

بررسی دگرسانی دیاژنتیک و گرمابی در توالی آتشفشانی مؤمن آباد (شمال شرق سریشه، بیرجند) و نقش آن در کانی‌زایی غیر فلزی

سحر طریبی^۱، محمد هاشم امامی^۲، سروش مدبری^۳ و سید جمال شیخ ذکریابی^۴

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، اسلامشهر، ایران

^۳استادیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۴استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۸/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۲/۲۰

چکیده

منطقه مؤمن آباد در جنوب خاوری بیرجند و شمال خاوری سریشه، در زون زمین‌دorz سیستان قرار دارد. بر اساس مطالعات صحرایی، سنگ نگاری، زمین‌شیمیایی و پراش پرتو ایکس در دو توالی آتشفشانی به بررسی شرایط دگرسانی در منطقه پرداخته شده است. بر این اساس بنتونیت‌ها از نوع سدیمی-کلسیمی و ناهمگن می‌باشند. یافته‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد که کانی‌های اسمکتیت، کریستوبالیت و کوآرتز، فلدسپارهای قلیایی (آلبیت و آنورتیت و سانیدین)، ژیس، کلسیت، هماتیت، هولاندیت، کلینوپتیلولیت، کانولینیت، ایلیت، و هالیت از پاراژنهای بنتونیت‌ها هستند. در توالی اول، آثار دگرسانی رسی و اکسید آهن و در توالی دوم، آثار دگرسانی رسی، کربناتی، کلریتی، کلسیتی، آلبیتی، سیلیسی شدن و اکسید آهن دیده می‌شود. واحدهای دگرسان شده مربوط به توالی دوم، در چهار لایه شامل پرلیت‌های ریولیتی رگه‌ای، توده‌ای، عدسی شکل و بنتونیت‌های سفید و سبزرنگ و میان‌رایی از داسیت و ریوداسیت با آثار دگرسانی تبلور شیشه آتشفشانی و تبدیل پرلیت به بنتونیت، رسی شدن شدید و سیلیسی شدن می‌باشد. ترکیبات و بافت‌های گدازهای-آذرآوری و تبلور شیشه آتشفشانی و دگرسانی پرلیت به بنتونیت در نتیجه دگرسانی دیاژنتیک است. رسی شدن شیشه، تبلور فلدسپارها در واحدهای آتشفشانی، دگرسان شدن پلاژیوکلاز به آلبیت+سرسیت، بیوتیت به کلریت، خمیره سنگ به کوآرتز، کلسیت، زئولیت و کلریت در پرلیت‌ها، رگه‌های اکسید آهن و واحدهای قرمز رنگ و تغییر رنگ بنتونیت‌ها در منطقه مرتبط به دگرسانی گرمابی و حضور سیالات و محلول‌های غنی از آهن و منیزیم است.

کلیدواژه‌ها: دگرسانی دیاژنتیک، بنتونیت، سدیمی-کلسیمی، دگرسانی رسی، مؤمن آباد، بیرجند.

*نویسنده مسئول: سحر طریبی

E-mail: sahtarabi50@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

بنتونیت‌های نوع دوم بیشتر به صورت توده معدنی عدسی شکل متوسط تا کوچک مقیاس مثل بنتونیت‌های ایتالیا، ترکیه و یونان هستند که بر اثر دگرسانی دیاژنتیک و همچنین گرمابی و ثانویه تشکیل می‌شوند (Christidis et al., 1995; Christidis and Huff, 2009). Christidis and Huff (2009) بیان کرده‌اند که منبع انرژی گرمابی برای این نوع دگرسانی به شرح زیر می‌باشد: (۱) آبی که در عمق و همراه پیکره ماگمایی وجود دارد و دگرسانی از طریق جریان مایعات، زون‌های شکستگی و یا گسل‌ها اتفاق می‌افتد (Ddani et al., 2005; Yıldız and Kuşçu, 2007) و (۲) منبع انرژی از سرد شدن سنگ‌های آذرآوری حاصل می‌شود برای مثال گرمای سنگ‌های آذرآوری و استوک ریولیتی که بر دگرسانی سنگ‌های دیواره مؤثر است (Takagi et al., 2005).

کانسارهای بنتونیتی ایران در شش زون سمنان- ترود، البرز- آذربایجان، خاور ایران، ایران مرکزی، تفرش- تکاب و زاگرس پدید آمده‌اند و در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی سنوزویک می‌باشند (حجازی و قربانی، ۱۳۷۳). منطقه مؤمن آباد در خراسان جنوبی و جنوب خاوری بیرجند قرار دارد. این منطقه از نظر موقعیت زمین‌شناسی ایران، بخشی از زون بنتونیتی خاور ایران است (حجازی و قربانی، ۱۳۷۳). در پژوهش‌های صورت گرفته در منطقه خراسان جنوبی، کانی‌زایی بنتونیت را به علت دگرسانی دیاژنتیک واحدهای اسیدی تا حدواسط و به طور ویژه خاکسترهای آتشفشانی در یک محیط لاگون مانند دانسته‌اند (نماینده و همکاران، ۱۳۹۱ و ۱۳۹۴). هدف از این پژوهش بررسی تأثیر دگرسانی دیاژنتیک و گرمابی در توالی‌های منطقه بر اساس بررسی شواهد صحرایی و میکروسکوپی و مطالعات شیمیایی (XRF) و کانی‌شناسی (XRD) است.

بنتونیت یک سنگ رسی است که غالباً از کانی‌های اسمکتیت تشکیل شده است (Grim and Güven, 1978). نهشته‌های بنتونیتی از راه دگرسانی دیاژنتیک (Grim and Güven, 1978; Yağın and Gümüser, 2000; Gomez et al., 2009; Çiflikli et al., 2013) گرمابی (Çiflikli et al., 2013; Caballero et al., 2005; Yıldız and Kuşçu., 2007; Özdamar et al., 2014; Yıldız and Dumlupınar, 2009) و یا هر دو نوع دگرسانی (Takagi et al., 2005; Yıldız and Dumlupınar, 2009) (Yıldız and Kuşçu., 2004; Abdioğlu and Arslan, 2005; Karakaya et al., 2011) به وسیله دگرسانی شیمیایی مایعاتی تشکیل می‌شوند که حاوی عناصر قلیایی و منیزیم بالا هستند.

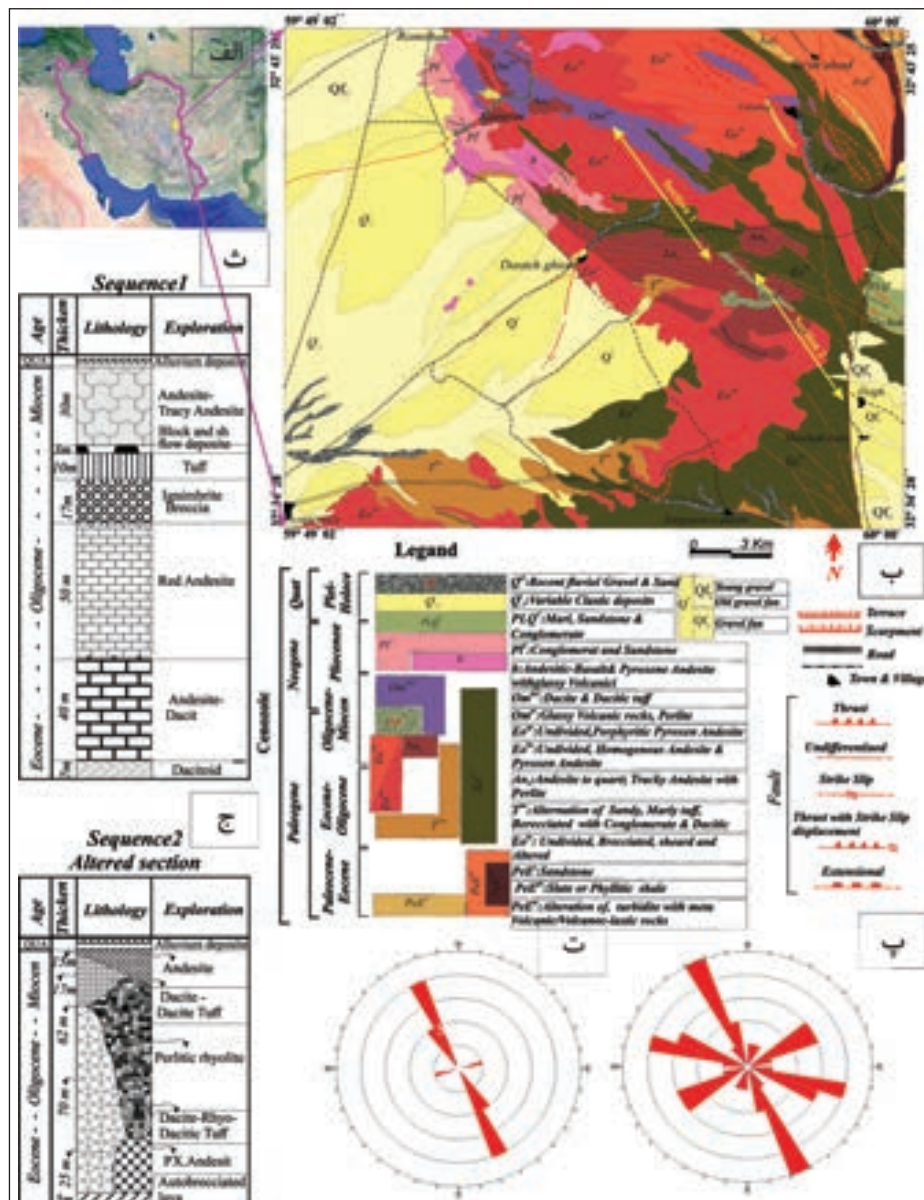
(Takagi et al., 2005) به دو نوع بنتونیت سدیمی، سدیمی-کلسیمی با تورم متوسط تا بالا و نوع کلسیمی با ظرفیت تورم کم اشاره کرده است. بنتونیت‌های نوع اول با ساختار لایه‌ای و در مقیاس بزرگ مثل بنتونیت‌های وایومینگ و مونتانا در آمریکا هستند که در نتیجه فرایند دیاژنتیک و در اثر تبلور شیشه آتشفشانی، خاکستر، آبدار شدن و تبلور اسمکتیت حاصل شده‌اند (Hosterman and Patterson, 1992). بنتونیت‌هایی که از طریق فرایند دیاژنتیک حاصل می‌شوند، اغلب از دگرسانی خاکستر آتشفشانی و تراشه‌های شیشه پخش شده در محیط دریایی کم عمق و یا آب دریا شکل گرفته‌اند (Grim and Güven, 1978; Gomez et al., 2009; Çiflikli et al., 2013) و به صورت لایه‌هایی نازک (در حد چند سانتی‌متر) و لایه‌های ضخیم دیده می‌شوند (Elzeu and Murray, 1994). ضخامت لایه‌ها وابسته به نهشته‌های خاکستر آتشفشانی است که طی فوران‌های انفجاری بزرگ (ساب پلینین و یا پلینین) به عنوان سنگ مادر بنتونیت تشکیل می‌شوند (Christidis and Huff, 2009).

