مجلة پژوهشي دانشگاه اصفهان (علوم پايه)
جلد بيست ونهم ـ شماره ۳ ـ سال ۱۳۸٦
صص ۲۲-۱

پترولوژي سنگ‌هاي منطقه مرزي توده‌هاي نفوذي گابرويي و پريدوتيت‌هاي گوشته در افيوليت‌هاي ايران مركزي (جندق، انارک، عشين و نايين)

قدرت ترابي
گروه زمين شناسي دانشگاه اصفهان

چكيده

در اثر نفوذ توده‌هاي گابرويي روشن به درون پريدوتيت‌هاي گوشته افيوليت‌هاي ايران مركزي (جندق، انارک، عشين و نايين)، يک گراديان پتانسيل شيميايي ايجاد گرديده که باعث تشکيل سنگ‌هاي جديدي در منطقه مرزي اين دو واحد سنگي شده است. اين سنگ‌هاکه از سمت پريدوتيت گوشته به سمت گابرو شامل کلينو پيروکسنيت، اليوين کلينوپيروکسنيت، ورليت، لرزوليت، لرزوليت پلاژيوکلازدار و تروکتوليت هستند در اثر نوع خاصي از دگرگوني مجاورتي به خرج بخش پريدوتيتي بوجود آمده اند. انجام اين گونه واکنش‌هادر سنگ‌هاي افيوليتي دقت در محل نمونه برداري‌هاو تفسير داده‌هاي حاصل از بررسي سنگ‌هاي گابرويي، پريدوتيت‌هاي گوشته و پيروکسنيت‌هارا ايجاب مي‌نمايد.

واژه‌هاي كليدي: پريدوتيت‌هاي گوشته، نفوذي‌هاي گابرويي، منطقه همبري، افيوليت‌هاي ايران مركزي.

Petrology of Rocks in Contact of Mantle Peridotite and Gabbro Intrusions in the Central Iran Ophiolites (Jandaq, Anarak, Naein and Ashin)

G. Torabi

Department of Geology, University of Isfahan

Abstract

By intrusion of gabbros in mantle peridotites of the Central Iran ophiolites, a chemical potential gradient established and new metasomatic rocks are formed in contact zone. These rocks produced by this special type of contact metamorphism, are clinopyroxenite, olivine clinopyroxenite wehrlite, lherzolite plagioclase peridotite and troctolite,

from mantle peridotite side to the gabbro side. The studied rocks are formed at the expense of peridotitic part of the contact zone. The occurrence of these types of reactions in ophiolitic associations are required a careful sampling and attention should be focused on the interpretation of gabbroic, peridotitic and pyroxenitic rocks data.

Keywords: Mantle peridotites, Gabbro intrusions, Contact zone, Central Iran ophiolites.

مقدمه

مطالعه افيوليت‌ها نقش بسيار مهمي در فهم فرايندهاي زمين شناسي همچون گسترش كف اقيانوس‌ها، تشكيل مذاب و صعود آن، دگرساني گرمابي، كاني زايي در پوسته اقيانوسي و رخداد كوهزائي‌هادارد. به طور كلي افيوليت‌هااز يک رديف پريدوتيتي گوشته كه بوسيله دگرشكلي پلاستيک و شيمي بازماندي آن قابل تشخيص هستند، و يک سكانس پوسته اي (گابرو، دايک‌هاي ديابازي و بازالت‌ها) تشكيل گرديده اند (Dilek and Newcomb, 2003). وجود توده‌هاي نفوذي گابروپي، پيروكسنيتي، ورليتي و ترکتوليتي در افيوليت‌هاپديده اي معمولي است. ماهيت اين سنگ‌ها و نفوذ دايک‌هاي گابروپي و پيروكسنيتي به درون پريدوتيت‌هاي جامد كه در زير دماي سوليدوس هستند در Nicolas (1989) مورد بررسي قرار گرفته است.

مطالعات (Arai, 1973 & 1997) (Kuo et al., 1985) (Reiners, 1998) (Kelemen, 1990) (Kelemen et al., 1997) نشان داده است كه ماگماي بازالتي اوليه كه حاصل ذوب بخشي پريدوتيت‌هاي گوشته است در هنگام صعود با سنگ ديواره خود كه همان پريدوتيت‌هاي گوشته هستند وارد واكنش شده و باعث ذوب پيروكسن‌هاو تغيير ماهيت سنگ ديواره پريدوتيتي مي‌گردد. حاصل انجام اين واكنش‌هاتشكيل‌هارزبورگيت‌هاو دونيت‌هاي واكنشي و در برخي موارد كروميتيت‌هاي انباني است (Arai et al., 1997) (Kelemen et al., 1992 & 2000) (Kubo, 2002) (Zhou et al., 2001) (Tamura et al., 1999) .

تشكيل پيروكسنيت‌هاو ارتباط آنها با گابروهاي نفوذي موجود در پريدوتيت‌هاي گوشته مجموعه‌هاي افيوليتي در منابعي همچون (Becker, 1996) (Santos et al., 2002) (Girardeau and Gil Ibarguchi, 1991) (Santos et al., 1996) آورده شده است. در ايران نيز بررسي‌هاي (احمدي پور و همكاران، ۱۳۷۷) و (قاسمي و همكاران، ۱۳۷۷) كه بر روي افيوليت‌هاي سوغان و سيخوران در جنوب شرقي ايران صورت گرفته است نشان از رخداد واكنش‌هاي مذاب – سنگ ديواره دارد. نفوذ گابروها باعث تشكيل سنگ‌هاي جديدي گرديده است كه نويسندگان آنها را هورنفلس‌هاي بازيک و اولترابازيک ناميده اند. ترابي (۱۳۸۳) نيز به رخداد دگرگوني مجاورتي در حد فاصل توده‌هاي نفوذي گابروپي لوكوكراتيک و پريدوتيت‌هاي گوشته، و تشكيل سنگ‌هاي جديد در منطقه مرزي آنها اشاره نموده است. گزارشات حاصل از كاوش بر روي پوسته‌هاي اقيانوسي امروزي در پروژه (IODP = Integrated Ocean Drilling Program) نيز نشان از تشكيل سنگ‌هاي جديد و افزايش مقدار كلينوپيروكسن مودال در منطقه همبري گابروها و پريدوتيت‌هاي گوشته دارد (IODP, 2005) (Susini, 1999).

بررسي‌هانشان مي‌دهد كه اگر نفوذ گابروها به درون پريدوتيت‌هاي گوشته همزمان با سرپانتيني شدن سنگ‌هاي ميزبان باشد، گابروها به رودينگيت تبديل خواهند شد (Coleman, 1977) (Hatzipanagiotou, 2003) (Palandri and Reed, 2003) (Plyusnina et al., 1993).

در اين مقاله به بررسي تحولات كاني شناسي و ژئوشيميايي حاصل از نفوذ گابروها به درون پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده گوشته افيوليت‌هاي جندق، انارک، عشين و نايين، و شرايط دمايي تشكيل سنگ‌هاي جديد در منطقه

مرزي اين دو واحد سنگي پرداخته خواهد شد.

از آنجايي كه افيوليت‌هاي جندق و انارك افيوليت‌هايي قديمي بوده و در آنها چندين فاز دگرگوني و سرپانتيني شدن رخ داده است و پلاژيوكلاز، اليوين، و در بسياري موارد ارتوپيروكسن سالمي ديده نمي‌شود، بنابراين در بررسي‌هاي پتروگرافي و شيمي كاني‌ها، نمونه‌هاي مربوط به افيوليت ملانژ نائين و بخصوص نمونه‌هاي عشين بيشتر مورد توجه قرار گرفته اند. چرا كه در افيوليت ملانژ عشين، گابروها و پريدوتيت‌هاي گوشته و مناطق همبري آنها داراي رخنمون‌هاي بيشتر و كامل تري هستند.

از بررسي‌هايي كه تاكنون بر روي افيوليت‌هاي انارك و جندق انجام گرفته است مي‌توان به (Almasian, 1997) (ترابي، ۱۳۸۳) (باقري، ۱۳۷۳) و (هاتف، ۱۳۷۴) اشاره نمود.

زمين شناسي عمومي

ناحيه مورد بررسي در بخش غربي ايران مركزي و حاشيه جنوبي كوير بزرگ با شرايط آب و هوايي كاملا بياباني واقع گرديده است. دو گونه سنگ افيوليتي در اين ناحيه وجود دارد (شكل ۱):

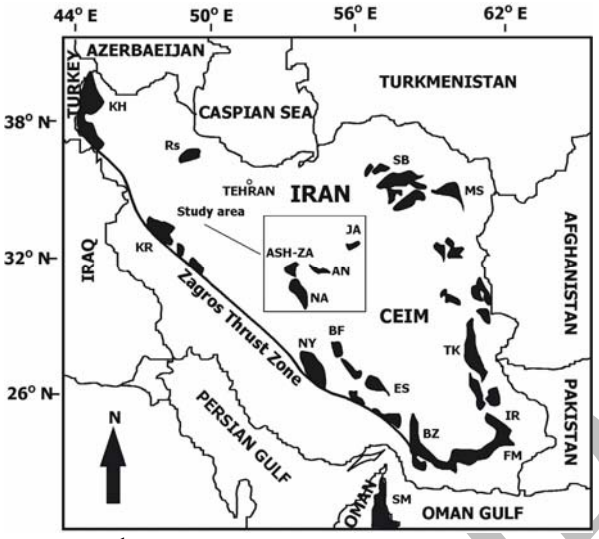
۱- افيوليت‌هاي جندق و انارك كه داراي سن پروتروزوئيک بالايي (Almasian, 1997) (Technoexport, 1984a,b) (Reyer and Mohafez, 1972) يا پالئوزوئيک (Davoudzadeh, 1997) (Davoudzadeh et al., 1986) (Lensch and Davoudzadeh, 1982) (Weber-Diefenbach et al., 1986) بوده و شامل سنگ‌هاي زير هستند:

پريدوتيت‌هاو پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده گوشته - سنگ‌هاي كومولايي – گابرو - دايك‌هاي بازيك و اولترابازيك – پيروكسنيت‌ها– گدازه‌هاي بالشي و ماسيو گلوكوفان دار– آمفيبوليت، رودينگيت‌ها، ليستونيت‌هاو مرمر. تمام واحدهاي اين دو مجموعه افيوليتي توسط دگرگونه‌هايي از جنس شيست و مرمر پوشيده شده اند. در اين دو مجموعه افيوليتي قديمي، كروميتيت وجود ندارد و پريدوتيت‌هاي گوشته، فازهاي متعددي از سرپانتيني شدن را پشت سر نهاده اند. عمده پريدوتيت‌هاي گوشته اين در افيوليت را لرزوليت‌هاي زايا به خود اختصاص داده اند.

