زمین‌شیمی و سن‌سنجی گابروهای افیولیتی سه‌ول‌آوا-شمال غرب ایران

بهمن رحیم‌زاده*؛
دانشگاه شهید بهشتی، دانشکدهٔ علوم زمین، گروه زمین‌شناسی
جمشید حسن‌زاده؛ پاسادنا، انستیتو تکنولوژی کالیفرنیا، بخش زمین‌شناسی و نجوم
فریبرز مسعودی؛ دانشگاه شهید بهشتی، دانشکدهٔ علوم زمین، گروه زمین‌شناسی

چکیده

در اطراف شهر سه‌ول‌آوا در استان کردستان، توده‌ها و دایک‌های با ترکیب گابرویی افیولیتی به همراهی بازالت‌ها و پریدوتیت‌های افیولیتی رخنمون دارند. افیولیت سه‌ول‌آوا بخشی از افیولیت‌های کردستان است که در زون برشی بین زاگرس مرتفع و سنندج-سیرجان شمالی واقع شده است. در این تحقیق ژئوشیمی و سن گابروها بررسی شده است. بافت غالب گابروها دانه‌ای و پگماتوییدی است که بخش‌های مجاور گسل اصلی و جوان زاگرس میلونیتی شده‌اند. دامنه تغییرات SiO_2 گابروها بین ۴۷/۸۴ تا ۵۱/۶۵ درصد وزنی و سرشت ماگمای آن‌ها بیش‌تر توله‌ایتی است. کانی‌های اصلی گابروها، پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادور و کلینوپیروکسن از دو نوع دیوپسید و اوژیت با عدد منیزیم (Mg#) ۸۳/۹۰ تا ۸۸/۹۰ است. ویژگی‌های این گابروها در نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی و ژئوتکتونیکی گویای منشأ گوشته‌ای اندکی تهی شده است که در محیطی سوپراسابداکشن[1] جلوی قوس تشکیل شده است. این گابروها به روش U-Pb بر روی دانه‌های زیرکن سن میانگین ۱/۳± ۳۸/۳ میلیون سال را نشان می‌دهند. سن ائوسن پایانی گابروهای سه‌ول‌آوا و چندین تودهٔ گابروی مشابه در امتداد زمین درز زاگرس در منطقهٔ کردستان گویای این است که نئوتتیس در این منطقه بعد از ائوسن بسته شده باشد.

مقدمه

گسل زاگرس محل بسته شدن یکی از شاخه‌های نئوتتیس به‌شمار می‌رود که از جنوب ترکیه و شمال‌غرب ایران گذشته و تا دریای عمان ادامه داشته است. زاگرس یکی از شاخه‌های نئوتتیس است که در پرمین شروع به باز شدن کرده و در تریاس به بیش‌ترین وسعت خود رسیده است [۱]، [۲]. فرورانش پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قارهٔ ایران مرکزی، در نتیجه حرکت رو به شمال شرق قارهٔ آفریقا، از تریاس پایانی- ژوراسیك زیرین یعنی از زمان برخورد ایران مرکزی با بلوك توران آغاز شده و در کرتاسه بالایی [۳] یا ائوسن میانی [۴] و یا میوسن [١٦] پایان یافته است. افیولیت‌های کرمانشاه [۵]، [۶]، نیریز [۷] و کردستان [۸] مهم‌ترین بخش‌های افیولیت‌های باقی‌مانده از نئوتتیس هستند. کمان ماگمایی ارومیه دختر نیز حاصل ماگماتیسم فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران است [۱]، [۹]، [۱۰].

واژه‌های کلیدی: گابرو، افیولیت‌های سه ول‌آوا، روش U-Pb، سوپراسابداکشن زون، زاگرس.
دریافت ۹۲/۲/۲۲ پذیرش ۹۲/۱۱/۱٤

*نویسنده مسئول b.rahimzade59@gmail.com

۱. Supra-subduction Zone

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

کمان ماگمایی ارومیه دختر در بخش شمالی متفاوت از بخش جنوبی است به‌طوری‌که در پژوهش‌های اخیر چند کمان ماگمایی جدا از هم در مناطق کرمانشاه-کردستان معرفی شده‌اند [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]. عزیزی و معین‌وزیری با ارائهٔ مدلی منطقهٔ شمال غرب ایران را به سه محور ماگمایی تقسیم‌بندی کردند که گابروهای منطقه سه‌ول‌آوا را در محور ماگمایی صحنه-بانه قرار داده‌اند و ماگماتیسم این محور را مربوط به قوس ماگمایی نتیجه فرورانش دانسته‌اند [۱۰].

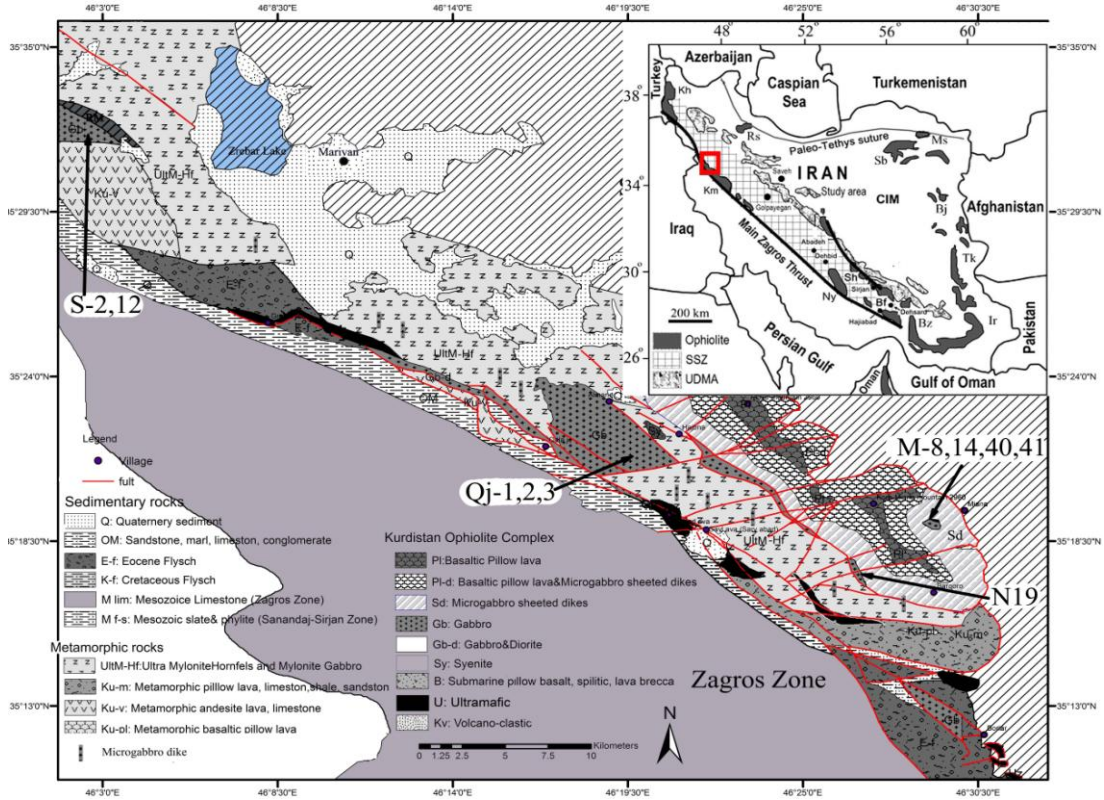
افیولیت‌های سه‌ول‌آوا بخشی از افیولیت‌های کردستان است. گابروهای دانه‌ای-پگماتوییدی همراه این مجموعه افیولیتی هستند. در قاعدهٔ واحد میکروگابرویی با رابطهٔ گسلی روی پریدوتیت‌ها و اسلیت-فیلیت‌های سنندج-سیرجان قرار گرفته‌اند. در ادامه حرکت صفحه عربی به سمت ایران و ادامه روراندگی، زون خردشدهٔ مشخصی تشکیل و افیولیت‌ها به‌سمت زون سنندج سیرجان حرکت کرده‌اند. واحدهای افیولیتی در منطقهٔ کردستان نیز با کمان ماگمایی اولیگومیوسن صحنه-بانه [۱۰] همجوار شده‌اند. بررسی گابروهای سه‌ول‌آوا ضمن مشخص کردن ارتباط این گابروها با افیولیت‌ها یا کمان ماگمایی، می‌تواند شناخت بهتری در شکل‌گیری کوه‌زایی زاگرس و زمان بسته شدن نئوتتیس را در پی داشته باشد. در این تحقیق، روابط صحرایی و سنگ‌شناسی گابروهای سه‌ول-آوا معرفی و ژئوشیمی و سن ایزوتوپی آن‌ها بررسی شده است.

جای‌گاه زمین‌شناسی

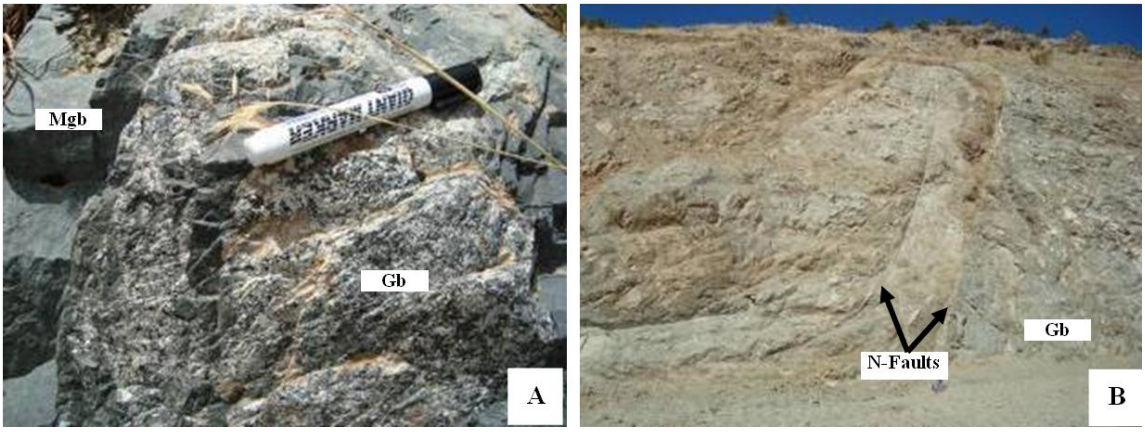
افیولیت‌های کردستان در بین راندگی زاگرس و پهنهٔ سنندج- سیرجان قرار گرفته‌اند. مجموعهٔ افیولیتی سه-ول‌آوا بخشی از افیولیت‌های کردستان است که مابین سنندج و مریوان قرار گرفته است (شکل۱). در جنوب‌غرب و غرب سه‌ول‌آوا، آهک‌های زاگرس (مجموعه بیستون) و در شمال و شمال‌شرق، اسلیت و فیلیت‌های سنندج سنگ‌های همبر افیولیت‌ها را می‌سازند. در منطقهٔ سه‌ول‌آوا مجموعهٔ افیولیتی به‌ترتیب از بالا به پایین شامل توده‌های عظیم و مرتفع بازالت-میکروگابرو، گابروهای دانه‌ای- پگماتوییدی (شکل۲-A) و در قاعدهٔ توالی واحدهای پریدوتیت است. گابروهای با بافت دانه‌ای و پگماتوییدی در زیر میکروگابروها قرار گرفته و در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. به‌جز تودهٔ گابروی قه‌لاجی که نسبتاً بزرگ است، بیش‌تر رخ‌نمون‌های گابرویی در حد استوک و دایک هستند (شکل۲-B). به‌دلیل حضور توأم گسل اصلی زاگرس (MZF) و گسل جوان زاگرس (MZRF) در منطقهٔ سه‌ول‌آوا، گابروهای نزدیک این گسل‌ها به‌شدت میلونیتی و حتی التراميلونیتی شده‌اند. در محدودهٔ بین گابروهای درشت بلور و میکروگابروها، دایک‌های فلسیک با ترکیب پلاژیوگرانیتی نفوذ کرده‌اند (شکل۲-C). مجموعه‌ای از رسوبات آهکی-تبخیری معادل سازند قم روی آهک‌های کرتاسه زاگرس (زون بیستون-اورامان) به‌صورت دگرشیب قرار گرفته است و مجموعهٔ افیولیتی سه‌ول‌آوا روی این مجموعه رسوبی رانده شده است (شکل۲-D).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

سیل، دایک و استوک‌های کوچک گابرویی در منطقه با روندی هم‌سو با گسل اصلی زاگرس دیده می‌شوند (شکل‌های۱ و ۳). تودهٔ نسبتاً بزرگ منطقه در اطراف روستای قه‌لاجی رخ نمون دارد. توده‌های نفوذی در مرز ایران و عراق (پینجوین) [۱۳]، [۱۴] در شمال غرب منطقه، و توده‌های گابرویی طا-بیساران [۱۵]، گابروی مروارید [۱۱]، گابروهای شمال غرب کامیاران و مجموعه گابروی شرق کامیاران [۱۶]، مشابه با گابروهای سه‌ول‌آوا در یک محور قرار می‌گیرند.

