

شیمی سنگ کل متاپلیت‌های شاهین‌دژ، زادگاه رسوبی و پارائزهای کانیاپی

منیر مجرد^{۱*}، محسن مؤذن^۲ و محسن مؤید^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه، آذربایجان غربی، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز، آذربایجان شرقی، ایران

چکیده

با هدف تعیین زادگاه سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده در هم‌تافت شاهین‌دژ واقع در شمال غرب ایران، مطالعاتی بر روی شیمی سنگ کل متاپلیت‌های منطقه صورت گرفت. ژئوشیمی عناصر اصلی، سنگ رسوبی اولیه را بیشتر از نوع شیل ارزیابی می‌کند. بررسی اکسیدهای عناصر اصلی، واسطه و کمیاب (مانند K_2O ، TiO_2 ، Rb و Ni) ماهیت حدواسط تا اسیدی در حد آندزیت تا ریوداسیت را برای سنگ آذرین مولد این رسوبات نشان می‌دهد. درجه دگرسانی شیمیایی (CIA) سنگ آذرین اولیه در حد متوسط به بالا و پلاژیوکلاز آن از نوع آندزین تا الیگوکلاز بوده است. بر مبنای اکسید عناصر اصلی، محیط تکتونیکی تشکیل رسوبات اولیه حاشیه فعال قاره مشخص شده است. نمونه‌های مطالعه شده در مقایسه با متوسط پوسته قاره‌ای، آنومالی منفی شدیدی از Ca و Sr تهی‌شدگی مختصری از Nb و Mn و غنی‌شدگی متوسطی از Y ، Ba و Al و عناصر واسطه نشان می‌دهند. یکنواختی الگوی نمودار چند عنصری برای همه نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد عوامل ترمودینامیکی دما و فشار، مهم‌ترین نقش را در پیدایش پارائزهای متفاوت کانیاپی ایفا کرده و متغیر ترکیب سنگ کل ثابت بوده است. نمونه‌های معرف در نمودارهای سازگاری در محدوده مشابهی قرار می‌گیرند که این مسأله نشان‌دهنده یکسانی تقریبی ترکیب سنگ کل در متاپلیت‌های دارای پارائزهای متفاوت است. بر اساس مقاطع ترکیبی استاندارد، پارائزهای $Ms+Bt+St$ و $Ms+Bt+St+Ky$ در دما و فشار تخمین زده شده در مطالعات قبلی در حال تعادل و پایدار بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: پارائز کانیاپی، درجه دگرسانی، زادگاه رسوبی، شاهین‌دژ، متاپلیت، محیط تکتونیکی

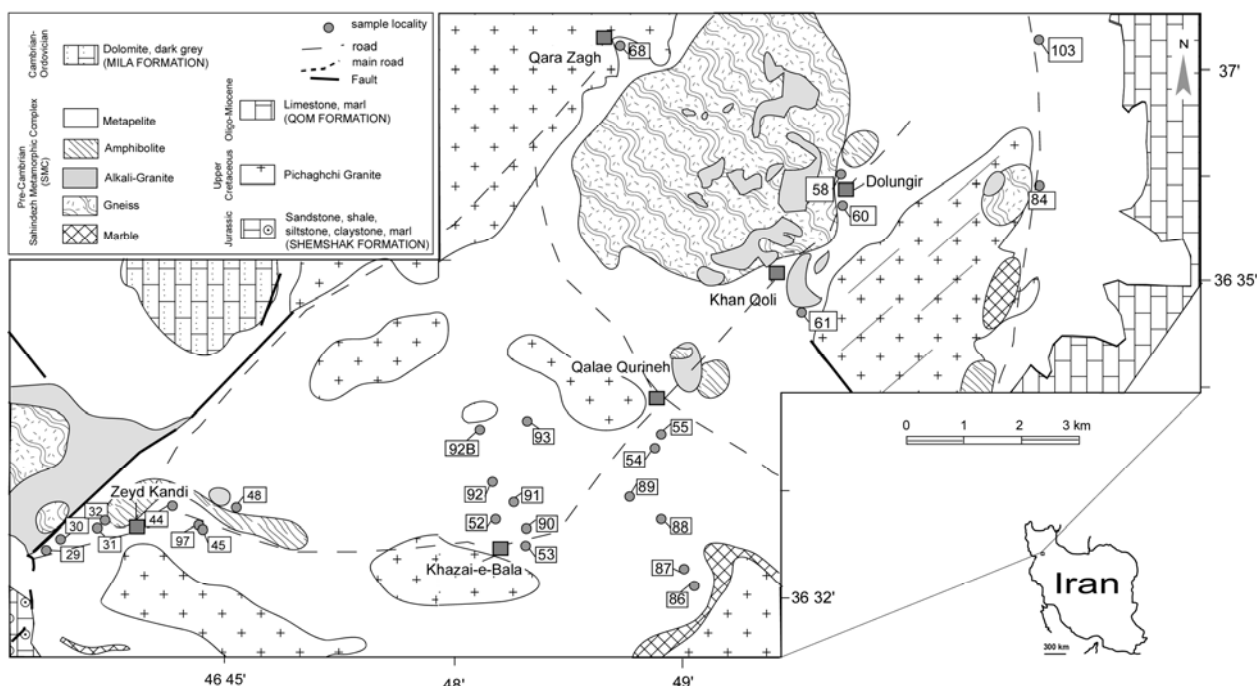
مقدمه

زادگاه رسوبی، به‌خصوص در حاشیه فعال ورقه‌ها به‌علت فرسایش و تخریب بعدی به دشواری قابل شناسایی است. در چنین چرخه‌هایی مطالعه سنگ‌های رسوبی مرتبط، راه مفیدی برای تعیین سنگ منشأ و تاریخچه تحرک حواشی فعال قدیمی است (Sun et al., 2008).

سنگ‌های تخریبی سیلیس‌دار ابزار خوبی برای مطالعه زادگاه رسوبی و محیط تکتونیکی حوضه‌های رسوبی هستند (Dickinson, 1970, 1985; Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1988; Floyd and Leveridge, 1987).

اصلی و نسبت بین آنها برای ارزیابی خاستگاه رسوبات (Long *et al.*, 2008; Hofmann, 2005; Garzanti *et al.*, 2007; Kasanzu *et al.*, 2008; Kutterolf *et al.*, 2008). منطقه‌ای به مساحت حدود ۶۰۰ کیلومتر مربع در شرق شاهین‌دژ آذربایجان غربی، تنوعی از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی را در خود جای داده است (شکل ۱).

تحقیقات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی آگاهی ما را از خاستگاه رسوبی، محیط تکتونیکی و نحوه تکوین تکتونوماگمایی حوضه رسوبی وسعت می‌بخشد (Maas and McCulloch, 1991; Degraaff-Surplless *et al.*, 2002; Cope *et al.*, 2005; She *et al.*, 2006) از عناصر کمیاب و نادر خاکی در این راستا مطمئن‌تر است، ولی این امر از کاربرد وسیع اکسیدهای عناصر



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه شاهین‌دژ به همراه موقعیت نمونه‌های متاپلیتی. اکتباس شده از نقشه تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور (خلقی و همکاران، ۱۳۷۳؛ مجرد، ۱۳۸۶). شهر شاهین‌دژ در شمال غرب منطقه و شهر تکاب در شرق ناحیه مورد مطالعه و خارج از نقشه فوق واقع شده‌اند.

کیانیت، آندالوزیت، کردیریت، استارولیت و گارنت بوده و در کرتاسه فوقانی با نفوذ توده گرانیتوید پپچاقچی مجدداً به صورت مجاورتی دگرگون شده‌اند که آثار آن در مطالعات بافتی و پتروگرافی شیبست‌ها بررسی شده است (Modjarrad *et al.*, 2007). تعیین تعداد فازهای دگرگونی و دگرشکلی، ترموبارومتری فاز اصلی دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی و مطالعه ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه به صورت تفصیلی انجام شده است (مجرد،

با توجه به وجود انواع سنگ‌های دگرگونی و ارتباط سنگ‌های دگرگونی و آذرین موجود در منطقه نام هم‌تافت دگرگونی شاهین‌دژ (Shahindezh Metamorphic Complex) و به اختصار SMC به آن اطلاق شده است (مجرد، ۱۳۸۶). سنگ‌های دگرگونی عبارتند از: متاپلیت، آمفیبولیت، مرمر، متاولکانیت و پاراگنیس. متاپلیت‌ها و گنیس‌ها جهت‌یافتگی ترجیحی نشان می‌دهند. متاپلیت‌های منطقه SMC دارای

اول در تعیین مدل ژئودینامیکی تکوین منطقه SMC و مورد دوم برای اثبات پیش فرض یکسانی شیمی سنگ کل شیست‌ها که بر روی آنها زمین‌دما فشارسنجی صورت گرفته (بسته بودن نسبی سیستم) و در حال تعادل بودن پاراژن‌های مشاهده شده در متاپلیت‌ها ضروری است.