افيوليت انارک در بخش‌هاي شمالي شهر انارک، و افيوليت جندق در ۴۰ كيلومتري شرق شهر جندق رخنمون دارند.

۲- افيوليت ملانژ نائين و عشين كه داراي سن مزوزوئيک بوده و دايک‌هاي دياباز‌ي و گدازه‌هاي بالشي آنها متعلق به كرتاسه هستند. سنگ‌هاي اين مجموعه افيوليتي عبارتند از: پريدوتيت‌هاو پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده گوشته– كروميتيت- گابرو – پيروكسنيت - دايك‌هاي دياباز‌ي – كمپلكس دايك‌هاي ورقه اي – رودينگيت - بازالت – گدازه‌هاي بالشي – پلاژيوگرانيت‌ها- چرت‌هاي راديولر – سنگ آهك‌هاي كرتاسه بالايي- ليستونيت و سنگ‌هاي دگرگوني شامل آمفيبوليت، دايك آمفيبوليتي، اسكارن، متاچرت‌هاي نواري، شيست و مرمر. سنگ غالب پريدوتيت‌هاي گوشته اين دو مجموعه افيوليتي‌هارزبورگيت است.

اين دو افيوليت در بخش‌هاي غربي و در محل تغيير جهت و پيچش گسل كوير بزرگ از شمال شرق به جنوب شرق قرار دارند و باقي مانده نئوتتيس محسوب مي‌شوند (Dilek and Newcomb, 2003). سنگ آهك‌هاي پالئوسن زيرين، و سازند آخوره با سن ائوسن پاييني، اين ملانژ افيوليتي را بصورت دگرشيب پوشانده اند (ترابي دستگردوئي، ۱۳۸۲)، ولي در پديده‌هايي كه آميزه را بوجود آورده اند درگير نشده اند. اين مجموعه بصورت درهم ديده شده و داراي خصوصيات يك آميزه افيوليتي است كه زمينه آن سرپانتينيت (پريدوتيت سرپانتيني شده) بوده و ساير سنگ‌هادر داخل آن رخنمون دارند (Raymond, 1984).



شكل شماره ١- نقشه افيوليت‌هاي ايران و موقعيت افيوليت جندق، برگرفته از **(Pessagno et al., 2004)**، با تغييرات در مورد افيوليت‌هاي انارک و جندق.

KH = Khoy; KR = Kermanshah; NY = Neyriz; BZ = Band Ziarat; NA = Naein; BF = Baft; ES = Esphandagheh; FM = Fanuj-Maskutan; IR = Iranshahr; TK = Tchehel Kureh; MS = Mashhad; SB = Sabzevar; RS = Rasht; SM = Samail; ASH-ZA = Ashin-Zavar; AN = Anarak; JA = Jandaq.

از مطالعاتي كـه تـاكنون بـر روي ايـن دو افيوليـت انجـام گرفته اسـت مـي‌تـوان بـه (Amidi, 1972) (ترابـي ١٣٨٣) (جباري، ١٣٧۶) (منـوچهري، ١٣٧۶) اشـاره نمـود. منـابع متعدد ديگري نيز در اين زمينه وجود دارد.

اين دو گونه مجموعه افيوليتي كه در بالا ذكـر گرديـد داراي گذشته زمين شناسي بسيار متفـاوتي هـستند. نقـشه زمين شناسي مناطقي كه در آن افيوليـت‌هـاي فـوق داراي رخنمون هستند در شكل‌هاي ٢ تا ۴ نشان داده شده است.

در افيوليت‌هاي جندق، انارک، عشين و نـائين تـوده‌هـاي نفوذي با تركيب گابرو پريدوتيت‌هاي گوشته را قطع كرده اند (شكل‌هاي ۵ و ۶). اين گابروهـا بـا گابروهـاي ايزوتـروپ و گابروهاي لايه اي كه در تعادل با پريدوتيت‌هـاي دربرگيرنـده قرار دارند كـاملا متفـاوت هـستند. در اثـر نفـوذ گابروهـايي روشـن بـه درون پريـدوتيت‌هـاي سـرپانتيني شـده گوشـته، سنگ‌هايي با كاني‌هاي جديد در محـل همبـري آنهـا تـشكيل گرديده است.

روش انجام تحقيق

به منظور دسترسي به ماهيت سـنگ‌هـايي كـه در مـرز گابروهاي نفوذي با پريدوتيت‌هاي گوشـته قـرار دارنـد از چهار مجموعه افيوليتي ذكر شده نمونه برداري سـيتماتيک صورت گرفته و پس از بررسي‌هاي پتروگرافي، نمونه‌هاي مناسب با استفاده از دستگاه آنـاليز الكتـرون ميكروپـروب JEOL مدل JXA-8800 (WDS) دانشگاه كانـازاواي ژاپـن با ولتاژ شتاب دهنده 20 kV و جريان 12 nA مورد بررسي قرار گرفتند كه نتايج آن در جدول‌هاي ١ تا ٣ آورده شـده است. در محاسبه مقدار Fe^{3+} جهت دسترسـي بـه فرمـول ساختاري كاني‌هانيز از استوكيومتري كاني‌هـاو روش‌هـاي ارائه شـده توسـط (Droop, 1987) (Spear, 1995) اسـتفاده گرديد.

پتروگرافي و شيمي كاني‌ها

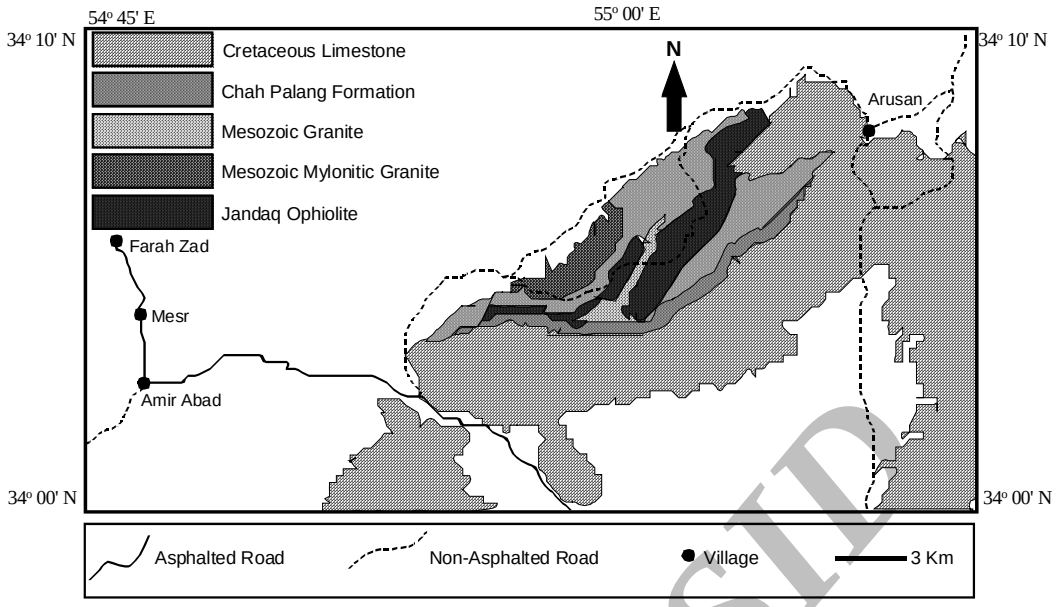
به منظـور درک بهتـر اين نـوع خاص از دگرگونـي

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه ای کانی های تشکیل دهنده سنگ های منطقه مرزی گابروهای نفوذی و پریدوتیت های گوشته که به صورت درصد وزنی ارائه شده است. در ستون اول (سمت چپ) نام سنگ و محل نمونه برداری نسبت به منطقه مرزی، از گابرو به سمت پریدوتیت گوشته آورده شده است. همان طور که در متن مقاله نیز آورده شده است این نتایج برگرفته از مطالعات نمونه های افیولیت عشین می باشد.

