱) شکل‌گیری در یک باریکه‌ی اقیانوسی مانند آنچه امروزه در دریای سرخ رخ می‌دهد [۱۶،۲۵]. (۲) افیولیت‌های زاگرس در یک حوضه

مجموعه‌ی افیولیتی کهنوج از دو بخش گنج و بندزیارت-درانار تشکیل شده است [۴۴]. مجموعه گنج به سن کرتاسه پیشین شامل بازالت‌های تولیتی است که در امتداد گسل سبزوآران بر روی مجموعه بند زیارت-درانار رانده شده است [۴۵]. مجموعه بند زیارت-درانار نیز بیشتر از گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ، دیاباز و دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بالشی و نهشته‌های پلاژیک و دایک‌های ترونجمیتی به همراه برونزدهای اندکی از پریدوتیت تشکیل شده که در امتداد گسل جیرفت با حرکت در جهت SSW بر روی واحدهای رسوبی -دگرگونی باجکان-دورکان رانده شده‌اند [۴۶].

افیولیت‌های شمال مکران

پایین‌ترین بخش این مجموعه افیولیتی را واحدهای الترامافیک تشکیل داده و در بالاترین سطح، گدازه‌های آتشفشانی قرار دارند که یا به صورت میان لایه با نهشته‌های پلاژیک بوده و یا به وسیله این نهشته‌ها پوشانده شده‌اند [۴۷]. مرز بیشتر واحدهای سنگی در این منطقه گسله و به صورت راندگی است و جهت جابه‌جایی مواد نیز به سمت SSW می‌باشد [۴۸]. هر چند در بسیاری از نقاط مرزهای اولیه ماگمایی بدون تغییر باقی مانده است. افیولیت شمال مکران تمامی واحدهای سنگی سازنده‌ی سنگ‌گره‌ی اقیانوسی را در خود جای داده است [۴۹]. بر این اساس، این مجموعه افیولیتی را می‌توان به سه بخش تقسیم‌بندی نمود [۴۷، ۳۴]: (۱) سنگ‌های الترامافیک گوشته‌ی بالایی شامل هارزبورژیت، دونیت و اندکی لرزولیت، (۲) پوسته‌ی زیرین-میانی که از گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ تشکیل شده است، و (۳) پوسته‌ی بالایی که شامل دیابازها و دایک‌های دیابازی، بازالت‌های بالشی، غیربالشی و اسپیلیتی، گدازه‌های آتشفشانی به همراه پوشش رسوبی آنهاست. افزون بر واحدهای سنگی بالا، دایک‌های پلاژیوگرانییتی در واحدهای دیابازی، گدازه‌های بازالتی و نهشته‌های رسوبی افیولیت ملانژ شمال مکران نفوذ کرده و آنها را قطع می‌کنند [۵۰].

گوشته‌ای این مجموعه بیشتر از هارزبورژیت، دونیت و کرومیت تشکیل شده و بخش پوسته‌ای آن شامل گابروهای ایزوتروپ و لایه‌ای دایک‌های دیابازی قطعه قطعه شده و جریان‌های بازالتی تا آندزیتی و دایک‌های داسیتی است که به لحاظ سنی جدیدتر هستند [۳۶، ۳۷، ۳۸].

افیولیت‌های شرق ایران

در گستره‌ی شرقی ایران یکی از اشتقاق‌های اقیانوس تئیس به لحاظ جایگیری بین دو ورقه‌ی قاره‌ای لوت (غرب) - افغان (شرق) و چیرگی رژیم زمین‌ساخت برخوردی، در درازنای تاریخ زمینشناختی حوادث متعددی را پشت سر نهاده و بارها دستخوش تکاپوهای ماگمایی، دگرگونی و چین‌خوردگی در بازه‌ی زمانی کرتاسه‌ی پسین تا کواترنر قرار گرفته است. پی‌سنگ اقیانوسی این پهنه به وسیله‌ی انباشته‌هایی ضخیم از نهشته‌های فلیش و ردیف‌های مولاس پوشیده شده است. از این رو به لحاظ وجود برونزدهای افیولیتی در شرق ایران، وجود یک اشتقاق درون قاره‌ای بین بلوک‌های لوت و افغان حتمی است [۳۹، ۴۰]. مجموعه افیولیت‌های شرق خرده قاره ایران مرکزی که به افیولیت‌های شرق ایران هم شناخته می‌شوند با روند شمالی-جنوبی بین دو بلوک قاره‌ای افغان در شرق و خرده قاره ایران مرکزی (پهنه لوت) در غرب قرار گرفته‌اند. این مجموعه‌های افیولیتی به خوبی وسیله‌ی بروکر و همکاران [۴۰]، زرین کوب و همکاران [۴۱] و ساکانی و همکاران [۴۲] مطالعه شده است. این کمربند افیولیتی به چهار بخش تقسیم شده که از شمال به جنوب عبارتند از: تربت حیدریه، بیرجند، نهبندان و چهل کوره. بر اساس مطالعات صورت گرفته، مجموعه افیولیتی شرق ایران از هارزبورژیت، هارزبورژیت کلینوپیروکسن دار و دونیت در توالی گوشته‌ای و گابرو به همراه دایک‌های لوکوگابرو بازالت‌های بالشی و دلریت‌ها در توالی پوسته‌ای تشکیل شده است [۴۳].