۲- زمین شناسی

و پیروکسن آندزیت پورفیری (واحد Eo^{ba} و Eo^{ap}) در مجاورت با سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده و بُرشی شده (واحد Eo^{br}) با گسل خوردگی فراوان در منطقه قرار دارند. پرلیت ریولیتی الیگومیوسن (واحد Om^{pr}) شامل شیشه‌های قهوه‌ای تا سیاه است که در توف‌های محدوده معدن رخنمون دارد. داسیت و توف داسیتی (واحد Om^{da2}) به رنگ سفید تا خاکستری با دگرسانی رسی دیده می‌شود. آندزیت بازالت تا پیروکسن آندزیت (واحد b) به رنگ قهوه‌ای تیره و سیاه با شیشه آتشفشانی دیده می‌شود. آندزیت‌های بازالتی، بر روی توف‌های سفیدرنگ و واحدهایی مثل Ttm، Pl^c و Eo^{br} با همبری دگرشپ قرار دارند. واحدهای Ttm، Eo^{br}، Eo^{ap}، An₂، Om^{pr}، Om^{da2}، Eo^{br} در منطقه هستند.

بر اساس مطالعات زمین‌ساختی، دو گسل نهندان و هریرود در مرزهای خاوری و باختری منطقه قرار دارند. سه دسته گسل در منطقه شناسایی شده است: (۱) گسل‌های دارای روند NNW-SSE، (۲) گسل‌های دارای روند WNW-ESE، (۳) گسل‌های دارای روند NE-SW (شکل ۱- پ، ت) (کاوشگران، ۱۳۹۴).

منطقه مؤمن آباد در ۱۵ کیلومتری شمال خاوری سریشه در استان خراسان جنوبی بین طول‌های جغرافیایی ۰۲' ۴۹' ۵۹° تا ۰۱' ۴۹' ۶۰° و عرض‌های جغرافیایی ۲۸' ۳۴' ۳۲° تا ۲۵' ۴۳' ۳۲° شمالی قرار گرفته است (شکل ۱- الف و ب). بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران (Stocklin, 1968) و مطالعات (Camp and Griffis (1982) و Tirrul et al. (1983) این منطقه در زون زمین‌درز سیستان و بر اساس مطالعات (Pang et al (2012 and 2013) در حد فاصل زون زمین‌درز سیستان و بلوک لوت واقع شده است. با توجه به مطالعات (Nazari and Salamati (1999) سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت کالک‌آلکانل به سن انوسن، الیگوسن، میوسن و پلیوسن و نهشته‌های آبرفتی به سن کواترنری دیده می‌شوند (شکل ۱- ب). سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده و بُرشی شده (واحد Eo^{br}) با ماهیت حد واسط تا اسیدی در مجاورت واحدهای آندزیت و پیروکسن آندزیت و توف داسیتی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آذرآاری Etm با ترکیب آندزیت و برش آتشفشانی در زیر واحد An₂ قرار گرفته‌اند. واحدهای تراکی آندزیتی (واحد An₂) با مورفولوژی خشن در منطقه دیده می‌شوند. سنگ‌های آندزیت



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه، برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سریشه (Nazari and Salamati, 1999)؛ پ) روند گسل‌ها؛ ت) روند زون‌های دگرسان‌شده در رزیدیاگرام‌های محدوده مورد مطالعه (کاوشگران، ۱۳۹۴)؛ ج و د) توالی آتشفشانی ۱ و ۲ منطقه مؤمن آباد.

۳- روش مطالعه

به طوری که گاهی فاصله نمونه برداری کمتر از نیم متر بوده است. از بین ۱۵۰ نمونه سنگی برداشت شده، ۱۳۰ نمونه انتخاب و برش نازک میکروسکوپی آنها مطالعه شد. در این بین ۸۵ نمونه بر مبنای شدت و ضعف دگرسانی متفاوت دقیق تر مطالعه شدند تا بر این اساس انواع دگرسانی در محدوده مورد مطالعه نیز مشخص شود. ۹ نمونه مورد مطالعه پراش پرتو ایکس (XRD) (جدول ۱) در آزمایشگاه شرکت کانپژوه قرار گرفت. ۱۴ نمونه از واحدهای به شدت دگرسان شده، مورد تجزیه شیمیایی (XRF) در آزمایشگاه SGS، آفریقای جنوبی قرار گرفته است. نتایج در جدول ۲ آورده شده است.

طی دو مرحله بازدید صحرایی از محدوده مؤمن آباد، پس از بررسی های اولیه و شناسایی منطقه با توجه به گسترش وسیع ساختارهای عدسی شکل بنتونیتی، در دو توالی گدازه ای-آذرآواری نمونه برداری انجام شده است. این نمونه برداری در جهت طولی و عرضی دو توالی بر مبنای شناسایی و تفکیک تغییرات واحدهای سنگی سالم و دگرسان شده و چگونگی ارتباط آنها با یکدیگر و همچنین مشخص نمودن موقعیت سینه کارهای فعال محدوده معدنی مؤمن آباد و اطراف آن و چگونگی ارتباط آن با واحدهای سنگی انجام شده است. نمونه برداری و تهیه برش نازک میکروسکوپی در توالی های منطقه با فاصله کم و دقت بالا انجام شده است،

جدول ۱- نتایج حاصل از پراش پرتو ایکس (XRD) در بنتونیت های محدوده معدنی مؤمن آباد.

SAMPLE	
B-04	Smectite + Cristobalite + Plagioclase Feldspar + Quartz + Mica-Illite, di-Oct.
B-07	Cristobalite + Smectite + Plagioclase Feldspar + Alkali Feldspar + Zeolite (Heulandite &/or Clinoptilolite) + Quartz + Mica-Illite.
B-10	Cristobalite + Smectite (Beidellite ?) + Plagioclase Feldspar + Halite + Mica-Illite, trace.
B-12	Smectite + Cristobalite + Plagioclase + Zeolite.
B-85	Cristobalite + Gypsum + Smectite + Calcite + Plagioclase Feldspar (Albite) + Quartz.
B-94	Smectite + Cristobalite + Plagioclase.
BT-27	Smectite + Plagioclase Feldspar .
P-55	Cristobalite + Plagioclase Feldspar (Anorthite) + Alkali Feldspar (Sanidine) + Smectite + Hematite + Kaolinite + Quartz.
V-81	Cristobalite + Alkali Feldspar (Sanidine) +Mica-Illite.

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (XRF).

SAMPLE	WBT-28	BT-27	P-51	P-53	P-55	B-85	V-86	B-87	B-90	P09	B10	B-94	T-46	P-93
SiO ₂	53.6	54.3	52.8	61.9	71.6	65.2	68.3	72	67.3	69.3	69.9	56.6	67.7	71.2
Al ₂ O ₃	15.3	15.8	12.2	16.7	12.95	8.88	13.4	8.57	13	13.85	10.85	17.9	12	13.25
Fe ₂ O ₃	3.28	4.52	4.5	4.79	1.53	1.03	1.38	1.2	2.16	1.09	1.59	3.73	1.74	1.08
CaO	3.16	4.22	8.1	2.89	0.66	5.21	1.23	3.71	3.58	1.5	0.89	1.32	3.73	0.89
MgO	3.12	2.61	3.83	1.03	0.52	0.97	0.8	0.8	1.11	0.71	1.57	2.08	0.44	0.37
Na ₂ O	1.62	1.94	1.46	1.88	2.44	1.51	2.65	1.53	2.75	2.96	2.09	2.55	0.96	3.41
K ₂ O	0.91	0.53	2.83	3.67	4.86	0.74	3.18	0.53	2.17	3.35	0.42	0.29	7.02	3.97
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01>	0.01	0.01	0.01	0.01>	0.01>	0.01>	0.01	0.01	0.01>	0.01>	0.01>	0.01
TiO ₂	0.49	0.87	0.63	0.89	0.21	0.13	0.19	0.15	0.37	0.28	0.15	0.24	0.34	0.18
MnO	0.05	0.04	0.17	0.1	0.01	0.02	0.02	0.09	0.06	0.02	0.01>	0.01	0.09	0.02
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.17	0.25	0.03	0.05	0.03	0.04	0.09	0.06	0.03	0.02	0.09	0.02
SrO	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01>	0.02	0.01>	0.01>	0.01	0.01>	0.01>	0.01	0.01>	0.01>
BaO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03
LOI	18.3	16.75	13.6	6.73	4.06	14.25	8.78	12.2	8.66	7.02	12.85	16.25	5.24	5.11