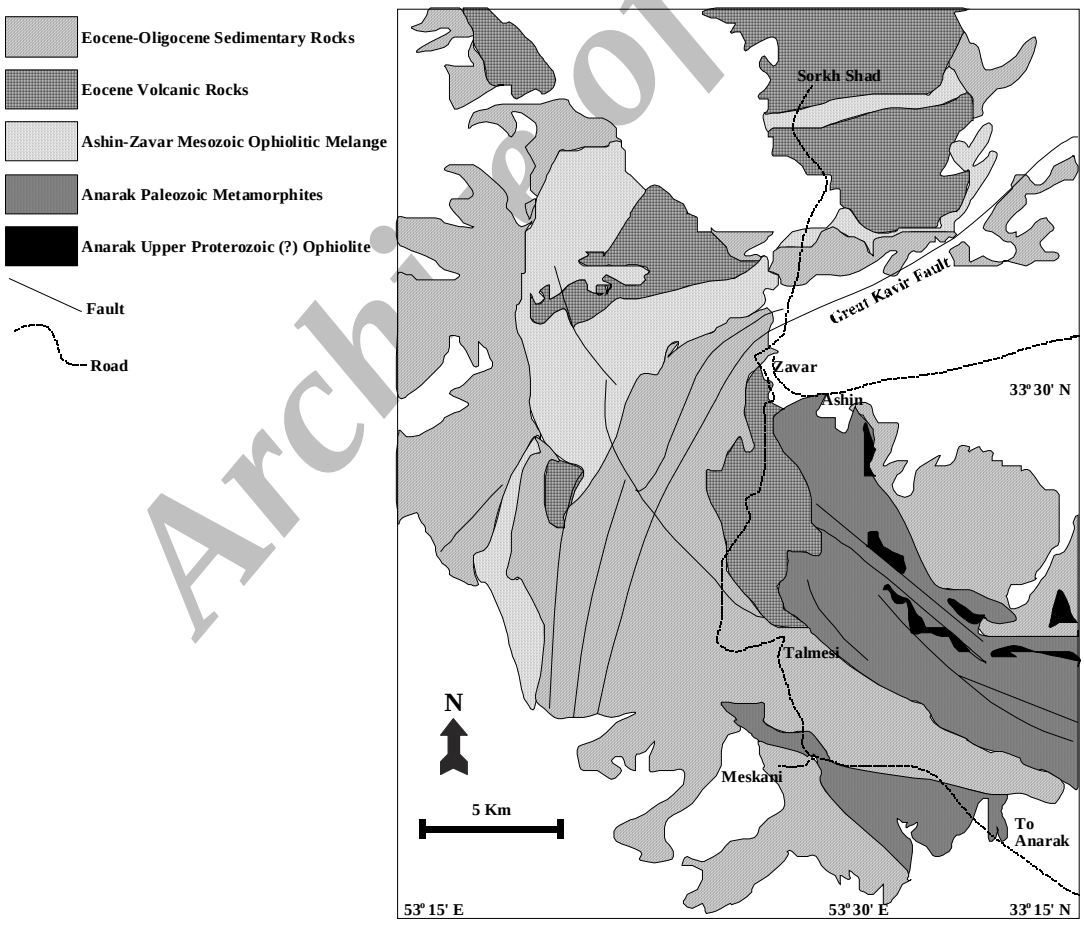
Rock	Minerals	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Total
Gabbro [دور]	Plagioclase	46.74	0.00	33.93	0.04	0.20	0.00	0.01	17.25	1.72	0.02	0.00	99.91
	Clinopyroxene	55.76	0.04	0.29	0.04	6.17	0.23	15.64	21.67	0.20	0.03	0.00	100.09
Gabbro (نزدیک)	Plagioclase	45.09	0.02	34.61	0.02	0.38	0.02	0.04	18.72	1.02	0.00	0.00	99.91
	Clinopyroxene	52.93	0.43	2.90	0.33	4.12	0.08	16.47	22.83	0.30	0.02	0.00	100.41
Troctolite (منطقه همبری)	Plagioclase	43.50	0.00	35.36	0.00	0.39	0.02	0.09	19.70	0.55	0.04	0.01	99.66
	Olivine	40.11	0.02	0.00	0.01	12.57	0.21	46.96	0.02	0.03	0.01	0.24	100.17
Plagioclase Peridotite	Plagioclase	44.52	0.00	35.29	0.00	0.31	0.02	0.03	19.32	0.73	0.03	0.01	100.24
	Clinopyroxene	52.93	0.20	2.32	0.71	4.11	0.11	17.78	21.97	0.14	0.01	0.04	100.32
	Orthopyroxene	55.89	0.12	1.54	0.26	8.72	0.17	32.48	1.21	0.02	0.00	0.08	100.49
	Olivine	39.30	0.00	0.00	0.00	14.18	0.18	45.64	0.06	0.01	0.01	0.33	99.71
Wehrlite	Clinopyroxene	52.09	0.15	3.02	0.92	4.23	0.16	16.88	22.46	0.20	0.01	0.03	100.14
	Orthopyroxene	55.49	0.17	1.33	0.25	9.39	0.28	31.23	1.35	0.01	0.00	0.03	99.53
	Olivine	39.36	0.01	0.01	0.03	16.81	0.23	43.54	0.09	0.00	0.00	0.28	100.36
Clinopyroxenite	Clinopyroxene	51.70	0.18	3.62	0.41	4.56	0.17	16.85	22.80	0.18	0.02	0.01	100.50
Mantle Peridotite [دور]	Clinopyroxene	52.48	0.05	3.74	1.03	2.45	0.07	17.40	23.01	0.07	0.01	0.07	100.38
	Orthopyroxene	55.94	0.00	2.88	0.56	5.85	0.17	33.73	0.57	0.00	0.00	0.07	99.78
	Olivine	39.89	0.00	0.00	0.01	9.09	0.16	50.18	0.01	0.00	0.01	0.40	99.75

جدول ۲- نتایج محاسبه فرمول ساختاری کانی های جدول شماره یک. در تفکیک مقدار Fe2+ و Fe3+ از استوکیومتری کانی ها استفاده گردید.

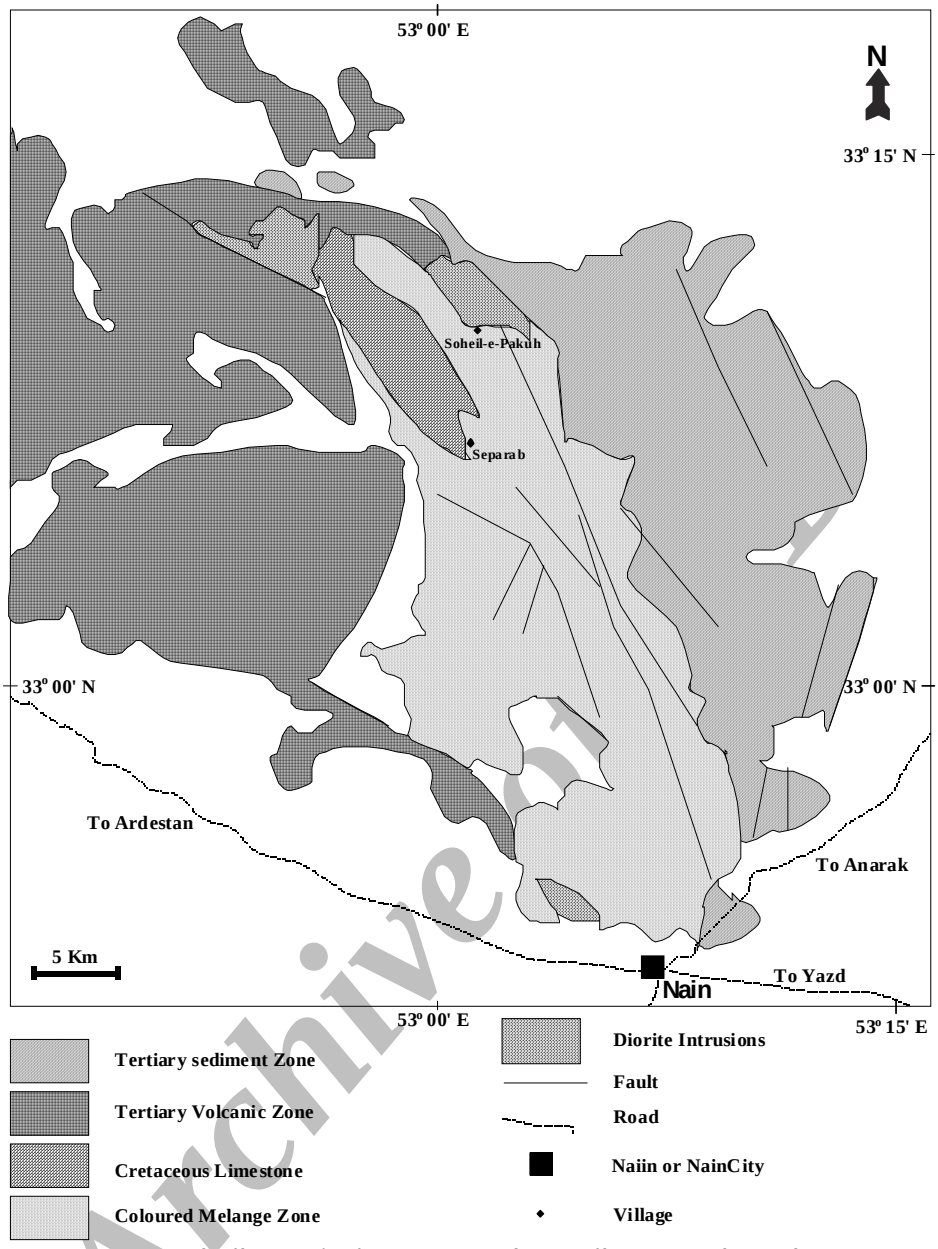
Rock	Minerals	Oxygen	Si	Ti	Al	Cr	Fe^{+2}	Fe^{+3}	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Total
Gabbro [دور]	Plagioclase (Bytownite)	8	2.15	0.00	1.84	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.85	0.15	0.00	0.00	5.00
	CPX (Augite)	6	2.06	0.00	0.01	0.00	0.19	0.00	0.01	0.86	0.86	0.01	0.00	0.00	4.00
Gabbro (نزدیک)	Plagioclase (Anorthite)	8	2.08	0.00	1.88	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.93	0.09	0.00	0.00	5.00
	CPX (Diopside)	6	1.92	0.01	0.12	0.01	0.11	0.02	0.00	0.89	0.89	0.02	0.00	0.00	4.00
Troctolite (منطقه همبری)	Plagioclase (Anorthite)	8	2.02	0.00	1.93	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.98	0.05	0.00	0.00	5.00
	Olivine (Chrysolite)	4	1.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	1.74	0.00	0.00	0.00	0.01	3.00
Plagioclase Peridotite	Plagioclase (Anorthite)	8	2.05	0.00	1.92	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.95	0.06	0.00	0.00	5.00
	CPX (Augite)	6	1.92	0.01	0.10	0.02	0.08	0.04	0.00	0.96	0.85	0.01	0.00	0.00	4.00
	OPX (Enstatite)	6	1.94	0.00	0.06	0.01	0.21	0.05	0.01	1.68	0.04	0.00	0.00	0.00	4.00
	Olivine (Chrysolite)	4	0.99	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	1.71	0.00	0.00	0.00	0.01	3.00
Wehrlite	CPX (Diopside)	6	1.90	0.00	0.13	0.03	0.07	0.06	0.01	0.92	0.88	0.01	0.00	0.00	4.00
	OPX (Enstatite)	6	1.96	0.01	0.06	0.01	0.26	0.02	0.01	1.64	0.05	0.00	0.00	0.00	4.00
	Olivine (Chrysolite)	4	1.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	0.01	1.64	0.00	0.00	0.00	0.01	3.00
Clinopyroxenite	CPX (Diopside)	6	1.88	0.01	0.15	0.01	0.05	0.09	0.01	0.91	0.89	0.01	0.00	0.00	4.00
Mantle Peridotite [دور]	CPX (Diopside)	6	1.90	0.00	0.16	0.03	0.06	0.02	0.00	0.94	0.89	0.01	0.00	0.00	4.00
	OPX (Enstatite)	6	1.93	0.00	0.12	0.02	0.17	0.00	0.01	1.74	0.02	0.00	0.00	0.00	4.00
	Olivine (Forsterite)	4	0.98	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	1.84	0.00	0.00	0.00	0.01	3.00



شکل ۲: نقشه زمين شناسي ساده شده منطقه شرق جندق و موقعيت افيوليت جندق **(Technoexport, 1984b)**.