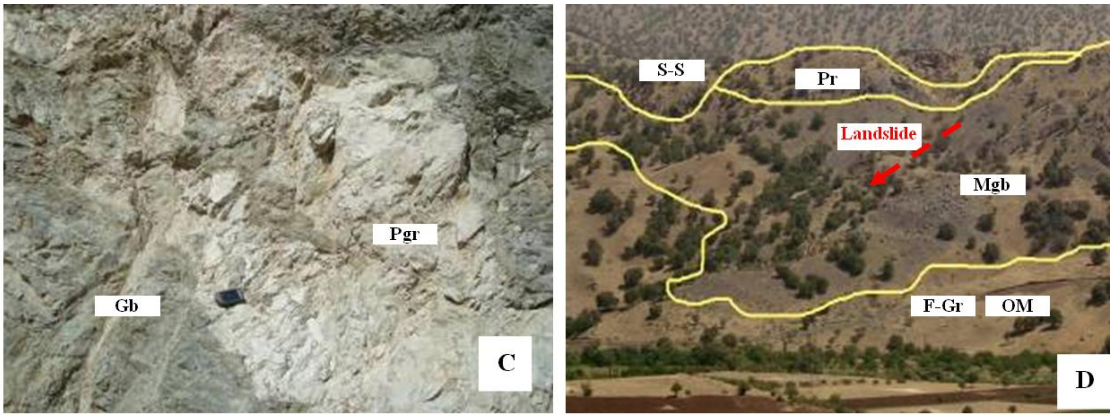


شکل ۱. موقعیت زمین‌شناسی منطقه در ایران و نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ بررسی شده (با تغییرات از [۱۷]). نمونه‌های برداشت شده از مناطق مختلف با علامت اختصاری مشخص شده‌اند، M=میانه، Qj=قه لاجی، S=سردوش و N=نسل)

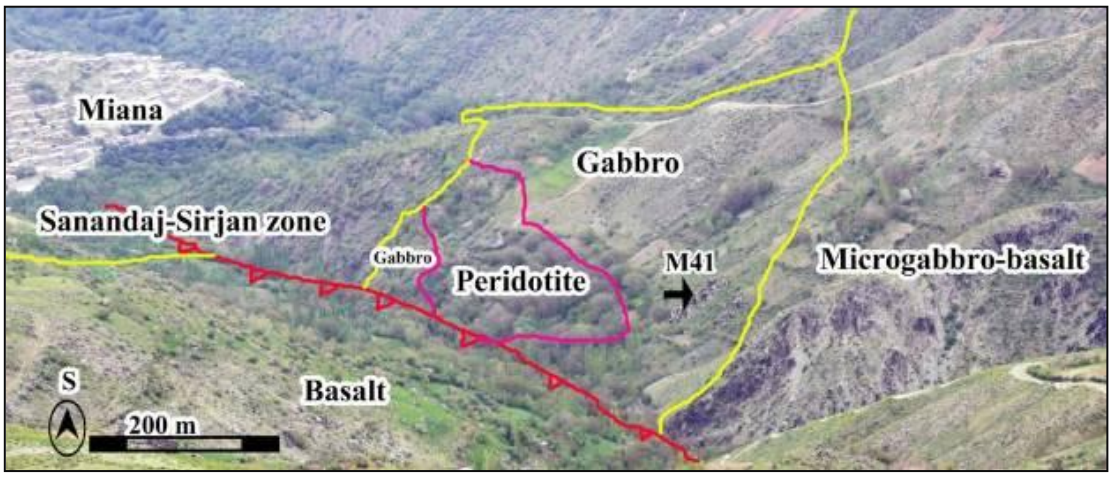


شکل ۲. رخ‌نمون گابروهای (Gb) منطقه و ارتباط آن‌ها با واحدهای بالا و پایین در روستای نسل. A) نفوذ گابروی گرانولار (G-Gb) در میکروگابرو (Mgb)، B) گسل‌های نرمال (N-Faults) در ارتباط با گسل جوان زاگرس و تأثیر آن بر گابروها

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۲. C) نفوذ دایک‌های فلسیک پلاژیوگرانیتی (Pgr) در گابروها و میکروگابروها (F-Gr) در گابروها، D) راندگی اسلیت‌های سنندج سیرجان (S-S) روی پریدوتیت (Pr) و میکروگابرو (مجموعه افیولیتی) و کل مجموعه روی واحد اولیگومیوسن (OM)

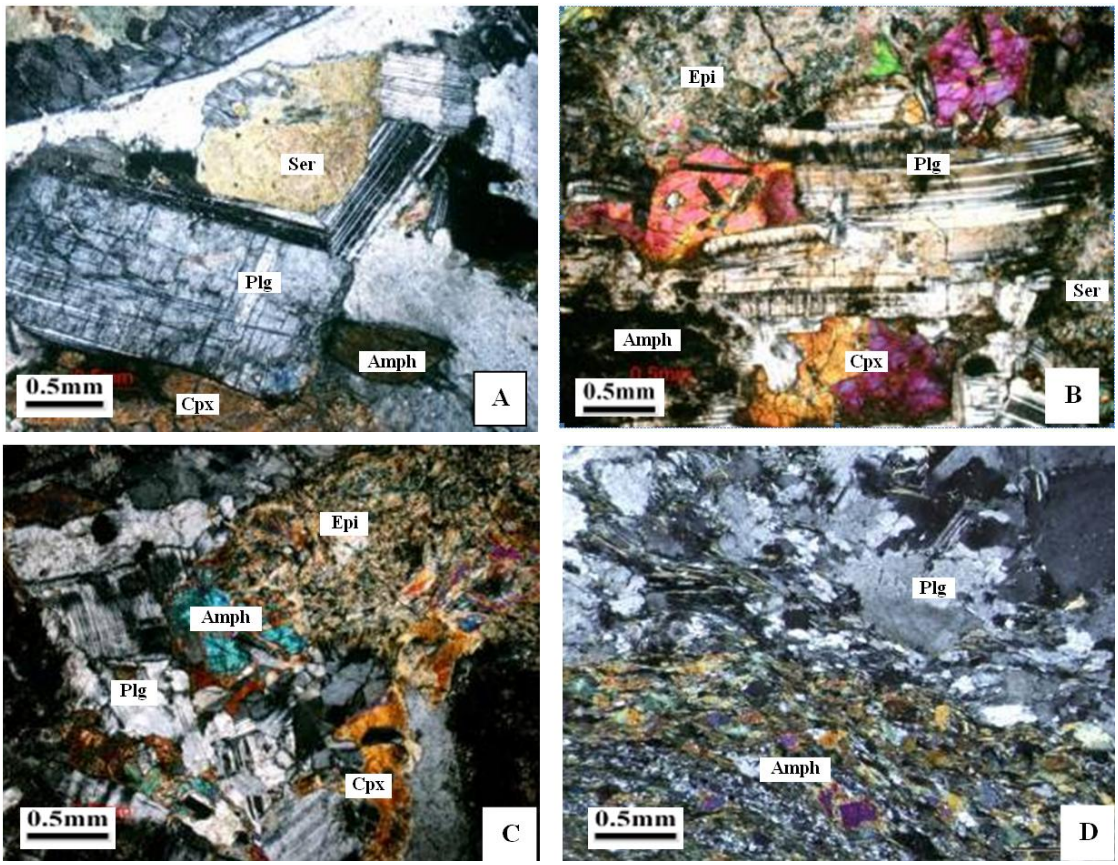


شکل ۳. ارتباط صحرایی واحد گابرویی میانه با سنگ‌های همجوار در شرق محدودهٔ بررسی شده

پتروگرافی

گابروها بافت‌های اولیه دانه‌ای و پگماتیتی دارند. پلاژیوکلاز لابرادوریتی-آندزینی و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت و دیوپسید درشت بلورهای گابروها را می‌سازند (شکل۴- A و B). کانی‌های فرعی را آپاتیت و مگنتیت و به‌ندرت الیوین تشکیل می‌دهند. در غالب گابروها ابتدا کانی پلاژیوکلاز متبلور شده و کانی پیروکسن فضای خالی را پر می‌کند. در مواردی کانی پلاژیوکلاز به‌صورت بافت فرعی پویی‌کیلیتیک در داخل پیروکسن‌ها دیده می‌شود. در بیش‌تر توده‌های گابرویی نسبت کانی پلاژیوکلاز به پیروکسن تقریباً یک به یک است. با وجود این، در مواردی از کانی‌های پگماتیتی، درصد کانی پلاژیوکلاز بیش‌تر از پیروکسن است و در برخی دایک‌های گابروهای گرانولار درصد پیروکسن بیش‌تر از پلاژیوکلاز است. در بخش‌های نزدیک به گسل زاگرس گابروهای پگماتیتی به‌شدت خرد شده و سنگ بافت‌های میلونیتی و اولترامیلونیتی پیدا کرده است (شکل٤-D). تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول در گابروهای منطقه شایع است (شکل٤-C و D). از دگرسانی آمفیبول کانی‌های اپیدوت و کلریت به‌وجود آمده است. کانی‌های کلسیت، سریسیت و کوارتز ریز دانه نیز حاصل دگرسانی هستند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی گابروهای سه‌ول‌آوا، A) پگماتویید گابرو با درشت بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز تا ۵ سانتی‌متر و کلینوپیروکسن غالباً اورالیتی که بیش‌تر اوقات به‌صورت بی‌شکل بین بلورهای پلاژیوکلاز را پرکرده است، B) گابروی گرانولار با پلاژیوکلازهای هوازده شده و بافت فرعی پویی‌کیلیتیک، C) اورالیتی شدن کانی کلینوپیروکسن به آمفیبول در گابروی گرانولار، تجزیه‌شدگی پیروکسن به کانی‌های اپیدوت و کلریت دیده می‌شود، D) متاگابرو با دگرگونی در حد شیست سبز، کشیدگی و جهت یافتگی کانی‌ها به‌خصوص آمفیبول مشهود است. (کلینوپیروکسن=Cpx، پلاژیوکلاز=Plg، سرسیت=Ser، آمفیبول=Amph، اپیدوت=Epi)

روش‌های آزمایشگاهی

در طی برداشت‌های صحرایی، تعداد ۳۰ نمونه از گابروهای گرانولار-پگماتیتی در ۴ رخنمون اصلی اشاره شده در شکل ۱ برداشت و از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد. پس از بررسی‌های سنگ‌شناسی و پتروگرافی، اکسیدهای عناصر اصلی ۱۰ نمونه به‌روش XRF و عناصر کمیاب ۵ نمونه به‌روش ICP در آزمایشگاه دانشکدهٔ علوم‌زمین دانشگاه فرارای ایتالیا تجزیه شد (جدول ۱). آنالیز کانی‌های پیروکسن (جدول ۲) و پلاژیوکلاز (جدول ۳) از گابروی میانه انتخاب شده و با روش آنالیز نقطه‌ای با دستگاه کامکاکامباکس[۱] با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت، جریان ۱۵ نانو آمپر و استفاده از سیلیکات‌ها و اکسیدهای طبیعی به‌عنوان استاندارد، در دانشگاه علوم زمین شهر پادوای ایتالیا انجام شد.