۱۳۸۶، مجرد و همکاران، ۱۳۸۶). بر این اساس نوع دگرگونی منطقه SMC از نوع HT/L-MP ارزیابی شده است. جدول ۱ خلاصه پتروگرافی متاپلیت‌های منطقه را نشان می‌دهد. تعیین نوع و محل تشکیل رسوبات مادر متاپلیت‌ها و مقایسه ترکیب شیمیایی انواع میکا شیست‌ها در منطقه هدف اصلی این مطالعه است. مورد

جدول ۱- خلاصه پتروگرافی متاپلیت‌های آنالیز شده از منطقه SMC. حروف X برای کانی با فراوانی بالای ۱۰٪، x برای کانی با فراوانی بین ۵-۱۰٪ و حرف A برای محصول ثانویه به کار رفته است. علائم کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) گرفته شده است.

sample	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Ms	Als	St	Grt	Crd	Chl	Tur	Zrn	Ore
S29	X	x	X	X	X					x	t	t	t
S44B	X	x		X	x	X	x						
S44D	X		x	X	X	X							
S44G	X	x		X	X	X	X			A			
S45A	X	x		X	x	X							
S48A2	X		x	X	A						t		
S53A	X	x	X	X					X	A			t
S55A	X	x		X		x			X	x			
S58M	X	x		X	X	X	x		x				
S58N	X	x	X	X		x		X		A			
S58P	X	x	X	X				x		A			
S58T	X	x	X	X			x	x					
S60A	X	x	X	X		x							t
S68N	X	x	X	x									
S87B	X		x	X	x					x			t
S88C	X	x	X	X	x						t		
S89A	X	x		X	X	x			X	A			t
S90D	X	x	X	X	x	X			X	A			
S90E	X	x	X	X	x	X	x		X	A			
S91D	X	x		X	x	X					t	t	
S91F2	X	x	x	X		X			x				
S93A	X	x	x	X	x	x					t		t
S96A	X	x	x	X	X						t		

زمین‌شناسی منطقه

آرکئوزوییک) دچار گسل خوردگی، چین‌خوردگی و دگرگونی شده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). رسوبات کهر که بر روی سنگ‌های مزبور قرار دارند، دگرگونی ضعیفی در حد اسلیت و فیلیت نشان می‌دهند (مربوط به فاز محدود زیرگانین). سنگ‌های دولومیتی و فسیل‌دار (شواریا و سیرکولاریس) سازند سلطانیه واحد بعدی است که در شمال‌غرب و جنوب‌غرب منطقه دیده می‌شود (شکل ۱). سنگ‌های سازند لالون در شمال و شرق روستای خواجه‌لو برون‌زد دارند. این واحد با ناپیوستگی هم شیب توسط سنگ‌های سازند میلا پوشانده می‌شود. واحدهای سلطانیه و لالون هیچ اثری از دگرگونی را نشان نمی‌دهند. به‌نظر می‌رسد منطقه پس

منطقه SMC در زون ایران مرکزی واقع شده (آقانباتی، ۱۳۸۵) و سنگ‌های رسی دگرگون شده، قدیمی‌ترین واحد مشاهده شده در این ناحیه‌اند. این سنگ‌ها احتمالاً با واحدهای دگرگونی تفکیک نشده در ایران مرکزی (پشت بادام) هم‌ارز هستند. شباهت لیتولوژیک و سنی سنگ‌های دگرگونی تکاب در نزدیکی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های دگرگونی ایران مرکزی از طریق تعیین سن رادیومتری تایید شده است (Moazzen *et al.*, 2009). کوه‌زایی کاتانگایی در پرکامبرین پسین اتفاق افتاده است و بر اثر این کوه‌زایی سنگ‌های پیش از اینفراکامبرین (پروتروزوییک و

همکاران، ۱۳۸۷). همچنین، موقعیت نمونه برداری بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مشخص شده است (شکل ۱).

ژئوشیمی سنگ کل متاپلیت‌ها

اغلب متاپلیت‌های منطقه SMC دارای ۵۸-۷۲ درصد سیلیس هستند. فراوانی اکسید آلومینیم در آنها بیشتر در طیف ۱۱-۱۸ درصد است. اکسید آهن کل که به صورت آهن سه ظرفیتی گزارش شده، تغییراتی بین ۴-۸ درصد داشته و اکسید منیزیم اغلب از ۲ تا ۴ درصد در تغییر بوده است. مقدار اکسید تیتانیم کمتر از ۱ درصد و فراوانی منگنز بسیار اندک و قابل اغماض است. برخی از عناصر کمیاب و واسطه نیز مورد سنجش قرار گرفته‌اند که در بخش مربوط به نمودارهای چندعنصری مورد بحث قرار می‌گیرند (جدول ۲).

تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب SiO_2 ترسیم شده است. روند نزولی آهن، منیزیم، تیتانیم و آلومینیم با افزایش سیلیس خطی و واضح است (شکل ۲). نمونه‌های پر سیلیس از محتوای Al ، Fe ، Mg و Ti کمتری برخوردارند. به همین دلیل، کانی‌های شاخص دگرگونی سنگ‌های رسی که اغلب فرومنیزین و غنی از آلومینیم هستند (مانند گارنت، کلدیریت، استارولیت و آلومینوسیلیکات‌ها) در آنها کمتر متبلور شده‌اند. روند مربوط به کلسیم، سدیم، پتاسیم و فسفر غیر خطی و پراکنده است. به همین دلیل، از آوردن نمودار این عناصر اجتناب شده است. علت این پراکندگی به احتمال زیاد به فرایندهای ثانوی، از قبیل آلتراسیون فلدسپارها و کانی‌های متفرقه مربوط است.

از تشکیل نهشته‌های میلا، در کامبرین میانی، اردوئیسین، سیلورین، دونین و کربونیفر بیرون از آب بوده است. رسوبات ژوراسیک تنها در بخش کوچکی در جنوب غرب منطقه دیده می‌شود. رسوبات کرتاسه بالایی در جنوب غرب منطقه از آهک‌های مارنی نازک لایه واجد فسیل‌های با سن سانتونین - ماستریشتین تشکیل شده است. سازند قم در زمان الیگوسن بالا - میوسن ایجاد شده، در شرق و جنوب شرق منطقه مشاهده می‌شود (خلقی و همکاران، ۱۳۷۳). سنگ‌های آلکالی‌گرانیته‌ی روشن که همواره با گنیس‌ها همراه هستند، به صورت لکه‌های کوچک و متعدد در منطقه بروزند دارند. سنگ‌های گرانیته‌ی و گرانودیوریتی به‌طور عمده در حوالی روستای پیچاقچی و قره‌زاغ و بروزندهای کوچکتری در محمودآباد، زید کندی و خزایی بالا دیده می‌شود (شکل ۱). زمان نفوذ این توده توسط سن‌یابی K-Ar کرتاسه فوقانی - پالئوسن تعیین شده است (خلقی و وثوقی عابدینی، ۱۳۸۲).

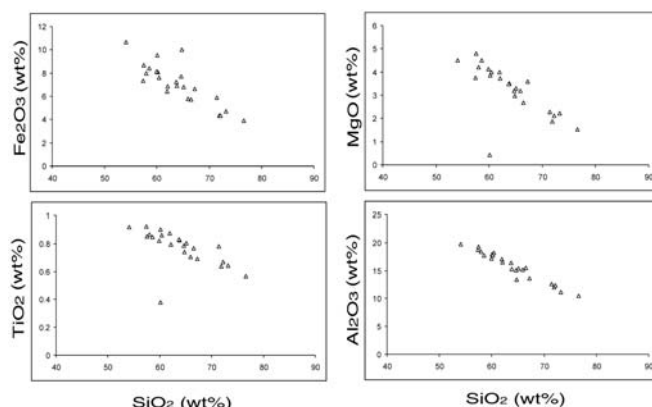
روش انجام پژوهش

از شیمی سنگ کل متاپلیت‌ها، علاوه بر استفاده در تعیین دقیق‌تر کانی‌های در حال تعادل می‌توان برای مشخص کردن نوع سنگ رسوبی اولیه و همچنین سنگ آذرین مادر رسوبات بهره برد. به همین منظور ۲۳ نمونه از متاپلیت‌های منطقه SMC به‌عنوان معرف انتخاب شده و در انیستیتو تحقیقاتی GFZ آلمان (Geochemisches Forschungszentrum) و آزمایشگاه ALS CHEMEX کانادا به‌روش XRF تجزیه شده است. علاوه بر اکسیدهای اصلی، فراوانی ۱۱ عنصر کمیاب برای نمونه‌ها گزارش شده است. جدول ۲ نتایج آنالیز شیمیایی بر روی متاپلیت‌های منطقه را نشان می‌دهد. مقاطعی که شماره آنها در مقاله آمده است، در مطالعات قبلی به تفصیل بررسی شده‌اند (مجرد، ۱۳۸۶؛ مجرد و

جدول ۲- نتایج آنالیز XRF بر روی متاپلیت‌های منطقه SMC.