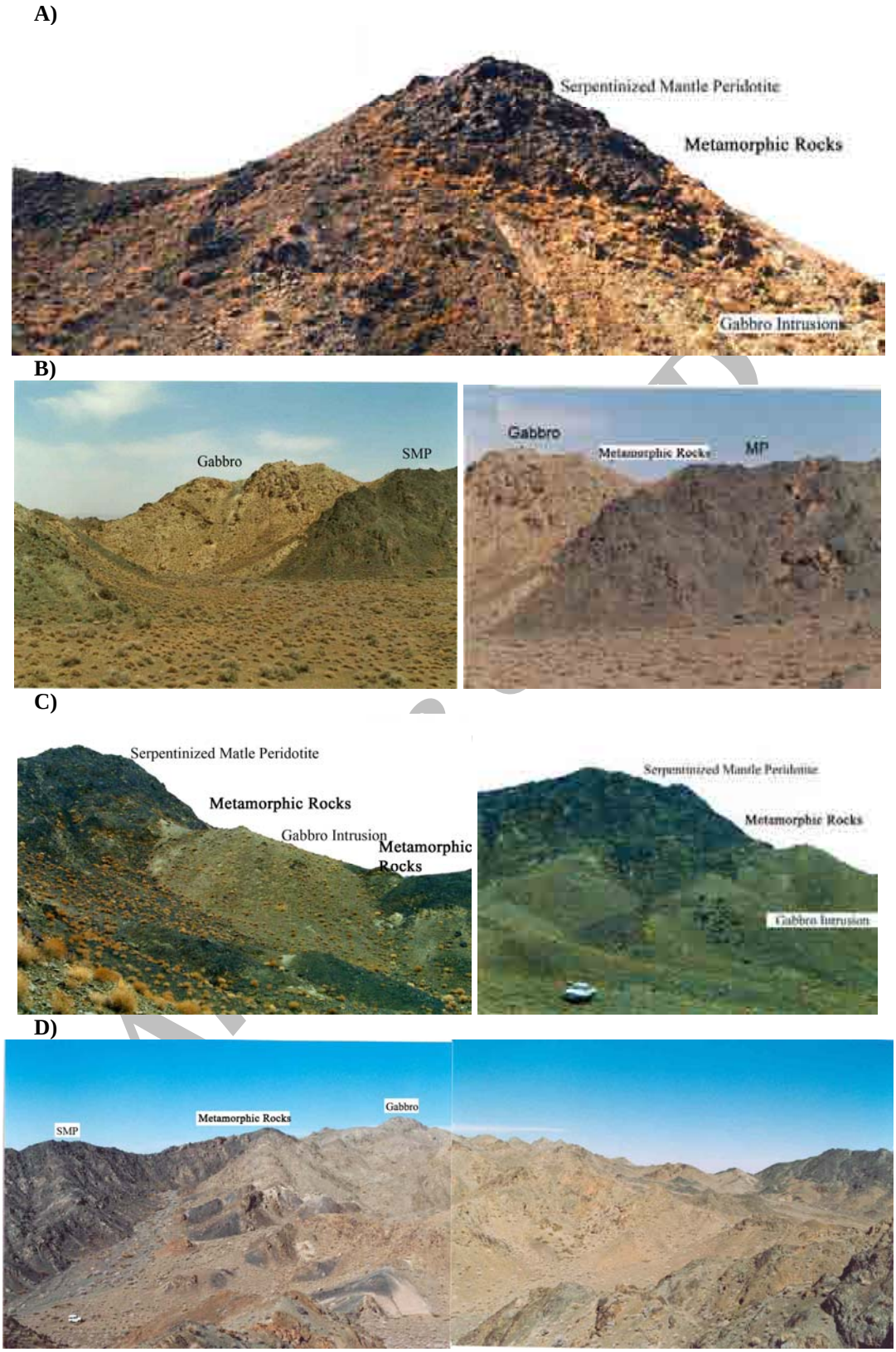
شکل ۳- نقشه زمين شناسي ساده شده شمال شرق انارک و موقعيت افيوليت‌هاي انارک و عشين، برگرفته از **(Technoexport, 1984b)** با تغييرات.



شكل ۴- نقشه زمين شناسي ساده شده شمال شهر نائين و موقعيت افيوليت شمال نائين **(Davoudzadeh, 1972)**.

مجاورتي، نمونه‌هاي منطقه مرزي در يک مسير مستقيم از بخش‌هاي دروني گابروهاي نفوذي به سمت منطقه همبري و سپس بخش‌هاي پريدوتيتي برداشته شده و مورد بررسي پتروگرافي قرار گرفتند (شكل ۶). تصاوير ميكروسكوپي سنگ‌هاي مورد بررسي نيز در شكل ۷ آورده شده است.

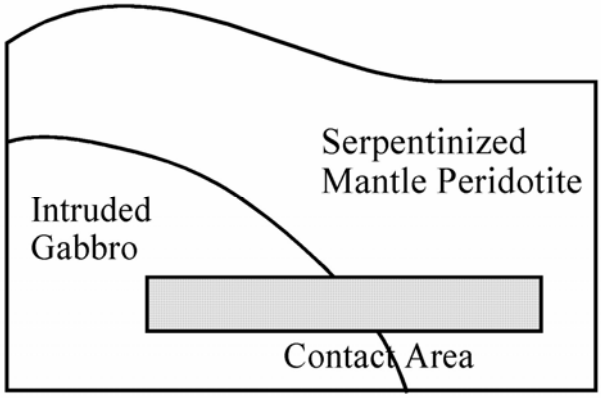
بررسي‌هاي پتروگرافي نشان مي‌دهد كه در مرز گابروهاي نفوذي با پريدوتيت‌هاو پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده گوشته در افيوليت‌هاي جندق، انارک، نائين و عشين از سمت گابرو به سمت پريدوتيت‌هاي گوشته، تروكتوليت، پلاژيوكلاز پريدوتيت (لرزوليت پلاژيوكلازدار)، لرزوليت، ورليت، اليوين كلينوپيروكسنيت،



شکل ۵- تصاوير روابط صحرايي و تشکيل سنگ‌هاي جديد در حدفاصل توده‌هاي نفوذي گابرويي و پريدوتيت‌ها **(MP)** و پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده گوشته **(SMP)**.

A)

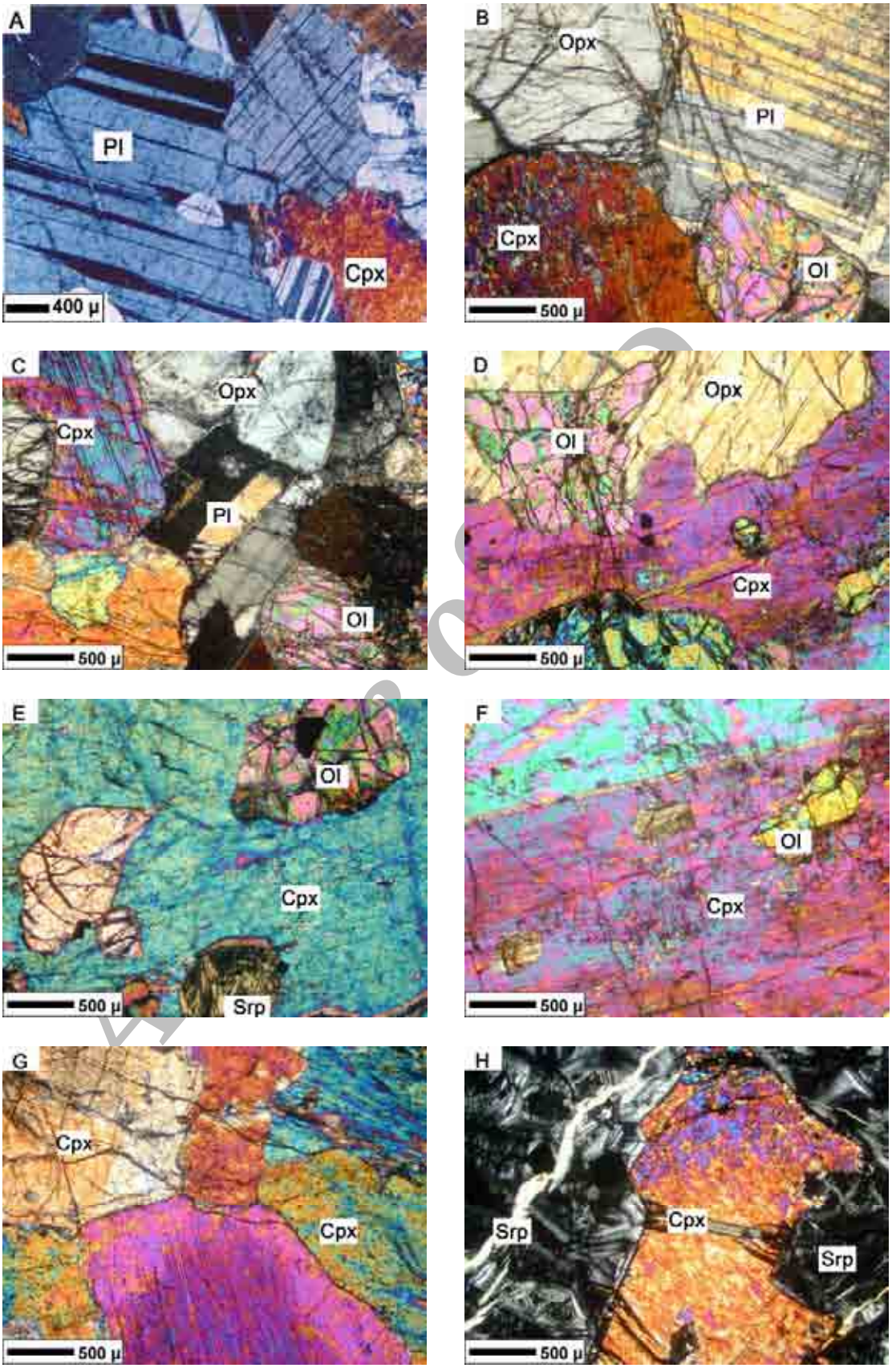
B)



شکل ۶- **A)** گابروهاي نفوذي به صورت دايک نيز ديده مي‌شوند. در اين حالت سنگ‌هاي جديد حاصل از واکنش گابرو با پريدوتيت در برگيرنده بصورت دو لايه متقارن در کناره دايک گابرويي ديده مي‌شوند. اين تصوير متعلق به دره چاه دم عبدالله در افيوليت عشين مي‌باشد. ضخامت سنگ‌هاي دگرگوني که در کناره‌هاي دايک تشکيل شده اند حدود ۱ متر مي‌باشد.

B) محدوده مورد مطالعه را به صورت طرح گونه جهت بررسي چگونگي تشکيل سنگ‌هاي جديد در حدفاصل گابروهاي نفوذي و پريدوتيت‌هاي گوشته نمايش مي‌دهد.