افیولیت‌های کهنوج

جدول ۱: مقایسه ویژگی‌های کلی مجموعه افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی

افیولیت	توالی گوشته‌ای	توالی پوسته‌ای	نهشته‌های همراه	سن استراتیگرافی	سن رادیومتریک	واحدهای دگرگونی همراه	منابع
شمال مکران	هارزبورژیت، دونیت و اندکی لرزولیت	گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ، دیابازهای نیمه آتشفشانی و دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی و نرتیک دو توربیدایت‌های پلاژیوگرانییت	نهشته‌های پلاژیک به همراه سنگ‌آهک‌های نرتیک دو توربیدایت‌های کرتاسه پسین	کرتاسه پیشین تا پسین	؟	سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، متابازالت با عدسی-هایی از شیست آبی	[۳۴] [۴۷] [۴۸] [۴۹]
کهنوج	رخنمون اندکی از پریدوتیت	گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ، دیابازها و دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بازالتی واحدهای پیروکلاستیک و دایک‌های پلاژیوگرانییت و ترونجمیت	نهشته‌های پلاژیک و دایک‌های پیروکلاستیک و توربیدایت‌ها	کرتاسه پیشین تا پسین	۱۴۲ تا ۱۲۰ میلیون سال	؟	[۴۴] [۴۵] [۴۶]
نائین-دهشیر-یافت	هارزبورژیت، اندکی لرزولیت و کلینوپیروکسنیت با عدسی-هایی از ترکنولیت	گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ، دیابازها و دایک‌های دیابازی، گدازه‌ها و توده‌های بازالتی و دایک‌های پلاژیوگرانییت	سنگ‌آهک‌های پلاژیک و چرت‌های رادیولاریتی	تورنین-ماسترینین	۱۰۱ تا ۱۰۳ میلیون سال	آمفیبولیت، کالک‌شیست، و شیست	[۲۸] [۳۲] [۳۴] [۳۵]
سبزوآران	هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت و عدسی‌های کرومیت	گابروهای ایزوتروپ و توده‌ای، دایک‌های بازالتی صفحه‌ای و آندزیت جریانی	نهشته‌های پلاژیک، توربیدایت، سنگ‌های پیروکلاستیک	کامپانین پسین تا ماسترینین پیشین	۱۰۶ تا ۱۰۷ میلیون سال	شیست‌های آبی حاوی لاوسونیت، شیست سبز و آمفیبولیت	[۳۶] [۳۷] [۳۸]
شرق ایران	هارزبورژیت‌های کلینوپیروکسن دار، هارزبورژیت و دونیت	گابرو، لوکوگابروهای توده‌ای و بازالت‌های بالشی و دلریت‌ها	آهک‌های پلاژیک، سنگ‌های رادیولاریت و توربیدایت‌ها	کرتاسه پیشین تا پسین	۱۰۷ تا ۱۱۳ میلیون سال	اکلوژیت و شیست‌های آبی	[۴۰] [۴۱] [۴۳]

۳. مقایسه افیولیت‌های زاگرس و ایران مرکزی

داده‌های سن‌سنجی، زمین‌شیمیایی و چین‌نگاری تمامی مجموعه‌های افیولیتی ایران کامل نیست. از این‌رو، بررسی ارتباط این مجموعه‌ها با یکدیگر در ایران و منطقه قدری مشکل به نظر می‌رسد. با این حال، شباهت‌ها و تفاوت‌های آشکاری وجود دارد که بر مبنای آنها می‌توان افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی را با مجموعه‌های افیولیتی هم‌جوار آنها در ایران و منطقه مقایسه کرده و ارتباط آنها با یکدیگر مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گیرد. همان‌گونه که اشاره شد، مجموعه افیولیت‌های نوار زاگرس - بتلیس تفاوت‌های آشکاری با مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی دارند. افیولیت‌های زاگرس شامل توالی به نسبت نامنظم و پراکنده‌ای از قطعات مختلف پوسته اقیانوسی هستند که ردیف‌های رسوبی در زیر و یا روی آنها جای می‌گیرند. در حدفاصل این دو، یک آمیختگی مشخص دیده می‌شود که اغلب شامل قطعات بزرگی از سنگ‌آهک به صورت قطعات بیگانه است. در مجموعه چهار تفاوت عمده بین مجموعه افیولیت‌های زاگرس و مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی وجود دارد:

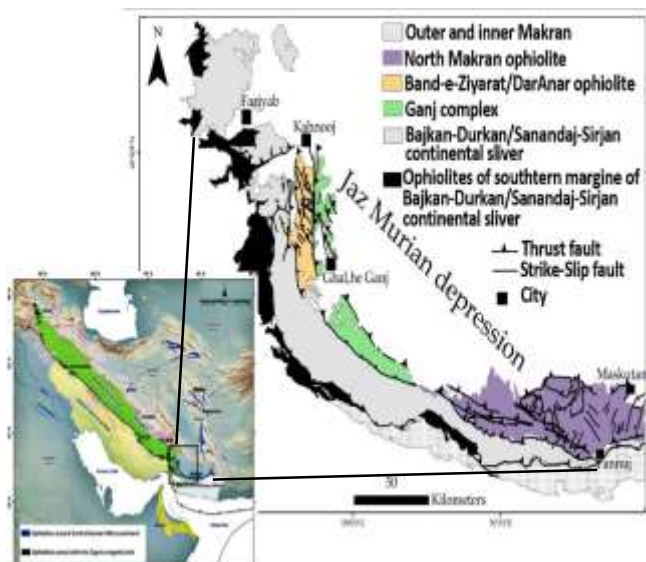
(الف) در نوار افیولیتی زاگرس، رسوبات آهکی تخریبی و توریدایت به فراوانی یافت می‌شود در حالی که همراهان رسوبی افیولیت‌های ایران مرکزی، بیشتر از نوع شیل، توف و آهک‌های پلاژیک است.