Sample	S29	S44B	S44D	S44G	S45A	S48A2	S53A	S55A	S58M	S58N	S58P
(wt%)											
SiO ₂	71.9	65.1	60.4	63.8	54.1	57.4	61.9	58.0	58.6	64.7	64.8
TiO ₂	0.639	0.803	0.861	0.828	0.921	0.923	0.874	0.867	0.846	0.86	0.740
Al ₂ O ₃	12.1	15.4	18.2	15.3	19.8	18.8	17.1	18.4	17.7	15.1	13.4
Fe ₂ O ₃	4.3	6.80	7.62	6.92	10.68	7.32	6.44	7.99	8.40	7.72	10.04
MnO	0.030	0.058	0.076	0.075	0.05	0.039	0.046	0.060	0.076	0.029	0.048
MgO	1.88	3.29	3.98	3.52	4.50	3.74	4.00	4.20	4.50	3.20	2.96
CaO	0.58	0.95	0.88	1.54	0.46	0.75	1.57	0.63	1.00	0.64	0.91
Na ₂ O	2.16	2.50	1.81	3.14	1.69	3.57	3.41	1.91	2.94	0.98	2.92
K ₂ O	2.25	2.77	3.52	2.81	4.34	4.49	1.89	4.37	3.42	2.73	1.84
P ₂ O ₅	0.158	0.194	0.215	0.201	0.246	0.209	0.372	0.184	0.257	0.324	0.26
H ₂ O	2.61	1.66	1.82	1.32	2.59	2.13	1.70	2.87	1.82	3.13	1.72
CO ₂	1.16	0.11	0.24	0.16	0.11	0.05	0.6	0.13	0.07	0.16	0.11
Total	99.8	99.6	99.6	99.7	99.5	99.4	99.7	99.6	99.6	99.5	99.7
(ppm)											
Ba	533	726	665	711	821	1282	608	996	856	373	222
Rb	56	79	105	86	122	109	45	120	99	74	42
Sr	79	92	97	142	86	164	469	98	161	71	131
Cr	63	91	111	94	128	110	118	114	110	88	65
Ni	26	50	52	45	0	46	52	55	60	22	27
V	79	138	169	114	168	169	138	173	173	110	88
Nb	11	12	12	11	14	14	14	13	8	13	11
Y	24	28	2	28	27	36	36	34	38	29	32
Zr	203	187	194	185	196	216	199	194	198	203	180
Ga	14	20	23	21	31	26	23	28	26	18	18
Zn	16	53	82	65	64	32	28	49	54	25	22

Sample	S58T	S60A	S68N	S87B	S88C	S89A	S90D	S90E	S91D	S91F2	S93A	S96A
(wt%)												
SiO ₂	71.4	66.5	76.6	72.2	62.1	65.9	60.2	63.7	59.9	57.5	73.2	67.2
TiO ₂	0.781	0.770	0.565	0.671	0.794	0.707	0.902	0.831	0.820	0.853	0.643	0.693
Al ₂ O ₃	12.6	15.5	10.5	12.4	16.5	15.2	17.7	16.4	17.2	19.3	11.2	13.6
Fe ₂ O ₃	5.90	5.74	3.90	4.32	6.85	5.81	8.10	7.24	8.13	8.67	4.73	6.64
MnO	0.048	0.035	0.034	0.021	0.030	0.035	0.053	0.044	0.059	0.062	0.050	0.042
MgO	2.28	2.67	1.52	2.11	3.73	3.19	3.85	3.47	4.13	4.80	2.23	3.60
CaO	0.47	0.67	0.75	0.43	0.36	0.52	0.72	0.56	0.88	0.84	0.90	0.89
Na ₂ O	2.96	2.47	1.64	2.59	1.96	2.54	3.15	2.92	2.42	1.44	2.67	2.30
K ₂ O	1.36	2.42	2.37	2.05	3.70	2.29	2.82	2.69	3.52	3.47	1.92	2.80
P ₂ O ₅	0.240	0.101	0.134	0.195	0.186	0.160	0.193	0.158	0.208	0.301	0.150	0.186
H ₂ O	1.62	2.53	1.57	2.17	3.07	2.54	1.91	1.65	2.06	2.14	1.61	1.51
CO ₂	0.09	0.26	0.19	0.56	0.29	0.79	0.06	0.03	0.20	0.26	0.39	0.11
Total	99.7	99.6	99.7	99.7	99.6	99.7	99.7	99.7	99.6	99.6	99.7	99.6
(ppm)												
Ba	268	566	760	372	569	419	672	645	880	697	665	619
Rb	41	72	69	42	115	77	84	74	98	111	51	72
Sr	192	152	128	45	65	120	171	131	106	78	133	92
Cr	80	93	63	68	98	100	105	94	104	112	89	77
Ni	29	39	14	31	38	51	89	50	51	57	36	36
V	91	130	73	80	150	188	145	142	157	175	85	110
Nb	12	12	10	9	12	11	14	15	12	2	10	2
Y	28	32	24	25	31	25	36	30	34	40	26	37
Zr	297	193	215	223	186	167	206	197	198	197	212	179
Ga	15	20	14	14	24	20	26	25	27	25	12	19
Zn	42	36	23	17	34	24	38	33	63	48	21	26

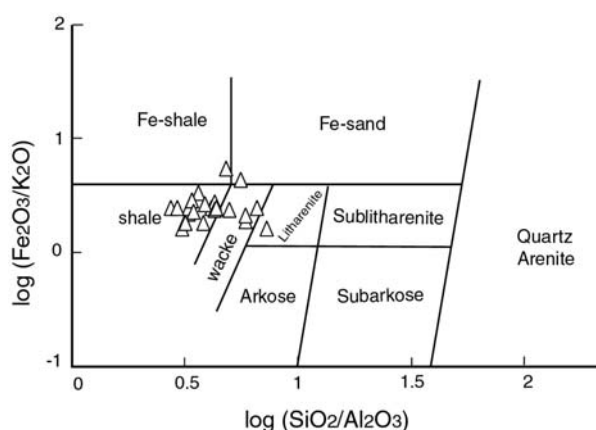


شکل ۲- دیاگرام تغییرات اکسیدهای آهن، تیتانیوم، منیزیم و آلومینیم بر اساس SiO_2 برای متاپلیت‌های منطقه SMC.

با توجه به قدیمی بودن این سنگ‌ها (تعلق به پرکامبرین) چرخه مکرر فرسایش و رسوب‌گذاری مجدد برای آنها قابل پیش‌بینی است. بر اساس نمودارهای Floyd و همکاران (۱۹۸۹) سنگ آذرین مولد این رسوبات از نوع حد واسط تا اسیدی بوده است (شکل‌های ۵- a و ۵- b). با استفاده از نمودارهایی که بر پایه دو عنصر غیر متحرک Ti و Zr طراحی شده‌اند (Winchester and Floyd, 1977; Hallberg, 1984)، مشخص شد سنگ آذرین اصلی ترکیبی در حد آندزیت تا ریوداسیت داشته است (شکل‌های ۶- a و ۶- b). شایان ذکر است در شمال و شمال‌شرق منطقه سنگ‌های خروجی تا حد واسط پرکامبرین شامل ریولیت و آندزیت تراکیتی تا آندزیت داسیتی به صورت لکه‌های بزرگ برونزد دارند (خلقی و همکاران، ۱۳۷۳). از میان عناصر اصلی و کمیاب آلومینیم، تیتانیوم و زیرکونیم از بقیه در طی هوازدگی شیمیایی کمتر متحرک‌اند. مقدار قابل توجهی از تیتانیوم و زیرکونیم در کانی‌های مقاوم مانند زیرکن، روتیل و ایلمنیت حفظ می‌شوند. لذا از این عناصر می‌توان با اطمینان بیشتری برای تعیین زادگاه رسوبی اولیه بهره برد. طبقه‌بندی سنگ‌های رسوبی بر پایه Zr و Ti ارائه شده توسط Garcia و همکاران (۱۹۹۴) متاپلیت‌ها و ترکیب رسوبات اولیه منطقه را بین شیل و ماسه سنگ ارزیابی می‌کند (شکل ۶- c).