و کلينوپيروکسنيت تشکيل شده اند. ضخامت سنگ‌هاي منطقه مرزي به درجه سرپانتيني بودن پريدوتيت‌هاي گوشته (سنگ ميزبان) و حجم گابروهاي نفوذي بستگي دارد. درجه بالاي سرپانتيني بودن سنگ ميزبان و حجم زياد گابروهاي نفوذي باعث ضخامت بيشتر لايه سنگ‌هايي خواهد شد که در اطراف گابروي نفوذي


A
Pl
Cpx
400 µ
B
Opx
Pl
Cpx
Ol
500 µ
C
Opx
Cpx
Pl
Ol
500 µ
D
Opx
Ol
Cpx
500 µ
E
Ol
Cpx
500 µ
Srp
F
Ol
Cpx
500 µ
G
Cpx
Cpx
500 µ
H
Srp
Cpx
Srp
500 µ

شكل ۷- تصاوير ميكروسكوپي نمونه هاي مورد بررسي از سمت گابرو به سمت پريدوتيت گوشته. با گذر از منطقه مرزي به سمت كلينوپيروكسنيت ها ابتدا از مقدار ارتوپيروكسن و سپس از مقدار اليوين كاسته مي‌شود. خلاصه نويسي نام كاني ها برگرفته از (Kretz, 1983) است.

A) تصوير ميكروسكوپي گابروهاي نفوذي با كاني هاي كلينوپيروكسن و پلاژيوكلاز. بافت گرانولار در سنگ به خوبي مشخص است.

B,C) پريدوتيت هاي پلاژيوكلازدار با كاني هاي اليوين، پلاژيوكلاز، كلينوپيروكسن و ارتوپيروكسن. بافت اين سنگ ها را مي‌توان گرانوبلاستيک ناميد.

D) تصوير يک لرزوليت. پس از گذر از پريدوتيت هاي پلاژيوكلازدار، در اثر نبود پلاژيوكلاز، سنگ را مي‌توان لرزوليت ناميد. اليوين ها در درون ارتوپيروكسن ها و كلينوپيروكسن ها محاصره شده اند.

E) در اثر كاسته شدن و در نهايت، نبود ارتوپيروكسن ها، پس از لرزوليت ها ورليت ها قابل مشاهده هستند. در اين سنگ ها نيز اليوين ها بصورت جزايري در درون كلينوپيروكسن ها قابل مشاهده هستند.

F) تصويري از كلينوپيروكسنيت هاي اليوين دار با بافت پوئي كيلوبلاستيک كه پس از گذر از لرزوليت ها قابل مشاهده هستند. اندازه اليوين ها كه به صورت جزايري در درون كلينوپيروكسن ها ديده مي‌شوند در حال كوچكتر شدن مي‌باشند.

G) تصويري از كلينوپيروكسنيت ها با بافت گرانوبلاستيک. اين سنگ ها در اثر كوچک تر شدن اندازه اليوين ها، كم شدن تعداد اليوين ها و در نهايت محو شدن آنها از درون كلينوپيروكسن ها تشكيل شده اند.

H) تصويري از پريدوتيت هاي سرپانتيني شده گوشته كه در بخشي از آن يک كلينوپيروكسن در اثر نفوذ گابروها تشكيل شده است. اين سنگ به دليل دوري از منطقه مرزي به طور كامل به كلينوپيروكسنيت تبديل نشده است.

تشكيل مي‌شوند. سرپانتيني شدن‌هاي استاتيک و ديناميک به ترتيب مربوط به زمان تشكيل افيوليت، و جايگيري و يا حوادث تكتونيكي هستند. شايان ذكر است كه عبور از يك سنگ به سنگ ديگر به صورت تدريجي است. ضخامت بخش تروكتوليتي بسيار اندک (كمتر از ۱۵ سانتي متر) بوده و در برخي از مناطق همبري كه حجم گابروي نفوذي و درجه سرپانتيني بودن كم مي‌باشد قابل مشاهده نيست.

بررسي نتايج حاصل از شيمي كاني‌هاو محاسبه درصد اعضاي پاياني كاني‌هاي داراي محلول جامد (شكل ۸) نشان مي‌دهد كه از درون توده‌هاي گابرويي به سمت بخش‌هاي حاشيه اي كه نزديک به كنتاكت مي‌باشد به تدريج مقدار آنورتيت پلاژيوكلازها افزايش مي‌يابد. در طي اين مسير، در مورد كلينوپيروكسن‌هانيز مقدار #Mg، ولاستونيت و انستاتيت افزايش يافته درصورتي كه از مقدار فروسيليت كاسته مي‌گردد.

بررسي‌هاي پتروگرافي نشان مي‌دهد كه از تروكتوليت‌هابه سمت پلاژيوكلاز پريدوتيت‌ها، ورليت‌هاو كلينوپيروكسنيت‌ها، ابتدا از مقدار ارتوپيروكسن‌هاو سپس از مقدار اليوين‌هاكاسته مي‌شود. اليوين‌هاي موجود در لرزوليت‌ها، ورليت‌هاو اليوين كلينوپيروكسنيت‌ها، به صورت جزايري در درون ارتوپيروكسن‌هاو كلينوپيروكسن‌هاقرار دارند.

بيشترين مقدار آنورتيت پلاژيوكلازها (۹۵%) و در مورد فورستريت اليوين‌ها(۸۷%) است كه دقيقا در محل كنتاكت و در درون تروكتوليت ديده مي‌شود.

بررسي كاني شناسي پريدوتيت‌هاي گوشته و سنگ‌هايي كه در زون كنتاكت تشكيل گرديده اند نشان مي‌دهد كه تركيب اليوين، ارتوپيروكسن و كلينوپيروكسن موجود در پريدوتيت‌هاي گوشته كه سنگ ميزبان گابروهاي نفوذي هستند با تركيب اين كاني‌هادر سنگ‌هايي كه در زون كنتاكت ديده مي‌شوند كاملا متفاوت بوده و تغييرات منظمي را از سمت تروكتوليت به كلينوپيروكسنيت از خود نشان مي‌دهند بدين ترتيب كه از مقدار فورستريت اليوين و #Mg ارتوپيروكسن‌هاو كلينوپيروكسن‌هاكاسته مي‌گردد. تركيب كاني شناسي و

Gabbro (Far)	Gabbro (Near)	Troctolite (Contact Zone)	Plagioclase Peridotite	Wehrlite	Clinopyroxenite	Serpentinized Mantle Peridotite
Plagioclase An 84.62 Ab 15.27 Or 0.12	Plagioclase An 91.02 Ab 8.98 Or 0.00	Plagioclase An 94.97 Ab 4.80 Or 0.23	Plagioclase An 93.44 Ab 6.39 Or 0.17			
Clinopyroxene Wo 44.75 En 44.93 Fs 10.32 Mg# 0.82	Clinopyroxene Wo 46.57 En 46.74 Fs 6.69 Mg# 0.88		Clinopyroxene Wo 43.47 En 49.47 Fs 6.59 Mg# 0.89	Clinopyroxene Wo 45.49 En 47.57 Fs 6.94 Mg# 0.88	Clinopyroxene Wo 45.66 En 46.95 Fs 7.40 Mg# 0.87	Clinopyroxene Wo 46.78 En 49.22 Fs 4.00 Mg# 0.93
			Orthopyroxene Wo 2.27 En 84.72 Fs 13.01 Mg# 0.87	Orthopyroxene Wo 2.58 En 83.00 Fs 14.42 Mg# 0.86		Orthopyroxene Wo 1.09 En 89.90 Fs 9.00 Mg# 0.91
		Olivine Fo 86.75 Fa 13.02 Tp 0.22	Olivine Fo 85.00 Fa 14.81 Tp 0.19	Olivine Fo 82.00 Fa 17.76 Tp 0.25		Olivine Fo 90.63 Fa 9.21 Tp 0.16

شكل ۸- تغييرات سنگ شناسي و كاني شناسي مرز گابروهاي نفوذي و پريدوتيت هاي گوشته. در اين شكل منطقه مرزي گابروهاي نفوذي و پريدوتيت هاي گوشته از سمت چپ به سمت راست مورد بررسي قرار گرفته است. **#Mg** نيز به صورت **[Mg/(Mg+Fe2+)]** محاسبه گرديده است.

مشخصات پتروگرافي پريدوتيت‌هاي ميزبان گابروها كاملا از آرايه پريدوتيت‌هاي گوشته تبعيت مي‌نمايد.

بحث

مطالعه صحرايي و آزمايشگاهي چهار مجموعه افيوليتي غرب ايران مركزي نشان مي‌دهد كه توده‌هاي نفوذي متعددي پريدوتيت‌هاي گوشته را قطع نموده اند كه با گابروهاي ايزوتروپ و گابروهاي لايه اي متفاوت هستند. برخي از اين توده‌هاي گابرويي تبديل به رودينگيت شده اند. در حاشيه برخي از آنها نيز تغييرات جزئي كاني شناسي قابل تشخيص مي‌باشد. اما در منطقه مرزي برخي از آنها با پريدوتيت‌هاي ميزبان، سنگ‌هاي جديدي را مي‌توان مشاهده نمود كه از نظر بافت و تركيب كاني‌هااز روند خاصي تبعيت مي‌نمايند. افيوليت‌هاي انارک و جندق چندين فاز دگرگوني و سرپانتيني شدن را تحمل نموده اند و درجه سرپانتيني شدن پريدوتيت‌هاي آنها بسيار شديد است بطوري كه هيچ اليوين و در بسياري موارد ارتوپيروكسني را نمي‌توان به صورت سالم و دست نخورده مشاهده نمود. تركيب پلاژيوكلازها نيز در اثر دگرگوني‌هاتغيير يافته است. بنابراين تنها كاني قابل استفاده در اين دو افيوليت قديمي كلينوپيروكسن‌هاو در برخي موارد ارتوپيروكسن‌هاهستند. درجه دگرگوني در افيوليت انارک در حد رخساره شيست سبز بوده اما درجه دگرگوني در افيوليت جندق در حد بخش‌هاي بالايي رخساره آمفيبوليت است. به طوري كه دانشمندان روسي (Technoexport, 1979) افيوليت جندق را يک متاافيوليت ناميده اند. با توجه به رخداد دگرگوني و بالا بودن درجه سرپانتيني شدن در اين دو افيوليت قديمي، به منظور دسترسي به تركيب دقيق تمامي كاني‌هاي سازنده سنگ‌هاي موجود در منطقه مرزي گابروها و