(ب) در افیولیت‌های ایران مرکزی، سنگ‌های اسپیلیتی و دیابازی نقش مهمی دارند، در حالی که در افیولیت‌های زاگرس، مقدار این سنگ‌ها بسیار ناچیز است و یا وجود ندارند.

(ج) واحدهای رسوبی همراه با افیولیت‌های زاگرس، پالئوزویک و مزوزویک تعیین سن شده‌اند و جوان‌تر از تورونین هستند. در حالی که همراهان رسوبی افیولیت‌های ایران مرکزی بیشتر دارای سنگواره‌هایی به سن سنونین تا ماستریشتین (اواخر مزوزوئیک) هستند.

۴- بر پایه سن جایگیری واحدهای افیولیتی در زاگرس، به نظر می‌رسد حوضه اقیانوسی قبل از ماستریشتین یا حداکثر اوایل مایستریشتین بسته شده است. این در حالی است که زمان بسته شدن حوضه اقیانوسی و جایگیری افیولیت‌ها در اطراف خرده قاره ایران مرکزی اواخر ماستریشتین یا پالئوسن بوده است.

با بررسی این تفاوت‌های آشکار، به منظور تفکیک مرز بین افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی و افیولیت‌های هم‌راند با کوهزاد زاگرس، پیمایش‌های صحرائی و مشاهدات میدانی بر روی مجموعه‌های کهنوج و فاریاب که در مرز بین این دو پهنه واقع شده‌اند، صورت گرفت. همچنین برای درک بهتر و بیشتر این مرز ساختاری، نقشه‌ی زمین‌شناسی این منطقه تهیه شده است (شکل ۳). بر مبنای این نقشه، افیولیت‌های هم‌راند با کوهزاد زاگرس در سمت SSW پهنه‌ی سنندج-سیرجان/باجکان-دورکان واقع شده‌اند، در حالی که مجموعه افیولیتی مکران به همراه مجموعه‌های کهنوج و نائین-دهشیر-بافت در سمت NNE پهنه‌ی سنندج-سیرجان/باجکان-دورکان قرار دارند (شکل ۳).



شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ای که بر روی آن پراکندگی مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی و افیولیت‌های هم‌راند با کوهزاد زاگرس از هم تفکیک شده‌اند (برگرفته از [۲۴])

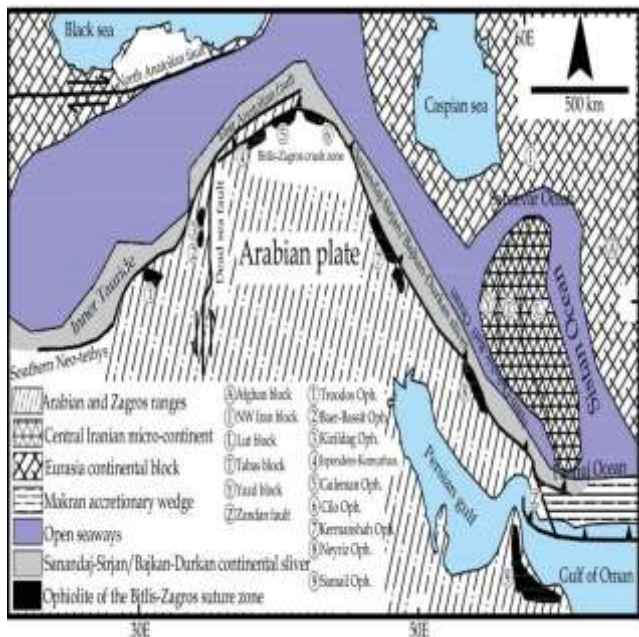
به لحاظ سنگ‌شناسی و زمین‌ساختاری نیز مجموعه افیولیتی کهنوج ویژگی‌های مشابهی را با افیولیت شمال مکران به نمایش می‌گذارد. در مجموعه کهنوج نیز همانند شمال مکران، برونزد قابل ملاحظه واحدهای سنگی سازنده سنگ‌کره اقیانوسی و پراکندگی بسیار زیاد واحدهای گابروی ایزوتروپ نسبت به سایر واحدهای سنگی نشان از ماگماتیسم نزدیک به هم دو منطقه دارد [۴۶، ۴۷]. در اینجا نیز همانند مکران شمالی، مرز بین واحدهای سنگی به وسیله گسل‌های راندگی با روند چیره‌ی WNW-ESE و شیب در جهت NNE و راندگی واحدهای سنگی در جهت WSW آشکار شده و کل واحدهای سنگی سازنده افیولیت‌های کهنوج بر روی واحدهای رسوبی و دگرگونی باریکه‌ی قاره‌ای باجکان-دورکان رانده شده‌اند (شکل ۴الف). در اینجا نیز مشابه با افیولیت شمال مکران، گابروهای ایزوتروپ و دیابازها میزبان رگه‌ها و دایک‌های پلاژیوگرانیت و ترونجمیت هستند. به هم‌ریختگی و جابه‌جایی در واحدهای سازنده ورقه اقیانوسی در افیولیت مکران و کهنوج به قدری اندک است که در بسیاری از نقاط بازالت‌های بالشی بدون تغییر باقی مانده و ساختار اولیه خود را حفظ کرده‌اند (شکل ۴ب).