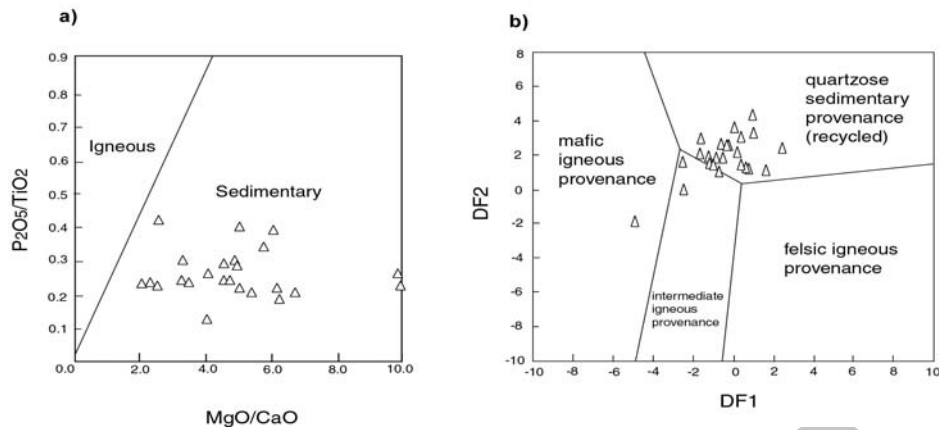
(۱) طبقه‌بندی پروتولیت متاپلیت‌ها و تعیین سنگ

منشأ رسوب: با استفاده از عناصر اصلی موجود در متاپلیت‌ها می‌توان به نوع سنگ رسوبی قدیمی پی برد. نمودار Herron (۱۹۸۸) برای این منظور به کار رفته است. در این نمودار که بر مبنای تغییرات لگاریتمی $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ طراحی شده، اغلب نمونه‌ها در محدوده شیل و فقط چند نمونه در قسمت گریوک قرار گرفته‌اند (شکل ۳).



شکل ۳- نمودار طبقه‌بندی نمونه‌های رسی (Herron, 1988). بیشتر نمونه‌ها در محدوده شیل و وکی قرار گرفته‌اند.

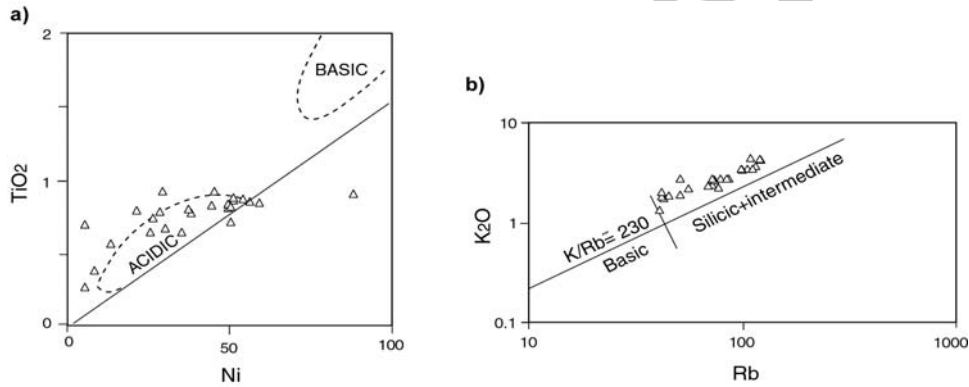
با در دست داشتن اکسید عناصر اصلی متاپلیت‌ها و نمودارهای Werner (۱۹۸۷) و Roser و Korsch (۱۹۸۸) سنگ منشأ متاپلیت‌های منطقه SMC از نوع رسوبی تعیین شده است (شکل‌های ۴- a و ۴- b). تنها برخی نمونه‌های گارنت‌دار منشأ آذرین نشان می‌دهند.



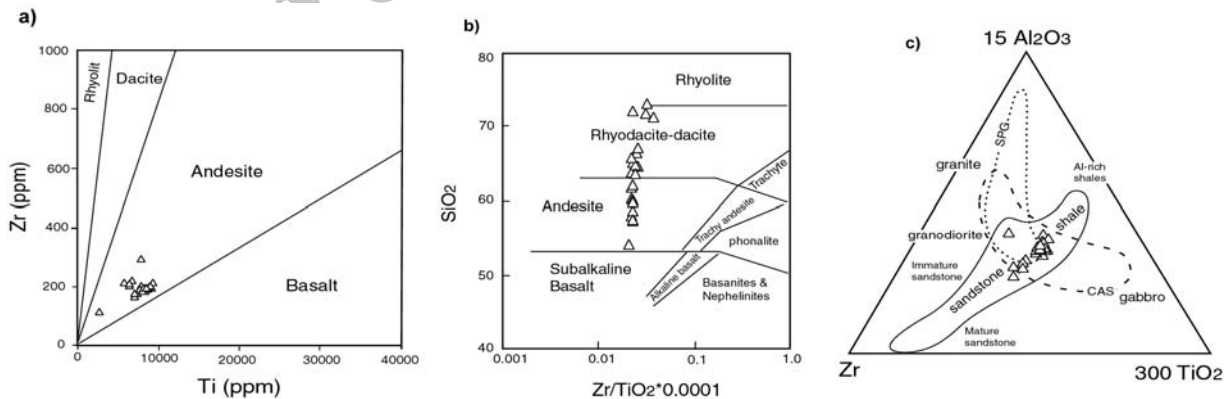
شکل ۴- a) نمودار تمایز سنگ منشأ رسوبی و آذرین (Werner, 1987) که در آن همه نمونه‌ها در محدوده رسوبی قرار گرفته‌اند، b) نمونه‌های رسی منطقه در نمودار توابع تشخیصی (Roser and Korsch, 1988) بیشتر منشأ رسوبی کوارتزی را نشان می‌دهند.

$$DF1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3 (t) / Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$$

$$DF2 = 56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3 (t) / Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$$

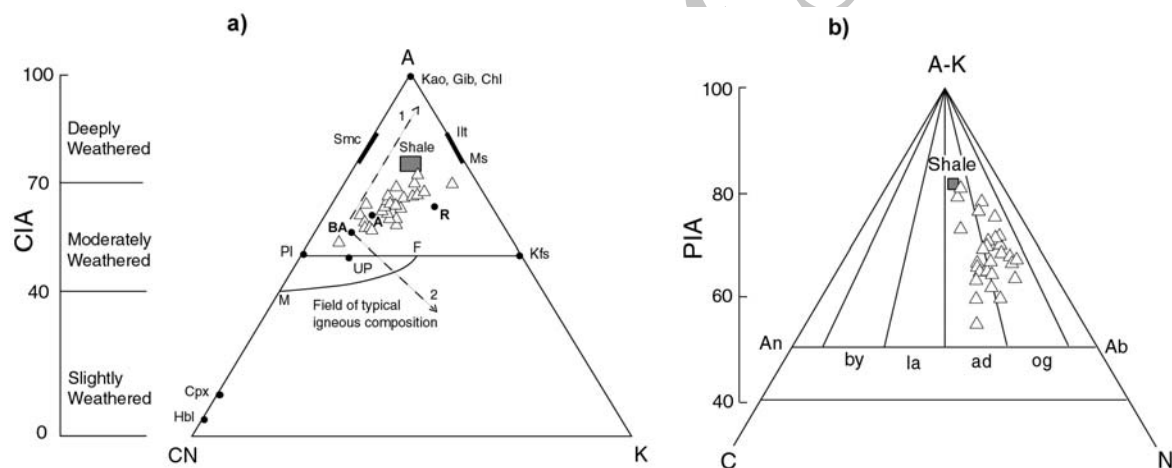


شکل ۵- a) نمودار TiO_2 بر پایه Ni مشخص می‌کند متاپلیت‌های منطقه SMC منشأ اسیدی داشته‌اند. محدوده‌های اسیدی و بازی در این نمودار توسط Floyd و همکاران (۱۹۸۹) تعیین شده است، b) نمودار $Rb-K_2O$ نشان‌دهنده منشأ سیلیسی - حد واسط برای رسوبات مادر منطقه است (Floyd et al., 1989). نسبت K/Rb برابر حدود ۲۳۰ بیانگر یک روند ماگمایی است (Shaw, 1968).



شکل ۶- a) نمودار $Zr-Ti$ برای تعیین منشأ آذرین رسوبات منطقه به‌کار گرفته شده است (Hallberg, 1984). نمونه‌ها در محدوده آندزیت واقع شده‌اند، b) بر اساس نمودار ارائه شده توسط Winchester و Floyd (۱۹۷۷) رسوبات مادر متاپلیت‌ها از فرسایش سنگ‌های آندزیتی تا ریوداسیتی حاصل شده‌اند، c) مثلث $Zr-Al-Ti$ ارائه شده توسط Garcia و همکاران (۱۹۹۴) رسوبات مادر متاپلیت‌ها را از نوع شیل و ماسه سنگ مشخص کرده است.