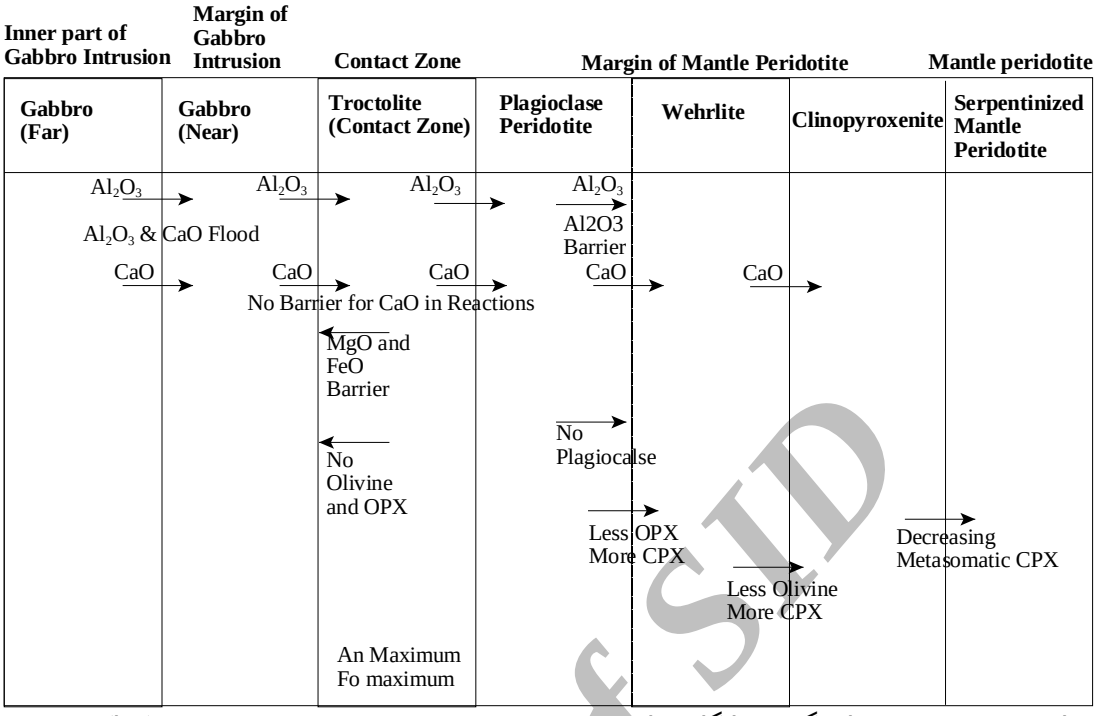
پريدوتيت‌هايعني پلاژيوكلازها، اليوين‌ها، ارتوپيروكسن‌هاو كلينوپيروكسن‌ها، و بررسي سير تحولات تركيب آنها، نمونه‌هاي مربوط به افيوليت‌هاي نائين و عشين، و بخصوص نمونه‌هاي افيوليت عشين بيشتر مورد مطالعات پتروگرافي و شيمي كاني‌ها(EPMA) قرار گرفت چرا كه بهترين و كامل ترين مناطق مرزي گابرو و پريدوتيت گوشته در افيوليت عشين ديده مي‌شود.

در مورد سن اين گابروها در افيوليت عشين و نائين بايد گفت از آنجائي كه تمام واحدهابجز دايک‌هاي ديابازي و گدازه‌هاي بالشي را قطع نموده اند مربوط به قبل از كرتاسه بالايي هستند. در مورد سن گابروهاي موجود در افيوليت‌هاي انارک و جندق مطلبي را نمي‌توان گفت چرا كه در مورد پركامبرين يا پالئوزوئيک بودن اين دو مجموعه افيوليتي توافقي در دست نيست. دليل تشكيل چنين گابروهايي در مجموعه‌هاي افيوليتي را مي‌توان به ذوب صفحه در حال فرورانش به زير يک پوسته اقيانوسي ديگر نسبت داد (Tamura et al., 1999). در كناره‌هاي اين گابروهاي نفوذي هيچ گونه حاشيه سرد شده اي ديده نمي‌شود و اندازه كاني‌هاي آن‌هادر بخش‌هاي مختلف تقريبا برابر است.

اين مطلب كه در اثر ورود گابروها به درون پريدوتيت‌هاي گوشته دگرگوني مجاورتي رخ خواهد داد و باعث تشكيل سنگ‌هاي جديد و تغيير در مودال كاني‌هادر بخش پريدوتيتي خواهد شد، در منابع مختلفي همچون (Santos et al., 2002) (Girardeau and Gil (Becker, 1996) (Susini, 1999) (Santos et al., 1996) Ibarguchi, 1991) (Niida et al., 2002) (IODP, 2005) آورده شده است.

تفاوت عمده نمونه‌هاي مناطق اين مطالعات، با مناطق مورد بررسي در اين مقاله در اين است كه پريدوتيت‌هاي گوشته ميزبان گابروها سالم بوده و سرپانتيني شدن آنها بسيار اندک است. (Wang, 2004) نشان داده است كه يک توده نفوذي با تركيب گابرو تا ديوريت، پس از عبور از درون پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده گوشته، بخش‌هايي از سنگ ديواره را به صورت زينوليت با خود حمل نموده و همه آنها را به كلينوپيروكسنيت و اليوين كلينوپيروكسنيت تبديل نموده است. بررسي‌هاي (Plyusnina, 1982) نشان داده است كه براي تشكيل كلينوپيروكسن‌هادرصورت وجود تشكيل دهنده‌هاي لازم، دماي حدود ٦٠٠ oC كافي مي‌باشد.

در نمونه‌هاي مورد بررسي در اين مقاله، پريدوتيت‌هاي گوشته كه ميزبان گابروها هستند، سرپانتيني شده اند اما سنگ‌هاي جديدي كه در منطقه مرزي تشكيل گرديده اند كاملا سالم بوده و درجه سرپانتيني بودن آنها بسيار اندک است. به همين دليل مي‌توان سرپانتيني شدن پريدوتيت‌هاي ميزبان را به قبل از نفوذ گابروها و رخداد دگرگوني مجاورتي نسبت داد. سئوالي كه در اين باره ممكن است پيش آيد اين است كه آب موجود در پريدوتيت‌هاي سرپانتيني به كجا رفته و چرا آمفيبول زايي صورت نگرفته است؟ در اين مورد بايد در نظر گرفت كه براي تشكيل آمفيبول‌هافقط وجود آب كافي نبوده و وجود يون‌هايي همچون سيليس، آلومينيوم، سديم، و آهن و منيزيم، و تمايل آنها به تشكيل آمفيبول نيز لازم است. ضمن اينكه بررسي‌هاي (Gottschalk et al., 2001) (Uehara and Shirozu, 1985) (Mellini et al., 1987) (Wunder, 2001) نشان داده است كه تركيب شيميايي، ساختار كانيايي و مقدار آب موجود در سرپانتين‌ها، و بخصوص آنتي گوريت‌ها، به عنوان يكي از مهمترين كاني‌هاي گروه سرپانتين، متغير بوده و به عوامل مختلفي همچون دما و فشار بستگي دارد. بنابراين نيازي به مهاجرت آب موجود در پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده در هنگام ورود گابروها نبوده و آب سرپانتين‌هايي كه وارد



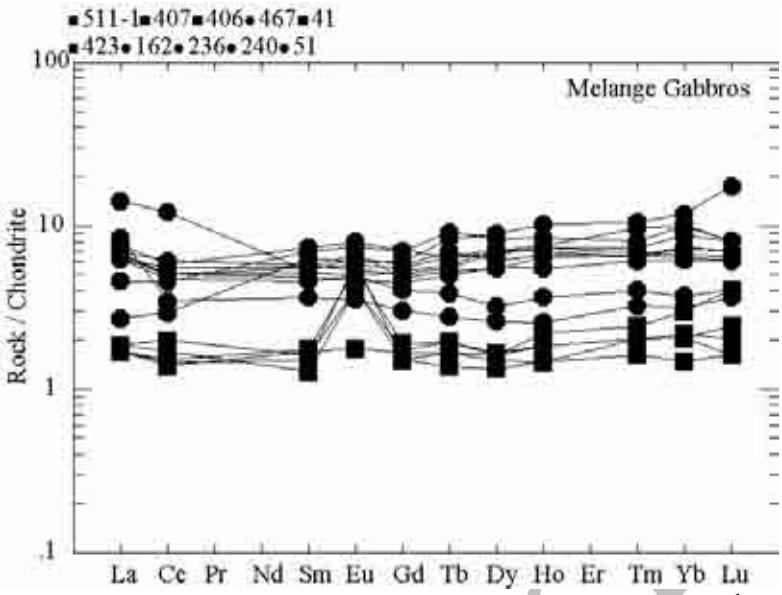
شكل ۹: تحولات مرز پريدوتيت هاي گوشته با گابروهاي نفوذي و هجوم **CaO** و **Al2O3** به سمت زون كنتاكت. بيشترين مقدار فورستريت اليوين ها و آنورتيت پلاژيوكلازها در منطقه مرزي ديده مي‌شود.

واكنش با گابرو شده اند توسط سرپانتين‌هاي باقي مانده پذيرفته (Accommodate) مي‌شود.

همانطور كه قبلا اشاره گرديد تركيب كاني‌هاي سنگ‌هايي كه در اثر نفوذ گابروها در زون كنتاكت بوجود آمده اند با تركيب كاني‌هاي موجود در سنگ ميزبان كه پريدوتيت گوشته مي‌باشد كاملا متفاوت است. استفاده از ژئوترمومتر ارتوپيروكسن – كلينوپيروكسن در مورد اين سنگ‌هاي جديد دمايي حدود ۹۸۷ oC را نشان مي‌دهد در صورتي كه دماي بدست آمده براي پريدوتيت‌هاي گوشته كه با فاصله از زون كنتاكت قرار دارند، حدود ۱۲۰۰ oC مي‌باشد. اين مطلب نشان مي‌دهد كه دماي رخداد اين نوع خاص از دگرگوني مجاورتي و تشكيل كاني‌هاي جديد بسيار پايين تر از دماي تبلور پيروكسن‌هادر پريدوتيت‌هاي گوشته بوده و از ورود گابرو به درون پريدوتيت‌هاي گوشته بدست آمده اند.

جهت انجام محاسبات ژئوترمومتري از كاليبراسيون‌هاي ارائه شده توسط (Wood and Banno, 1973) (Wells, 1984) (Brey and Köhler, 1990) استفاده گرديد.