۱. Cameca-Camebax

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

نمونهٔ M۴۱ از استوک میانه برای تشخیص سن گابروها انتخاب شد (شکل۱). آماده‌سازی و جدایش کانی زیرکن در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی صورت گرفت. پس از خردایش مقدار ۴ کیلوگرم از سنگ گابرو، جدایش دانه‌های زیرکن انجام شد. محاسبهٔ سن تبلور کانی زیرکن بر اساس اندازه‌گیری ایزوتوپی اورانیم، سرب و توریم با استفاده از دستگاه مایکروپروب یونی[۱] در دانشگاه کالیفرنیا در لس آنجلس (UCLA) اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری از روش کویدلور[۲] و همکاران [۱۸] و اسمیت[۳] و همکاران [۱۹] استفاده شد. میزان اطمینان از داده‌های ایزوتوپی ۹۵ درصد است (برای توضیحات بیش‌تر مراجعه شود به [۲۰]). خلاصه آنالیزهای ایزوتوپی یونی مایکروپروب اورانیم-سرب در جدول ۴ آورده شده است.

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی به‌روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP. اکسیدهای اصلی بر اساس درصد وزنی (wt.%) و عناصر فرعی و جزیی بر حسب PPM محاسبه شده است.

	XRF&ICP					XRF				
Sample	M-۸	M-۱۴	N-۱۹	M-۴۰	M-۴۱	S۲	S۱۲	Qj ۱	Qj ۲	Qj ۳
Locality	Miana	Miana	Nsel	Miana	Miana	Sardosh	Sardosh	Qalaje	Qalaje	Qalaje
$SiO_۲$	۵۱/۶۵	۵۰/۶۰	۵۱/۳۹	۴۸/۴۶	۵۱/۶۸	۴۷/۸۴	۴۹/۷۲	۴۸/۹۸	۵۱/۲۹	۵۰/۹۳
$TiO_۲$	۰/۶۹	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۴۶	۰/۸۶	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۶۴	۰/۴۴
$Al_۲O_۳$	۱۹/۴۳	۱۷/۵۹	۱۹/۰۸	۱۸/۴۶	۱۴/۹۶	۱۸/۹۲	۱۹/۵۱	۱۶/۳	۱۲/۸۴	۱۲/۹۲
$Fe_۲O_۳$	۰/۸۷	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۸۰	۰/۸۸	۱/۱۳	۱/۰۰	۰/۸۵	۰/۹۵	۰/۵۸
FeO	۵/۷۸	۳/۸۴	۳/۷۷	۵/۳۴	۵/۸۵	۷/۵۴	۶/۷۰	۳/۸	۴/۷	۵/۶
MnO	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۰۶۲	۰/۰۸۵	۰/۰۷۷
MgO	۱۰/۴۵	۱۰/۴۷	۹/۵۲	۱۳/۲۸	۱۱/۱۵	۱۰/۱۰	۸/۷۶	۱۳/۶۸	۸/۶۷	۱۱/۳۹
CaO	۱۲/۲۶	۱۳/۴۵	۱۱/۹۸	۱۰/۹۴	۱۱/۳۳	۱۳/۶۰	۱۳/۲۴	۸/۹۴	۱۱/۵۴	۱۱/۴۱
$Na_۲O$	۲/۵۸	۲/۴۳	۲/۹۶	۱/۸۱	۲/۹۲	۰/۴۷	۰/۶۶	۱/۵۲	۲/۷۱	۱/۷۷
K2O	۰/۰۷	۰/۴۸	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۳	۰/۴۴	۰/۲۹
$P_۲O_۵$	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴
LOI	۱/۸۸	۵/۲۶	۲/۳۰	۲/۸۵	۲/۱۳	۲/۲۳	۲/۱۸	۵/۲۱	۵/۳۵	۳/۷۲
Total	۹۹/۶۰	۹۹/۹۵	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۴	۹۹/۹۷	۹۹/۸۷	۱۰۰/۰۱	۹۹/۸۶	۹۹/۹۵	۹۹/۱۶
Cr	۱۷۵	۷۰۵	۲۰۱	۹۹	۲۱۶	۵۰۴	۲۹۵	۲۲۴	۵۹۷	۴۹۶
Co	۲۴	۱۵	۴۲	۳۷	۳۶	۴۸	۴۰	۳۵	۲۱	۲۳
Zn	۲۱	۸	۲۱	۱۵	۲۰	۳۶	۳۰	۳۸	۳۵	۴۲
Cu	۱۱	۶	۸۴	۳۴	۳۸	۸۵	۷۲	۲۶	۳	۱۲
Ga	۱۲	۱۰	۷	۹	۱۰	۱۰	۹			
Ta	۰/۸۹	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۲۲					
V	۱۷۹	۸۴	۸۴	۷۸	۲۰۰	۲۰۵	۱۴۷	۳۵	۱۱۶	۸۷
Ni	۱۰۱	۲۴۲	۸۳	۱۵۹	۹۱	۲۰۶	۱۱۷	۴۶۳	۱۹۲	۳۴۸
Rb	۱/۴۵	۰/۹	۱۰/۱۷	۳/۹۱	۲۳/۷۹			۱۳	۲۰	۱۹
Sr	۱۸۸	۲۳۷	۳۹۹	۲۳۲	۲۱۳	۶۷	۷۵	۴۱۳	۲۶۰	۱۴۴
Y	۲	۵		۹	۲۴	۸	۱۱	۷	۱۶	۱۴
Sc	۲۸	۱۷	۱۲	۷	۳۰	۴۳	۳۳			
Zr	۴۸	۲۸	۱۶	۳۹	۵۴		۵۶	۵۴	۸۱	۴۴
Nb	۱۳/۸۶	۳/۲۷	۲/۶۹	۲/۵۹	۳/۳۶	۴/۲۱	۶/۳۱	۲۵	۱۴	۲
Ba	۲۴	۸	۲۱	۲۰۱	۳۵	۱۲	۱۰	۱۸۵	۲۵۵	۱۷۹
La	۷/۳۵	۳/۸	۲/۰۲	۲/۵۷	۳/۸	۱	۰	۱	۱	۷
Ce	۱۱	۶	۲۰	۱۶	۲۴	۴	۳	۲	۲	۱۴
Pr	۲/۷۶	۱/۷۵	۰/۹	۱/۲۴	۱/۷۵					
Nd	۱۴/۲۱	۸/۹۴	۵/۰۴	۷/۱	۸/۹۴	۲	۱			
Sm	۴/۱۹	۲/۷۹	۱/۸۶	۲/۴۲	۴/۱۹					
Eu	۱/۴	۰/۹۳	۰/۷	۰/۸۶	۱/۴					
Gd	۴/۹۵	۳/۰۹	۲/۳۹	۲/۹۴	۴/۹۵					
Dy	۵/۳۷	۳/۶۵	۳	۳/۴۹	۵/۳۷					
Ho	۱/۱۱	۰/۷۵	۰/۶۲	۰/۷	۱/۰۱					
Er	۳/۱۶	۲/۱۳	۱/۸۲	۲/۰۶	۲/۹۳					
Yb	۳	۲/۰۷	۱/۷۶	۱/۹۴	۲/۸					
Lu	۰/۴۳	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۴					
Hf	۲/۳۳	۱/۸۲	۱/۲۲	۱/۶۴	۲/۲۶					
Ta	۰/۸۹	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۲۲					
Pb			۰/۷	۱	۱	۴	۴	۵	۶	
Th	۱	۱	۱	۱	۲	۱	۱			
U	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۱					

۱. Cameca IMS 1270 ۲. Quidelleur ۳. Schmitt

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

جدول۲. آنالیزهای نقطه‌ای کلینوپیروکسن در گابروهای میانه (محاسبات بر پایه شش اکسیژن)

CPX	Diopsite									Augite		
Min	٤	٥	٦	٧	٩	١٠	١٤	١٥	١٦	١٧	٨	١١
SiO_2	٥١/٨٦	٥١/٨٩	٥١/٩٧	٥٢/١٩	٥٢/٩٩	٥١/٦١	٥٢/١٨	٥٢/٩٧	٥١/١٤	٥٢/٦	٤٩/٧٨	٤٨/١١
TiO_2	٠/٦١	٠/٦٢	٠/٦٧	٠/٤٩	٠/٠٨	٠/٧٩	٠/٥٤	٠/٥٢	٠/٦	٠/٤٩	٠/٧	٠/٣١
Al_2O_3	٢/٦٤	٢/٧٦	٢/٦٨	٢/٣	٠/٦٢	٢/٥٢	٢/٣٢	٢/٢٩	٢/٥٩	٢/١٩	٥/٦٩	٧/٦٥
Cr_2O_3	٠/٢٤	٠/٢٣	٠/٢٤	٠/١٦	٠/٠٢	٠/١٢	٠/٢	٠/٢٣	٠/٢٢	٠/٢١	٠/٠٣	٠
MnO	٠/١٤	٠/١	٠/١١	٠/١٦	٠/١٦	٠/١٩	٠/٢٢	٠/٢٢	٠/١٨	٠/١٥	٠/٢٢	٠/٣٦
MgO	١٧/٠٥	١٧/١٢	١٧/١٣	١٦/٤٣	١٦/١٥	١٦/٤٤	١٧/٢٣	١٦/٣١	١٦/٥١	١٧/٦٥	١٥/٠٨	١٣/٩٦
CaO	٢٠/٨٤	٢٠/٦٨	٢٠/٨٧	٢١/٦٣	٢٣/٩٤	٢٠/٧٤	٢٠/٨٤	٢١/٣٩	٢٠/٨٦	٢٠/٣	١١/٤٦	١٠/٤٦
Na_2O	٠/٢٩	٠/٢٩	٠/٣٤	٠/٣	٠/١١	٠/٣١	٠/٣٣	٠/٢٩	٠/٣٣	٠/٣٥	١/١٣	١/٤٤
K_2O	٠	٠	٠	٠	٠	٠/٠٢	٠	٠/٠٢	٠/٠٤	٠	٠/٠٦	٠/٠٤
FeO	٣/٩٧	٤/١٦	٣/٨١	٤/٣	٣/٨٤	٤/٩١	٣/٧	٥/٥٦	٣/٨٢	٤/١	١٣/٠٤	١٢/٤٣
Fe_2O_3	١/٧٨	١/٦٧	١/٩٩	١/٥٥	١/٠٨	١/٥٦	٢/٠٣	٠	١/٩٥	١/٤٤	٠	٣/٠١
Total	٩٩/٤٢	٩٩/٥١	٩٩/٨١	٩٩/٥	٩٨/٩٨	٩٩/٢	٩٩/٥٩	٩٩/٧٩	٩٨/٢٣	٩٩/٤٧	٩٧/٢	٩٧/٧٧
Wo	٤٢/٥	٤٢/٢	٤٢/٥	٤٤/١	٤٧/٦	٤٢/٦	٤٢/٣	٤٤	٤٣/٢	٤١/٣	٢٦/٨	٢٤/٩
En	٤٨/٤	٤٨/٦	٤٨/٥	٤٦/٦	٤٤/٧	٤٧	٤٨/٦	٤٦/٧	٤٧/٥	٤٩/٩	٤٩	٤٦/٣
Fs	٩/١	٩/٢	٩/١	٩/٣	٧/٧	١٠/٤	٩/١	٩/٣	٩/٣	٨/٨	٢٤/٢	٢٨/٨
N° Mg	٨٨/٤	٨٨	٨٨/٩	٨٧/٢	٨٨/٢	٨٥/٧	٨٩/٣	٨٣/٩	٨٨/٥	٨٨/٥	٦٧/٣	٦٦/٧

