



Vol. 12, No. 2, 1383/2004 Fall & Winter

Mineralogy, chemistry and genesis of bentonite of the Eocene sediments at Aftar region, western Semnan

K. Bazargani-Guilani¹, M.S. Rabbani²

1- Department of Geology, Faculty of Science, Tehran University, Iran
2- Department of Chemistry, Faculty of Science, Tehran University, Iran E-mail: mrabbani@chamran.ut.ac.ir

(Received: 16/11/2003, received in revised form: 22/06/2004)

Abstract: The bentonites of Aftar region, with average of 15 meters thickness and about 10 km long, are volcanoclastic sequence of Semnan Formation that formed in a shallow sea water environment. Based on the field, XRD data, microscopic and scanning electron microscopic (SEM) studies, as well as chemistry, the bentonite beds contain zeolites (clinoptilolite and mordenite), gypsum, calcite, celestine, opal, quartz, crystobalite and aragonite associated with clay minerals. XRD data of air-dried, glycolated and heated of clay fractions show the majority of the clay minerals are of swelling and of dioctahedral, smectite types. FTIR spectra, in agreement with chemical analyses data, reveal that the smectites are of Wyoming type (SWy-2) montmorillonite. The structural formula unit of representative clay of Aftar region, based on 11 oxygens, is:

 $(Ca_{0.057}Na_{0.270}K_{0.030})(Al_{1.515}Mg_{0.313}Fe_{0.109}Ti_{0.010})(Si_{4.015}O_{10})(OH)_2.$

Based on the composition of tuff and bentonites, the bentonites appear to be derived from alteration of acidic (dacitic to rhyolitic) tuffs of Eocene age in a relatively basic environment. Relatively stable smectites and zeolites are formed by dissolutim of less stable glass of vitric ash that was present in tuff during variation in basic environmental conditions.

Keywords: *bentonite, smectite, montmorillonite, zeolite, tuff, SEM, FTIR, XRD, Aftar, Semnan.*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-05]



سال دوازدهم، شمارهٔ ۲، پائیز و زمستان ۸۳، از صفحهٔ ۱۶۹ تا ۱۸۸



کانی شناسی، مشخصات شیمیایی و تکوینی بنتونیت تهنشستهای ائوسن منطقهٔ افتر، غرب سمنان

كمال الدين بازرگاني گيلاني'، محمد صادق ربّاني ً

۱ – دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی ۲ – دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه شیمی پست الکترونیکی: mrabbani@chamran.ut.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۲/۸/۲۵ ، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۳/۴/۱)

چکیده: بنتونیتهای متورم شونده شمال افتر، به ضخامت متوسط ۱۵ متر و طول حدود ۲۰کیلومتر در یک توالی آذرآواری، سازند سمنان را در محیطی کم عمق تشکیل داده است. بر مبنای مطالعات میدانی، دادههای پراش پرتو ایکس، مطالعات میکروسکوپیکی و میکروسکوپ الکترونی روبشی، و شیمی، لایههای بنتونیتی حاوی زئولیتهای کلینوپتیلولیت و موردنیت، ژیپس، کلسیت، دولومیت، سلستین، اوپال، کوارتز، کریستوبالیت و آراگونیت همراه کانیهای رسی است. دادههای پراش پرتو ایکس کانیهای رسی در شرایط هوای خشک، اتیلن گلیکولی، و در دمای 2°۵۰۵، نشان میدهد که این کانیها عمدتاً از گروه رسهای متورم شونده (اسمکتیتها) و دو هشت وجهی، هستند. طیف فروسرخ FTIR، در توافق با دادههای تجزیه شیمیایی نشان میدهد که اسمکتیتهای مورد مطالعه از نوع مونتموریونیت وایومینگ (2-Swy) اند. واحد فرمول شیمیایی کانی رسی شاخص منطقه، بر مبنای ۱۱ اکسیژن به صورت رسی است. (OH)(...(OH)(...))