برخلاف مجموعه افیولیتی کهنوج، فاریاب یک مجموعه افیولیتی کامل نیست. افیولیت فاریاب بخشی از افیولیت‌های هم‌راند با کوهزاد زاگرس است. عدم وجود سری‌های گابرویی وسیع و واحدهای سنگی پوسته‌ی اقیانوسی در منطقه فاریاب نشانگر حذف ساختاری بخش مهمی از واحدهای سنگی در هنگام جایگیری سنگ‌کره اقیانوسی در این منطقه است. رابطه ساختاری بین واحدهای سنگی مختلف و به ویژه جابه‌جایی‌های تأخیری، مطالعه ستون سنگ‌شناختی منطقه را بسیار پیچیده کرده است. در بسیاری از نقاط، ساختارهای فلسی و مضاعف شدن واحدها سبب راندگی لایه‌ها بر روی یکدیگر شده است (شکل ۴ج). سنگ‌های الترامافیک، بیشترین برونزد را در بین واحدهای سنگی

ویژگی‌های ساختاری و سنگ‌شناسی، ارتباط دادن جایگاه زمین‌ساختی و محیط شکل‌گیری افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی با افیولیت‌های هم‌روند با کوهزاد زاگرس بعید به نظر می‌رسد. از طرف دیگر مجموعه افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی، همان‌طور که داده‌های جدول (۱) نیز نشان می‌دهد، شباهت زیادی چه به لحاظ سنگ‌شناسی، ساختاری و زمین‌شیمیایی و چه به لحاظ سنی با یکدیگر داشته و در حوضه‌های اقیانوسی شبیه به هم شکل گرفته‌اند. بنابراین چنین به نظر می‌رسد این مجموعه‌های افیولیتی بقایای یک اقیانوس حلقوی به سن اواخر مزوزوئیک (کرتاسه) هستند که پیرامون خرده قاره ایران مرکزی وجود داشته است.

۴. اقیانوس حلقوی

به منظور درک بهتر و بیشتر تکامل ژئودینامیکی اواخر مزوزوئیک در منطقه مورد مطالعه، نقشه زمین‌شناسی این منطقه تهیه و ویژگی‌های عمومی پهنه‌ی سنندج-سیرجان/باجکان-دورکان و خرده قاره ایران مرکزی و مناطق زمین‌ساختی هم‌جوار آن در ترکیه و ورقه عربی در شکل (۵) نشان داده شده است. پهنه‌ی سنندج-سیرجان/باجکان-دورکان با روند NW-SE از بخش جنوب غربی منطقه شمال مکران تا منطقه توراید^۱ در ترکیه ادامه دارد [۳۲]. این باریکه قاره‌ای بین خرده قاره ایران مرکزی در سمت NE و کوهزاد زاگرس در سمت SW واقع شده است. خرده قاره ایران مرکزی نیز دارای یک پی‌سنگ سخت شده و به شکل یک مثلث در مرکز ایران قرار دارد. این خرد قاره از سه زیر پهنه‌ی طبس، لوت و یزد تشکیل شده است [۵۲، ۵۳].



شکل ۵: نقشه زمین‌شناسی از گسترش باریکه‌های اقیانوسی درون قاره‌ای مرتبط با اقیانوس تنیس در ایران و ترکیه در اواخر مزوزوئیک (برگرفته شده از [۳۲]).

مجموعه افیولیتی فاریاب داشته و از نظر ماهیت سنگ‌شناسی شامل دو بخش اصلی هستند [۵۱]: قسمت شمالی با پیچیدگی به نسبت زیاد که از واحدهای دونیتی به همراه اولیوین کلینوپیروکسنیت، ورلیت و اولیوین وبستریت با منشاء ماگمایی تشکیل شده است که به طور بین لایه‌ای با هارزبورژیت قرار دارند. بخش جنوبی ترکیب یکنواخت‌تری داشته و از هارزبورژیت و دونیت به همراه عدسی‌هایی از لروولیت تشکیل شده است. هر دو بخش شمالی و جنوبی به لحاظ جغرافیایی در سمت SSW مجموعه قاره‌ای باجکان-دورکان قرار گرفته و سنگ‌آهک‌های تجدید تبلور یافته باجکان-دورکان به لحاظ ساختاری بر روی واحدهای الترامافیک فاریاب قرار گرفته‌اند (شکل ۵۴). این درست برخلاف دو مجموعه‌ی قبلی یعنی افیولیت‌های کهنوج و شمال مکران است که در آنها واحدهای سنگی افیولیتی بر روی واحدهای قاره‌ای باجکان-دورکان رانده شده‌اند.

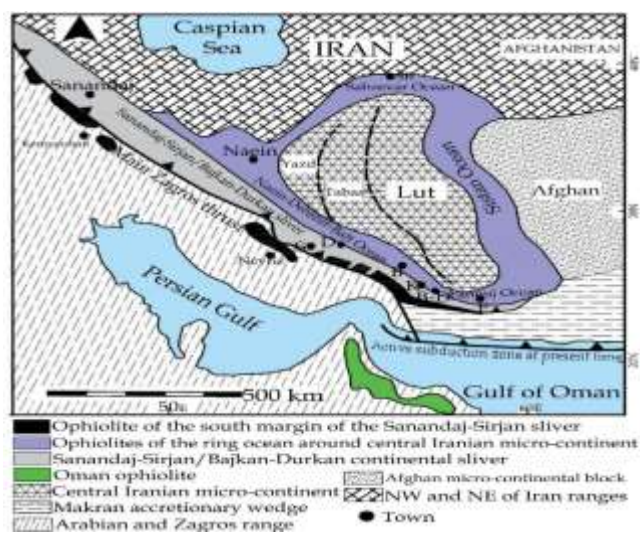


شکل ۴: تصاویر صحرایی از مرز بین افیولیت‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی و افیولیت‌های هم‌روند با کوهزاد زاگرس: الف) رانده شدن سنگ‌های الترامافیک افیولیت شمال مکران بر روی واحدهای رسوبی باجکان-دورکان، ب) تصویری از بازالت‌های بالشی در افیولیت کهنوج، ج) نمایی از ساختارهای فلسی و رانده شدن لایه‌های سنگی بر روی یکدیگر در افیولیت فاریاب، د) مرز بین افیولیت فاریاب (هم‌روند با زاگرس) و باریکه قاره‌ای سنندج-سیرجان/باجکان-دورکان، در این مرز واحدهای رسوبی سنندج-سیرجان بر روی واحدهای الترامافیک فاریاب رانده شده‌اند.