جدول۳. آنالیزهای تک کانی پلاژیوکلاز در گابروهای میانه (محاسبات بر پایه هشت اکسیژن)

Element	P۱-۱	P۱-۲	P۱-۳	P۱-٤	P۱-٥	P۱-٦	P۱-۷	P۱-۸	P۱-۹	P۱-۱۰	P۱-۱۱	P۱-۱۲	P۱-۱۳	P۱-۱٤	P۱-۱٥
SiO_2	٥٧/١٣	٥٤/١٦	٥٢/٧٣	٥٢/٣٧	٥٥/٦٩	٥٣/٥٠	٥٣/٣٩	٥٣/٣٩	٦١/٤٧	٥٩/٤٣	٥٢/٧٥	٥٣/٠٠	٥٣/٤٣	٥٢/٣٤	٥٢/٣١
TiO_2	٠/١٣	٠/١١	٠/٠٦	٠/٠٤	٠/١٢	٠/٠٦	٠/٠٦	٠/٠٨	٠/٠٥	٠/٠٦	٠/١٠	٠/٠٦	٠/٠٧	٠/٠٥	٠/٠٥
Al_2O_3	٢٦/٥٦	٢٧/٢٩	٢٨/٣١	٢٨/٧٧	٢٧/٤٥	٢٨/٨٩	٢٩/١٧	٢٨/٩١	٢٨/٠٧	٢٥/٠٠	٢٩/٤٧	٢٩/٥٨	٢٩/٢٠	٢٩/٦٤	٢٩/٦٣
Cr_2O_3	٠	٠	٠/٠١	٠	٠	٠	٠/٠٤	٠/٠١	٠/٠٤	٠/٠١	٠	٠/٠٢	٠	٠	٠
FeO	٠/٣٦	٠/٣٨	٠/٤٠	٠/٥٩	٠/٥٥	/٥٠	٠/٤٣	٠/٥٦	٠/٣٧	٠/٣٧	٠/٥٧	٠/٤٨	٠/٤٨	٠/٤٥	٠/٤٧
MnO	٠/٠٢	٠/٠٢	٠/٠٤	٠/٠٠	٠/٠٠	٠/٠١	٠/٠٠	٠/٠٠	٠/٠٤	٠/٠٣	٠/٠٢	٠/٠٠	٠/٠٠	٠/٠٠	٠/٠٠
MgO	٠/٠٠	٠/٠٥	٠/٠٧	٠/١٠	٠/٠٤	٠/٠٩	٠/٠٦	٠/١١	٠/٠٥	٠/٠٢	٠/٠٨	٠/٠٢	٠/٠٣	٠/٠٤	٠/٠١
CaO	٨/٧٦	١٠/٠٦	١١/٦٥	١١/٧٧	٩/٤٩	١١/٤٥	١١/٧٠	١١/٧٣	٤/٩٤	٦/٧٢	١٢/٢٧	١١/٨٦	١٢/٠٥	١٢/٢٤	١٢/٣١
Na_2O	٦/٥٧	٥/٦٣	٥/٠١	٤/٧٤	٦/١٢	٥/٠٨	٥/٠١	٤/٩٢	٨/٦٣	٧/٩٠	٤/٥٢	٤/٥٢	٤/٧٣	٤/٤٢	٤/٣٠
K_2O	٠/٠٧	٠/٠٦	٠/٠٩	٠/٠٧	٠/١٩	٠/٠٦	٠/٠٧	٠/٠٨	٠/١٧	٠/١٩	٠/٠٩	٠/٠٨	٠/٠٧	٠/٠٩	٠/٠٨
Total	٩٩/٦٢	٩٧/٧٦	٩٨/٣٧	٩٨/٤٦	٩٩/٦٥	٩٩/٦٥	٩٩/٩٣	٩٩/٧٩	٩٨/٨١	٩٩/٧٣	٩٩/٨٦	٩٩/٦٣	١٠٠/٠٦	٩٩/٢٧	٩٩/١٥
Ab %	٧٥/٢	٦٧/٣	٥٧/٤	٥٣/٣	٥٠/١	٤٤/٤	٤٣/٥	٤٣/٦	٤٢/٩	٤٢/٠	٤١/٤	٤٠/٦	٣٩/٨	٣٩/٣	٣٨/٥
An %	٢٣/٨	٣١/٦	٤٢/٢	٤٥/٦	٤٩/٥	٥٥/٣	٥٦/١	٥٦/٠	٥٦/٦	٥٧/٦	٥٨/٣	٥٨/٩	٥٩/٧	٦٠/٢	٦١/٠
Or %	١/٠	١/٠	٠/٤	١/١	٠/٤	٠/٣	٠/٤	٠/٥	٠/٥	٠/٤	٠/٤	٠/٥	٠/٥	٠/٦	٠/٤

جدول۴. داده‌های مایکروپروب یونی اورانیم-سرب کانی زیرکن در نمونهٔ M۴۱ از گابروهای میانه

Correlation	٢٠٧Pb*/		٣/٨٥E-٠٢	٤/٠٨E-٠٢	٣/٨٨E-٠٢
	٢٣٥U	١ s.e.	٤/٠٧E-٠٣	٥/٠٣E-٠٣	٨/٨٨E-٠٣
	٢٠٦Pb*/		٥/٨٢E-٠٣	٦/٠٥E-٠٣	٦/٠٧E-٠٣
	٢٣٨U	١ s.e.	٣/٢٩E-٠٤	٣/٨٣E-٠٤	٣/٨٩E-٠٤
	Concordia		٥/٥٦E-٠١	٥/٣٠E-٠١	٤/٦١E-٠١
	Ellipses				
	٢٠٧Pb*/		٤/٨٠E-٠٢	٤/٨٩E-٠٢	٤/٦٤E-٠٢
	٢٠٦Pb*	١ s.e.	٤/٢٢E-٠٣	٥/١٢E-٠٣	٩/٦١E-٠٣
Age (Ma)	٢٠٦Pb/		٣٧/٣٩	٣٨/٨٧	٣٨/٩٨
	٢٣٨U	١ s.e.	٢/١١	٢/٤٥	٢/٤٩
	٢٠٧Pb/		٣٨/٣٩	٤٠/٦١	٣٨/٦٦
	٢٣٥U	١ s.e.	٣/٩٨	٤/٩١	٨/٦٨
	٢٠٧Pb/		١٠١/٣	١٤٤/٦	١٨/٣٢
	٢٠٦Pb	١ s.e.	٢٠٨	٢٤٥	٤٩٨
% Radio	٢٠٦Pb		١٠٠/٤	١٠٠/٥	٩٩/١٢
U ppm			٦٨/٧	٥٥/٢	٣٧/٣
Th ppm			٧٠/٨	٥٤/٦	٣٩/٨
Th/U			١/٠٣	٠/٩٩	١/٠٧

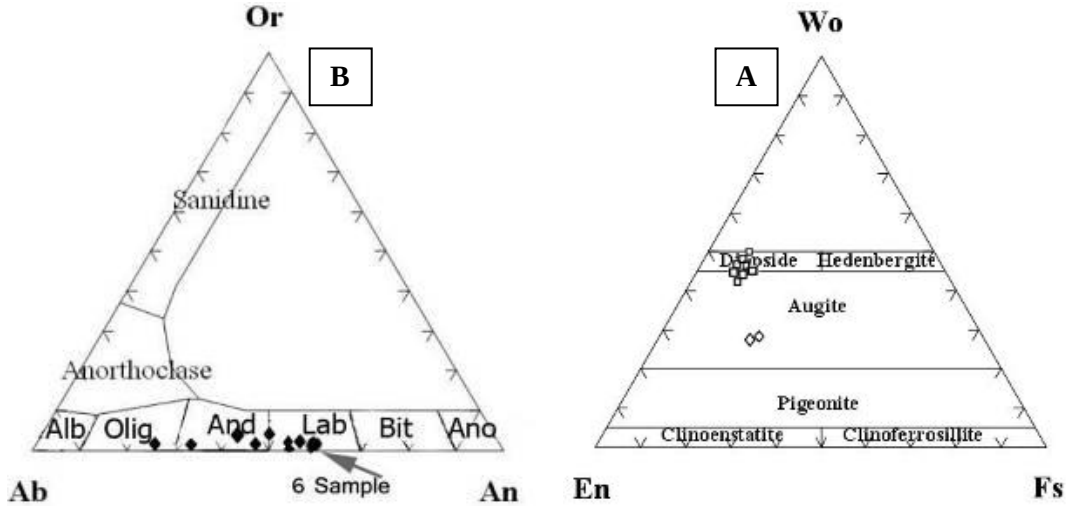
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

شیمی کانی‌ها

به‌واسطهٔ دور بودن گابروهای میانه در شرق محدودهٔ بررسی شده (شکل ۱) از راندگی زاگرس، کانی‌های آن به نسبت سایر سنگ‌ها بسیار سالم‌تر هستند. بنا بر این نمونه‌هایی از این منطقه برای آنالیزهای نقطه‌ای انتخاب شدند (جدول‌های ۲ و ۳).

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها معمولاً منطقه‌بندی عادی نشان نمی‌دهند و ترکیب شیمیایی آن‌ها در محدودهٔ لابرادوریت تا آندزین است که ترکیب بعضی به‌سمت قطب آلبیت متمایل شده است. ترکیب شیمیایی غالب به‌طور میانگین $Ab_{(۵۷/۴-۴۲/۹)}An_{(۵۶/۶-۴۲/۲)}Or_{(۱-۰/۳)}$ است. سه نمونه آندزین با ترکیب $Ab_{۶۷/۳}An_{۳۱/۶}Or_{۰/۱}$ و یک نمونه اولیگوکلاز نیز با ترکیب $Ab_{۲۳/۸}An_{۷۵/۲}Or_{۰/۱}$ دیده می‌شوند (شکل۴). پلاژیوکلازها در بسیاری موارد به سریسیت تبدیل شده‌اند. تغییرات ترکیب پلاژیوکلاز می‌تواند تحت تأثیر آب دریا در هنگام نفوذ این گابروها بوجود آمده باشد، به‌طوری‌که با افزوده شدن یون سدیم در اثر تماس آب دریا به‌ترکیب این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها از لابرادوریت به‌سمت قطب آلبیت تغییر نماید (شکل۵-A).