بر مبنای ترکیب توف و بنتونیتها، به نظر میرسد که بنتونیتها از تبدیل توفهای اسیدی (ریولیتی تا داسیتی) با سن ائوسن در محیط تقریبا قلیایی تشکیل شده است. اسمکتیت و زئولیتهای نسبتاً پایدار از طریق انحلال شیشهٔ ناپایدار موجود در توفها به صورت درونزادی با تغییر شرایط در محیط قلیایی صورت گرفته است.

واژههای کلیدی: بنتونیت، اسمکتیت، مونتموریونیت، زئولیت، توف، میکروسکپ الکترونی، طیف سنجی فرو سرخ، پراش پرتو ایکس، افتر، سمنان.

171

مقدمه

بنتونیتها سنگهایی هستند که بخش اعظم آنها را کانیهای رسی تشکیل داده اند. سازمان زمین شناسی ایران اطلاعاتی گسترده و کلی در مورد بنتونیتهای ایران، بدون اشارهٔ اختصاصی به بنتونیتهای افتر، گردآوری و منتشر کرده است[1]. پیجوییهای خاک صنعتی (زئولیت و بنتونیت) منطقهٔ افتر توسط افتخارنژاد [۲] انجام شده است. کانیهای رسی یکی از مهمترین مواد تشکیل دهنده ته نشستهاست. رسها ذرات ریزی به ابعاد کمتر از m ۲ دارای ساختاری صفحه مانند بوده و از نظر جذب آب به دو صورت متورم شونده و نامتورم شونده عمل می کنند. رسهای متورم شونده را اسمکتیت می گویند [۳]. شناسایی رسها در ابتدا با استفاده از میکروسکوپهای نوری صورت می گرفت، اما امروزه شناخت کانیهای رسی با استفاده از پراش پرتو ایکس(XRD)، طیفسنجی IR، میکروسکوپ الکترونی روبشی و عبوری (SEM و برای تحلیل دادها صورت می گیرد.

شناسایی کانیهای رسی به خاطر کاربردهای مختلفی که در کشاورزی، کاغذسازی، لاستیک، پلاستیک، سرامیک، سیمان، و فرایند تولید روغن خوراکی، و غیره دارد ضروری است. در امور مرتبط با مخازن نفت، مطالعهٔ میزان نفوذپذیری و خلل و فرج کانیهای رسی، تأثیر آب و یا مواد اسیدی مورد استفاده در هنگام استخراج نفت بر روی رسهای موجود در مسیر، و پیشبینی پیامدهای این آثار الزامی است. در زیرسازی راهها، ساختمانها و سایر تأسیسات، مطالعهٔ پایداری شیبها، پیشبینی پیامدهای ناشی از تورم، لغزندگی، شستشو و آب بردگی بسترهای رسی اهمیت شناخت کانیهای رسی را افزون میکند. در سطح بین المللی، مجلات علمی متعددی نتایج پژوهشهای مربوط به کانیهای رسی را منتشر میکنند. اسامی تعدادی از آنها در مراجع این مقاله ذکر شده است.

در این مقاله برای اولین بار تشکیل و گسترش بنتونیت منطقهٔ افتر، شناسایی کانیهای درونزادی همراه آن، نوع کانیهای رسی و خاستگاه آنها بررسی می شود.