می‌شود. شاخص دگرسانی فلدسپارها بدون در نظر گرفتن پتاسیم در سنگ آذرین (PIA)، حدود ۶۰-۸۰ درصد بوده است (Fedo *et al.*, 1995, 1997). با استفاده از این نمودار مثلثی نوع پلاژیوکلاز موجود در سنگ آذرین مادر رسوبات الیگوکلاز تا آندزین تخمین زده می‌شود (شکل ۷-ب). گرچه بیشترین کاربرد این فاکتورها در علم خاکشناسی است (Rashid, 2005)، ولی به‌طور گسترده توسط پتروژئولوژیست‌های دگرگونی برای تعیین درجه دگرسانی سنگ مادر متاپلیت‌ها (Sun *et al.*, 2008; Sifeta *et al.*, 2005; Long *et al.*, 2008; Yan *et al.*, 2007) استفاده شده است.



شکل ۷-ا) مثلث ACNK طراحی شده توسط Nesbit و Young (۱۹۸۴) و Vergara و همکاران (۱۹۹۵) برای تعیین منشأ آذرین و نیز درصد هوازدگی آن استفاده شده است. در این نمودار $A=Al_2O_3$ ، $CN=CaO+Na_2O$ و $K=K_2O$ هستند. منشأ بین ریولیت تا آندزیت و هوازدگی حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد برای متاپلیت‌ها ارزیابی می‌شود. در ضمن، منشأ آندزیت تا ریولیت برای رسوبات مشخص شده است. (b) نمودار مثلثی PIA ارائه شده توسط Fedo و همکاران (۱۹۹۵، ۱۹۹۷) برای تعیین نوع پلاژیوکلاز سنگ آذرین منشأ رسوبات و درصد دگرسانی پلاژیوکلاز. پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین برای سنگ حد واسط آذرین و دگرسانی ۶۰ تا ۸۰٪ برای آن نتیجه گرفته شده است. در هر دو نمودار علامت مثلث برای نمونه‌های مطالعه حاضر و مربع برای نمایش ترکیب استاندارد شیل به‌کار رفته است.

ترک می‌کنند (Middelburg *et al.*, 1988) باید در به‌کار بردن نمودارهای تعیین منشأ رسوبات احتیاط کرد. بر اساس نمودارهای موجود نمونه‌های تجزیه شده از منطقه SMC اغلب در محدوده حاشیه فعال قاره و تعداد کمی در

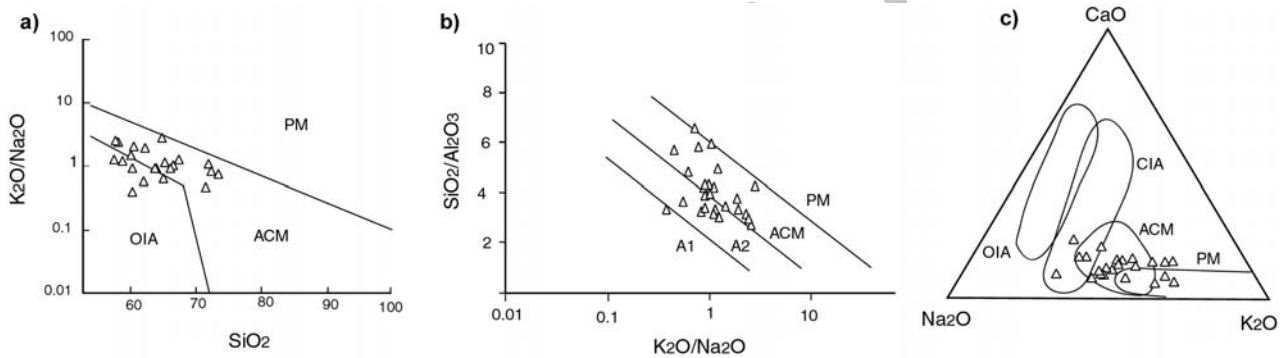
(۲) درجه دگرسانی سنگ منشأ: برای تعیین درصد هوازدگی سنگ آذرین منشأ رسوبات، از نمودارهای مثلثی ACNK بر پایه اکسیدهای عناصر آلومینیم، پتاسیم، سدیم و کلسیم استفاده می‌شود. بر این اساس، متاپلیت‌های SMC از دگرسانی با درجات متوسط به بالا از سنگ منشأ آذرین با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی حاصل شده‌اند (شکل ۷-ا). شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) که توسط Nesbit و Young (۱۹۸۴) تعریف شده، برای این نمونه‌ها حدود ۶۰-۷۰ درصد بوده است. در سنگ‌های آذرین اسیدی تا حد واسط، پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به سرعت به کائولینیت و گیبسیت تجزیه

(۳) تعیین محیط تکتونیکی تشکیل رسوب:

با استفاده از نمودارهای متمایز کننده می‌توان به محیط تکتونیکی تشکیل سنگ رسوبی پی برد. گرچه به‌دلیل متحرک بودن بعضی عناصر، مانند Ca و Na که با درجه هوازدگی متوسط سیستم را

فرورانش تکاب (Moazzen *et al.*, 2009) توسط مطالعات منطقه‌بندی دگرگونی و مقاطع شیب زمین گرمایی، قوت گرفته است (مجرد، ۱۳۸۶). فرض اساسی درباره نمودارهای متمایز کننده سنگ‌های رسوبی این است که رابطه نزدیکی بین جایگاه تکتونیکی و منشأ رسوب وجود دارد. با این حال، در به کار گرفتن این نمودارها و ارائه تفسیرها باید محتاط بود، زیرا ممکن است بعضی رسوبات از جایگاه تکتونیکی اصلی خود به حوضه رسوبی در یک محیط تکتونیکی متفاوت حمل شوند (McLennan, 1990).

محدوده جزایر قوسی قرار می‌گیرند (شکل ۸-ا تا ۸-ج). محدوده جزایر قوسی شامل رسوبات نزدیک به حوضه‌های پشت قوس است. نمونه‌های سنگ‌های حوضه پشت قوس ولکانیکی در محدوده جزایر قوسی و گل‌های همراه آنها در محدوده حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (Rollinson, 1993). شایان ذکر است که شیل و گریوک (آنچه در شرق شاهین‌دژ رسوب کرده است) بیشتر در حوضه‌های با فرونشست سریع و حاشیه فعال قاره‌ها تشکیل می‌شود. احتمال تعلق منطقه مورد مطالعه به بازوی کششی عقیم حاشیه فعال قاره



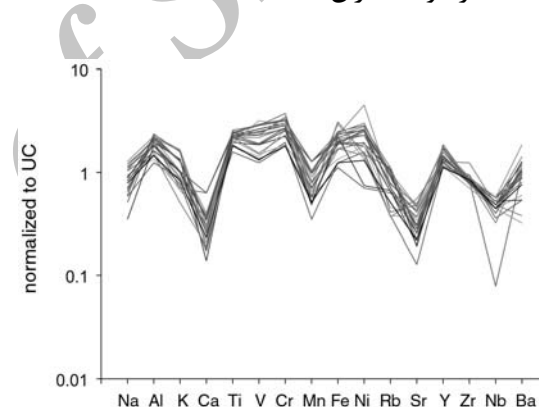
شکل ۸-ا) نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات مادر (Roser and Korsch, 1986). بیشتر نمونه‌ها محیط حاشیه فعال قاره و مرز با محیط پشت قوس در پوسته اقیانوسی یا پوسته قاره‌ای نازک شده را نشان می‌دهند، (b) نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات بر پایه اکسیدهای اصلی (Maynard *et al.*, 1982). اغلب نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره و یا محیط پشت قوس با ترکیب حد واسط در پوسته اقیانوسی یا پوسته قاره‌ای نازک شده جا گرفته‌اند، (c) نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات ارائه شده توسط Toulkeridis (۱۹۹۹) است که در آن اغلب نمونه‌ها محیط حاشیه فعال قاره را نشان می‌دهند.

Mn (به علت عدم تحرک این عناصر) و غنی‌شدگی در حد متوسط از Y، Ba و Al و برخی عناصر واسطه نشان می‌دهند. آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای و مشارکت پوسته در ژئوشیمی سنگ منشأ بوده، نیز مشخصه حوضه‌های پشت قوس در حاشیه فعال قاره محسوب می‌شود (بخش ۳). Sr و Ca طی هوازنگی به سرعت از سیستم خارج می‌شوند. به همین دلیل، آنومالی منفی این عناصر در الگو ایجاد شده است (شکل ۹).