پیروکسن: دو گروه پیروکسن در گابروی پگماتیتی مشاهده می‌شود که هردو کلینوپیروکسن هستند. کلینوپیروکسن‌ها از دو نوع دیوپسید و اوژیت هستند (شکل۵-B). عدد منیزیم (Mg#) آن‌ها از ۸۳/۹۰ تا ۸۸/۹۰ متغیر است. ترکیب کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی $En_{(۴۴/۷-۴۸/۶)}Wo_{(۴۱/۳-۴۷/۶)}Fs_{(۷/۷-۱۰/۴)}$ و کلینوپیروکسن‌های اوژیتی $En_{(۴۶/۳-۴۹)}Wo_{(۲۴/۹-۲۶/۸)}Fs_{(۲۴/۲-۲۸/۸)}$ است. کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای سه‌ول‌آوا به‌شدت اورالیتی و دگرسان شده‌اند و این دگرسان شدگی روی اوژیت‌ها بیش‌تر تأثیر داشته است به‌طوری‌که درصد کل آنالیزها کم‌تر از ۱۰۰ است و غالب موارد نتایج آنالیزهای نقطه‌ای غیرقابل استفاده بودند.



شکل ۵. A) ترکیب پلاژیوکلازها در گابروهای سه‌ول‌آوا و B) ترکیب پیروکسن ها در گابروها و پریدوتیت های سه‌ول‌آوا [۲۱]

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

ژئوترموبارومتری

روش‌های ترمومتری باید در مورد کانی‌های که در یک شرایط (دما-فشار) ماگمایی تبلور حاصل کرده‌اند به‌کار رود. علاوه بر آین باید کانی‌های بررسی شده ژئوترمومتری سالم مانده باشند. گابروهای افیولیتی به‌واسطه شرایط ژئودینامیکی و تغییرات فراوان غالباً درصدی از آلتراسیون را همیشه تحمل کرده‌اند. متاسوماتیسم زیردریایی یکی از این آلتراسیون‌های همیشگی است. بسیاری از روش‌های پیشنهاد داده شده برای ترموبارومتری غالباً بر اساس کانی‌های متحرک (مانند کلسیم و سدیم) هستند که در مورد واحدهای افیولیتی با توجه به دگرسانی این روش‌ها کم‌تر کاربرد دارند. یکی از تغییرات دیگر در کانی‌ها ناشی از چندفازی بودن ماگما است. به این معنی که کانی که در حال تبلور در یک ماگمای خاص است، ماگمایی دیگری به محیط افزوده شود و باعث تغییر ترکیب و طبیعتاً دما و فشار حاکم بر محیط شود. با این وجود باید در انتخاب کانی‌ها برای بررسی شرایط ژئوترمومتری همه شرایط در نظر گرفته شود و مناسب‌ترین کانی انتخاب شود.

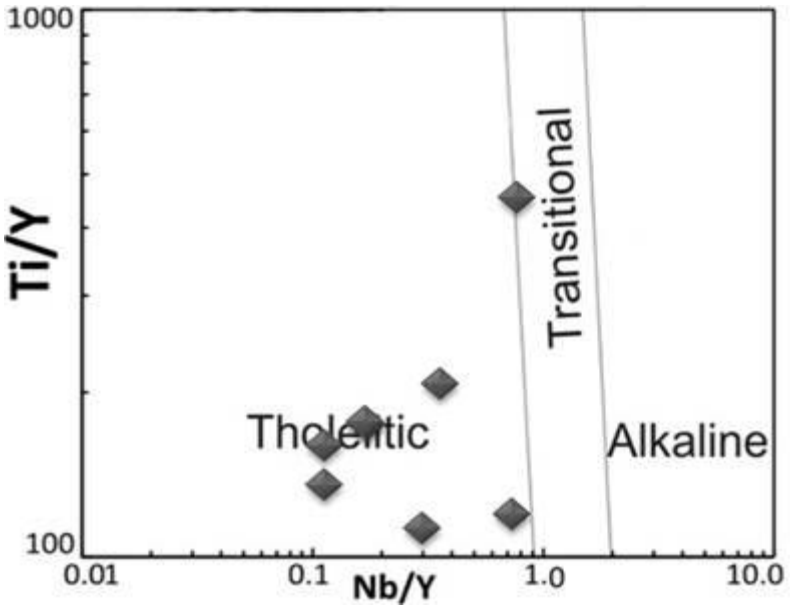
شاید بخش کومولایی (گابروهای پگماتیتی) بهترین بخش برای بررسی ترمومتری گابروها باشد که در آن کانی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در کنار هم متبلور شده‌اند که با توجه به شیمی کانی‌ها پلاژیوکلازها تغییر کرده‌اند ولی شیمی کلینوپیروکسن‌ها تغییر کم‌تری کرده‌اند، از این رو، کانی کلینوپیروکسن برای بررسی ترمومتری استفاده شد. ترمومتری کلینوپیروکسن با روش برتراند[۱] و مریر[۲] (۱۹۸۵) تنها روش است که می‌تواند برای اندازه‌گیری دمای کریستالیزاسیون در مایع میان کریستالی است. این ترمومتر نتایجی قابل مقایسه با دمای تعادلی کومولیت اولترامافیک به‌دست داده است. در این روش دماهای ۱۳±۱۱۰۶، ۲۸±۱۱۱۸ و ۲۰±۱۰۹۱ برای نمونه‌های دیوپسیدی M۸، M۴۱ و M۴۰ به‌ترتیب به‌دست آمد و دماهای ۱۲±۱۰۸۶، ۲۰±۱۰۶۸ برای نمونه‌های اوژیتی M۸، M۴۱ محاسبه شد. دمای تشکیل کلینوپیروکسن (روش برتراند و مریر۱۹۸۵) در پریدوتیت‌های کومولیتی در زیر استوک گابرویی میانه دمایی بین ۱۱۷۸ تا ۱۱۹۸ را به‌دست داده است [۳۹]. با توجه به این‌که گابروها از پریدوتیت‌ها مشتق می‌شوند دمای تشکیل کلینوپیروکسن گابروها منطقی به نظر می‌رسد.

ژئوشیمی

میزان SiO_2 گابروهای سه‌ول‌آوا از ۴۷/۸۴ تا ۵۱/۶۸ درصد وزنی و میزان MgO از ۸/۶۷ تا ۱۳/۶۸ درصد وزنی است. درصد Na_2O نمونه‌های سردوش (۰/۴۷ تا ۰/۶۶) به‌طور معناداری از سایر نمونه‌ها (۱/۵۲ تا ۲/۷۱) کم‌تر است. به‌همین ترتیب مقدار K_2O نیز در نمونه‌های سردوش (شکل۱) (۰/۰۳ تا ۰/۰۵) نسبت به‌سایر نمونه‌ها (۰/۰۷ تا ۰/۴۸) کم‌تر است. سایر اکسیدهای اصلی تقریباً مشابه هم هستند. به‌منظور شناسایی ماهیت شیمیایی و سرشت گابروها، داده‌های شیمیایی گابروها (جدول۱) روی نمودار Ti/Y در مقابل Nb/Y [۲۲] قرار داده شد که نمونه‌ها سرشت توله‌ایتی را نشان دادند (شکل۶).

۱. Bertrand ۲. Mercier

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۶. نمودار Ti/Y در مقابل Nb/Y [۲۲] نمونه‌های گابروی سه‌ول‌آوا سرشت توله ایتی را نشان می‌دهند

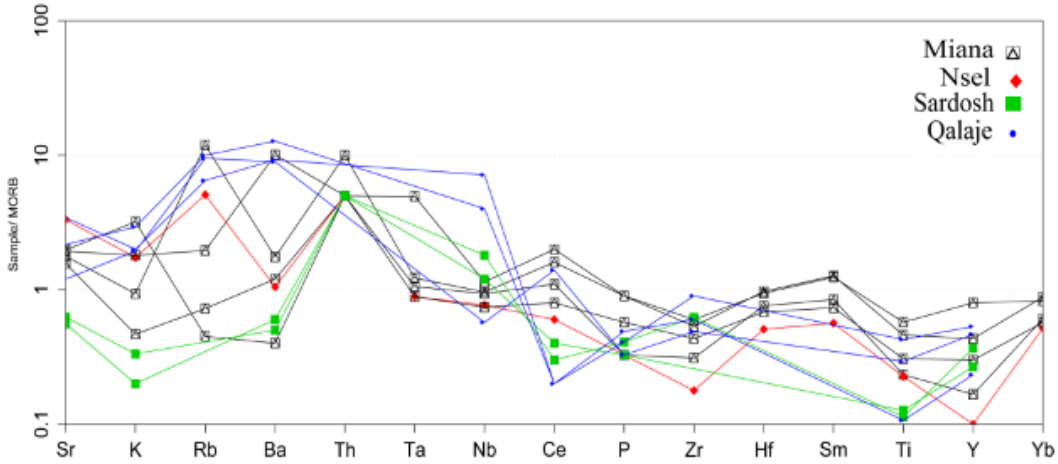
در گابروهای سه‌ول‌آوا عناصر K، Rb و Ba آنومالی متفاوتی (منفی تا مثبت) دارند. با توجه به توله‌ایتی بودن سرشت غالب گابروها، آنومالی منفی پتاسیم و به‌طبع آن عناصر روبیدیم و باریم در بعضی نمونه‌ها (نمونه‌های سردوش و دو نمونه میانه) قابل انتظار است. آنومالی مثبت این عناصر در دیگر نمونه‌ها (قه‌لاجی) می‌تواند به‌علت گرایش بعضی گابروها به سرشت کالکوآکالن و همچنین تأثیر متاسوماتیسم زیر دریایی بر گابروها باشد.

به‌جز نمونه‌های سردوش که فقط آنومالی منفی در Ti را نشان می‌دهد، آنومالی منفی اندکی از عناصر Ta-Nb-Ti و آنومالی مثبت از عناصر Ce و Th در سایر نمونه‌ها دیده می‌شود که می‌تواند نشانهٔ تأثیر مؤلفهٔ فرورانش باشد. آنومالی منفی از Y و Zr در نمونهٔ نسل و نمونهٔ M۸ از نمونه‌های میانه دیده می‌شود که دلیل بر تهی‌شدگی منشأ ماگمای این نمونه‌ها است [۲۳]. البته آنومالی منفی Y می‌تواند نشانهٔ عمق زیاد منشأ (گارنت لرزولیت) و درارتباط با محیط‌های فرورانش باشد [۲۴]. این موضوع دلیلی بر چند منشأ بودن خاستگاه ماگمایی گابروها و هتروژن بودن گوشته ذوب شده است (شکل ۷).