زمين شناسي منطقه افتر

گسترهٔ مورد مطالعهٔ افتر به وسعت تقریبی ۱۰ کیلومتر مربع در ۳۵ کیلومتری غرب سمنان قرار دارد (شکل ۱). چینهشناسی کلی ائوسن منطقه با توجه به نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ نبوی [۴] و نیمرخهای مربوط به شمال تا شمال غرب افتر (شکل ۲)، به ترتیب از پایین به بالا شامل سازندهای کرج، سمنان، و کُند است (جدول ۱). نیمرخهای منطقه مورد مطالعه نـشان میدهد که بنتونیتها در بالاترین بخش سازند سمنان جای گرفته و با سازند کُند پوشیده شده است. بنتونیتها با ضخامتها و رنگهای متنوع، اما با تغییرات درونزادی اندک، دیده می شوند. قدر مسلم این است که شیشههای آتشفشانی و یا اجزای شیشهای توفها به همراه توالی فوق در محیط دریایی به صورت لایههای بسیار نازک تا بسیار ضخیم ریخته شده است. تحقیقات متعدد نشان داده است که ترکیب ولکانیزم ائوسن اسیدی تا متوسط و بیشتر سنگها از ریولیتی تا داسیتی تغییر میکنند. گسترهٔ شمال افتر از سه رخسارهٔ سنگی عمده، به ترتیب از جدید به قدیم، شامل رخسارهٔ تبخیری، رخسارهٔ بنتونیتی و توالی بنتونیت دار و رخسارهٔ شیلی-زئولیتی پوشیده شده است. رخساره بنتونیتی که معمولاً زئولیت دار است، با دولومیتها، گرهکهای سیلیسی، رگههای چرتی و گاهی رگهها و لایههای ژیپسی همراه می شوند. اطلاعات دقیق تر در مورد سازند کُند را در مرجع [۵] می توان یافت. سازندهای مزبور در شمال افتر یال ناودیس پوشیدهای را تشکیل دادهاند که شیب آن به سمت جنوب و بین ۲۰ تا ۸۰ درجه متغیر بوده و در امتداد تقریبی شمال – شمال غرب قرار دارد.



شکل ۱ نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه افتر واقع در غرب سمنان. موقعیت سمنان در ایران با چهارگوش سیاه در پایین نقشه مشخص شده است. بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ چهار گوش سمنان که با توجه به مطالعه میدانی نمونه های منطقه، زمان ولیتولوژی توالی ها اندکی نسبت به نقشه اصلی تغییر داده شده است. ۱- نهشته های رودخانه و کال مربوط به عهد حاضر، ۲- نهشته آبرفت چلیم، ۳- بازمانده های آبرفت قدیم چلیم، ۴- گچ و آهک سازند کُند (ائوسن بالایی)، ۵- زئولیت، بنتونیت، شیل و ماسه سنگ سازند سمنان (ائوسن میانی)، ۶- شیل، ماسه سنگ، آهک، توف و توف زئولیت دار سازند سمنان (ائوسن میانی)، ۷- توف وشیل سازند کرج (ائوسن زیرین)، ۸- ناودیس افتر،



شکل ۲ نیمرخهای تهیه شده از سازندهای کُند زیرین و سمنان بالایی در منطقه شمال غرب افتر. ۱- ژیپس و ژیپس مارن دار، ۲- آهک دولومیت دار و یا دولومیت آهک دار، ۳- کنگلو مرا، ماسه سنگ و آهک سلستین دار، ۴- بنتونیت، ۵- پوشش آلوویال، ۶- مارنهای توفی سبز رنگ، همراه درون لایههایی از ماسه و سیلت، ۷- زئولیت، ۸- بین انگشتی با ماسه سنگ، کنگلومرا و آهک سلستین دار. شمارههای سمت چپ نیمرخ ها مربوط به شماره نمونهها در متن مقاله است

جدول ۱ چینه شناسی کلی سازندهای ائوسن از منطقهٔ شمال و شمال غرب افتر.

| مشخصات | سازند | زمان |
|---|-------|-------|
| لایههای ضخیم ژیپس، ژیپس مارن دارهمراه با بین لایههای آهکی، ماسه سنگ، آهک | ې. ز | |
| ماسهدار و کنگلومرا | 30 | |
| ماسه سنگ توفی، ماسه سنگ و شیل همراه لایههای توف، توف زئولیتدار و زئولیت. | . 1. | . 1 |
| شیل و بنتونیت در بالا | سمنان | الوسن |
| توف (حاوی سیل بازیک در قاعده)، شیلهای سیاه به همراه توفهای نـازک لایـه در | | |
| وسط، انواع توفها در بالای توالی، بعلاوه آنالسیم و آلبیت بـیش از ۲۵ درصـد سـنگ | كرج | |
| های لایه های توفی سبز رنگ قاعده را تشکیل می دهد. | | |