(۴) نمودار چند عنصری: به منظور بررسی الگوی عناصر کمیاب و واسطه در متاپلیت‌های SMC نمودار چند عنصری به‌هنجار شده نسبت به پوسته فوقانی (Taylor and McLennan, 1981) برای این سنگ‌ها ترسیم شده است (شکل ۹). الگوی به‌دست آمده با پوسته فوقانی متفاوت است، ولی تشابه روندها برای ۲۳ نمونه قابل توجه است. نمونه‌های مطالعه شده آنومالی منفی شدیدی از Ca و Sr، تهی‌شدگی خفیفی از Nb و

همان گونه که شکل نشان می‌دهد موقعیت نمونه‌ها تقریباً با هم مشابه بوده و نیز در مثلث پاراژنتیک یا ببر روی خط اتصال (Tie line) بین کانی‌های واقع شده‌اند. این مطلب خود دلیلی بر در حال تعادل بودن این مجموعه‌ها با هم در تناسب با ترکیب شیمی سنگ کل است. تشابه موقعیت نمونه‌ها در این نمودارها نیز نشان می‌دهد دلیل اصلی پیدایش مجموع‌های کانیایی متعدد در این منطقه تغییرات دما و فشار و شدت درجه دگرگونی است و تفاوت چندانی از نظر ترکیب ماده اولیه وجود ندارد (شکل ۱۰). شیمی سنگ کل متاپلیت‌های منطقه SMC از لحاظ فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی مشابه ترکیبات میانگین ارائه شده توسط دانشمندان است (جدول ۳)؛ به‌خصوص شباهت زیادی با ترکیب متوسط ارائه شده توسط Shaw (۱۹۵۶) دیده می‌شود. لذا می‌توان به‌منظور بررسی امکان پایداری فازهای ذکر شده به‌عنوان پاراژنز از مقاطع ترکیبی ترسیم شده بر اساس مطالعات آزمایشگاهی برای سنگ‌های متاپلیتی با ترکیب متوسط استفاده کرد. از جمله مقطع ترسیم شده توسط Wei و همکاران (۲۰۰۴) در سیستم KFMASH برای ترکیب میانگین متاپلیت‌ها (ارائه شده توسط Mahar و همکاران، ۱۹۹۷)، بهره گرفته شده است (شکل ۱۱-a). مقطع ترسیم شده به‌وسیله Pattison (۲۰۰۶) برای ترکیب سنگ کل متاپلیت‌های شاخص منطقه بالا هولیش در اسکاتلند (شکل ۱۰-b) بسیار مشابه مقطع طراحی شده توسط Wei و همکاران (۲۰۰۴) است. تفاوت اندکی در محدوده پایداری بعضی پاراژنزها بین این دو مقطع وجود دارد. از جمله مجموعه‌های مشاهده شده در منطقه SMC مجموعه بیوتیت+مسکویت+استارولیت (نمونه S48B) است. بر اساس مقاطع ارائه شده توسط Pattison (۲۰۰۶) و Wei و همکاران (۲۰۰۴) حداقل فشار مورد نیاز برای ظهور چنین پاراژنزی ۵ کیلوبار در دمای ۶۲۰-۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۱).

آنومالی مثبت Cr، V و Fe نشان‌دهنده حضور کانی‌های فرومنیزین، مانند: بیوتیت، کردیریت، استارولیت و گارنت است. منگنز اغلب در کرنات‌ها جمع می‌شود. آنومالی منفی این عنصر در متاپلیت‌ها نشان‌دهنده عدم حضور این دسته از کانی‌هاست که در مطالعات پتروگرافی و آنالیز میکروپروب تایید شده است (مجرد، ۱۳۸۶). مقادیر Ba و Rb در این سنگ‌ها به اندازه پوسته فوقانی بوده، عناصر قلیایی و آلومینیم فراوانی قابل توجهی دارند. حجم بالای آلکالی‌فلدسپار و آلومینوسیلیکات‌ها در متاپلیت‌های مورد مطالعه که جمع‌کننده این عناصر است این فراوانی‌ها را توجیه می‌کند (مجرد و همکاران، ۱۳۸۷).



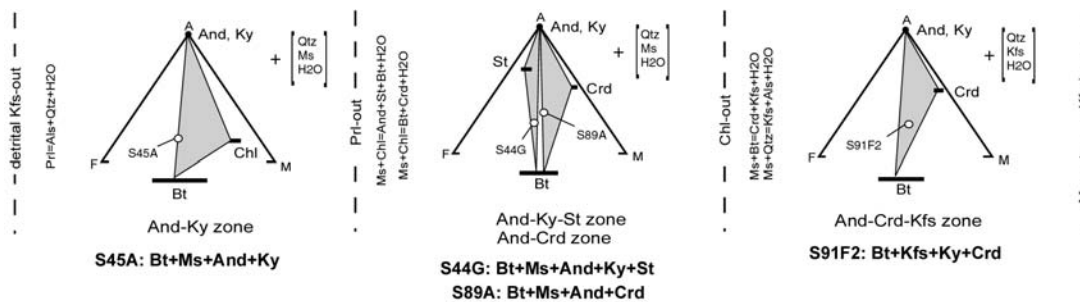
شکل ۹- الگوی تغییرات چندین عنصری متاپلیت‌های منطقه SMC که نسبت به میانگین پوسته فوقانی (Taylor and McLennan, 1981) به‌هنجار شده‌اند. شباهت الگوی تغییرات عناصر برای ۲۳ نمونه از سنگ‌های آنالیز شده قابل توجه است.

(۵) بررسی تأثیر شیمی سنگ کل بر مجموعه‌های

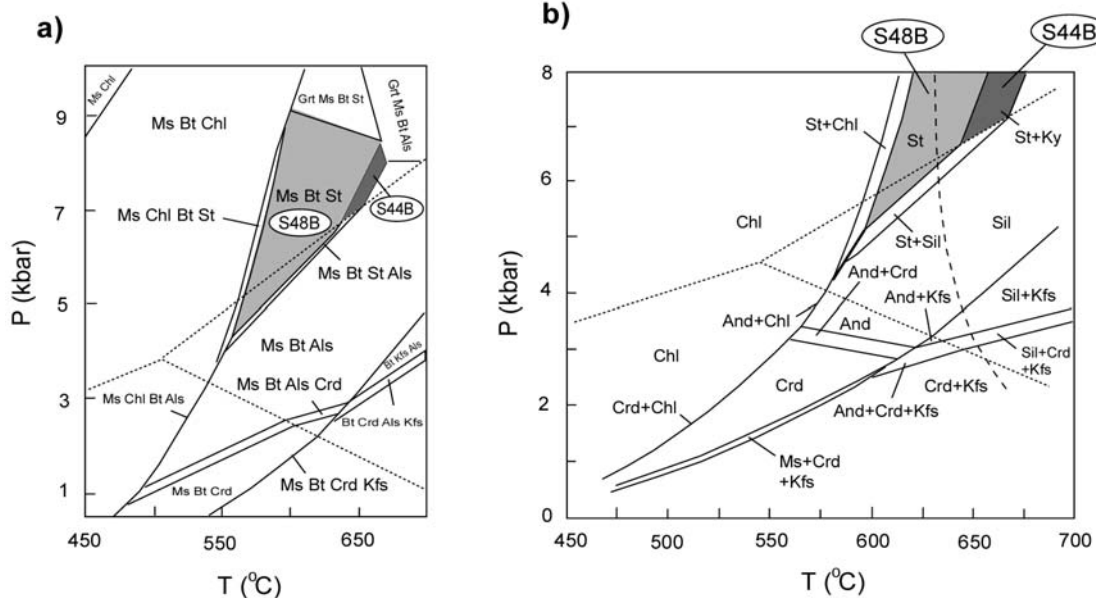
کانیایی پایدار دگرگونی: به‌منظور بررسی ترکیب شیمی سنگ کل متاپلیت‌ها از نمودارهای سازگاری AFM که در آنها کوارتز، آب و مسکویت یا آلکالی‌فلدسپار همواره به‌عنوان فاز اضافی حضور دارند، استفاده شد (شکل ۱۰). با توجه به در دست داشتن آنالیز شیمیایی متاپلیت‌ها تعداد ۴ نمونه با پاراژنزهای معرف انتخاب و موقعیت ترکیبی نمونه‌ها در نمودارهای AFM پیاده شد.

جدول ۳- متوسط داده‌های تجزیه سنگ کل از ۲۳ نمونه مشابه از متاپلیت‌های SMC. علامت‌ها شامل: Avg-SF: متوسط متاپلیت‌ها ارائه شده توسط Symmes و Ferry (۱۹۹۲)، Avg-S: میانگین متاپلیت‌های درجه متوسط پیشنهادی Shaw (۱۹۵۶) و Avg-A: متوسط متاپلیت‌های در حد آمفیبولیت ارائه شده توسط Ague (۱۹۹۱). ترکیب میانگین متاپلیت‌های منطقه بجز درصد سیلیس به ترکیب ارائه شده به‌وسیله Shaw (۱۹۵۶) بسیار شبیه است.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO
Avg-SMC	64.22	15.62	6.97	0.77	3.36	2.43	2.86	0.05
Avg-SF	70.59	11.54	5.81	2.75	4.61	1.98	2.66	0.07
Avg-S	70.61	14.26	6.76	0.65	3.37	1.57	2.78	0.07
Avg-A	64.76	13.70	8.96	1.90	5.54	2.01	2.95	0.18



شکل ۱۰- نمودارهای سازگاری ترسیم شده برای متاپلیت‌های منطقه SMC به‌همراه موقعیت واقعی ترکیبی نمونه‌ها و پاراژنهای مشاهده شده زیر میکروسکوپ



شکل ۱۱- (a) سودسکشن دما - فشار تهیه شده توسط Wei و همکاران (۲۰۰۴) برای ترکیب میانگین سنگ‌های متاپلیتی (Mahar *et al.*, ۱۹۹۷) (b) سودسکشن دما - فشار ترسیم شده توسط Pattison و همکاران (۲۰۰۶). محدوده پایداری آلومینوسیلیکات‌ها در این دیگرام از Pattison (۱۹۹۲) است. محدوده‌های خاکستری، پایداری فازهای را در نمونه‌های داخل بیضی نشان می‌دهند. در این نمودار، در فشار حدود ۶ کیلوپار که قبلاً برای اوج دگرگونی ناحیه‌ای در شرق شاهین‌دژ محاسبه شده است (جدول ۴)، با افزایش دما به ترتیب مجموعه‌های: (۱) مسکوویت+بیوتیت+کلریت، (۲) مسکوویت+بیوتیت+کلریت+استارولیت، (۳) مسکوویت+بیوتیت+استارولیت و (۴) مسکوویت+بیوتیت+استارولیت+کیانیت قابل مشاهده‌اند.