با توجه به نتايج حاصل از بررسي‌هاي صحرايي و آزمايشگاهي مي‌توان دليل دگرگوني مجاورتي بين گابروها و پريدوتيت‌هاي گوشته، و تشكيل سنگ‌هايي جديد با كاني‌هايي جديد در محل كنتاكت را به رخداد يک گراديان پتانسيل شيميايي بين دو واحد سنگي فوق نسبت داد. در اثر اين گراديان، Al_2O_3 و CaO از سمت گابرو، به سمت زون كنتاكت هجوم آورده كه حاصل اين سيلان، تغيير تركيب بخش‌هاي حاشيه اي گابروها و تشكيل سنگ‌هايي جديد به خرج بخش پريدوتيتي است (شكل ۹). هجوم Al_2O_3 و CaO از بخش‌هاي درونی توده گابرويي به بخش‌هاي حاشيه اي باعث مي‌شود كه تركيب



شكل ١٠- نمودار بهنجارسازي گابروهاي موجود در افيوليت ملانژ عشين در برابر كندريت (ترابي، ١٣٨٣). مقادير مربوط به كندريت برگرفته از **(Sun and McDonough, 1989)** مي‌باشد. نمونه هاي مربوط به حاشيه توده هاي نفوذي گابرويي با علامت مربع، و نمونه هاي دور از حاشيه با علامت دايره آورده شده است. بخوبي مشخص است كه بخش حاشيه گابروها از نظر عناصر نادر خاكي فقيرتر بوده و داراي آنومالي مثبت **Eu** مي‌باشد. بنابراين تركيب كاني هاي حاشيه گابروها علاوه بر عناصر اصلي از نظر عناصر كمياب نيز با بخش هاي دروني توده گابرويي متفاوت است.

پلاژيوكلازها كه در بخش‌هاي دور از زون كنتاكت بيتونيت مي‌باشد به آنورتيت تغيير يافته و تركيب كلينوپيروكسن‌هانيز از اوژيت به ديوپسيد تغيير يابد. بازنگري در تعبير و تفسيرهايي ژئوتكتونيكي كه تاكنون توسط كلينوپيروكسن‌هاي گابروها صورت گرفته است ضروري بنظر مي‌رسد چرا كه با انجام اين تغييرات در گابروهاي نفوذي، تركيب كلينوپيروكسن‌هاي محيط MORB (اوژيت) به سمت كلينوپيروكسن‌هاي محيط جزاير قوسي (ديوپسيد و اوژيت غني از منيزيم) حركت مي‌كند. با توجه به مطالب فوق، دقت در نمونه برداري در هنگام بررسي سنگ‌هاي پريدوتيتي موجود در افيوليت‌هانيز ضروري است. از آنجائيكه بخش‌هايي از سنگ‌هاي حاصل از اين واكنش داراي بافتي شبيه كومولا هستند دقت در محل نمونه برداري، و توجه به چگونگي تغييرات شيمي كاني‌هالازم است.

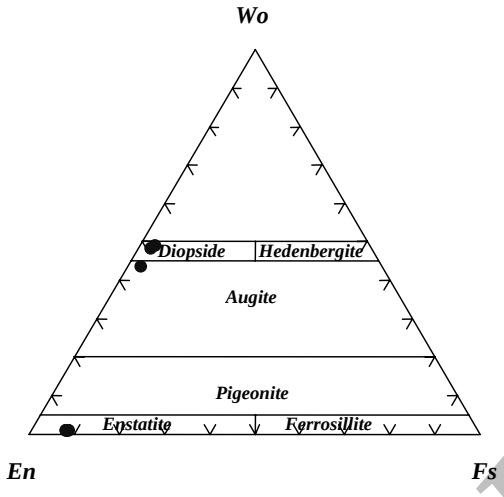
با توجه به بررسي‌هاي انجام شده بخوبي مشخص است كه در حين انجام واكنش‌هاي فوق و تشكيل سنگ‌هاي با كاني‌هاي جديد در مرز گابروها و پريدوتيت‌هاي گوشته، فعاليت CaO بسيار بيشتر از فعاليت Al_2O_3 بوده است.

هجوم كلسيم و آلومينيوم از قسمت‌هاي درونـي به بخش‌هاي حاشيه گابروها باعث تغيير تركيب شيمي كل سنگ نيز خواهد شد. بررسي‌هاي (ترابي، ١٣٨٣) در مورد شيمي سنگ كل (Whole rock) و اختلاف تركيب شيميايي بخش‌هاي مختلف توده‌هاي نفوذي گابرويي در مورد افيوليت عشين نشان داده است كه بخش حاشيه گابروها از نظر عناصر نادر خاكي فقيرتر بوده و داراي آنومالي مثبت Eu مي‌باشند (شكل ١٠).

جدول ۳- نتایج آنالیز شیمیایی پیروکسن های موجود در نمونه های افیولیت جندق به همراه نتایج محاسبه فرمول ساختاری و نام آنها.

SiO_2	56.60	57.31	56.15	57.46	57.00	56.61
TiO_2	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00
Al_2O_3	1.39	0.94	1.17	0.50	1.30	1.87
Cr_2O_3	0.14	0.05	0.22	0.11	0.10	0.30
FeO*	6.25	5.95	6.44	6.09	6.31	6.16
MnO	0.08	0.15	0.14	0.10	0.11	0.12
MgO	36.01	35.91	35.97	35.95	36.19	35.59
CaO	0.10	0.09	0.16	0.12	0.08	0.07
Na_2O	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03
K_2O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
NiO	0.05	0.04	0.06	0.02	0.12	0.10
Total%	100.68	100.48	100.33	100.42	101.24	100.86
Oxygen	6	6	6	6	6	6
Si	1.94	1.96	1.92	1.96	1.95	1.93
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.06	0.04	0.05	0.02	0.05	0.08
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe(iii)	0.06	0.05	0.11	0.06	0.05	0.07
Fe(ii)	0.12	0.12	0.07	0.12	0.12	0.11
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.81	1.83	1.83	1.83	1.81	1.81
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#	0.94	0.94	0.96	0.94	0.94	0.94
Name	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Enstatite	Enstatite

SiO_2	53.87	51.92	52.92
TiO_2	0.23	0.20	0.27
Al_2O_3	4.62	6.49	5.06
Cr_2O_3	1.01	1.16	0.84
FeO*	2.27	2.41	2.16
MnO	0.11	0.09	0.08
MgO	17.46	15.24	15.83
CaO	19.68	21.60	21.68
Na_2O	0.57	0.71	0.82
K_2O	0.01	0.01	0.03
P_2O_5	0.27	0.33	0.30
NiO	0.04	0.04	0.05
Total%	100.15	100.20	100.05
Oxygen	6	6	6
Si	1.95	1.89	1.92
Ti	0.01	0.01	0.01
Al	0.20	0.28	0.22
Cr	0.03	0.03	0.02
Fe(iii)	0.00	0.00	0.00
Fe(ii)	0.07	0.07	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	0.94	0.83	0.86
Ca	0.76	0.84	0.84
Na	0.04	0.05	0.06
K	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00
Sum	4.00	4.00	4.00
WO	42.95	48.25	47.69
EN	53.00	47.37	48.46
FS	4.05	4.37	3.86
Mg#	0.93	0.92	0.93
Name	Augite	Diopside	Diopside



شكل ۱۱- موقعيت تركيبي پيروكسن هاي موجود در نمونه هاي افيوليت جندق در نمودار تقسيم بندي پيروكسن ها.

علي رغم تغييرات كاني شناسي كه در نمونه‌هاي مربوط به افيوليت‌هاي انارک و جندق در اثر فازهاي مختلف دگرگوني و سرپانتيني شدن رخ داده است نمونه‌هاي اين مناطق نيز مورد بررسي EPMA قرار گرفتند. اما از آنجايي كه در نمونه‌هاي اين افيوليت‌هاهيچ اليوين، پلاژيوكلاز، و در بسياري موارد ارتوپيروكسن سالمي ديده نمي‌شود، نتايج حاصل از بررسي نمونه‌هاي اين دو افيوليت قديمي به خوبي و وضوح افيوليت‌هاي مزوزوئيک (عشين و نائين) نمي‌باشد. در جدول ۳ نتايج بررسي نمونه‌هاي افيوليت جندق آورده شده است. در اين مجموعه افيوليتي تمامي اليوين‌هاسرپانتيني شده، بيشتر ارتوپيروكسن‌هابستيتي شده و تركيب پلاژيوكلازها نيز در اثر رخداد دگرگوني تغيير يافته است. تمام كلينوپيروكسن‌هاي موجود در گابروها نيز در اثر رخداد دگرگوني در رخساره آمفيبوليت به آمفيبول تبديل شده اند. بررسي نتايج حاصل از جدول ۳ نشان مي‌دهد كه كلينوپيروكسن‌هاي موجود در نمونه‌هاي افيوليت جندق از نوع ديوپسيد و اوژيت، و ارتوپيروكسن‌هانيز از نوع انستاتيت هستند (شكل ۱۱).

نتيجه گيري

بررسي‌هانشان مي‌دهد كه در كنتاكت برخي از توده‌هاي نفوذي گابرويي با پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده گوشته، سنگ‌هاي جديدي شامل پريدوتيت‌هاي پلاژيوكلازدار، لرزوليت، ورليت و كلينوپيروكسنيت تشكيل گرديده است. علت تشكيل سنگ‌هاي جديد در كنتاكت گابروهاي نفوذي و پريدوتيت‌هاي سرپانتيني شده گوشته، دماي بالاي توده‌هاي گابرويي، و هجوم CaO و Al_2O_3 از سمت گابرو به منطقه مرزي و انجام واكنش بوده است. هجوم اين كاتيون‌هابه سمت منطقه مرزي باعث تشكيل كاني‌هاي جديد اليوين، ارتوپيروكسن، كلينوپيروكسن، و پلاژيوكلازهاي بسيار كلسيك (۹۶% آنورتيت) گرديده است. هجوم كلسيم از بخش‌هاي مختلف گابروهاي نفوذي، به سمت منطقه مرزي، در قدم اول باعث تغيير تركيب پلاژيوكلازها و كلينوپيروكسن‌هاي خود گابرو (بخصوص در بخش‌هاي حاشيه) مي‌گردد. بدين ترتيب

ترکیب کلینوپیروکسن‌هاي گـابرو از حالـت اولیـه خـارج شده و اوژیت به سمت میدان دیوپسید حرکت مي‌کند.

تشکر و قدرداني

ایـن نوشـته بخـشي از نتـایج حاصـل از انجـام طـرح پژوهشي شماره ۸۴۱۲۱۷ در دانشگاه اصفهان مي‌باشـد. از معاونت محترم تحقیقات و فنـاوري دانـشگاه اصـفهان بـه خاطر پشتیباني طرح پژوهشي فوق تشکر مي‌شود.