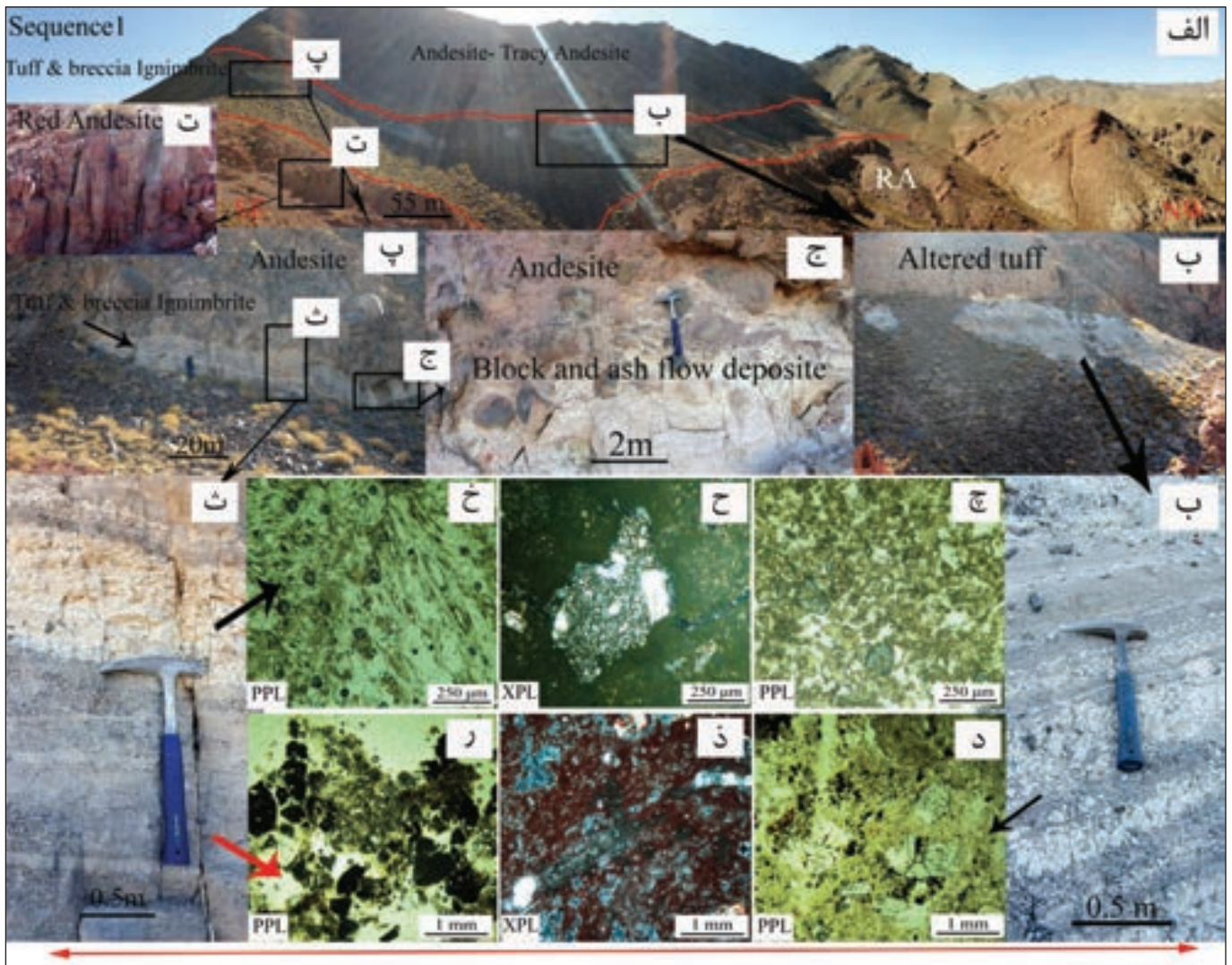
۴- سنگ‌نگاری توالی‌های آتشفشانی منطقه

۴-۱. توالی آتشفشانی یک (Sequence 1)

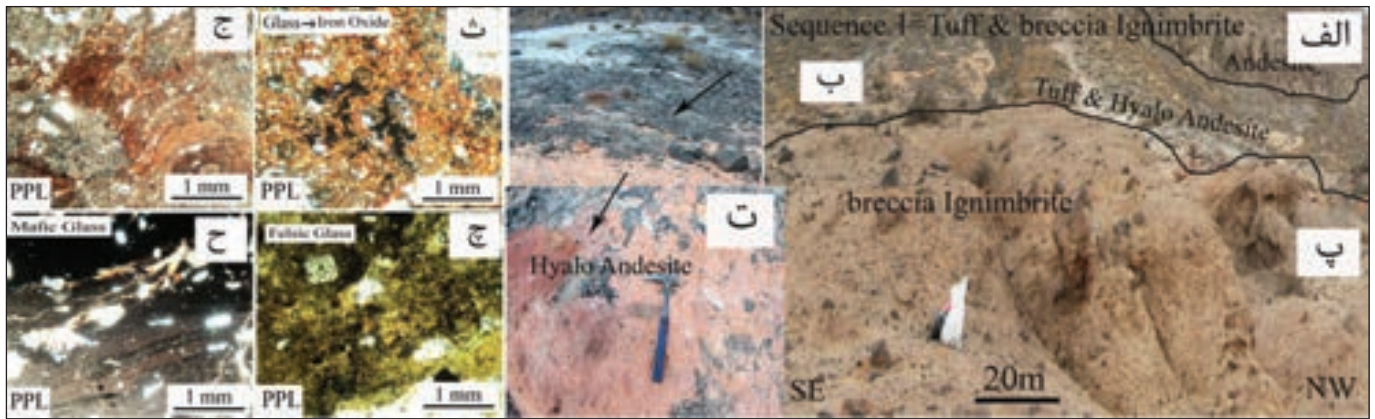
– **مطالعات صحرائی:** موقعیت این توالی در شکل ۱- ب و ث واحدهای تشکیل دهنده آن در شکل ۲ نشان داده شده است. این توالی از پایین به بالا شامل داسیتوئید، آندزیت- داسیت، آندزیت‌های قرمز رنگ (RA) غنی از اکسید آهن، توالی نسبتاً ضخیمی از توف و برش ایگنمبریتی، نهشته‌هایی جریان‌ی از خاکستر و بمب و در ادامه آندزیت-تراکی آندزیت می‌باشد (شکل ۲- الف). توف‌ها بر روی برش ایگنمبریتی و نهشته‌های هیالوآندزیت (شکل‌های ۲- ب تا ج و شکل ۳- الف) دیده می‌شوند. برش ایگنمبریتی شامل نهشته‌هایی از هیالوآندزیت به رنگ قرمز روشن (شکل‌های ۳- الف تا ت) و گدازه‌های بُرشی (شکل ۳- پ) است.

– **مطالعات سنگ‌نگاری:** نهشته‌های جریان بلوک و خاکستر شامل دو بخش بلوکی با ترکیب آندزیتی و خاکستر با ترکیب پامیس لیتک‌دار (شکل‌های ۲- چ و ح) است.

توف‌ها با حالت نواری ترکیب کریستال لیتیک و ویتریک توف آندزیتی- داسیتی دارند. کانی‌های تشکیل دهنده شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و پیروکسن و گاهی فلدسپار قلیایی هستند. قطعات لیتیک از نوع، قطعات داسیتی، قطعات آندزیت تا بازالت با شیشه کدر غنی از اکسید آهن، قطعات هیالو آندزیتی و قطعات لیتیک پامیسی است (شکل‌های ۲- ب، ث، د و ر). دگرسانی رسی با شدت کم تا زیاد در تمام قسمت‌های شیشه‌ای خمیره توف‌ها دیده می‌شود. سنگ‌های آندزیتی و نهشته‌های هیالوآندزیت با شیشه خمیره غنی از اکسید آهن آثار دگرسانی اکسید آهن و تبدیل شدن شیشه خمیره به اکسید آهن را نشان می‌دهند (شکل‌های ۲- ذ و ۳- ث و ج). سنگ‌های هیالوآندزیت، داسیت و هیالوبازالت‌ها در برش‌های ایگنمبریتی، دارای شیشه‌های مافیک و فلسیک و حدواسط با دگرسانی خفیف رسی هستند (شکل‌های ۳- چ و ح).



شکل ۲- الف) نمای کلی از توالی اول؛ ب) توف؛ پ) آندزیت، توف و برش ایگنمبریتی؛ ت) آندزیت قرمز رنگ؛ ث) توف؛ ج) بمب و خاکستر آتشفشانی؛ چ) پامیس کروی با دگرسانی رسی شدید؛ ح) قطعات لیتیک در پامیس توف؛ خ) پامیس کشیده و پهن شده؛ د) کریستال لیتیک و ویتریک توف؛ ذ) آندزیت‌های غنی از اکسید آهن؛ ر) کریستال لیتیک و ویتریک توف.



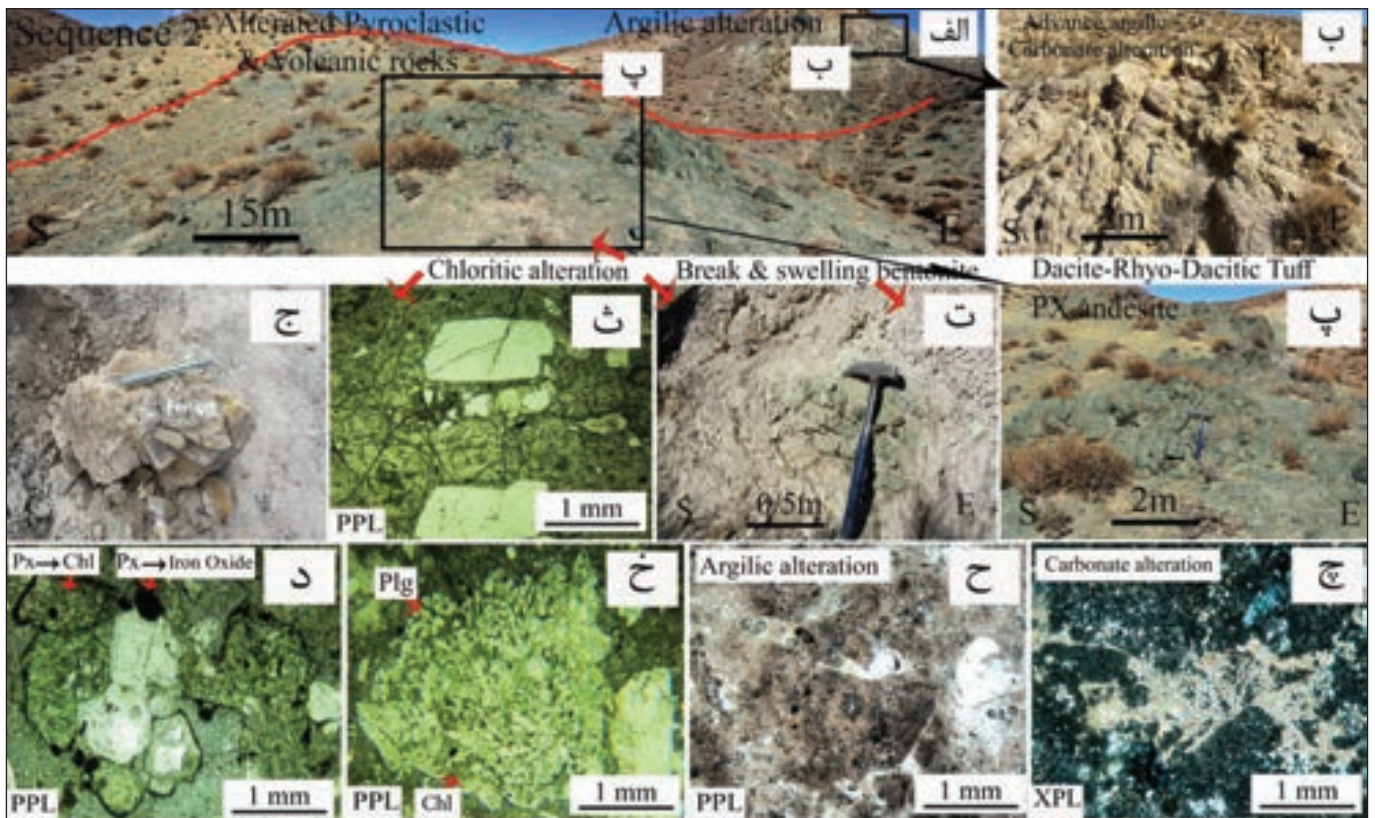
شکل ۳- الف) نمای از رخنمون توف و برش ایگنمبریتی مربوط به توالی اول؛ ب) توف و هیالو آندزیت؛ پ) برش ایگنمبریتی؛ ت) هیالو آندزیت؛ ث و ج) هیالو آندزیت با غنی شدگی از اکسید آهن؛ ح) بخش شیشه اسیدی؛ ح) بخش شیشه بازیک.