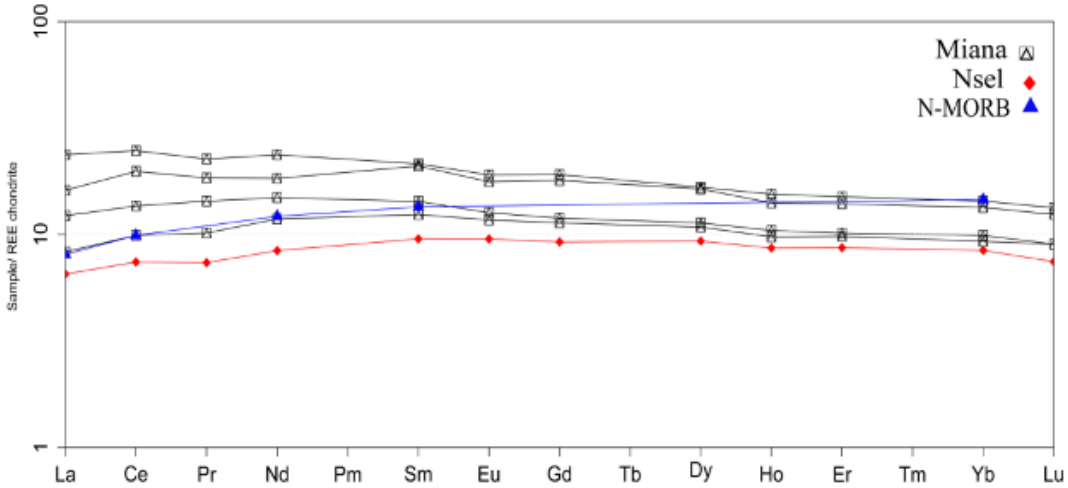
با توجه به نمودار عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت [۲۵] نمونه‌های سه‌ول‌آوا الگوی بسیار شبیه به N-MORB [۲۶] نشان می‌دهند (شکل۸). در تمامی نمونه‌های سه‌ول‌آوا مقدار LREE غنی‌شدگی و HREE تهی‌شدگی اندکی را نسبت به N-MORB نشان می‌دهند به‌طوری‌که اندکی شیب منفی پیدا کرده و به‌سمت E-MORB متمایل می‌شود. شیب منفی و تمایل به‌سمت E-MORB نشان‌دهندهٔ نرخ ذوب بخشی کم‌تر از N-MORB است. نسبت La/Nb برای نمونه‌های سه‌ول‌آوا برابر ۰/۷۵ تا ۱/۸۳ است که میانگین آن قابل مقایسه با (N-MORB=۱/۰۷) است ولی La/Yb برابر با ۱/۱٤ تا ۲/٤٥ محاسبه شد که در مقایسه با N-MORB=۰/۸۱ بیش‌تر است. در نمودار La-Nb [۲۷] نمونه‌های گابرو میانه و نسل در محدودهٔ بینابینی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

E-MORB و N-MORB با روند به‌سمت N-MORB قرار می‌گیرند. دو نمونه از قه‌لاجی و نمونه‌های سردوش در محدودهٔ E-MORB قرار گرفته‌اند که دو روند مختلف را نشان می‌دهند (شکل۹-A) برای تشخیص علت پراکندگی نمونه‌ها بین محیط‌های توله‌ایت و کالکوآلکالن از نمودار Th/Yb-Nb/Yb [۲۸] استفاده شد. در این نمودار، ماگمای گابروهای میانه در محدوده‌های مختلفی مانند گوشته تهی‌شده، ماگمای توله‌ایتی و ماگمای کالک آلکالن قرار می گیرد ولی روند کلی خاصی نیز دیده می‌شود که با توجه به‌آن، می‌توان گفت تغییرات گابروها متأثر از فرورانش (بردار S) هستند (شکل۹-B).

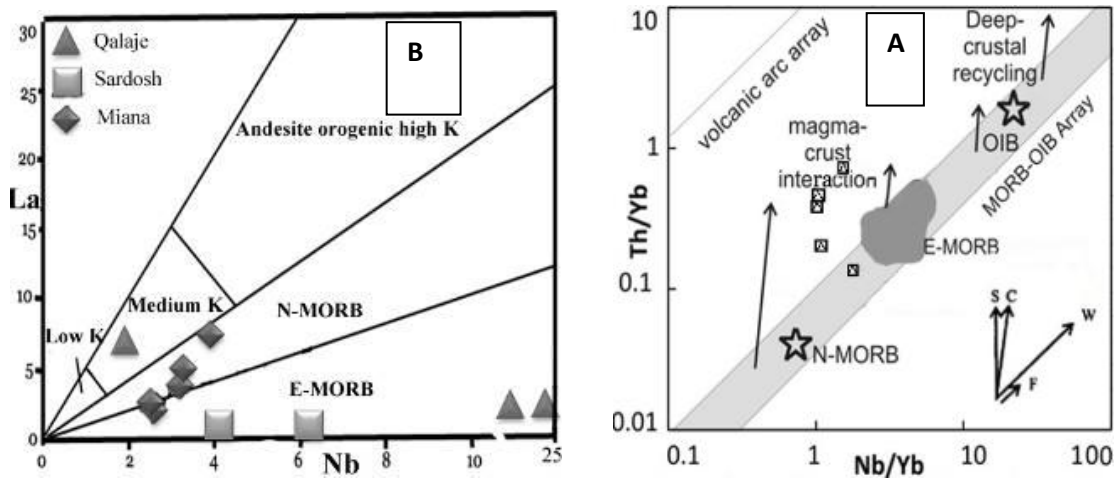


شکل۷. نمودار عناصر کمیاب نرمالیزه با مورب [۲۹] برای گابروهای سه‌ول‌آوا



شکل ۸. نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های سه‌ول‌آوا نسبت به کندریت [۲۵]؛ برای گابروهای سه‌ول‌آوا. نمونه‌ها روندی بسیار شبیه N-MORB دارند. عناصر کمیاب سبک دارای غنی‌شدگی و عناصر کمیاب سنگین اندکی تهی‌شدگی نسبت به N-MORB نشان می‌دهند که گویای آن است که نمونه‌ها یک مؤلفهٔ مشابه با E-MORB نیز دارند یعنی نمونه‌ها بین مورب غنی‌شده و تهی‌شده با تشابه بیش‌تر به مورب تهی‌شده قرار دارند. البته در نمونه گابروی نسل به‌طور کلی تهی‌شدگی نسبت به N-MORB و سایر نمونه‌ها دیده می‌شود که تهی‌تر بودن منشأ ماگمایی آن را می‌رساند

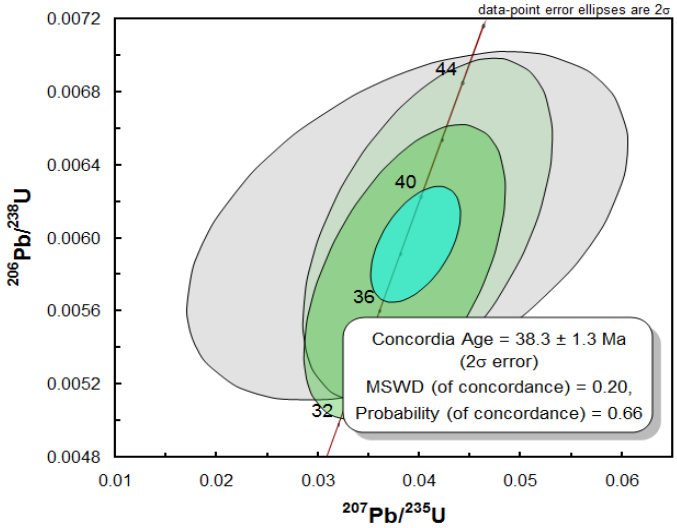
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۹. A) نمودار La/Nb [۲۷]، پراکندگی نمونه‌های میانه و نسل در محدودهٔ بین E-MORB و N-MORB با روند به‌سمت N-MORB است. دو نمونه از قه‌لاجی و نمونه‌های سردوش در محدودهٔ E-MORB قرار گرفته‌اند که گویای منشأ تهی‌شده‌تر برای این توده‌ها هستند. B) نمودار Ta/Yb-Ta/Yb [۲۸]، برای نمونه‌های میانه نشان می‌دهد که گابروها در جای‌گاه‌های پراکنده‌ای از گوشتهٔ تهی‌شده به ماگمایی کالک‌الکالن قرار دارد. بردارهای تغییرات شیمیایی ناشی از تبلور تفریقی F، اثرات منبع W، آغشتگی پوسته‌ای C و فرورانش S را نشان می‌دهد. با توجه به بردارها تغییرات در بازالت‌ها ناشی از منشأ (W) و گابروها متأثر از فرورانش (S) هستند.

تعیین سن به‌روش U -Pb

استوک میانه با بافت گرانولار-پگماتیتی به‌دلیل حفظ موقعیت خود در توالی افیولیتی و دور بودن از تراست اصلی و گسل جوان زاگرس، شاید سالم‌ترین استوک و مناسب تعیین سن منطقه است. به‌همین دلیل کمبود زیرکن در گابروها حدود ۴ کیلوگرم نمونه برداشت و خردایش شد. تعداد ۴ کانی زیرکن مناسب آنالیز جداسازی و ایزوتوپ‌های آن اندازه‌گیری و سن تبلور با روش U-Pb تعیین شد. مقدار میانگین ۱/۳± ۳۸/۳ میلیون سال برای این نمونه به‌دست آمد (جدول۴ و شکل ۱۰).



شکل ۱۰. نمایش داده‌های مایکروپروب یونی اورانیم-سرب زیرکن در نمونه M41 از گابروهای میانه در نمودار هماهنگی تعیین سن

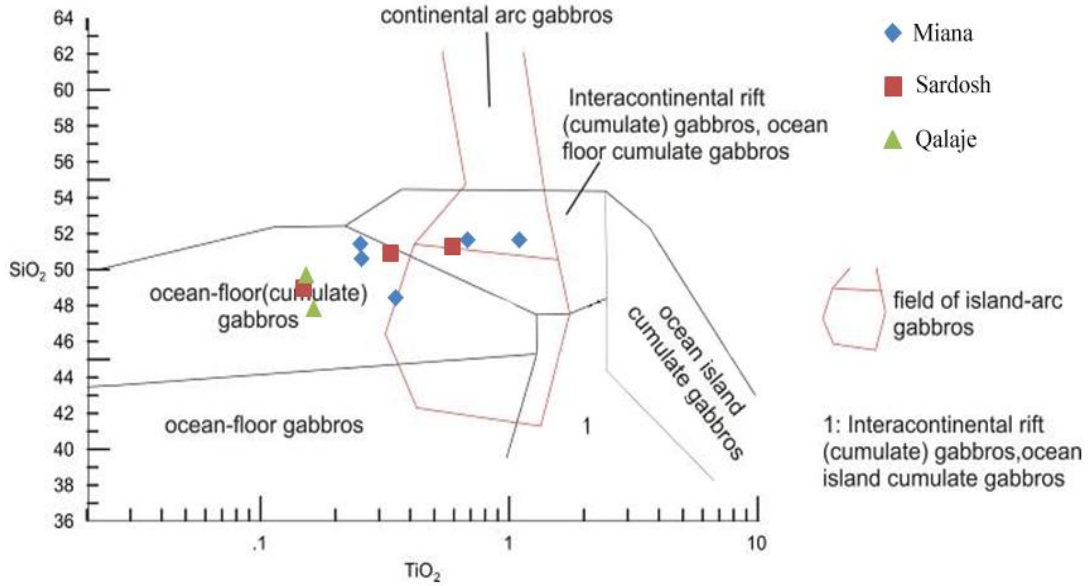
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

بحث

۱. منشأ ماگما

بخش بازالتی-میکروگابرویی از افیولیت‌های سه‌ول‌آوا سرشت ماگمایی توله‌ایتی دارد و ویژگی‌های حدواسط N-MORB و E-MORB را نشان می‌دهند [۸]. نمونه‌های گابرویی در نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف اکثراً در محدودهٔ گابروهای کومولایی اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱). غنی‌شدگی نسبی از LILE مانند K, Rb, Cs, Th و LREE یکی از ویژگی‌های افیولیت‌های بالای زون فرورانش است [۳۰] که در گابروهای سه‌ول‌آوا دیده می شود. از این میان عناصر K, Rb, Ba در طول واکنش‌های آب‌زدایی لبه فرورونده در محلول‌ها وارد می‌شوند ولی Th و LREE نسبتاً در برابر دگرسانی پایدارند [۳۰]. آنومالی منفی در Nb شاخص ماگماهای جزایر قوسی است و می‌تواند به تفریق نسبی Nb با Ce و Th نسب داده شود زیرا Nb در اثر واکنش‌های آب‌زدایی یا ذوب بخشی صفحه فرورو ترجیحاً در آمفیبول و کانی‌های فرعی نظیر تیتانیت و روتیل باقی می‌ماند [۳۱].