جدول ۴- خلاصه‌ای از نتایج ترموبارومتري دگرگونی ناحیه‌ای اصلی متاپلیت‌های منطقه SMC (مجرد و همکاران، ۱۳۸۷) (منابع گارنت - بیوتیت دماسنجی عبارتند از: B: Bhattacharya *et al.*, 1992; D: Dasgupta *et al.*, 1991; PL: Perchuk and Lavretova, 1983)

Sample No.	paragenesis	(max T) Grt-Bt thermometry			THERMOCALC			
		B	D	PL	av. P	av. T	Cor	f
S58T	Qtz+Pl+Kfs+Bt+Grt	666	637	663				
S58N	Qtz+Pl+Kfs+Bt+Grt	720	700	711				
S58P	Qtz+Pl+Kfs+Bt+Grt	733	720	722				
S44B	Qtz+Pl+Bt+Ms+Ky+St				7.2±1.5 kbar	672±71 °C	0.815	1.77
S55A	Qtz+Pl+Bt+Chl+Ky+Crd				5.5±1.3 kbar	618±48 °C	0.989	0.95
S58M	Qtz+Pl+Bt+Ms+Ky+St+Crd				5.9±0.5 kbar	676±31 °C	0.871	1.02

بیوتیت ایجاد شود. مورد اخیر با مشاهدات پتروگرافی در شیست‌های SMC تناسب دارد (در نمونه S62C داخل پورفایروبلاست‌های کردیریت، استارولیت‌های ریز به صورت خلیجی باقی مانده‌اند (مجرد، ۱۳۸۶). با توجه به کاهش فشار طی مسیر پس‌رونده دگرگونی ناحیه‌ای اصلی و انجام واکنش پلی مورفی، تبدیل کیانیت به آندالوزیت به صورت ناقص بوده، که باعث باقی ماندن کیانیت به صورت نیمه پایدار (یا ناپایدار) در منطقه پایداری سیلیمانیت شده است (مجرد و همکاران، ۱۳۸۷). واکنش‌های احتمالی رخ داده برای تشکیل چنین مجموعه‌ای (جدول ۴) که بر مبنای ترکیب شیمیایی واقعی کانی‌ها و محاسبات برنامه ترموکالک (Holland and Powell, 1998) تعیین شده‌اند هم‌دیگر را در فشارهای حدود ۶ و انحراف از معیار ۰/۵ کیلوبار قطع می‌کنند، ولی احتمال شرایط غیر تعادلی حین تشکیل این مجموعه را نباید از نظر دور داشت.

نتیجه‌گیری

مطالعات ژئوشیمیایی بر روی سنگ کل متاسدیمنت‌ها اطلاعات ارزشمندی دربارهٔ زادگاه رسوبی، محیط تکتونیکی و امکان وجود تعادل بین پارائزهای کانیایی را در اختیار قرار می‌دهد. به طوری که در خصوص حوضه‌های بسیار قدیمی که چندین بار دچار فرایندهای تخریب، رسوب‌گذاری و حتی دگرگونی

از دیگر پارائزها که به صورت وسیع در منطقه مشاهده شده است، پارائز کیانیت+استارولیت در حضور میکاهاست که نشان‌دهنده شرایط اوج دگرگونی در SMC بوده است (نمونه S44B). بر پایه مقاطع تجربی ارائه شده برای متاپلیت‌های رایج، محدوده پایداری این مجموعه باریک و از ۶/۵ کیلوبار به بالا در دمای ۶۷۰-۶۴۰ درجه سانتی‌گراد است (بازه دمایی این محدوده در مقطع Wei و همکاران (۲۰۰۴) باریک‌تر است. این دما و فشار توسط روش‌های ترموبارومتري تبادل کاتیونی و تعادلی چندگانه برای منطقه SMC به دست آمده است (جدول ۴). در هیچ یک از نمودارهای مذکور، محدوده‌ای برای مجموعه استارولیت+کردیریت پیشنهاد نشده است (شکل ۱۱)، در حالی که پارائز بیوتیت+مسکویت+کیانیت+استارولیت+کردیریت (نمونه S58M) در منطقه مشاهده شده است.

تبلور کردیریت‌ها طی فاز اصلی دگرگونی ناحیه‌ای در مطالعات قبلی به تفصیل مورد بحث قرار گرفته و به استناد شواهد بافتی، از قبیل: وجود سایه فشاری و چرخش روند اینکلوزن‌های داخل پورفایروبلاست‌ها تایید شده است. تنها در شبکه پتروژنتیکی نیمه کمی ارائه شده توسط Hart و Hudson (۱۹۷۹) استارولیت و کردیریت در فشارهای پایین تا متوسط در حال تعادل هستند (مجرد، ۱۳۸۶؛ مجرد و همکاران، ۱۳۸۷). کردیریت می‌تواند از واکنش استارولیت و کلریت و یا

سیستم استوار است، دارای ارزش بوده، به واقعیت نزدیک است.

مهم‌ترین عاملی که باعث پیدایش پاراژنهای مختلف در منطقه شده است، تفاوت شرایط ترمودینامیکی (P-T) بوده و متغیری به نام ترکیب شیمیایی پروتولیت در این مورد نقش اساسی نداشته است. پس می‌توان با اطمینان بیشتری به نتایج حاصل از مطالعات قبلی برای تعیین شرایط مذکور نگریست. از طرفی، صرفه‌نظر از مطالعات بافتی تنها وسیله‌ای که می‌توان از آن برای تایید در حال تعادل بودن کانی‌ها بهره برد، مطالعه شیمی سنگ‌کل در نمودارهای طراحی شده دما- فشار با ترکیب ثابت یا همان مقاطع ترکیبی است. بررسی حاضر نشان می‌دهد بیشتر مجموعه‌های کانی شناختی که قبلاً به‌عنوان پاراژن در نظر گرفته شده‌اند، در دما و فشار به‌دست آمده امکان در حال تعادل بودن را داشته‌اند.

شده‌اند و در آنها هیچ اثری از سنگ‌های آذرین و دگرگونی اولیه باقی نمانده، این نوع مطالعات تنها ابزار موجود برای درک ژئودینامیک تکامل منطقه است. خاستگاه متاپلیت‌های SMC از بعد ژئوشیمی مورد کنکاش قرار گرفته است.

فراوانی عناصر اصلی و کمیاب، به‌طور کلی، پروتولیت شیل را برای این مجموعه پیشنهاد می‌کند. سنگ آذرین مولد این رسوبات در حد آندزیت تا ریوداسیت بوده و تحت تأثیر هوازدگی در حد متوسط قرار داشته است. تمرکز نمونه‌ها بر روی محیط حاشیه فعال قاره است. یکنواختی ترکیب عناصر اصلی و الگوی چند عنصری برای اغلب نمونه‌های متاپلیتی ناحیه SMC نشان‌دهنده این نکته است که مطالعات قبلی مربوط به منطقه‌بندی سرزمین دگرگونی و ترموبارومتري که بر پیش فرض یکسانی ترکیب سنگ کل نمونه‌ها و بسته بودن نسبی

منابع

- آقائاتی، ع. (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۰) زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیر کبیر، تهران.
- خلقی، م. ح. و وثوقی‌عابدینی، م. (۱۳۸۲) منشأ، پتروژنز و سن‌سنجی رادیومتری باتولیت پیچاقچی (شمال باختر ایران). مجله علوم زمین، ۴۹-۵۰: ۷۸-۸۹.
- خلقی، م. ح. اقلیمی، ب.، امینی‌آذر، ر. و علوی‌نایینی، م. (۱۳۷۳) نقشه زمین‌شناسی شاهین‌دژ ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- مجرد، م. (۱۳۸۶) بررسی پترولوژی و خاستگاه ژئودینامیکی سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه شرق شاهین‌دژ. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تبریز.
- مجرد، م. مؤذن، م. و مؤید، م. (۱۳۸۷) شیمی کانی و دما - فشارسنجی سنگ‌های رسی موجود در هسته دگرگون دما بالا - فشار متوسط شاهین‌دژ (SMC) - شمال غرب ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۶: ۳-۱۲.
- Ague, J. J. (1991) Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of Pelites. *Geology* 19: 855-858.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K. and Raith, M. (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 111: 87-93.