واحدهای نیمه دگرسان شده توف و پامیس توف داسیتی- ریوداسیتی با دگرسانی رسی پیشرفته (شکل های ۴- الف و ب) در کنار پیروکسن آندزیت، گدازه های خودبُرش و آندزیت ها رخنمون دارند (شکل های ۴- الف و ب و ۵- الف تا ت). واحدهای پیروکسن آندزیت، دگرسانی کلریتی نشان می دهند (شکل های ۴- الف، پ و ت). گدازه های خودبُرش (شکل های ۵- الف و پ) به صورت گدازه های کشیده شده در پایین ترین ارتفاع قرار دارد. رگه- رگچه های سیلیسی به دو صورت: ۱) رگه- رگچه های سیلیسی با ساختار کنکرسینی و ۲) نودول هایی از جنس سیلیس در واحدهای گدازه ای- آذر آواری منطقه دیده می شوند (شکل ۴- ج).

– **مطالعات کانی شناسی:** در این سکانس، نهشته خاکستر (نمونه B-27) (جدول ۱) مورد مطالعه پراش پرتو ایکس، قرار گرفته است. بیش از ۸۰ درصد از ترکیبات این نمونه، کانی اسمکتیت و حدود ۲۰ درصد را کانی پلاژیوکلاز تشکیل می دهند.

۴-۲. توالی آتشفشانی دوم (Sequence 2)

– **مطالعات صحرایی:** موقعیت این توالی در شکل ۱- ب و واحدهای تشکیل دهنده آن در شکل ۱- ج نشان داده شده است. واحدهای دگرسان و نیمه دگرسان شده در سینه کارهای فعال محدوده معدنی مؤمن آباد و اطراف آن مورد مطالعه قرار گرفتند. (شکل های ۴، ۵، ۶، ۷ و ۸).

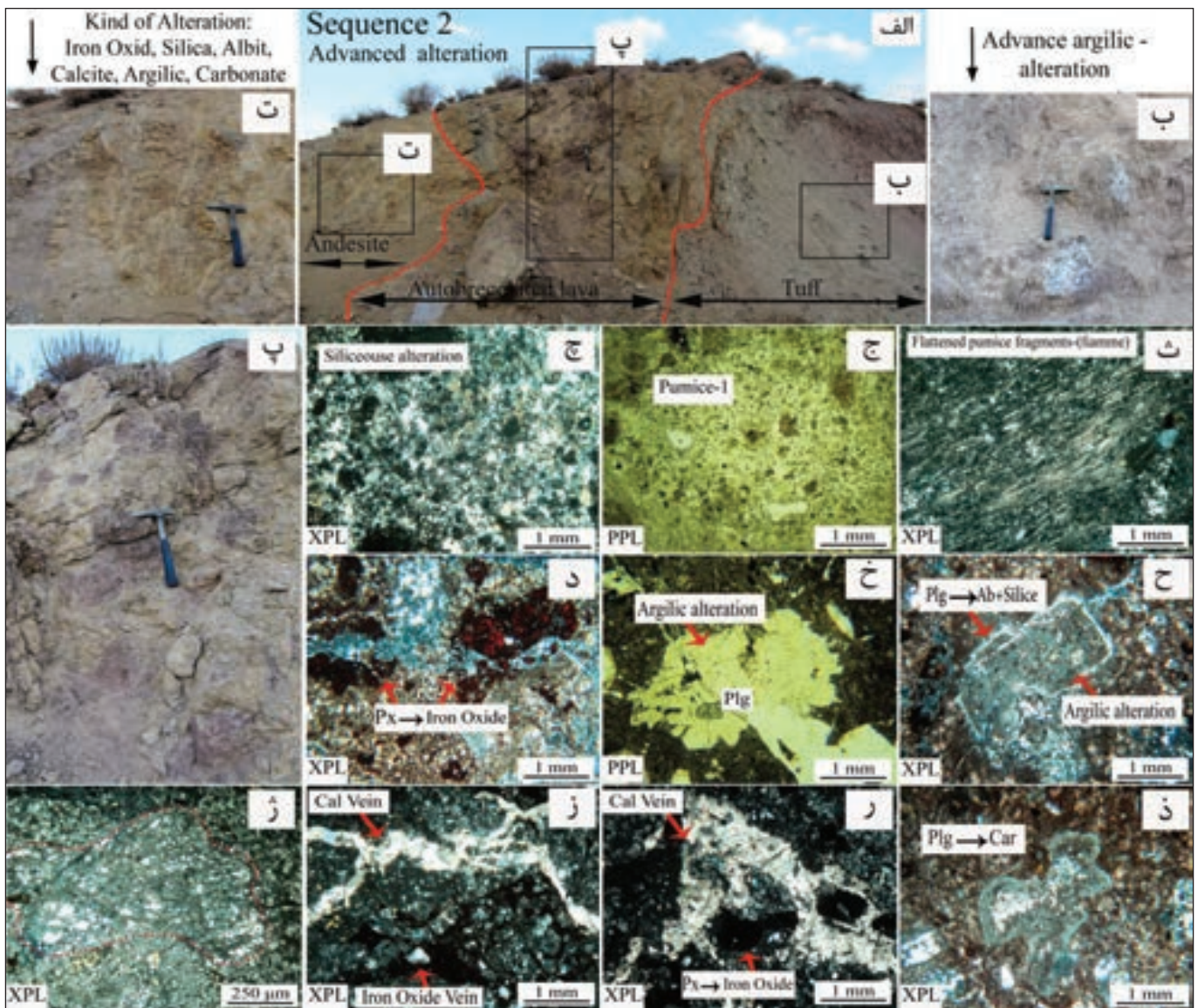


شکل ۴- الف) نمای کلی از واحدهای دگرسان شده مربوط به توالی دوم؛ ب) دگرسانی رسی؛ پ) دگرسانی کلریتی در پیروکسن آندزیت؛ ت و ث) دگرسانی کلریتی در ریولیت های پرلیتی، ج) رگه- رگچه های سیلیسی؛ ح) دگرسانی کربناتی؛ خ) دگرسانی رسی؛ خ) دگرسانی کلریتی در کانی پلاژیوکلاز و خمیره؛ د) در کانی پیروکسن در پیروکسن آندزیت.

میان پرلیت و بنتونیت‌ها، میانبارهایی از سنگ داسیت و ریوداسیت دیده می‌شود (شکل ۸-ت). این لایه توسط کلاهک آندزیتی (Andesite Cap) پوشیده شده است (شکل‌های ۸-الف و ب).

مطالعات سنگ‌نگاری: واحدهای نیمه دگرسان‌شده توف و پامیس توف‌های داسیتی-ریوداسیتی، آثار دگرسانی‌های رسی پیشرفته، کربناتی‌شدن و سیلیسی‌شدن را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴-چ و ح و ۵-چ). در این واحدها، کانی‌های رسی جانشین قطعات پامیس کشیده و پامیس‌های حفره‌دار و موجب رخنمون دگرسانی رسی شده‌اند (شکل‌های ۵-ث و ج). در پیروکسن آندزیت دگرسانی کلریتی دیده می‌شود، به طوری که تمامی شیشه خمیره و کانی‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۴-ث، خ و د). در گدازه‌های خودبُرسی، دگرسانی‌های پیشرفته کربناتی، کلسیتی‌شدن، هماتی‌شدن و تشکیل کوارتز ثانویه دیده می‌شود (شکل‌های ۵-ر، ز و ژ). کانی‌های حاصل از دگرسانی در آندزیت‌ها شامل اکسیدهای آهن، سیلیس، آلپیت، کلسیت، کربنات و کانی‌های رسی می‌باشند (شکل‌های ۵-ح، خ، د و ذ).