با توجه به مطالب اشاره شده در بالا و توصیف افیولیت‌های هم‌روند با کوهزاد زاگرس و پیرامون خرده قاره ایران مرکزی و بر پایه‌ی شواهد صحرایی و

¹ Tauride

در اواخر مزوزوئیک وجود داشته و مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی بقایای ناشی از بسته شدن این اقیانوس هستند.



شکل ۶: نقشه‌ی واحدهای زمین‌ساختی اصلی در ایران که بر روی آن اقیانوس حلقوی به سن اواخر مزوزوئیک نشان داده شده است (تصحیح شده از [۵۴]).

نتیجه‌گیری

مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی بخشی از برجای مانده‌های سنگ‌کره‌ی اقیانوسی هستند که در نتیجه‌ی باز شدن یک حوضه کششی بین دو بلوک قاره‌ای و گسترش آن به یک باریکه اقیانوسی درون قاره‌ای به عنوان شاخه‌ای از ابراقیانوس تتیس تشکیل شده‌اند. این حوضه‌ی اقیانوسی حلقوی شکل حداقل از کرتاسه‌ی پیشین وجود داشته و پس از آن تحت تأثیر حرکات نزدیک شونده بین دو بلوک قاره‌ای قرار گرفته و سرانجام بسته شده است.

مقایسه مجموعه‌های افیولیتی باقی‌مانده از این اقیانوس حلقوی که امروزه پیرامون خرده قاره‌ی ایران مرکزی برونزد دارند، حاکی از آن است که این مجموعه‌ها ویژگی‌های مشترک زیادی با همدیگر داشته و تفاوت‌های آشکاری با مجموعه‌های افیولیتی هم‌روند با کوهزاد زاگرس به نمایش می‌گذارد. از این رو، افیولیت شمال مکران، برجای مانده‌های سنگ‌کره‌ی اقیانوسی تحت عنوان اقیانوس فنوج است که در سمت جنوب-جنوب غربی خرده قاره‌ی ایران مرکزی وجود داشته است. مجموعه‌های افیولیتی کهنوج و نائین-دهشیر-بافت نیز در حوضه‌ای یکسان با اقیانوس فنوج شکل گرفته‌اند و به نظر می‌رسد، فروافتادگی جازموریان بقایای این حوضه‌ی اقیانوسی باشد که امروزه به وسیله‌ی نهشته‌های کواترنر پوشانده شده است. مجموعه افیولیتی سبزوار از سمت شمال و افیولیت‌های شرق ایران که از تربت حیدریه تا چهل کوره (حوالی نصرت آباد در شمال غرب زاهدان) در راستای

همان‌گونه که در شکل‌های (۳، ۵ و ۶) نشان داده شده است، مجموعه‌های افیولیتی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی عبارتند از: افیولیت شمال مکران در سمت جنوب-جنوب غرب، مجموعه‌ی کهنوج در جنوب غربی، مجموعه نائین-دهشیر-بافت در غرب-شمال غربی، مجموعه افیولیتی سبزوار در سمت شمال و مجموعه افیولیت‌های شرق ایران با روند N-S در بخش شرقی خرده قاره ایران مرکزی. بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ساختاری، زمین‌شیمیایی و موقعیت جغرافیایی، افیولیت‌های کهنوج ادامه‌ی شمال غربی حوضه اقیانوسی است که افیولیت شمال مکران در آن شکل گرفته است. به عبارتی، افیولیت شمال مکران یکی از سه مجموعه افیولیتی است که یک توالی کامل سنگ‌کره اقیانوسی را در خود جای داده و متحمل دگرشکلی چندانی نشده است. دو مجموعه دیگر شامل بندزیارت-درانار در سمت غرب-شمال غربی و مجموعه نائین-دهشیر-بافت ادامه شمال غربی این حوضه هستند. این سه مجموعه افیولیتی، بقایای یک باریکه‌ی اقیانوسی درون قاره‌ای هستند که به عنوان شاخه‌ای از نتوتیس در بخش SSW خرد قاره ایران مرکزی قرار داشته و به وسیله پهنه‌ی سنندج-سیرجان/باجکان-دورکان از نتوتیس جدا بوده است. به نظر می‌رسد فروافتادگی جازموریان بقایای این حوضه‌ی اقیانوسی است که به وسیله‌ی نهشته‌های نتوژن تا کواترنری پوشیده شده است. مجموعه افیولیتی سبزوار از سمت شمال و افیولیت‌های شرق ایران از سمت شرق این حوضه اقیانوسی را محدود کرده‌اند. بنابراین، این مجموعه‌های افیولیتی به عنوان بقایای سنگ‌کره‌ی اقیانوسی هستند که به صورت یک اقیانوس حلقوی^۱ در اواخر مزوزوئیک پیرامون خرده قاره ایران مرکزی را احاطه کرده بوده است (شکل ۶). حوضه‌ی اقیانوسی فنوج در سمت SSW، حوضه‌ی اقیانوسی نائین-دهشیر-بافت در WNW، حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار در شمال و اقیانوس سیستان در سمت شرقی خرده قاره‌ی ایران مرکزی قرار داشته‌اند [۳۵، ۵۴]. برخی پژوهشگران بر این باور هستند که این اقیانوس درون قاره‌ای، ارتباط چندانی با نتوتیس نداشته و حوضه‌ی مستقلی را تشکیل داده است [۵۵، ۵۶]. اما برخی دیگر آن را به عنوان شاخه‌ای از نتوتیس در نظر گرفته‌اند که با این اقیانوس متصل و در ارتباط بوده است [۳۵]. به باور دلیک و همکاران [۳۲]، این باریکه‌ی اقیانوسی درون قاره‌ای با گسترش در سمت شمال غرب، وارد ترکیه شده و در بخش شمالی کمربند توراید درونی^۲ که آن را ادامه‌ی شمال غربی پهنه‌ی قاره‌ای سنندج-سیرجان/باجکان-دورکان می‌داند، وجود داشته است [۳۲، ۵۶، ۵۷] (شکل ۵). با وجود تفاوت در دیدگاه‌های مختلف، پژوهش‌های صورت گرفته نشان می‌دهد، این اقیانوس حلقوی شکل