بنابر مطالعات نبوی [۴] و مشاهدات صحرایی، گسلهای مهم گسترهٔ افتر عبارتند از: گسل بشم در شمال منطقهٔ افتر که گسلی رورانده بوده و موجب شده است که مجموعهٔ پالئوزوییک و مزوزوییک پسین در کنار سازندهای کوارترنری قرار گیرد. جابهجایی این گسل حدود ۴۰۰۰ متر تخمین زده شده است. در جنوب منطقه افتر، گسل سمنان با امتداد شمال شرق – جنوب غرب قرار دارد که آن نیز یک گسل رورانده با میزان جابهجایی حدود ۱۵۰۰ متر بوده و مرز البرز مرکزی و ایران مرکزی را در منطقه نشان میدهد. در شرق منطقه افتر و در شمال سمنان، گسل در جزین گسترهٔ افتر را در برگرفته است. این گسل چپ گرد، جدیدتر از گسل سمنان است و آن را قطع میکند. با توجه به جابه جاییهای ناشی از گسلها، به ویژه در حوضهٔ شرق افتر (شکل ۳)، تاثیر آنها در اختلاط آبهای سطحی، زیرزمینی و محیطهای کم عمق منطقه در سنوزوییک دور از انتظار نیست.



شکل ۳ منطقه افتر وگسل های محدوده افتر (نقل از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ چهار گوش سمنان).

روش های تجربی

از پی جوییهای صحرایی در منطقهٔ شمال و غرب افتر، بیش از ۵۰ نمونه شامل بنتونیت و سنگهای زیر و روی آنها در امتداد ۱۰کیلومتر از بیرونزدگیهای بنتونیتی در ۱۲ نیمرخ A تا L برداشته شد که مشخصات شش نیمرخ میانی آنها در شکل ۲ نشان داده شده است. حدود ۳۰ مقطع نازک برای مطالعات میکروسکپیکی تهیه گردید. پس از شستشوی نمونههای بنتونیتی با آب مقطر، به منظور نمکزدایی و جلوگیری از انعقاد، جداسازی ذرات رسی با قطر کمتر از مرات معطر، به منظور نمکزدایی و جلوگیری از انعقاد، جداسازی ذرات رسی با قطر کمتر از پرتو ایکس (XRD) با استفاده از دستگاه زیمنس مدل ۵۰۰ – D با پرتو Iکه به مدت یک ساعت، نمونههای رسی به سه صورت هواخشک، اتیلن گلیکولی شده و در $2^\circ ۵۰$ به مدت یک ساعت، انجام گرفت. آزمون پراش پرتو ایکس عادی بر روی بنتونیتها نیز انجام گردید. تشخیص ایلیت و کانی شناسی، مشخصات شیمیایی و تکوینی بنتونیت ...

اسـمکتیت بـا مطالعـه مقـادیر جـدایش سـطوح (۰۰۱) و تـشخیص دوهـشت وجهـیهـا (دیاکتاهدرال) با مطالعهٔ مقادیر جدایش سطوح (۰۶۰) بر روی کانیهای رسی صورت گرفتـه است. طیف فروسرخ بنتونیتها و رسهای مربوطه روی حدود ۵٫۰ میلی گرم نمونهٔ خشک شده در دمای ۲۵۰۵ به مدت ۱۶ ساعت، به روش KBr در گسترهٔ ۴۰۰ تا ^{۱-} ۵۰۰۰cm، با اسـتفاده از سنگهای نابنتونیتی، بنتونیتها و رسهای جداسازی شده از آنهـا بـه روش تجزیـهٔ شـیمیتر در سازمان زمین شناسی و مرکز تحقیقات شیمی و مهندسی شیمی انجام گرفته است. سطوح تازه شکستهٔ قطعات سنگ بستر در ابعاد تقریبی ۵ میلیمتر در دمای اتاق خشک شده و با طلا بـه ضخامت حدود ۵۰ نـانومتر در خلا پوشـش داده و بـا میکروسکوپ الکترونی روبـشی زایـس (Zeiss) مدل مایه قرار گرفته است.