منشأ ماگمایی گابروی قه‌لاجی (بخشی از گابروهای غرب منطقه) گوشته‌ای است و آنومالی منفی Nb نشان از محیطی فرورانش دارد [۱۵]. آنومالی منفی Ta, Nb, Ti که نشانهٔ فرورانشی بودن است، در گابروهای سه‌ول‌آوا دیده می‌شود ولی مقدار آن نسبت به فرورانش‌های کمان قاره بسیار کم‌تر است. این آنومالی جزیی در بیش‌تر افیولیت‌های زاگرس دیده می‌شود [۳۲] که مشخصهٔ افیولیت‌های نوع سوپراسابداکشن است. در نمودار طبقه‌بندی گابروها [۳۳]، گابروهای سه‌ول‌آوا غالباً در بخش گابروهای بستر اقیانوسی قرار می‌گیرند که می‌تواند دلیلی بر افیولیت بودن گابروهای منطقه سه‌ول‌آوا باشد (شکل۱۱).



شکل۱۱. نمودار طبقه‌بندی گابروها [۳۳]. گابروهای سه‌ول‌آوا غالباً در بخش گابروهای (کومولیتی) بستر اقیانوسی قرار می‌گیرند

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

۲. محیط تکتونیکی

در پژوهش‌های قبلی سن دایک‌های میکروگابروی افیولیت‌های کرمانشاه را به روش ^{40}Ar-^{40}K ۸۳ تا ۸۶ میلیون سال به‌دست آورده‌اند [۳٤]. عزیزی و همکاران سن ماگماتیسم منطقه کامیاران را ۳۶ تا ۵۴ میلیون سال اعلام کرده و منشأ ماگماتیسم را گوشته‌ای تهی شده پیشنهاد کرده‌اند [۱۶]. سن مطلق تودهٔ گابروی جنوب شرق مریوان (قه‌لاجی) به‌روش U-Pb ۳۷/۹ میلیون سال تعیین شده است [۱۵]. معین‌وزیری و همکاران سن رادیومتری توده‌های آذرین محور صحنه-مریوان را ۲۷ تا ۳۴ میلیون سال و ماگماتیسم این محور را نتیجهٔ دور دوم فرورانش نئوتتیس در اولیگوسن می‌دانند (شکل ۱۲) [۱۱]. این محققان سنگ‌های محور صحنه- پینجوین را به جزایر قوسی و محیط سوپراسابداکشن نسبت داده‌اند.

پژوهش‌گران دیگری توده‌های گابرویی هم‌ارز با گابروی‌های سه‌ول‌آوا بررسی کرده‌اند که سن‌های به‌دست آمده تا حدود زیادی با هم سازگار هستند. تنها تودهٔ گابرو-دیوریتی طا-بیساران در پژوهش معین‌وزیری و همکاران [۱۱] سن اولیگوسن دارد، و در پژوهش بیرمنس[۱] سن ائوسن را نشان می‌دهند (جدول ۵) [۳۵]. از توده‌های آورده شده در جدول ۵ فقط گرانیت برده رشه سرشت کالکوآلکالن دارد که تشکیل آن را به بعد از کوه‌زایی نسبت داده‌اند [15] و سایر سنگ‌ها سرشت توله ایتی تا اندکی کالکوآلکالن دارند.

جدول ۵. خلاصه تعیین سن سنگ‌های آذرین در محور کامیاران-مریوان

مشخصات توده	سن بر حسب میلیون سال	روش	منبع
گابروی طا-بیساران	۳۴ ±۱	Rb/Sr	[37]
گابروی طا-بیساران	۳۰/۰۱ ±۰/۷		
دیوریت طا-بیساران	۲۷/۵ ±۰/۷		
توده گابروی مروارید	۴۲ ±۱		
توده دیوریتی مروارید	۳۷ ±۰/۹	K/Ar سنگ کل	[10,11]
بازالت شرق کامیاران	۳۴/۷ ±۱ و ۳۹/۶ ±۲/۸		
گابروی قه لاجی	۳۷/۹	U-Pb زیرکن	[15]
گرانیت برده رشه	۳۷/۹		
بازالت کامیاران	۵۴	U-Pb زیرکن	[16]
گابروی کامیاران	۳۶		
گابروی سه‌ول‌آوا (M41)	۳۸/۳ ±۱/۳	U-Pb زیرکن	مطالعه حاضر

عزیزی و همکاران [۱۰]، [۱۶]، معین‌وزیری و همکاران [۱۱] و معتقدند که در پالئوژن یك سیستم فرورانش بین پوسته اقیانوسی نئوتتیس و زون سنندج- سیرجان در منطقهٔ کردستان وجود داشته است و باعث به‌وجود آمدن کمانی ماگمایی در الیگومیوسن شده است. توده‌های گابرو-گرانیتی شامل گابروی مروارید و گابروی طا-بیساران [۱۱]، [۳٦]، گرانیت به‌ردهٔ رهشه [۱۵] گرانیت نژمار و مونزونیت بنیدر در این کمان پدید آمده‌اند. این نفوذی‌ها در امتداد افیولیت‌های کردستان رخ‌نمون دارند و می‌توان آن‌ها را کمان بعد از تشکیل افیولیت در نظر گرفت که در پالئوژن نفوذ کرده‌اند.

۱. Biermanns

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

با تکیه بر پژوهش‌های قبلی و بررسی‌های صحرایی به‌نظر می‌رسد که علاوه بر توده‌های نفوذی کمان ماگمایی مرتبط با دوردوم فرورانش، توده‌های گابرویی با خصوصیات توله‌ایتی که مرتبط با افیولیت‌ها هستند، در جوار این کمان و همراه سایر واحدهای افیولیتی وجود دارند. از جمله توده‌های مرتبط با افیولیت که عموماً سرشت توله‌ایتی دارد و به‌همراه پریدوتیت و بازالت‌های توله‌ایتی با ساختار پیلولاوایی در محور دینور-پینجوین دیده می‌شوند می‌توان به گابروهای پینجوین [۱۳]، [۳۷]، گابروهای ایزوترپ و لایه‌ای جنوب مریوان (روستاهای ویسه-سیاناو و اسکول)، گابروی قه‌لاجی [۱۵]، استوک‌های مجموعه افیولیتی سه‌ول‌آوا و گابروهای محور دینور-کامیاران اشاره کرد. تودهٔ طا-بیساران نیز خواص ژئوشیمیایی شبیه به گابروهای افیولیتی سوپراسابداکشن دارد که اندکی آنومالی منفی در Ti-Nb-Ta را نشان می‌دهند که گویای مؤلفه فرورانشی است.

وجود دایک‌های گرانیتی مشابه با خصوصیات پلاژیوگرانیتی اقیانوسی در گابروی طا-بیساران [۳۶]، اطراف سه‌ول‌آوا [۳۸] نیز نشان از افیولیتی بودن این گابروهاست. پژوهش‌های صحرایی سایر توده‌های با ترکیب گابرو، نشان می‌دهد که دایک‌های فلسیک مشابه در گابروهای شرق کامیاران (روستای سرتخت)، گابروهای سه‌ول‌آوا (روستاهای نسل، انجمنه و قه‌لاجی)، گابروهای جنوب مریوان (روستای ویسه، سیاناو و اسکول) و گابروی پینجوین (روستاهای آسن‌آوا و بناوه‌سوته) نیز دیده می‌شوند. گابروهایی که دایک فلسیک در آن‌ها نفوذ کرده است در همراهی بازالت‌های توله‌ایتی و پریدوتیت‌های به‌شدت سرپانتینی شده هستند که در مجموع، افیولیت‌های کردستان را می‌سازند. نزدیکی توده‌های مرتبط با کمان ماگمایی پالئوژن و توده‌های گابروی مرتبط با افیولیت‌های کردستان، ممکن است به‌واسطهٔ راندگی زیاد مجموعه افیولیتی با صفحه عربی باشد. در منطقهٔ کامیاران که بیش‌تر بررسی‌های قبلی در آن‌جا صورت گرفته است، واحدهای افیولیتی از هم گسیخته[۱] هستند. به‌همین دلیل گابروهای این منطقه در توالی افیولیتی در موقعیت خویش نیستند و در بررسی‌های قبلی با عنوان گابروی افیولیتی ذکر نشده‌اند. در منطقه سه‌ول‌آوا گابروها و بخش‌های بالاتر توالی افیولیتی در جای‌گاه واقعی خود در یک توالی افیولیتی دیده می‌شوند.

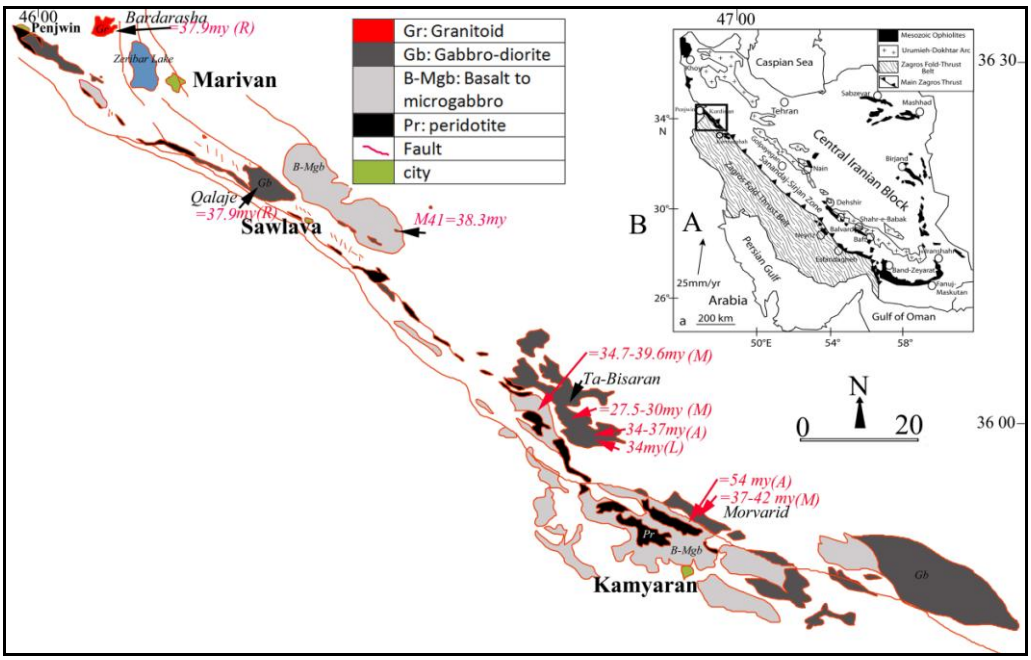
مجموعهٔ افیولیتی روی نهشته‌های کربناتی-تخریبی اولیگومیوسن رانده شده است. نهشته‌های اولیگومیوسن به‌صورت دگرشیب روی آهک‌های بیستون-اورامان نشسته است. این پدیده در محل تراست اصلی زاگرس در روستاهای قلعه‌جی تا شهر سه‌ول‌آوا دیده می‌شود. این تراست‌شدگی بیان‌گر آن است که برخورد دو صفحه در اواخر میوسن شروع و بعد از آن نیز ادامه داشته است. با وجود این مشاهدات می‌توان گفت که احتمالاً سن گابروهای افیولیتی زاگرس در منطقهٔ کردستان به‌ویژه کامیاران و سه‌ول‌آوا ائوسن تا الیگوسن است و جوان‌تر از میکروگابروهای کرتاسه پایانی کرمانشاه است.