- Bhatia, M. R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 92: 181-193.
- Cope, T., Ritts, B. D., Darby, B. J., Fildani, A. and Graham, S. A. (2005) Late Paleozoic sedimentation on the Northern margin of the North China Block: implications for regional tectonics and climate Change. *International Geology Review* 47: 270-296.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. and Fukoka, M. (1991) A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109: 130-137.
- Degraaff-surpluss, K., Graham, S. A., Wooden, J. L. and McWilliams, M. O. (2002) Detrital zircon provenance analysis of the Great Valley Group, California: evolution of an arc-forearc system. *Geology Society of American Bulletin* 114: 1564-1580.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. and Young, G. M. (1995) Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23: 921-924.
- Fedo, C. M., Young, G. M., Nesbitt, H. W., Hanchar, J. M. (1997) Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup. *Canadian Precambrian Research* 84: 17-36.
- Floyd, P. A. and Leveridge, B. E. (1987) Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of Geological Society of London* 144: 531-542.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. and Park, R. G. (1989) Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scotland. *Precambrian Research* 45: 203-214.
- Garcia, D., Fontelles, M. and Moutte, J. (1994) Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *Journal of Geology* 102: 411-322.
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G. and Ando, S. (2007) Orogenic belts and orogenic sediment Provenance. *Journal of Geology* 115: 315-334.
- Hallberg, J. A. (1984) A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain. *Journal of Geology Exploration* 20: 1-8.
- Hart, B. and Hudson, N. F. C. (1979) Plitic facies series and the PT of Dalradian metamorphism in eastern Scotland. In: A. L., Harris C. H., Holland and B. E., Leake (Eds.): *The Caledonides of the British Isles Reviewed*. *Geology of London Apoc Publication* 8: 323-337.
- Herron, M. M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 820-829.
- Hofmann, A. (2005) The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaeon times. *Precambrian Research* 143: 23-49.
- Holland, T. J. B., Powell, R. (1998) An internally consistent thermodynamic dataset for phase of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309-343.
- Kasanzu, C., Maboko, M. A. H. and Manya, S. (2008) Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering. *Precambrian Research* 164: 201-213.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kutterolf, S., Diener, R., Schacht, U., Krawinkel, H. (2008) Provenance of the Carboniferous Hochwipfel Formation-Geochemistry versus petrography. *Sedimentary Geology* 203: 246-266.

- Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Cai, K. (2008) Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Itai; Implications for its tectonic evolution. *Sedimentary Geology* 208: 88-100.
- Maas and McCulloch (1991) The provenance of Archean clastic metasediments in the Narryer Gneiss Complex, Western Australia: Trace element geochemistry, Nd isotopes and U–Pb ages for detrital zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 1915–1932.
- Mahar, E. M., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T. J. B. and Howell, N. (1997) The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology* 15: 223-238.
- Maynard, J.B., Valloni, R. and Yu, H. (1982) Composition of modern deep sea sands from arc-related basin. *Geology Society of London, Special Publication* 10: 551-561.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T. and Maynard, J. B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica Cosmochimica Acta* 54: 2015-2050.
- Middelburg, J. J., Van Der Weijden, C. H. and Woittiez, J. R. W. (1988) Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology* 68: 253-273.
- Moazzen, M., Oberhansli, R., Hajialioghli, R., Moller, A., Bousquet, R., Droop, G. T. R. and Jahangiri, A. (2009) Peak and post-peak P-T conditions and fluid composition for scapolite-clinopyroxene-garnet calc-silicate rocks from the Takab area, NW Iran. *European Journal of Mineralogy* 21: 149-162.
- Modjarrad, M., Moazzen, M. and Moyyed, M. (2007) Contact metamorphism in the Shahindezh Metamorphic Core (SMC) -NW Iran; PT conditions and microstructural evidence for partial melting of metapelites. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 15(2): 493-514.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 1523-1534.
- Pattison, D. R. M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: Constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology* 100: 423-446.
- Pattison, D. R. M. (2006) The fate of graphite in prograde metamorphism of pelites: An example from the Ballachulish aureole, Scotland. *Lithos* 88: 85-99.
- Perchuk, L. L. and Lavrenteva, I. V. (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: S.K. Saxena (Ed.): *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. Springer, New York.
- Rashid, S. A. (2005) The geochemistry of surface soils from the Garhwal region, NW Lesser Himalya: an evidence for neotectonic activity in the area. *Journal of Mineralogical and Petrological Science* 100: 175-183.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemistry data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, New York.
- Roser, B. P., and Korsch, R. J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 contents and K_2O/Na_2O ratio. *Journal of Geology* 94: 635-650.
- Roser, B. P., and Korsch, R. J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67: 119-139.
- Shaw, D. M. (1956) *Geochemistry of pelitic rocks: Part III. Major elements and general geochemistry*. *Geology Society of American Bulletin* 67: 919-934.
- She, Z. B., Ma, C. Q., Mason, R., Li, J. W., Wang, G. C., Lei, Y. H. (2006) Provenance of the Triassic Songpan-Ganzi flysch, west China. *Chemical Geology* 231: 159-175.

- Sifeta, K., Roser, B. P., Kimura, J. I. (2005) Geochemistry, provenance, and tectonic setting of Neoproterozoic metavolcanic and metasedimentary units, Werri area, Northern Ethiopia. *Journal of African Earth Science* 41: 212-234.
- Sun, W. H., Zhou, M. F., Yan, D. P., Li, J. W., Ma, Y. X. (2008) Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Yanbian Group, western Yangtze Block (SW China). *Precambrian Research* *In Press*
- Symmes, G.H., Ferry, J.M. (1992) The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology* 10: 221-237.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1981) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London A301*: 381-399.
- Toulkeridis, T., Clauer, N., Kroner, A., Reimer, T., Todt, W. (1999) Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree graywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology* 124: 113-129.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. O., Cancino, A. (1995) Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile. *Geology Society of American Bulletin* 107: 1427-1440.
- Wei, C. J., Powell, R., Clarke, G. L. (2004) Calculated phase equilibria for low- and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. *Journal of Metamorphic Geology* 22: 495-508.
- Werner, C. D. (1987) Saxonian granulites-igneous or lithoigneous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rock in high-metamorphic complexes. *ZfI-Mitteilungen* 133, 221-250.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Yan, Y., Xia, B., Lin, G., Cui, X., Hu, X., Yan, P., Zhang, F. (2007) Geochemistry of the sedimentary rocks from the Nanxiong Basin, South China and implications for provenance, paleoenvironment and paleoclimate at the K/T boundary. *Sedimentary Geology* 197: 127-140.

Archive of SID

Whole rock chemistry of Shahindezh metapelites, provenance and mineral parageneses

Monir Modjarrad *¹, Mohsen Moazzen ² and Mohsen Moayyed ²

¹ Department of Geology, Faculty of Science, University of Urmia, West Azarbaijan, Iran

² Department of Geology, Faculty of Science, University of Tabriz, East Azarbaijan, Iran

Abstract

In order to identify the provenance of metasediments of the Shahindezh Metamorphic Complex (SMC), NW Iran, we have studied the bulk chemistry of the metapelites in the mentioned area. The geochemistry of these rocks suggests that the parent sedimentary rocks are classified as shale. Major and trace elements concentration (e.g. TiO₂, K₂O, Ni, Rb) indicates that the primary igneous rock was acidic (andesite to rhyodacite). The chemical index of alteration (CIA) show that the source rocks have undergone moderate to high degree of chemical weathering and plagioclase composition varies from andesine to oligoclase. Using major oxides elements, the continental active margin is considered for SMC metapelites source. In comparison with average upper continental crust, the SMC metapelites show strong negative Ca and Sr anomalies and slight depletion in Nb and Mn but moderate enrichment in Y, Ba, Al and transitional elements. The similarity in the trends of multi-elements diagrams for all studied samples shows that bulk chemistry factor was constant variant at the different mineral paragenesis appearance process. Based on the standard PT pseudo sections, drawn by scientists for average metapelitic composition, Ms+Bt+St and Ms+Bt+St+Ky paragenesis were in equilibrium at the PT conditions estimated, previously.

Key words: Mineral paragenesis, Chemical Index of Alteration (CIA), Provenance, Shahindezh, Metapelite, Tectonic setting

* m.modjarrad@urmia.ac.ir