² Inner Tauride

¹ Ring ocean

- abstract/41/4/459/131167/Moist-MORB-axial-magmatism-in-the-Oman-ophiolite
- [6] Nicolas, A. (2012). Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere (Vol. 4). Springer Science & Business Media (12 pages).
- [7] Dilek, Y., Furnes, H. (2014). Ophiolites and their origins. Elements, 10(2): 93-100 (8 pages). <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/elements/article-abstract/10/2/93/137595/Ophiolites-and-Their-Origins?redirectedFrom=fulltext>
- [8] Almalki, K. A., Betts, P. G., Ailleres, L. (2016). Incipient seafloor spreading segments: insights from the Red Sea. Geophysical Research Letters, 43(6): 2709-2715. (6 pages). <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2016GL068069>
- [9] Bağcı, U., Parlak, O., & Höck, V. (2008). Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kızıldağ (Hatay) ophiolite, Southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17(1): 43-71. (32 pages). <https://journals.tubitak.gov.tr/earth/vol17/iss1/2/>
- [10] Condie, K. C., Stern, R. J. (2023). Ophiolites: Identification and tectonic significance in space and time. Geoscience Frontiers, 14(6): 101680. (32 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987123001470>
- [11] Furnes, H., Dilek, Y., Zhao, G., Safonova, I., Santosh, M. (2020). Geochemical characterization of ophiolites in the Alpine-Himalayan Orogenic Belt: Magmatically and tectonically diverse evolution of the Mesozoic Neotethyan oceanic crust. Earth-Science Reviews, 208: 103258 (13 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825220303044>
- [12] Moghadam, H. S., Stern, R. J. (2011). Late Cretaceous forearc ophiolites of Iran. Island Arc, 20(1): 1-4 (4 pages). <https://personal.utdallas.edu/~rjstern/pdfs/IranTIA11.pdf>
- [13] Dilek, Y., Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. Bulletin, 123(3-4): 387-411. (24 pages). <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/123/3-/387/125632/Ophiolite-genesis-and-global-tectonics-Geochemical>
- [14] <http://www.ngdc.noaa.gov>
- شمالی-جنوبی برونزد دارند، از سمت شرق این اقیانوس حلقوی را محدود کرده بودند.
- مشارکت نویسندگان**
- در نگارش این مقاله نویسندگان سهم یکسانی داشتند.
- تعارض منافع**
- «هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.»
- منابع**
- [1] Abelson, M., Baer, G., Agnon, A. (2001). Evidence from gabbro of the Troodos ophiolite for lateral magma transport along a slow-spreading mid-ocean ridge. Nature., 409: 72-75. (3 pages). <https://www.nature.com/articles/35051058>
- [2] Tamura, A., Arai, S. (2006). Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. Lithos., 90(1-2): 43-56. (13 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0024493706000326>
- [3] Akizawa, N., Ozawa, K., Tamura, A., Michibayashi, K., Arai, S. (2016). Three-dimensional evolution of melting, heat and melt transfer in ascending mantle beneath a fast-spreading ridge segment constrained by trace elements in clinopyroxene from concordant dunites and host harzburgites of the Oman ophiolite. Journal of Petrology, 57(4): 777-814. (37 pages). <https://academic.oup.com/petrology/article/57/4/777/2223437>
- [4] Osozawa, S., Shinjo, R., Lo, C. H., Jahn, B. M., Hoang, N., Sasaki, M., et al., (2012). Geochemistry and geochronology of the Troodos ophiolite: An SSZ ophiolite generated by subduction initiation and an extended episode of ridge subduction? Lithosphere, 4: 497-510. (13 pages). <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/lithosphere/article/4/6/497/145639/Geochemistry-and-geochronology-of-the-Troodos>
- [5] MacLeod, C. J., Johan Lissenberg, C., & Bibby, L. E. (2013). "Moist MORB" axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin. Geology, 41(4): 459-462 (4 pages). <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article->