در ادامه پژوهش‌های انجام شده در منطقه با استفاده از شیمی کانی‌های دیگر واحدهای افیولیتی سه‌ول‌آوا مانند پریدوتیت‌ها و قطعات کرومیتیتی، روشن شده است که افیولیت‌های منطقه مشخصاً در جلوی قوس محیط

۱. Dismembered

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

سوپراسابداکشن تشکیل شده‌اند [۳۲]، [۳۹]. گابروهای منطقهٔ به‌همراه سایر واحدهای افیولیتی در حاشیه سنندج-سیرجان و بسیار نزدیک به تراست اصلی زاگرس قرار گرفته‌اند. با توجه به داده‌های ژئوشیمی، سرشت ماگمای تشکیل دهندهٔ و سن می‌توان تشکیل این گابروها را مصادف با دوم فراورانش نئوتتیس درنظر گرفت.



شکل ۱۲.A) نقشهٔ زونبندی افیولیت‌های ایران [۳۲]، B) نقشهٔ پراکندگی افیولیت‌های کردستان و توده‌های گابروی و بازالتی تعیین سن شده در این پژوهش و بررسی‌های قبلی
راهنمایی سن‌های پژوهش‌های قبلی: [۱۶]، (A)، [۱۵]، (R)، [۱۱]، (M)، [۳۵]، (L).

نتیجه‌گیری

افیولیت‌های سه‌ول‌آوا بخشی از افیولیت‌های کردستان در بخش شمالی زمین درز زاگرس است. بخش مهمی از افیولیت‌های سه‌ول‌آوا را توده‌های با ترکیب گابرو با بافت پگماتوییدی-دانه‌ای و سرشت توله‌ایتی تشکیل می‌دهند که اندازهٔ آن‌ها غالباً در حد دایک و استوک باست و ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی کم و بیش مشابهی دارند.

سرشت توله‌ایتی، وجود دایک‌های فلسیک پلاژیوگرانیتی، همراهی با پیلوبازالت‌های توله‌ایتی و پریدوتیت‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی در نمودارهای مختلف نشان‌گر ارتباط این گابروها با افیولیت‌های نوع سوپراسابداکشن جلوی قوس تشکیل شده‌اند.

سن گابروهای سه‌ول‌آوا به‌روش اورانیم-سرب روی زیرکن ۱/۳± ۳۸/۳ میلیون سال محاسبه شده است که هماهنگی چشم‌گیری با سنگ‌های بازالت-گابروی منطقه کامیاران دارد. با توجه به این که سن‌های گابرو-بازالت‌های مرتبط با افیولیت‌های منطقهٔ کردستان ائواولیگوسن (بین ۲۸ تا ۵۴ میلیون سال) است. با پذیرش این

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

که این گابروها مربوط به توالی افیولیتی هستند، می‌توان گفت که نئوتتیس ممکن است در زمان مذکور هنوز باز بوده است و بعد از اولیگوسن بسته شده است.

اما رانده شدن مجموعهٔ افیولیتی بر روی نهشته‌های رسوبی اولیگومیوسن نشان می‌دهد که بسته شدن نهایی دریای باقی‌مانده از تتیس بین ایران و صفحهٔ عربی در زمانی پس از نهشته شدن این رسوبات یعنی اواخر میوسن یا بعد از آن صورت گرفته است.

منابع

1. H. Moinevaziri, H. Azizi, B. Mehrabi, F. Izadi, "Oligocene Magmatism in the Zagros Thrust Zone (Sahneh- Marivan Area): Evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene", Journal of Science, University of Tehran 34 (2008) 113-122.
2. S. Alirezaei, J. Hassanzadeh, "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 (2012) 122-134.
3. M. Alavi, "Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation", Tectonophysics 229 (1994) 144-149.
4. P. Agard, J. Omrani, L. Jolivet, F. Mouthereau, "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", Institute Journal of Earth Science (Geol. Rundsch.) 95 (2005) 401-419.
5. A. M. Ghazi, and A. A. Hassanipak, "Geochemistry of sub-alkaline and alkaline extrusive from Kermanshah Ophiolite, Zagros suture zone, western Iran: implications for Tethyan plate tectonics", J. Asian Earth Sci., 17 (1999) 319-332.
6. K. Allahyari, E. Sacanni, M. Pourmoafi, L. Beccalova, F. Masoudi, "Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implication for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran", Ofioliti 35 (2010) 71-90.
7. A. Nadimi, "Mantle flow patterns at the Neyriz Paleo-spreading centre, Iran", Earth and Planetary Science Letters 203 (2002) 93-104.
8. B. Rahimzadeh, F. Masoudi, K. Allahyari, "Geochemistry and Petrology of Sawlava massive in Kurdistan ophiolite: Implication for the Neo-Tethyan magmatism at the Zagros belt, Iran", The 22nd V. M. Goldschmidt Conference, (2012) 24-29 june, Montreal, Canada.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

9. M. Mohajjel, C. L. Fergusson, M. R. Sahandi, "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412

10. H. Azizi, H. Moinevaziri, "Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran", Journal of Geodynamics 47 (2009) 167-179.

۱۱. حسین معین‌وزیری، حسین عزیزی، بهزاد مهرابی، فاروق ایزدی، *ماگماتیسم الیگوسن در زون راندگی زاگرس (محور صحنه- مریوان): دور دوم فرورانش نئوتتیس در پالئوژن*. مجلهٔ علوم دانشگاه تهران، جلد سی و چهارم شماره ۱(۱۳۸۷)۱۲۱-۱۱۳.

12. M. B. Allen, M. Kheirkhah, I. Neill, M. H. Emami, C. L. Mcleod, "Generation of Arc and Within-plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran", Journal of Petrology, (2013), doi:10.1093/petrology/egs090.

13. M. E. Al-Hassan, F. H. Hubbard, "Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin", NE Iraq, Ofioliti 10 (1985) 139-145.

14. M. E. Al-Hassan, "Rare Earth element pattern of layered gabbro of the Penjwin complex", NE Iraq, Ofioliti 12 (1987) 437-444.

۱۵. احمد رانین، *پترولوژی و دگرگونی سنگ‌های پلوتونیک منطقهٔ مریوان*، پایان نامهٔ کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران (۱۳۸۷).

16. H. Azizi, T. Tanaka, Y. Asahara, S. L. Chung, M. H. Zarrinkoub, "Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr–Nd isotopes", Journal of Geodynamics 52 (2011) 304-320.

۱۷. مسیب سبزه‌ای، احمد گورابجیری، فرید اسلامدوست، *نقشهٔ زمین‌شناسی پاوه و غرب پاوه با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰*. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۹).

18. X. Quidelleur, M. Grove, O. M. Lovera, T. M. Harrison, A. Yin, F. J. Ryerson, "Thermal evolution and slip history of the Renbu Zedong thrust", southeastern Tibet, Journal of Geophysical Research 102 (1997) 2659-2679.

19. A. K. Schmitt, M. Grove, T. M. Harrison, O. M. Lovera, J. Hulen, M. Waters, "The Geysers–Cobb Mountain magma system, California (Part 1): U-Pb zircon ages of volcanic rocks, conditions of zircon crystallization and magma residence times", Geochimica et Cosmochimica Acta 67 (2003a) 3423-3442.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

20. J. Hassanzadeh, D. F. Stockli, B. K. Horton, G. J. Axen, L. D. Stockli, M. Grove, A. K. Schmitt, J. D. Walker, "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement", Tectonophysics 451 (2008) 71-96.

21. N. Morimoto, "Nomenclature of pyroxenes", Canadian Mineralogist 27 (1989) 143-156.

22. J. A. Pearce, "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (ed), Andesites, Wiley and Sons", New York (1982) 525-548.

23. H. R. Rollinson, "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman Scientific and Technical, England (1993), 345 p.

24. X. Xisheng, Y. O. Suzanne, W. L. Griffin and Z. Xinmin, "Genesis of Young Lithospheric Mantle in Southeastern China: an LAM-ICPMS Trace Element Study", Journal of Petrology 41 (2000) 111-148.

25. W. V. Boynton, "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier, 63 (1984) 98-114.

26. S. S. Sun, W. F. McDonough, "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Sunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatic in Oceanic Basins, Special Publication", Geological Society of London 42 (1989) 313-345.

27. J. B. Gill, "Orogrnic Andesites and Plate Tectonics", Springer, Beline (1981).

28. J. A. Pearce, M. J. Norry, "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, Contribution Mineralogy", petrology 69 (1979) 33-43.

29. J. A. Pearce, "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at acrive continental margins: p. 230-249 in, Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., eds., Continental Basalts and Mantle Xenoliths", Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., (1983) 272 p.

30. J. W. Shervais, "Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites", Geochemistry Geophysic Geosystem vol.2 (2000), Paper number 2000 GC000080.

31. J. A. Pearce, "A user's guide to basalt discrimination diagrams, In: Wyman, D. A., (Ed), Trace Elament Geochemistry of Volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration", Geological Association of Canada, Short Course Notes 12 (1996) 79-113.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

32. H. Shafaii Moghadam, R. J. Stern, "Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone", Geological Magazine 148 (2011) 762-801.

33. L. Biermanns, "Chemical classification of gabbroic-dioritic, based on TiO_2, SiO_2, FeO, MgO, K_2O, Y and Zr. Third ISAG", St Malo (1996) (France).

34. M. Delaoye, J. Desmons, "Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications", Tectonophysics 68 (1980) 83-111.

35. J. Leterrier, "Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran)", Lithos, 18 (1985) 311-329.

۳۶. فاروق ایزدی، *پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز تودهٔ نفوذی (طا-بیساران)، جنوب غرب سنندج*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸٤).

37. Y. O. Mohammad, H. Mekawa, F. A. Lawa, "Mineralogy and origin of Mlakawa albitite from Kurdistan region, northeastern Iraq", Geosphere 3 (2007) 624-645.

۳۸. حسین محمودی، *ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آذرین سروآباد، غرب سنندج*، پایان‌نامهٔ دورهٔ کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران، (۱۳۸۸).

39. Kh. Allahyari, E. Saccani, B. Rahimzadeh, O. Zeda, "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran", Journal of Asian Earth Sciences 79 (2014) 312-328.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]