منابع

۱- احمدي پور، حمید، سبزه یي، مسیب، هوبر وایت چرچ، و تیري ژوتو، ۱۳۷۷، هویت زمین شناختي کمپلکس اولترامافیك سوغان در جنوب خاوري ایران، فصل نامه علوم زمین، سال هفتم، شماره ۲۸ – ۲۷، صفحه ۵۳ – ۳۸.

۲- بافري، ساسان، ۱۳۷۳، بررسي زمین شناسي و پترولوژي سنگ‌هاي افیولیتي شمال انارك، دانشگاه اصفهان، پایان نامه کارشناسي ارشد پترولوژي، ۱۴۴ صفحه.

۳- ترابي دستگردوئي، حسین، ۱۳۸۲، چینه‌شناسي رسوبات الیگوسن ـ میوسن (سازند قم) درغرب اردستان ـ شمال نائین، رساله دکتراي چینه شناسي و فسیل شناسي گروه زمین شناسي دانشگاه اصفهان، ۲٦۷ صفحه.

۴- ترابي، قدرت، ۱۳۸۳، پترولوژي افیولیت‌هاي منطقه انـارک (شمال شرق استان اصفهان) با تاکید بر مطالعه سنگ‌هـاي اولترامافیک-مافیک افیولیـت شـمال انـارک و سـنگ‌هـاي اولترامافیک-مافیـک ملانـژ افیـولیتي عـشین-زوار، رسـاله دکتراي پترولوژي، بخش زمـین شناسـي دانـشگاه تربیـت مدرس، ۲٤۰ صفحه.

5- M., Almasian, Tectonics of the Anarak area (Central Iran). PhD thesis of Islamic Azad University, Science and Research Unit, 164 p; (1997).

6- S., Arai, Control of Wall-rock composition on the formation of Podiform Chromitites as a result of Magma/Peridotite Interaction. Resource Geology, 47(4), 177-187; (1997).

7- S., Arai, Compositional variation of olivines in rocks of the Tari-Misaka ultramafic complex and its interpretation. Proceeding of the Japan Academy, 49, 649-653; (1973).

8- S., Arai, K., Matsukage, E., Isobe, and S., Vysotskiy, Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed conduits within peridotite. Geochim. Cosmochim. Acta, 61, 671-675; (1997).

9- H., Becker, Crustal trace element and isotopic signatures in garnet pyroxenites from garnet peridotite massif from Lower Austria. Journal of Petrology, 37, 785-810; (1996).

10- G.P., Brey, and T., Köhler, Geothermobarometry in four-phase lherzolites II: New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. Journal of Petrology, 31, No. 6, 1353-1378; (1990).

11- R.G., Coleman, Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? Springer-Verlag, Berlin, 229 p; (1977).

12- M., Davoudzadeh, Geology of Iran. In: E. M. Moores and R. W. Fairbridge (Eds.): Encyclopedia of Asian and European Regional Geology, Chapman & Hall, 384-405; (1997).

13- M., Davoudzadeh, Geology and petrography of the area north of Naein, Central Iran. Geological survey

of Iran, Report No. 14, 89 p; (1972).

14- M., Davoudzadeh, G., Lensch, and K.W., Diefenbach, Contribution to the paleogeography, stratigraphy and tectonics of the Infracambrian and lower Paleozoic of Iran. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 172, 245 – 269; (1986).

15- Y., Dilek, and S., Newcomb, Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America, Special Paper 373, 504 p; (2003).

16- G.T.R., Droop, A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Min. Mag., 51, 431-435; (1987).

17- J., Girardeau, & J.I., Gil Ibarguchi, Pyroxene-rich peridotites of the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain): evidence for large-scale upper mantle heterogeneity. Journal of Petrology, Lherzolites special Issue, 135-154; (1991).

18- M., Gottschalk, B., Wunder, R., Wirth, Experimental investigation on the variation of the water content of antigorite and resulting geodynamic implications for subducting processes. American Geophysical Union Fall Meeting. Abstract #V51B-0992; (2001).

19- K., Hatzipanagiotou, B., Tsikouras, G., Migiros, E., Gartzos, and K., Serelis, Origin of rodingites in Ultramafic rocks from Lesvos Island (NE Aegean, Greece). Ofioliti 28 (1), 13-23; (2003).

20- IODP, Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program. Online: http://www.iodp.org/scientific-publications/ (2005).

21- P.B., Kelemen, H.J.B., Dick, and J.E., Quick, Formation of harzburgite by pervasive melt-rock reaction in the upper mantle. Nature, 358, 635-641; (1992).

22- P.B., Kelemen, M., Braun, and G., Hirth, Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: Observations from the Ingalls and Oman ophiolites. G-cubed (Geochemistry, Geophysics, Geosystems), 1 (7), Doi: 10.1029/1999GC000012; (2000).

23- P.B., Kelemen, G., Hirth, N., Shimizu, M., Spiegelman, and H.J.B., Dick, A review of melt migration processes in the asthenospheric mantle beneath oceanic spreading centers. Phil. Trans. Roy. Soc. London A355, 283-318; (1997).

24- P.B., Kelemen, Reaction between ultramafic wall rock and fractionating basaltic magma: Part I, Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. Journal of Petrology, 31, 51-98; (1990).

25- R., Kretz Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist. 68, 277-279; (1983).

26- K., Kubo, Dunite Formation Processes in Highly Depleted Peridotite: Case Study of the Iwanaidake Peridotite, Hokkaido, Japan. Journal of Petrology, 43, 423-448; (2002).

27- L.C., Kuo, and R. J., Kirkpatrick, Dissolution of mafic minerals and its implications for the ascent velocities of perdotite-bearing basalts magmas. J. Geol., 93, 691-700; (1985).

28- G., Lensch, and M., Davoudzadeh, Ophiolites in Iran. N. Jb. Geol. Palaont.Mh., 306-320; (1982).

29- M., Mellini, V., Trommsdorff, and R., Compagnoni, Antigorite polysomatism: Behaviour during progressive metamorphism. Contributions to

Mineralogy and Petrology, 97, 147-155; (1987).

30- A., Nicholas, Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer, Dordrecht, 367 p; (1989).

31- K., Niida, N., Takahashi, E., Takazawa, T., Sawaguchi, T., Morishita, K., Ozawa, S., Arai, and M., Obata, Guide Book for Field Excursion to the Horoman Peridotite Complex. 4th International Workshop on Orogenic Lherzolite and Mantle Processes, 98 p; (2002).

32- J.L., Palandri, and M.H., Reed, Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68, 1115-1133; (2004).

33- E.A., Jr., Pessagno, A.M., Ghazi, S.M., Kariminia, R.A., Duncan, and A.A., Hassanipak, Tectonostratigraphy of the Khoy complex, Northwestern Iran. Stratigraphy, 1, no. 2, 49-63; (2004).

34- L.P., Plyusnina, G.G., Likhoidov, and G.P., Zaraisky, Physico-chemical conditions of rodingite formation (experimental data). Petrology (Moscow), 1 (5), 491-501; (1993).

35- L.P., Plyusnina, Experimental study of the lower temperature limit of clinopyroxene formation in metamafic rocks. Doklady Akademii Nauk SSSR, 266 (5), 1248-1250; (1982).

36- L.A., Raymond, Melanges: their nature, origin, and significance. The geological society of America, special paper 198, 170 p; (1984).

37- P.W., Reiners, Reactive Melt Transport in the Mantle and Geochemical Signatures of Mantle-derived Magmas. Journal of Petrology, 39, 1039-1061; (1998).

38- D., Reyer, and S., Mohafez, The first contribution of the NIOC-ERAP agreements to knowledge of Iranian geology. Edition techniq, Paris, 58 p; (1972).

39- J.F., Santos Zalduegui, U., Scharer, J.I. Gil Ibarguchi, and J., Girardeau, Genesis of Pyroxenite-rich Peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): Geochemical and Pb-Sr-Nd Isotope Data. Journal of Petrology, 43, 17-43; (2002).

40- J.F., Santos Zalduegui, U., Schärer, J.I., Gil Ibarguchi, and J., Girardeau, Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal ultramafic–mafic complex (NW Spain): U–Pb, Rb–Sr and Pb–Pb data. Chemical Geology, 129, 281–306; (1996).

41- F.S., Spear, Metamorphic Phase Equilibra and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America, 799 p; (1995).

42- S.S. Sun, and W.F., McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds. , Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 313–345; (1989).

43- S., Susini, Hybrid Mantle Peridotites Along the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic Ocean). Atti dei Lincei, 10, 231-255; (1999).

44- A., Tamura, M., Mokita, and A., Shoji, Petrogenesis of ultramafic rocks in the Kamuikotan belt, Hokkaido, northern Japan. Memoirs of Journal of Geological Society of Japan, 52, 53–68; (1999).

45- Technoexport, Geology of the Anarak area (Central Iran). Geological Survey of Iran, V/O “Technoexport”, Report TE/No.19, 143 p; (1984a).

46- Technoexport, Geological maps of Mesr (1/100,000), Arusan (1/100,000), Anarak (1/250,000), Sheet: 6958; Sheet: 7058; No: G7, respectively. Geological Survey of Iran; (1984b).

47- Technoexport, Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran). Geological Survey of Iran, V/O "Technoexport", Report TE/No. 4, 171 p; (1979).

48- S., Uehara, and H., Shirozu, Variations in chemical composition and structural properties of antigorites. Mineralogical Journal, 12, 299-318; (1985).

49- D.Y., Wang, W.L., Xu, X., Lan, Q.H., Wang, Petrogenesis of pyroxenite xenoliths in Mesozoic gabbro-diorite from western Shandong province,China. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 34(2),167 -173 (in Chinese with English abstract); (2004).

50- K., Weber-Diefenbach, M., Davoudzadeh, N., Alavi-Tehrani, and G., Lensch, Paleozoic Ophiolites of Iran, geology, geochemistry and geodynamic implication. Ofioliti, 11(3), 305-338; (1986).

51- P.R.A., Wells, Pyroxene therometry in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 62, 129-139; (1984).

52- B.J., Wood, and S., Banno, Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 42, 109-124; (1973).

53- B., Wunder, R., Wirth, M., Gottschalk, Antigorite: pressure and temperature dependence of polysomatism and water content, European Journal of Mineralogy, 13 (3), 485-495; (2001).

54- M.F., Zhou, P.T., Robinson, J.G., Malpas, J.C., Aitchison, M., Sun, W.J. , Bai, X.F. , Hu, and J.S., Yang Melt/ rock interation and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposit of the Dalabute ophiolite (NW China), Journal of Asian Earth Sciences, 19, 519-536; (2001).