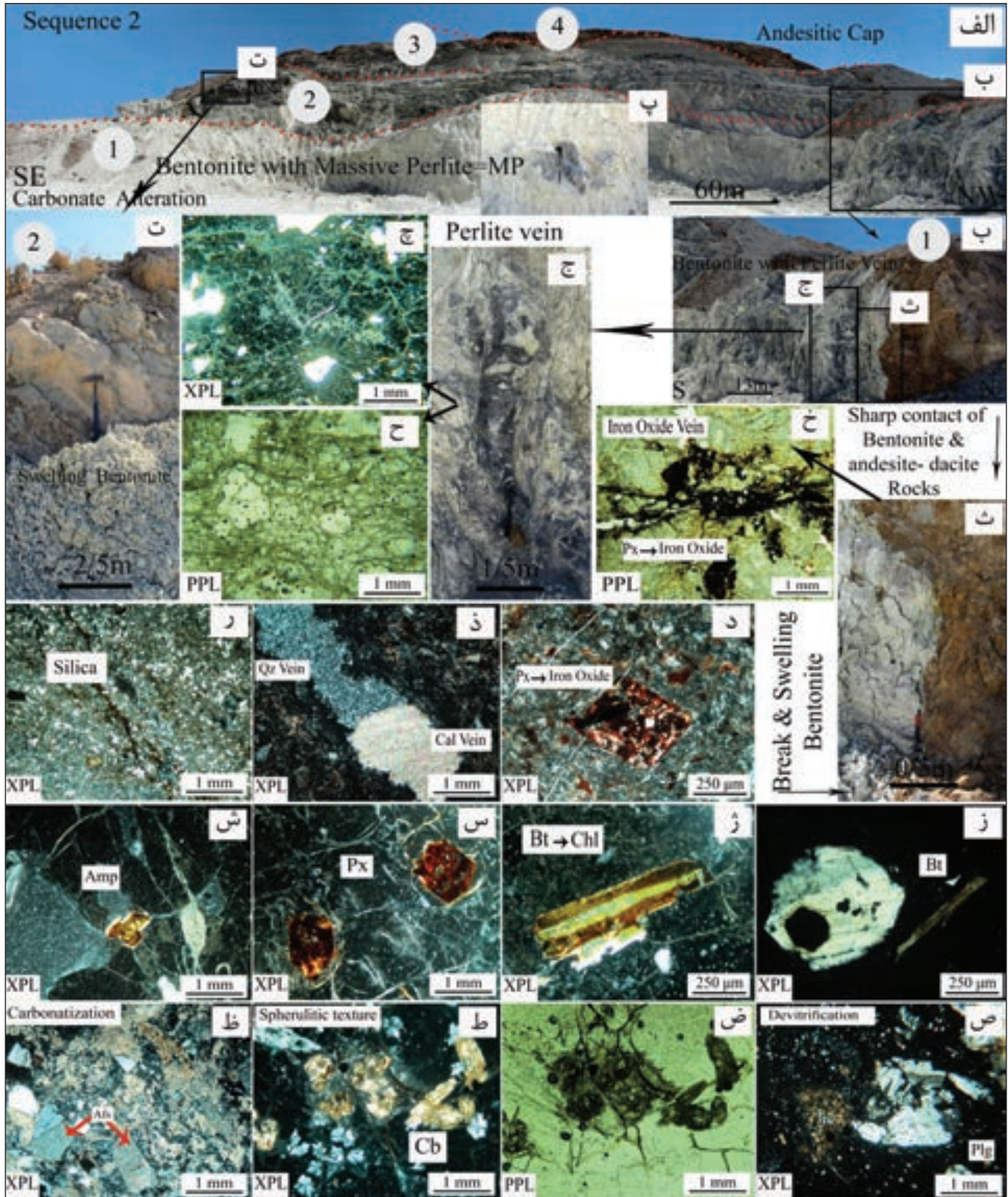
واحدهای تفکیک نشده دگرسانی شده Om^{Pr} و EO^{Pr} در معدن مؤمن آباد در چهار لایه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). در پایین‌ترین لایه، بنتونیت‌های لایه‌ای و رگه‌های پرلیتی و پرلیت توده‌ای (MP) دیده می‌شوند (شکل‌های ۶-الف، ب، پ، ث و ج). بنتونیت‌ها ویژگی‌های ظاهری خشک شده، انقباض یافته و شکسته شده نشان می‌دهند (شکل ۶-ث). در لایه دوم، رخصاره‌هایی از جنس داسیت و ریوداسیت، با دگرسانی‌های پیشرفته‌ای از نوع کربناتی‌شدن و رسی دیده می‌شود (شکل ۶-ت). لایه سوم، شامل بنتونیت‌های سفید (WB) در اطراف گسل و بنتونیت‌های سبز روشن تا تیره (GB) در نتیجه دگرسان شدن رولیت‌های پرلیتی می‌باشد (شکل ۷-الف تا ت). بنتونیت‌های سفید لایه چهارم به سختی از پرلیت‌های با دگرسانی‌های شدید (HAP) قابل تفکیک هستند. پرلیت‌ها به سه شکل پرلیت‌های عدسی شکل (LP)، توده‌ای و رگه‌ای (VP) به صورت میان لایه‌ای بسیار نازک همراه با بنتونیت هستند (شکل ۸-الف). سنگ میزبان رولیت پرلیتی در اثر دگرسانی‌های به صورت رگه‌های در حال تبدیل شدن به بنتونیت می‌باشد (شکل ۸-پ). در



شکل ۵-الف، ب، پ و ت) دگرسانی‌های پیشرفته دیاژنتیک و هیدروترمال در توف، گدازه‌های خودبُرسی و واحدهای آندزیتی دگرسان شده مربوط به توالی دوم؛ ت) فیام‌های پامیسی جانشین شده با کانی رسی؛ ج) پامیس‌های کروی با دگرسانی رسی؛ چ) دگرسانی سیلیسی در توف؛ ح) دگرسان شدن پلاژیوکلاز به آلپیت در حاشیه و سیلیس نهن بلور در مرکز؛ خ) دگرسانی رسی پلاژیوکلاز؛ د) دگرسانی و جایگزینی پیروکسن با اکسید آهن؛ ذ) دگرسانی پلاژیوکلاز به کربنات در واحدهای آندزیتی؛ ر و ز) رگه‌های کلسیتی و اکسید آهن در گدازه‌های خودبُرسی؛ ژ) تشکیل کوارتز به صورت ثانویه.

و دگرسان شده به کلریت، پیروکسن های دگرسان شده به اکسید آهن، آمفیبول، لوکوکسین و خمیره حاوی کربنات و بافت های اسفرولیت (زئولیت) است (شکل های ۶- ز، ژ، س، ش، ص، ض و ط). در توف های داسیتی- ریوداسیتی، دگرسانی کربناتی شدن به گونه فراگیر تمام خمیره و بلورها را در بر گرفته است (شکل ۶- ظ).

سنگ های داسیت و ریوداسیت دگرسانی رسی پیشرفته، اکسید آهن و سیلیسی و کربناتی شدن را نشان می دهند (شکل های ۶- خ، د، ذ و ر). ریولیت های پرلیتی با بافت های پرلیتی (شکل های ۶- چ و ح) تحت فرایند تبلور شیشه آتشفشانی به بنتونیت تبدیل شده اند (شکل های ۶- ج و ص). ترکیب این پرلیت ها شامل بیوتیت های سالم



شکل ۶- الف) نمای کلی از لایه اول و دوم مربوط به توالی دوم؛ ب) رگه های پرلیتی؛ پ) توده پرلیتی؛ ت) دگرسانی رسی و بنتونیت های متورم؛ ث) سطح برخورد بنتونیت با سنگ مادر؛ ج) ریولیت های پرلیتی با تبلور شیشه آتشفشانی در خمیره؛ ح) بافت پرلیتی؛ خ) رگه های اکسید آهن؛ د) دگرسان شدن کانی های مافیک به اکسید آهن؛ ذ) رگه کوارتز- کربنات؛ ر) تبلور شیشه آتشفشانی در خمیره؛ ز) بیوتیت؛ ژ) دگرسانی بیوتیت به کلریت؛ س) دگرسانی پیروکسن به اکسید آهن؛ ش) هورنبلند؛ ص و ض) لوکوکسن؛ ط) کربنات و بافت اسفرولیتی در زئولیت؛ ظ) کربناتی شدن شدید توف.

کاهش می‌یابد و برعکس؛ که نشان از جانشین شدن آنها به جای یکدیگر می‌باشند. در نمونه‌های T-46 و WBT-28، BT-27، P-51، P-53، B-85، B-87، B-90 میزان CaO از 2.89 تا 8.1 درصد و میزان Na₂O از 0.96 تا 2.75 متغیر هستند و نشان از بنتونیت‌های نوع کلسیمی در منطقه دارد. میزان Na₂O می‌تواند وابسته به درجه دگرسانی شیشه‌های آتشفشانی، فلدسپارها و مقاومت پایین این کانی در برابر محلول‌های بنتونیتی باشد. در نمونه‌های P-55، B-94، B-10، P-09، V-86 و P-93 میزان CaO از 0.66 تا 1.5 درصد و میزان Na₂O از 2.09 تا 3.41 متغیر است و نشان از بنتونیت‌های نوع سدیمی در منطقه دارد. بر این اساس کانسارهای بنتونیتی در منطقه مورد مطالعه از نوع سدیمی - کلسیمی هستند. میزان MgO نیز با میزان کلسیم رابطه مستقیم دارد، به طوری که با کاهش کلسیم در رس‌های بنتونیتی، میزان منیزیم نیز کاهش و میزان Na₂O افزایش می‌یابد و برعکس. به نظر می‌رسد که این ذخیره بنتونیتی غنی‌شدگی قابل توجهی از Fe₂O₃ نشان نمی‌دهد. اما در صورت وجود به میزان خیلی کم، می‌توان آن را به حضور اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن در بنتونیت نسبت داد.

۶- دگرسانی

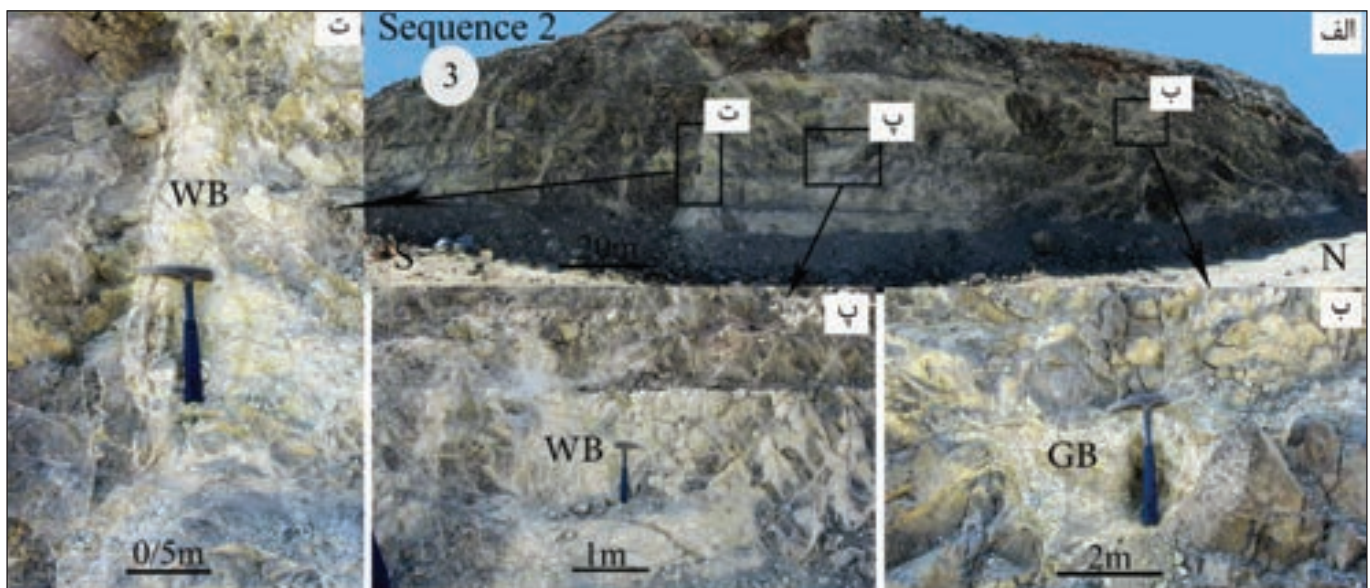
۶-۱. دگرسانی دیاژنتیک

با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، حضور کریستوبالیت و کوآرتز و به عنوان کانی اصلی، نشان می‌دهد که سیلیس به خوبی از محیط شسته نشده است. با توجه به گرا دیان دمایی بالا و وجود سیستم باز در منطقه (نماینده و همکاران، ۱۳۹۱ و ۱۳۹۴)، نرخ جریان سیال پایین بوده و منجر به تشکیل کانسار بنتونیت با محتوی کریستوبالیت و کوآرتز بالا شده است. از آنجایی که زئولیت به عنوان کانی فرعی دیده می‌شود، می‌توان گفت که آب‌شویی عناصر قلیایی نسبت به سیلیس بیشتر بوده و تشکیل اسمکتیت اتفاق افتاده است. بنابراین با توجه به مقدار بالای کانی اسمکتیت، لایه‌ای بودن کانسار (شکل‌های ۶، ۷ و ۸) و نبود زئولیت به عنوان کانی اصلی، دگرسانی دیاژنتیک در منطقه مشاهده می‌شود.