- [23] Robertson, A. (2004). Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions. *Earth-Science Reviews*, 66(3-4): 331-387 (57 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012825204000066>
- [24] Sahandi, M. R., Soheili, M. (2005). Geological map of Iran: scale 1: 1000000. Geological Survey & Mineral Explorations of Iran (GSI), Tehran, Iran. Persian
- [25] Moghadam, H. S., Stern, R. J. (2011). Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine*, 148(5-6): 762-801 (44 pages). <https://pubs.geoscienceworld.org/geolmag/article-abstract/148/5-6/762/138733/Geodynamic-evolution-of-Upper-Cretaceous-Zagros?redirectedFrom=fulltext>
- [26] Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A. (1999). Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: implications for Tethyan plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(3): 319-332 (12 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0743954798000701>
- [27] Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., et al. (2006). Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11) (28 pages). <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2005JB004103>
- [28] Moghadam, H. S., Stern, R. J., Rahgoshay, M. (2010). The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Bulletin*, 122(9-10): 1516-1547 (52 pages). <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/122/9-10/1516/125596/The-Dehshir-ophiolite-central-Iran-Geochemical>
- [29] Shafaii Moghadam, H., Mosaddegh, H., Santosh, M. (2013). Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abad [15] Dilek, Y., Furnes, H. (2009). Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, 113: 1–20 (21 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0024493709001649>
- [16] Berberian, M., King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11): 1764-1766. (3 pages). <https://cdnsiencepub.com/doi/abs/10.1139/e81-163>
- [17] Dilek, Y., Flower, M. F. (2003). Arc-trench rollback and fore-arc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. Geological Society, London, Special Publications, 218(1): 43-68 (22 pages). <https://www.lyellcollection.org/doi/abs/10.1144/gsl.sp.2003.218.01.04>
- [18] Moghadam, H. S., Stern, R. J. (2015). Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31-59 (30 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1367912015000115>
- [19] Bonnet, G., Agard, P., Whitechurch, H., Fournier, M., Angiboust, S., Caron, B., et al. (2020). Fossil seamount in southeast Zagros records intraoceanic arc to back-arc transition: New constraints for the evolution of the Neotethys. *Gondwana Research*, 81, 423-444 (22 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X19303168>
- [20] Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G., Siena, F. (2004). Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics*, 393(1-4): 163-174 (12 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0040195104002604>
- [21] Dilek, Y., Furnes, H. (2019). Tethyan ophiolites and Tethyan seaways. *Journal of the Geological Society*, 176(5): 899-912 (13 pages). <https://www.lyellcollection.org>
- [22] Bortolotti, V., Principi, G. (2005). Tethyan ophiolites and Pangea break-up. *Island Arc*, 14(4), 442-470 (29 pages). <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/j.1440-1738.2005.00478.x>

- [37] Nasrabad, M., Shi, Y., Lustrino, M., Rossetti, F. (2023). Geochemical and geochronological constraints on the origin of the Sabzevar ophiolites (NE Iran): forced far-field subduction initiation in the upper-plate of the Neo-Tethys subduction zone. *Geochemistry* 83(2): 125962 (23 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009281923000132>
- [38] Rahmani, F., Mackizadeh, M. A., Noghreyan, M., Marchesi, C., Garrido, C. J. 2020. Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic cumulate rocks from the eastern part of the Sabzevar ophiolite (NE Iran): Implications for their petrogenesis and tectonic setting. *Geoscience Frontiers*, 11(6): 2347-2364 (18 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987120300463>
- [39] Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., Camp, V. E. (1983). The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134-150 (17 pages). <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/94/1/134/202774/The-Sistan-suture-zone-of-eastern-Iran>
- [40] Bröcker, M., Hövelkröger, Y., Rad, G. F., Berndt, J., Scherer, E. E., Kurzawa, T., et al. (2022). The magmatic and tectono-metamorphic history of the Sistan suture zone, Iran: New insights into a key region for the convergence between the Lut and Afghan blocks. *Journal of Asian Earth Sciences*, 236: 105313 (18 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1367912022002449>
- [41] Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., et al. (2012). Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392-405 (17 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0024493712003258>
- [42] Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S. (2010). Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117(1-4): 209-228 (17 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493710000605>
- [43] Jentzer, M., Agard, P., Bonnet, G., Monié, P., Fournier, M., Whitechurch, H., et al. (2022). The North Sistan orogen (Eastern Iran): Tectono-metamorphic evolution and significance within the ophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): implications for geodynamics of the Bitlis–Zagros suture zone. *Geological journal*, 48(6): 579-602 (24 pages). <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/Gj.2458>
- [30] McQuarrie, N., van Hinsbergen, D. J. (2013). Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology*, 41(3): 315-318 (4 pages). <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article>
- [31] Angiboust, S., Agard, P., Glodny, J., Omrani, J., Oncken, O. (2016). Zagros blueschists: Episodic underplating and long-lived cooling of a subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 443: 48-58 (11 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012821X16301042>
- [32] Dilek, Y., Moores, E. M., Delaloye, M., & Karson, J. A. (1991). Amagmatic extension and tectonic denudation in the Kizildağ Ophiolite, Southern Turkey: Implications for the evolution of Neotethyan oceanic crust. In *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere: Proceedings of the Ophiolite Conference, held in Muscat, Oman, 7–18 January 1990* Springer Netherlands. 4: (5 pages). https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-011-3358-6_24
- [33] Moghadam, H. S., Corfu, F., Stern, R. J., (2013). U–Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain-Dehshir ophiolites, central Iran. *Journal of the Geological Society* 170: 175-184 (10 pages). <https://www.lyellcollection.org/doi/abs/10.1144/jgs2012-066>
- [34] Hunziker, D. (2014). Magmatic and metamorphic history of the North Makran ophiolites and blueschists (SE Iran): Influence of Fe³⁺/Fe²⁺ ratios in blueschist facies minerals on geothermobarometric calculations (Doctoral dissertation, ETH Zurich) (363 pages). <https://www.research-collection.ethz.ch/bitstream/handle/20.500.11850/154832/1/eth-47110-01.pdf>
- [35] Burg, J. P. (2018). Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 185: 1210-1231 (22 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825218302149>
- [36] Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R. (2018). Geodynamic evolution of the Sabzevar zone, northern central Iranian micro-continent. *Mineralogy and Petrology*, 112: 65-83 (18 pages). <https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-017-0505-3>