مشخصات بنتونيت

با توجه به لیتولوژی سازند سمنان و فسیلهای موجود درآنها، Truncorotaloides، Turborotalia و Porticulasphaera مجموعه تهنشستهای توالی ائوسن میانی منطقهٔ افتر تا در جزین، به محیط کم عمق مربوط بوده و وجود لایههای ژیپس در این سازند سرشتی رسوب گذاری در محیط تبخیری است.

در طول حدود ۱۰ کیلومتر، در زیر لایههای ژیپس، ماسه سنگ آهکدار و در مواردی در زیر کنگلومرای (شکل ۴) قاعده سازند کُند (شکل ۵)، بنتونیتها قابل ردیابی هستند. بنتونیتها در بعضی نقاط گسترهٔ مورد مطالعه به علت رانش زمین با ضخامت ظاهری بیشتری رخنمون شدهاند. در این نقاط گاهی تیههای به ظاهر گسسته، به تعداد ۵ و یا ۶ تیه، منظره گنبد مانندی در کنار هم ایجاد کردهاند. به نظر میرسد که ضخامت واقعی آنها در بخش غربی حدود ۳۰ متر، در بخش مرکزی حدود ۴۰ متر و در سمت شرقی به حدود ۲ متر برسد. رنگ بنتونیتها از قهومای، سبز و خاکستری تا سفید تغییر میکند. عموماً گونههای مرطوب رنگی بوده و پس از خشکشدن به رنگ سفید و خاکستری در میآیند. با توجه به ترکهای ایجاد شده در بیرونزدگیهای بنتونیتی در فصول خشک سال (شکل ۶)، آنها را میتوان جزء بنتونیتهای متورم شونده دانست. لایههای ناهوازده بنتونیتها به صورت تودهای و تودهای دانهدار بوده و در مواردی به صورت تیغهای و یا شمشیری ظاهر می شوند. به نظر می رسد که گونههای تیغهای و شمشیری حاوی ناخالصی ژیپس رشتهای باشد که ترکهای بنتونیتی را پر میکنند. بهعلاوه رگههای سیلیسی (کالسدونی) در بیرونزدگیهای بنتونیت منطقه مرکزی دیده میشوند. ضخامت رگههای ژیپسی و سیلیسی حداکثر تا ۵ سانتیمتر است. در بخش غربی بلوردانها و گرهکهای کوارتزی بیش از سایر مناطق بنتونیتدار وجود دارد. در بعضی نقاط لایههای ظریفی از بنتونیت و زئولیت (عمدتا کلینوپتیلولیت) در آنها یافت می شود. در این

گونه موارد به هم ریختگی های شدیدی در لایه بندی ها مشهود است که رگه ها و شکستگی های ایجاد شده در آن ها با ژیپس های رشته ای ثانویه پر شده است. در زیر لایهٔ بنتونیتی، شیلها و مارنهای سبز رنگ به ضخامت حدود ۳۰۰ متر، حاوی لایه ناز کی از آهک ماسه دار، ماسه آهک دار، بنتونیت به ضخامت های میلی متری تا سانتی متری و لایه های زئولیتی قرار دارد. در زیر این مجموعه سه لایهٔ زئولیت تقریباً خالص یکی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر و دو لایه دیگر جمعاً به ضخامت ۸۰ متر قابل مشاهده است.

> **شکل ۴** کنگلومرادر قاعده سازند کُند با جورشدگی و گردشدگی بد. جنس اکثر دانهها از سازند کرج تشکیل شده است. نزدیک به برخوردگاههای بنتونیتهای افتر و ژیبپس روی آن. محل، در حدود ۱٫۵ کیلومتری غرب پاسگاه پلیس راه سمنان به فیروز کوه.



شکل ۵ منطقهٔ بنتونیتدار در زیر لایه-های ژیپس همراه با بین لایههایی از آهک در سراسر قسمت راست و بالای عکس قرار دارد. در زیر آن شیل های توفی و سپس زئولیت ها (مرکز عکس) دارای بیرون زدگی هستند. شیب تمام لایه ها به سمت جنوب است.



شکل ۶ ترکهای پدید آمده در اثر از دست دادن آب از بنتونیت متورم شده (سمت چپ عکس). برداشت لایهای به ضخامت حدود ۵ سانتیمتر بنتونیت تودهای و دانهدار آشکار میشود (در سمت راست عکس).