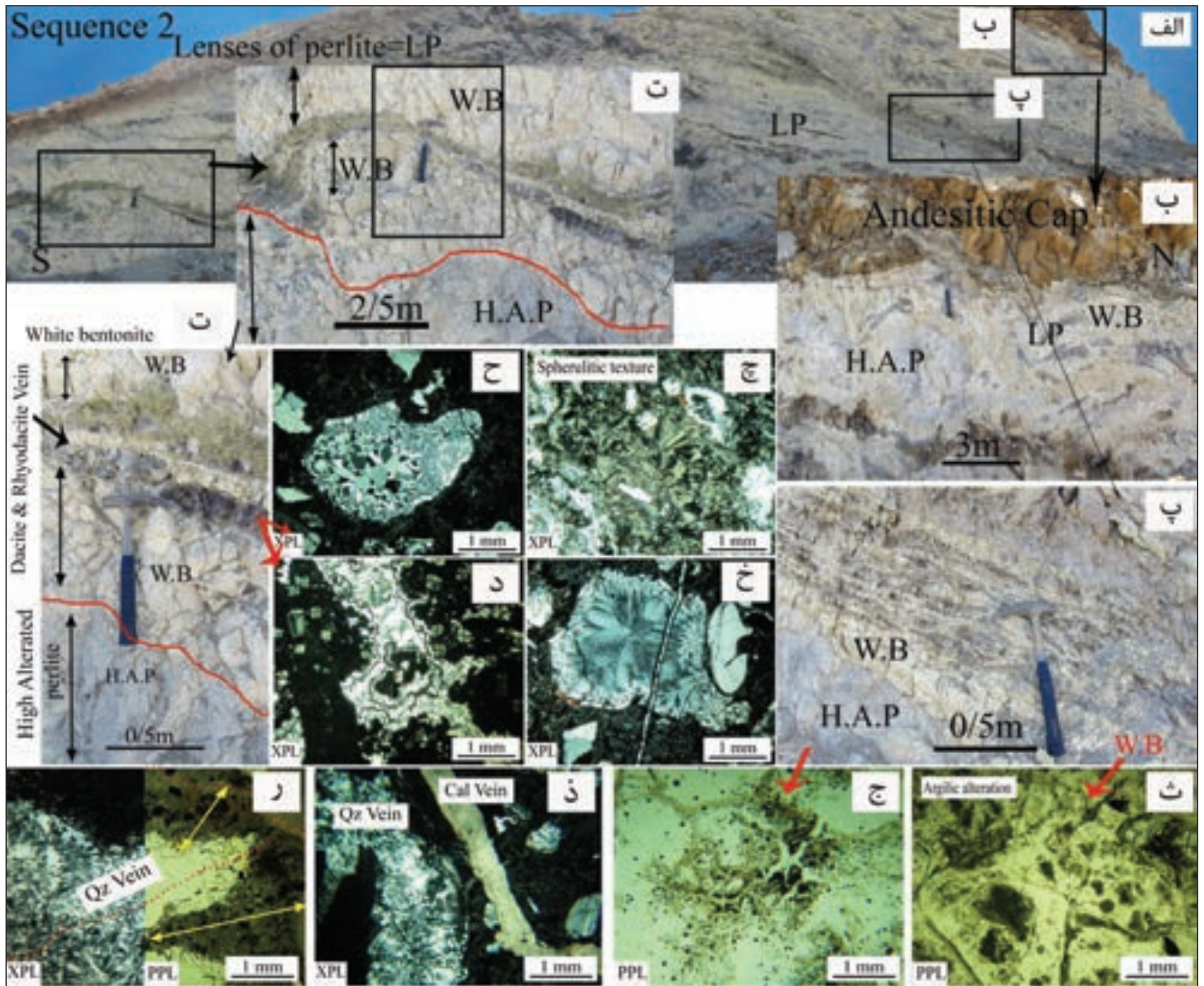
بنتونیت‌های سفید آثار دگرسانی رسی پیشرفته را نشان می‌دهند (شکل ۸-ث). رگ‌های پرلیتی (HAP) توسط کانی رسی اسمکتیت جانشین شده‌اند (شکل ۸-ج). مینابراه‌های داسیت- ریوداسیت، حاوی رگه‌های سیلیسی و بافت‌های اسفرولیتی پرکننده حفرات از جنس سیلیس و فلدسپار قلیایی می‌باشند (شکل‌های ۸-چ تا ر).
مطالعات کانی‌شناسی: در این توالی نمونه‌های B-04، B-07، B-10، B-12، B-85، B-94، P-55 و V-81 مورد مطالعه پراش پرتو ایکس قرار گرفته‌اند. اسمکتیت، کریستوبالیت، فلدسپار قلیایی (آلبیت، آنورتیت و سانیدین)، و ژیس به عنوان کانی‌های اصلی و کلسیت، همانیت، هولاندیت، کلینوپتیلولیت، کانولینیت، ایلیت، هالیت و کوآرتز کانی‌های فرعی بنتونیت‌ها هستند (جدول ۱).

۵- رفتار عناصر اصلی طی بنتونیت‌زایی

در نمونه‌های مورد مطالعه میانگین محتوای SiO₂ در نمونه‌ها از 52.8 تا 72، Al₂O₃ از 7.02 تا 8.57، CaO از 0.66 تا 8.1، Na₂O از 0.96 تا 3.41، K₂O از 0.29 تا 7.02 و MgO از 0.8 تا 3.83 درصد در تغییر است. با توجه به مطالعات زمین‌شیمیایی و XRD انجام شده، افزایش سیلیس از نوع کریستوبالیت و کوآرتز و کاهش میزان کاتیون‌ها، نشان می‌دهد که سیلیس در حین آب‌شویی و دگرسانی مهاجرت نکرده است، اما عناصر قلیایی بیشتر دچار آب‌شویی و مهاجرت شده‌اند. در نتیجه کانی رسی اسمکتیت تشکیل شده است. میزان LOI نمونه‌های منطقه مؤمن‌آباد از 5.11 تا 11.3 درصد متغیر است. با افزایش محتوای Al₂O₃ میزان LOI نیز در منطقه افزایش پیدا می‌کند. میزان Al₂O₃ با میزان LOI و کانی‌زایی رسی رابطه مستقیم دارد. این موضوع نشانه همگن نبودن نمونه‌های بنتونیتی در منطقه می‌باشد. با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، میزان Al₂O₃ به طور مستقیم به حضور آلبیت در بنتونیت‌ها وابسته است. به طوری که در نمونه B-85، پلاژیوکلاز از نوع آلبیت دیده می‌شود و میزان Al₂O₃ با 8.88 نسبت به سایر نمونه‌ها کمتر است. در تعیین نوع اسمکتیت، کاتیون‌های Ca و Na بسیار مهم هستند (Grim and Güven, 1978). مطالعات زمین‌شیمیایی منطقه نشان می‌دهد که با افزایش میزان CaO میزان Na₂O



شکل ۷- الف) نمای کلی از لایه سوم مربوط به توالی دوم؛ ب) بنتونیت‌های سبز تیره در میان ربولیت‌های پرلیتی؛ پ) بنتونیت‌های سبز تیره تا روشن در اطراف شکستگی‌ها؛ ت) بنتونیت‌های سفید در اطراف گسل.



شکل ۸- الف) نمای کلی از لایه چهارم مربوط به توالی دوم با پرلیت رگه‌ای، توده‌ای و عدسی‌های پرلیتی؛ ب) مرز بین کلاه آندزیتی و بنتونیتی سفید رنگ؛ پ) رگه پرلیتی در حال تبدیل شدن به بنتونیت؛ ت) میانبار داسیت-ریوداسیت؛ ث) دگرسانی رسی در ریولیت؛ ج) جانشین شدن ترک‌های پرلیتی با کانی رسی؛ چ، ح و خ) بافت‌های اسفرولیتی؛ د) کلونید سیلیسی؛ ذ) رگه‌های کوارتز و کلسیت؛ ر) رگه کوارتز و اکسید آهن، در میانبار داسیت-ریوداسیت.

قلیایی‌ها مثل Na و Ca در منطقه اتفاق می‌افتد، هم‌آرایی امی در واحدهای ساختاری شیشه آتشفشانی تغییر می‌کند (Christidis, 2001) و ممکن است تحمل Mg در ساختار پلاژیوکلاز افزایش یابد. Mg اضافی، سیستم را بیشتر ناپایدار می‌کند و پلاژیوکلازها حمل می‌شوند و اسمکتیت تشکیل می‌شود (Christidis et al., 1995). گدازه‌های خودبرشی از نوع گدازه‌های دما بالا نفوذ کرده در یک محیط دریایی هستند و تشکیل آنها با تبادلات گرمایی و ایجاد شکستگی‌ها و ترک خوردگی‌های بسیار زیاد همراه بوده است. این گدازه‌ها در اثر فعالیت آب‌های دریایی کم عمق تحت تأثیر دگرسانی دیاژنتیک قرار گرفته‌اند.