- 79 (12 pages). Persian <https://www.sid.ir/paper/382844/>
- [51] Rajabzadeh, M. A., Ale Saadi, F. (2015). Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman. *Journal of Economic Geology*, 7(2): 259-276 (16 pages). Persian https://econg.um.ac.ir/article_30856.html?lang=en
- [52] Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Rashid, H. (2015). Post-Cimmerian (Jurassic–Cenozoic) paleogeography and vertical axis tectonic rotations of Central Iran and the Alborz Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102: 92-101. (10 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1367912014004519>
- [53] Azizi, S. H. H., Rezaee, P., Jafarzadeh, M., Meinhold, G., Harami, S. R. M., Masoodi, M. (2018). Early Mesozoic sedimentary–tectonic evolution of the Central-East Iranian Microcontinent: Evidence from a provenance study of the Naxhlak Group. *Geochemistry*, 78(3), 340-355 (18 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0009281917302398>
- [54] McCall, G. J. (2002). A summary of the geology of the Iranian Makran. Geological Society, London, Special Publications, 195(1): 147-204. (58 pages). <https://www.lyellcollection.org/doi/abs/10.1144/GSL.SP.2002.195.01.10>
- [55] Şengör, A. M. C. (1990). A new model for the late Palaeozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. Geological Society, London, Special Publications, 49(1): 797-831. (18 pages). <https://www.lyellcollection.org/doi/abs/10.1144/gsl.sp.1992.049.01.49>
- [56] Polat, A., Casey, J. F. (1995). A structural record of the emplacement of the Pozanti-Karsanti ophiolite onto the Menderes-Taurus block in the late Cretaceous, eastern Taurides, Turkey. *Journal of Structural Geology*, 17(12): 1673-1688. (16 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/019181419500061H>
- [57] Gürsu, S., Göncüoğlu, M. C. (2006). Petrogenesis and tectonic setting of Cadomian felsic igneous rocks, Sandıklı area of the western Taurides, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 95: 741-757. (17 pages). <https://link.springer.com/article/10.1007/s00531-005-0064-4>
- Tethyan realm. *Gondwana Research*, 109, 460-492 (33 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X22001058>
- [44] Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Cao, S., Lentz, D. R. (2021). Geochronology, geochemistry, and origin of plagiogranitic rocks and related granitic dikes in the Dar Gaz district, Kahnouj ophiolite complex, SE Iran: Analysis of their petrogenesis in a back-arc tectonic setting. *Lithos*, 380, 105832 (18 pages). <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2021Litho.38005832G/abstract>
- [45] Arvin, M., Babaei, A., Ghadami, G., Dargahi, S., Ardekani, A. S. (2005). The origin of the Kahnouj ophiolitic complex, SE of Iran: Constraints from whole rock and mineral chemistry of the Bande-Zeyarat gabbroic complex. *Ophioliti*, 30(1): 1-14 (15 pages). <https://ofioliti.it/index.php/ofioliti/article/view/236>
- [46] Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Mahoney, J. J., Duncan, R. A. (2004). Geochemical characteristics, 40Ar–39Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, SE Iran. *Tectonophysics*, 393(1-4): 175-196 (22 pages). <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0040195104002616>
- [47] Tajvar, A. (2021). Evaluation of geodynamic evolution of intracontinental oceanic narrows by geometric kinematic analysis of obducted oceanic lithosphere fragments, case study North Makran Ophiolites, Southeast of Iran. (Doctoral dissertation, Birjand University, Iran) (393 pages). Persian <https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-017-0505-3>
- [48] Tajvar, A., Khatib, M., Zarrinkoub, M. (2022). Paleostress Analysis in North Makran Ophiolite Mélange, Southeast of Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 32(1): 1-14 (15 pages). Persian https://www.gsjournal.ir/article_136687
- [49] Tajvar, A., Khatib, M. M., Zarrinkoub, M. H. (2023). Balanced Cross Sections and Determine of Shortening in North Makran Ophiolite Mélange, Southeastern Iran. *Iranian Journal of Geology*, 66: 1-21 (22 pages). Persian <https://rimag.ricest.ac.ir/en/Article/44210/FullText>
- [50] Tajvar, A., Khatib, M.M., Zarrinkoub, M.H.. (2020). Tectono-magmatic setting of diabase and basalt flows in north Makran ophiolite, southeast of Iran. *Iranian Journal of Geology*, 14(55): 67-

AUTHOR(S) BIOSKETCHES

Tajvar, A. Assistant Professor, Department of Oceanography, Faculty of Marine Science, Chabahar Maritime University, Chabahar, Iran

✉ Tajvar@cmu.ac.ir

 0000-0001-8231-4625

این قسمت توسط نشریه تکمیل می‌گردد:



HOW TO CITE THIS ARTICLE

Citation (Vancouver)

 <http://doi.org/10.52547/joc.14.56.6>

 <http://joc.inio.ac.ir/article-1-1788-fa.html>

 <https://orcid.org/0000-0001-8231-4625>



COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.