نتايج پراش پرتو ايكس

بررسی طیف پراش پرتو ایکس در بازتابهای مبنایی^۱، [۱۸] کانیهای جداسازی شده از بنتونیتهای افتر نشان می دهد که فواصل لایهای (۲۰۰۱) نمونههای هواخشک از ۱۲/۳ تا ۸ ۸/۱۹ متغیر است. فواصل مزبور پس از عمل با اتیلن گلیکول به حدود ۱۶/۹۷ تا ۸ افزایش یافته و برای نمونهٔ خشک شده در دمای °۵۵۰۵ (به مدت ۱ ساعت) این فواصل به مقادیر ۹٬۰۹ تا ۸ ۲۰/۹ کاهش می یابند. طیفهای XRD مربوط به یکی از نمونهها، (Af31)، در هر یک از شرایط مذکور، در شکل ۷ نشان داده شدهاند. مشخصات ذکر شده نشان می دهد که بخش عمدهٔ کانیهای رسی در منطقه افتر از گروه اسمکتیتها (رسهای متورم شونده) هستند. تعدادی از نمونهها با قلههای شاخص ایلیت با شدتهای نسبی کم دیده می شوند.

فواصل لایهای (۰۶۰) رسهای مورد مطالعه در حدود A (۱/۵۰ است (شکل ۸) که با پیش بینی مرجع [۸] (۱/۴۹ تا A (۱/۵۰) مطابقت دارد. با توجه به فقدان فواصل لایهای (۰۶۰) بیش از ۱/۵۱ که از سرشتهای اسمکتیتهای سه هشت وجهی (تری اکتاه درال) است [۹]، به نظر می رسد که اسمکتیتهای متورم شونده افتر دوه شت وجهی (دی اکتاه درال) باشند. داده های XRD نیز نشان می دهد که کانیهای همراه اسمکتیتها به تفاوت شامل یک یا دو کانی کلینوپتیلولیت، کوارتز و اوپال - CT، کربنات (کلسیت یا دولومیت) و ژیپس اند. در مواردی نیز دو کانی دولومیت و کوارتز و یا کلسیت و کوارتز به مقادیر تقریباً یکسان همراه اسمکتیتها وجود دارند (جدول ۲). در نمونه های Af27 و Af31 سلستین و آراگونیت نیز دیده شدهاند. طیفهای XRD و موقعیت نمونه ها در نیمرخها نشان می دهد که اسمکتیت، کانی رسی غالب و فراوان بخشهای بنتونیت دار منطقه است (شکل ۷).

| كد نمونه | Clin | Mor | Op _{CT} | Q | Ca | Do | Gyp |
|----------|------|-----|------------------|---|----|----|-----|
| Af27 | ٢ | - | ١ | ۵ | ۵ | - | - |
| Af31 | ۵ | ١ | ۵ | - | ١ | ١ | - |
| Af51 | - | - | - | ۵ | ١ | ۵ | - |
| Af56 | ۵ | - | ۲ | ١ | - | - | ٣ |
| Af73 | ۵ | - | ٣ | ٢ | - | ٣ | - |
| Af99 | ۵ | - | ۵ | ١ | - | ١ | ١ |
| Af100 | ۵ | ۲ | ۵ | ١ | - | - | - |

جدول ۲ کانی های همراه اسمکتیتها در ۵ نمونه که محل آنها در نیمرخهای شکل ۲ نشان داده شده است.

کلینوپتیلولیت: Clin، موردنیت: Mor، اوپال-CT کر Op_{CT}، کوارتز: Q، کلسیت: Ca، دولومیت: Do، ژیپس: Gyp، اعداد ذکر شده شدت پیکها را به تناسب از ۱ تا ۵ نشان میدهد.

1- Basal reflections.





با فواصل لایه های (۰۶۰) از d = 1/69 تا d = 1/690 از d = 1/690 تا d = 1/690 به ترتیب از بالا به پایین مربوط به نمونه های Af96 ، Af96 میباشد.