۶-۲. دگرسانی گرمایی

علاوه بر دگرسانی ثانویه و دیاژنتیک، در اثر دگرسانی گرمایی و دگرگونی‌های دما پایین و تأثیر آب‌های دریایی دگرسانی پرلیت به بنتونیت نیز دیده می‌شود (Davis and McPhie, 1996; Yıldız and Kuşçu, 2004 and 2007). با توجه به وجود گسل‌های واضح در رخنمون معدن و وجود بنتونیت‌های بالاترین سطح دگرسانی به رنگ سفید

پرلیت‌های ریولیتی با توجه به مورفولوژی لایه‌ای بودنشان، واحدهای مناسبی برای بنتونیتی شدن در منطقه هستند (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). مطالعات کانی‌شناسی بر روی نمونه‌های پرلیتی با شدت دگرسانی بالا (نمونه B-10)، کریستوبالیت و اسمکتیت از نوع بی‌دلیت را به عنوان فاز کانیایی اصلی نشان می‌دهد و تأکیدی بر دگرسانی پرلیت به بنتونیت در منطقه است. پرلیت‌ها می‌توانند از طریق فرایند تبلور شیشه آتشفشانی و دگرسانی‌های دیاژنتیک به کانسار رسی تبدیل شوند (Gomez et al., 2009).

شکل‌های ۶-ج، س و ص دگرسانی دیاژنتیک و تبلور شیشه آتشفشانی و دگرسانی پرلیت به بنتونیت را به وضوح نشان می‌دهند. رسی شدن شیشه و فلدسپارها از جمله درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در توف، خاکستر آتشفشانی و ایگنمبریت‌های منطقه و جانشین شدن توسط کانی‌های رسی مثل اسمکتیت زمانی که با ترکیبات و بافت‌های ولکانی کلاستیک مثل پامیس و تراشه‌های شیشه‌های آتشفشانی و بلورهایی با منشأ آتشفشانی همراه هستند (شکل‌های ۶-ج، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲). می‌تواند در نتیجه دگرسانی دیاژنتیک در منطقه رخ دهد (Yalçın and Gümüşer, 2000; Çiflikli et al., 2013).

۷- نتیجه گیری

منطقه مؤمن آباد در جنوب خاوری بیرجند و شمال خاوری سربیشه، در زون زمین درز سیستان قرار گرفته است. بنتونیت‌های این منطقه عدسی‌های متوسط و کوچک‌مقیاسی هستند. با توجه به مطالعات زمین شیمیایی و کانی‌شناسی این بنتونیت‌ها از نوع سدیمی-کلسیمی می‌باشند. شواهدی مانند افزایش سیلیس و کاهش کاتیون‌های قلیایی، افزایش Na_2O و کاهش CaO و برعکس و افزایش میزان Al_2O_3 با افزایش LOI و برعکس، نشان دهنده ناهمگن بودن بنتونیت‌ها هستند. مطالعات کانی‌شناسی اسمکتیت، کریستوبالیت، فلدسپار قلیایی (آلیت، آنورتیت و سانیدین) و ژیس را به عنوان کانی‌های اصلی و کلسیت، همتایت، هولاندیت، کلینوپتیلولیت، کانولینیت، ایلیت، هالیت و کوآرتز را به عنوان کانی‌های فرعی تشکیل دهنده بنتونیت‌ها نشان می‌دهند. این منطقه با توجه به عملکرد سامانه گسلی با امتداد شمال باختری- جنوب خاوری و جابه‌جایی‌های امتدادلغز، بستری مناسب برای چرخش سیالات گرمایی هستند. در این پژوهش مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری، زمین شیمیایی و کانی‌شناسی، دگرسانی دیاژنتیک و گرمایی که در دو توالی آتشفشانی بررسی شده است نشان داد که: (۱) آب‌شویی قلیایی‌ها نسبت به سیلیس بیشتر و محیط باز بوده و اسمکتیت به میزان زیادی تشکیل شده است، (۲) بنتونیت‌ها حالت لایه‌ای دارند و در یک محیط دریایی کم عمق تشکیل شده اند، (۳) شیشه و فلدسپار در واحدهای آذرآواری مانند پامیس و توف‌ها رسی شده‌اند، (۴) در نتیجه تبلور شیشه آتشفشانی پرلیت به بنتونیت دگرسان شده است و (۵) با توجه به شرایط تشکیل و فوران در محیط دریایی گدازه‌های خودبُرش دگرسان شده‌اند؛ لذا می‌توان نتیجه گرفت که دگرسانی دیاژنتیک در منطقه مؤمن آباد حضور دارد. اما با توجه به شواهدی مانند: (۱) رسی شدن شیشه، فلدسپار و بلورهای با منشأ آتشفشانی در واحدهای آتشفشانی مثل آندزیت، پیروکسن آندزیت، داسیت-ریوداسیت و (۲) حضور عارضه‌های ساختاری مانند گسل‌ها، درز و شکستگی در لایه سوم و تغییر رنگ بنتونیت‌هایی که از دگرسانی پرلیت به رنگ سبز روشن تا تیره و سفید حاصل شده‌اند و همچنین بنتونیت‌ها به رنگ صورتی کم‌رنگ در لایه اول که ناشی از حضور محلول‌های گرمایی و غنی از اکسید آهن هستند، می‌تواند گفت که دگرسانی گرمایی نیز در منطقه حضور دارد. شواهدی مانند: (۱) رگه‌های گرمایی، (۲) دگرسان شدن پلاژیوکلاز به کانی‌های آلیت+سریسیت و بیوتیت به کلریت، (۳) خمیره سنگ به جنس کوآرتز، کلسیت، زئولیت و کلریت، (۴) رگه‌های کوآرتز به صورت ریزبلور تا نهان بلور و بافت‌های اسفرولیتی و شعاعی و (۵) رگه‌های گرمایی کربنات در سنگ‌های پیروکسن آندزیت، داسیت، داسیت-ریوداسیت توف‌ها، گدازه‌های خودبُرش و پرلیت‌های ریولیتی، نشان می‌دهند که منطقه تحت تاثیر سیالات گرمایی با pH بالا قرار گرفته است. شواهدی مانند: (۱) رگه‌های اکسید آهن، (۲) حضور واحدهای قرمز رنگ و (۳) رخنمون بنتونیت‌های صورتی رنگ، نیز نشان دهنده اثر محلول‌های گرمایی غنی از آهن و منیزیم است.

بنابراین می‌توان گفت که کانسار بنتونیت مؤمن آباد، از دگرسانی دیاژنتیک بر توف، خاکستر آتشفشانی، برش ایگنمبریتی و گدازه‌های خودبُرش در یک محیط دریایی کم عمق و لاگون مانند در اثر فوران جریان‌های آذرآواری در آن به وجود آمده است. از طرف دیگر شواهد دگرسانی گرمایی حضور محلول‌های گرمایی و غنی از اکسید آهن را نشان می‌دهند. منابع انرژی گرمایی در دگرسانی گرمایی منطقه برای تشکیل بنتونیت می‌تواند در نتیجه نفوذ، انتشار و چرخش آب‌های سطحی، جوی و زیرزمینی و متصاعد شدن گازهای زیرسطحی و همچنین فعل و انفعالات آب‌های عمیق گدازه‌های مربوط به مخازن ماگمایی و سرد شدن سنگ‌های گدازه‌ای-آذرآواری باشد.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از داوران محترم مجله، به خاطر نظرات و پیشنهادات ارزنده‌شان تشکر و قدردانی می‌کنند.

می‌توان به نقش دگرسانی گرمایی در توده پرلیتی منطقه نیز اشاره کرد (شکل‌های ۷- الف و ت). رنگ بنتونیت‌های منطقه به صورت محلی از سفید به صورتی و سبز کم‌رنگ تا پررنگ تغییر کرده است (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). این تغییر رنگ، به صورت محلی ناشی از نفوذ محلول‌های گرمایی و محلول‌های غنی از Mn و Fe می‌باشد که از منابع آب‌های سطحی و جوی مهاجرت و در امتداد شکاف‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌ها حرکت کرده‌اند (Yıldız and Kuşçu., 2004 and 2007). علاوه بر آن برای تشکیل اسمکتیت، نسبت بالای چرخش آب‌های سطحی در واحدهای سنگی مانند پامیس و قطعات آذرآواری نیاز می‌باشد (Christidis, 2001).

رسی شدن شیشه و فلدسپارهای آتشفشانی مثل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در واحدهای آتشفشانی مانند آندزیت، پیروکسن آندزیت، داسیت-ریوداسیت (شکل‌های ۵- ح و خ) در نتیجه انتشار و غنی‌شدگی محلی از K، Na، Ca است و روند دگرسانی گرمایی در محیط‌های دریایی کم عمق را نشان می‌دهند (Christidis, 2001; Abdioglu and Arslan, 2005; Özdamar et al., 2014).

دگرسانی گرمایی در سامانه اپی‌ترمال منطقه به صورت برهم کنش سیالات pH خنثی بوده است (Pirajno, 2009). کلریت جزو مجموعه کانی‌های دگرسانی کانسار اپی‌ترمال با سولفیدی شدن ضعیف تا قوی در دگرسانی رسی پیشرفته تا حدواسط مطرح می‌باشد (Gifkins et al., 2005). از این رو، ورود محلول‌های گرمایی به سنگ‌های اسیدی تا حدواسط منطقه باعث دگرسانی کانی‌های مافیک و آزاد شدن عناصری مانند Ca، Na، Mg می‌شود که بخشی از این عناصر در ساختار کلریت به کار گرفته می‌شوند (شکل ۴).

مجموعه دگرسانی متداول در ارتباط با سیالات گرمایی ژرف و سیالات نزدیک سطح غنی از CO_2 که با سنگ دیواره واکنش می‌دهند، شامل مجموعه کانیهای زیر در منطقه می‌باشد (Pirajno, 2009): (۱) رگه‌های گرمایی از نوع رگه‌های کوآرتز و کربنات و دیگر ته‌نشست‌های سیلیکاتی مانند کلسیت، کربنات، زئولیت و کلریت است. رگه گرمایی نوع کوآرتز به صورت ریز تا نهان‌بلور و همچنین به صورت بافت‌های اسفرولیتی و شعاعی غنی از سیلیس و فلدسپار قلیایی با هسته مرکزی از کوآرتز و فلدسپار قلیایی و بدون هسته مرکزی و کلوییدی دیده شده است (شکل‌های ۸- ح، خ، د، ذ و ر؛ ۲) کانی‌های آلیت+سریسیت که از دگرسان شدن پلاژیوکلازهای اولیه حاصل شده‌اند (شکل ۵- ح؛ ۳) بیوتیت در ریولیت‌ها که به کلریت تبدیل شده است (شکل ۶- ز؛ ۴) خمیره سنگ که به کانی‌هایی مانند کوآرتز، کلسیت، زئولیت و کلریت دگرسان شده است (شکل‌های ۴- خ و د و ۶- ر، ج و ط).

همراهی زئولیت با کانسارهای بنتونیت در بسیاری از نقاط دنیا امری متداول است (Grim and Güven, 1978). زمانی که نسبت $(\text{Na}^+/\text{K}^+)/\text{H}^+$ بالا باشد، به جای بنتونیت، زئولیت به وجود می‌آید (Yıldız and Kuşçu, 2004). در منطقه مؤمن آباد، با توجه به نسبت کم قلیایی‌ها، زئولیت نمی‌تواند به عنوان فاز کانیایی اصلی تشکیل شود. در مطالعات سنگ‌نگاری (شکل ۶- ط) و کانی‌شناسی، زئولیت از نوع هولاندیت و کلینوپتیلولیت (جدول ۱) به عنوان فاز فرعی دیده می‌شود. در سنگ‌های دیواره استوک ریولیتی، حضور زئولیت، ناشی از فاز دگرسانی هیدروترمال است (Takagi et al., 2005). بنابراین حضور زئولیت را می‌توان مرتبط به فاز دگرسانی هیدروترمال در منطقه دانست.

حضور رگه‌های کربناتی همراه با رگه‌های اکسید آهن در گدازه‌های خودبُرش (شکل‌های ۵- ر و ز)، رخنمون واحدهای گدازه‌ای-آذرآواری قرمز رنگ مانند واحدهای آندزیت‌های قرمز (شکل‌های ۲- ت و ذ) و واحد هیالوآندزیت‌ها (شکل‌های ۳- ت، ث و ج) و پیدایش بنتونیت قرمز رنگ سرشار از اکسید آهن، مؤثر بودن محلول‌های گرمایی غنی از آهن و منیزیم را نیز در دگرسانی منطقه نشان می‌دهند.

کتابنگاری

حجازی، م. و قربانی، م.، ۱۳۷۳- بنتونیت- زئولیت. سازمان زمین شناسی کشور، ۶۷ ص.
 کاوشگران، ۱۳۹۴- گزارش عملیات اکتشافی و ارزیابی ذخیره زمین شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰ محدوده معدن بنتونیت مؤمن آباد.
 نماینده، ع. ر.، مدبری، س. و رنجبران، م. ۱۳۹۱- بررسی کانی شناسی و زمین شیمی معدن بنتونیت چاه گلستان سرایان، خراسان جنوبی. زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره پنجم، صص. ۶۹ تا ۷۹.
 نماینده، ع. ر.، مدبری، س. و رنجبران، م.، ۱۳۹۴- مطالعات کانی شناختی و زمین شیمیایی در تعیین شرایط تشکیل و زایش معدن بنتونیت خالکوه فردوس، خراسان جنوبی. پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و یکم، صص. ۱۹ تا ۳۴.

References

- Abdioğlu, E. and Arslan, M., 2005- Mineralogy, geochemistry and genesis of bentonites of the Ordu area, NE Turkey. *Clay Minerals* 40: 131-151.
- Caballero, E., Jimenez de Cisneros, C., Huertas, F. J., Huertas, F., Poszuoli, A., Linares, J., 2005- Bentonites from Cabo de Gata, Almeria, Spain: a mineralogical and geochemical overview. *Clay Minerals* 40: 463-480.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15: 221-239.
- Christidis, G. E., 2001- Formation and growth of smectites in bentonites: A case study from Kimolos Island, Aegean, Greece. *Clays and Clay Minerals* 49: 204-215.
- Christidis, G. E., and Huff, W. D., 2009- Geological aspects and genesis of bentonites. *Elements* 5: 93-98.
- Christidis, G. E., Scott, P. W. and Marcopoulos, T., 1995- Origin of the bentonite deposits of Eastern Milos, Aegean, Greece: geological, mineralogical and geochemical evidence. *Clays and Clay Minerals* 43: 63-77.
- Çiflikli, M., Çiftçi, E., Bayhan, M., 2013- Alteration of glassy volcanic rocks to Naand Ca-smectites in the Neogene basin of Manisa, western Anatolia, Turkey. *Clay Minerals*, 48: 513-527.
- Davis, B. K. and McPhie, J., 1996- Spherulites, quench fractures and relict perlite in a Late Devonian rhyolite dyke, Queensland, Australia: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71: 1-11.
- Ddani, M., Meunier, A., Zahraoui, M., Beaufort, D. E., Wartiti, M., Fontaine, D., Boukili, B. E. and Mahi, B., 2005- Clay mineralogy and chemical composition of bentonites from the Gourougou volcanic massif (northeast Morocco). *Clays and Clay Minerals* 53: 250-267.
- Elzea, J. and Murray, H. H., 1994- Clays: Bentonite. In: Carr DD (ed) *Industrial Minerals & Rocks*, 6th edition. SME Littleton Co., pp 233-246.
- Gifkins, C., Hermann, W. and Large, R., 2005- *Altered Volcanic Rocks: A Guide to Description and Interpretation*. Centre for Ore Deposit Research (CODES), University of Tasmania, Australia, 275 pp.
- Gomez, C., Cravero, F., Luna, L. and Garrido, M., 2009- Alteration processes in the Maliman (hipo) bentonite deposit. *Andean Precordillera, San Juan, Argentina. Pesquisas em Geociências* 36: 283-293.
- Grim, R. and Güven N., 1978- Bentonite: geology, mineralogy, properties and uses. *Developments in Sedimentology*, 24. New York. Elsevier. 256 pp.
- Hinojosa-Prieto, H. R., Vidal-Solano, J. R., Kibler, K. W. and Hinojosa-García, H. J., 2016- Geology of the Selene perlite deposit in the northern Sierra Madre Occidental, northeastern Sonora, Mexico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 68: 129-163.
- Hosterman, J. W. and Patterson, S. H., 1992- Bentonite and fuller's earth resources of the United States. *US Geological Survey Professional Paper*, 1522: 45 pp.
- Karakaya, M. Ç., Karakaya, N. and Temel, A., 2011- Mineralogical and geochemical Characteristics and Genesis of the Sepiolite Deposits at Eposits at Polatli Basin (Ankara, Turkey). *Clays and Clay Minerals* 59: 286-314.
- Nazari, H. and Salamati, R., 1999- Geological map of Sarbisheh (1/100000), Sheet 7955 Geological survey of Iran.
- Özdamar, Ş., Ece, Ö. I., Uz, B., Boylu, F., Ercan, H. Ü. and Yanık, G., 2014- Element mobility during the formation of the Uzunisa-Ordu bentonite, NE Turkey, and potential applications. *Clay Minerals* 49: 609-633.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y., Lo, C. H., 2013- Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180-181: 234-251.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Yang, H. M., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H., 2012- Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology* 306-307: 40-53.
- Pirajno, F., 2009- *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer. 1250 PP.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review. *Amer. Assoc. petrol. Geol* 1229-1258.
- Takagi, T., Koh, S. M., Song, M. S., Itoh, M. and Mogi, K., 2005- Geology and properties of the Kawasaki and Dobuyama bentonite deposits of Zao region in northeastern Japan. *Clay Minerals* 40: 333-350.

- Tirul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94: 134-150.
- Yalçın, H. and Gümüşer, G., 2000- Mineralogical and geochemical characteristics of Late Cretaceous bentonite deposits of the Kelkit Valley Region, Northern Turkey. Clay Minerals 35: 807-825.
- Yıldız, A. and Duşlupınar, İ., 2009- Mineralogy and geochemical affinities of bentonites from Kapıkaya (Eskişehir, western Turkey). Clay Minerals 44: 339-360.
- Yıldız, A. and Kuşçu, M., 2004- Origin of the Basoren (Kütahya, W Turkey) bentonite deposits. Clay Minerals 39: 219-231.
- Yıldız, A. and Kuşçu, M., 2007- Mineralogy, chemistry and physical properties of bentonites from Başören, Kütahya, W. Anatolia, Turkey. Clay Minerals 42: 399-414.

The study of diagenetic and hydrothermal alteration in the volcanic sequence of Momen-abad (North- East of Sarbisheh, Birjand) and their roles in non-metallic mineralization

S. Tarabi^{1*}, M. H. Emami², S. Modaberi³ and S. J. Shaykh Zakariaee⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Eslam Shahr Branch, Eslam Shahr, Iran

³Assistant Professor, School of Geology, College of Science, Tehran University, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2017 November 14

Accepted: 2018 March 11

Abstract

Momen-abad area, in the southeast of Birjand and the northeast of Sarbisheh, is located in the Sistan-Zemestan zone. Based on the field studies, petrography, geochemical (XRF) and X-ray diffraction (XRD) in two volcanic sequences, the alteration conditions in the area have been investigated. According to mineralogy and chemical studies, bentonites are sodium-calcium and heterogeneous. Mineralogy findings indicate that smectite minerals, cristobalite and quartz, alkaline feldspars (albite and anorthite and sanidine), gypsum, calcite, hematite, hollandite, clinoptilolite, kaolinite, ileite, and halite minerals form bentonites. In the first sequence, the effects of argillic and iron oxide alterations and in the second sequence, the effects of alteration of argillic, carbonate, chlorite, calcite, albite, silicification and iron oxide are found. Altered units which are related to the second sequence in four layers include Rhyolytic perlites of the vein, masses, lenses; white bentonites and green; Rhyodacite and dacite with the effects of alteration of devitrification, and the alteration of perlite to bentonite, advanced argillic and silicification. In addition, the composition textures of lava-pyroclastic, devitrification and the alteration of perlite to bentonite due to diagenetic alteration are found out. Glass argillization and feldspars in volcanic units, and the alteration of plagioclase to albite + sericit, biotite to chlorite, stone to quartz, calcite, zeolite and chlorite in perlites, iron oxide veins and red unit are found out in the sequences. Moreover, the change color of bentonite in the region related to alteration hydrothermal, and the presence of fluids and iron-magnesium-rich solutions are obvious in these sequences.

Keywords: Diagenetic alteration, Bentonite, Sodium- calcium, Argillic alteration, Momen-abad, Birjand.

For Persian Version see pages 163 to 174

*Corresponding author: S. Tarabi; E-mail: sahartarabi50@yahoo.com