شکل ۷ طیف های XRD مربوط به اسمکتیت Af31 از نیمرخ C به ترتیب از بالا به پایین در شرایط عادی (۲/۳۳)، اتیلن گلیکولی شده (۲۴, ۲۱ = d) و گرمادهی تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد به مدت یک ساعت (۰۹, ۱۰ = d). قله ظاهر شده در ۹/۰۳ = d، ۹۶, A = d و A/۹۶ = d مربوط به آشار باقی مانده از کلینوپتیلولیت است که همراه رس باقی مانده است.

دادههای میکروسکوپ الکترونی

مشاهدهٔ بنتونیتها با میکروسکوپ الکترونی نشان میدهد که شیشه بخش اصلی بنتو نیتها را تشکیل میدهد. شیشههای شمشیری شکل در نمونهٔ Af31 (شکل ۹-الف)، انحلال شیشه و تسکیل تدریجی اسمکتیت لانه زنبوری در نمونه Af51 از لایه بنتونیتدار نیمرخ G (شکل ۹-ب)، تشکیل یک بلور زئولیت درجازا (شکل ۹-پ)، تبدیل شیشه به اسمکتیت در نمونه Af99 (شکل ۹-ت)، تشکیل اوپال در کنار اسمکتیت، موردنیت رشتهای شکل، اسمکتیت و باقی مانده ای از شیشه در نقاط دیگری از نمونه Af31 (شکل ۹-ث)، اسمکتیت لانه زنبوری و نیز تشکیل تدریجی اوپال (شکل ۹-ج)، نشان میدهند که به طور کلی شیشهها در شرایط پیرامونی خود ناپایدار بوده و به تدریج به گونههای پایدارتری مانند اسمکتیت، موردنیت و اوپال تبدیل شدهاند. مشاهدات مشابهی هم در مرجع [۱]گزارش شده است. به نظر می سد که آپاتیت پیش از اسمکتیت تشکیل میشود (شکل ۹-چ). فسیل دیاتومه با پوستهٔ سیلیسی (شکل۹-ح) در نمونهٔ Afl1 نیز نشان میدهد که سیلیس مورد نیاز دیاتومـهها در آب دریا فراهم بوده است. فسیل گلوبژرینا^۲ با پوستهٔ آهکی در نمونهٔ اخیر نیز دیده میشود. مشاهدات مشابهی نیز در مرجع[۱۱] گزارش شده است. تبدیل شیشه به اسمکتیت و زئولیت (موردنیت و/یا کلینوپتیلولیت) مقادیری سیلیس به صورت بیشکل، اوپال (شکل ۹-چ)، یا کریـستوبالیت بهجا میگذارد. وجود سیلیس به صورت کوارتز و اوپال-CT در نمونهها، رگهها و ژئودها نیز در توافق با نتیجه گیری مزبور بوده و به نظر میرسد که تبدیلات مزبور مربوط به مراحل درونزادی باشد.

طيفهاى جذبى فروسرخ

طیف جذبی فروسرخ بنتونیتها و کانیهای رسی حاصل از آنها تهیه و با یک دیگر مقایسه شدند. شکل۱۰، طیف فروسرخ یک نمونه بنتونیت و رس جداسازی شده از آن، Af31، را نشان میدهد. نوارهای جذبی شاخص [۱۲] به همراه نوارهای جذبی نمونههای مورد مطالعه در جدول ۳ نشان داده شده است. تفاوت آشکار بین طیفها، مربوط به یهن بودن نسبی نوارهای جذبی بنتونیتها در مقایسه با رسهاست. یهنی نوارهای جذبی به طور کلی مربوط به گروههای شیمیایی مشخص اما تنوع بیشتر پیوندهای متصل به آن گروهها در بنتونیتهاست. به بیان دیگر نوارهای جذبی در یهنای گستردهٔ قلههای بنتونیتها قابل تفکیک نخواهند بود. در مقابل، نوارهای جذبی رسهای جداسازی شده باریکتر بوده و بهتر از نمونههای مادر قابل تمیزند. باریکی نوارهای جذبی را می توان به یکدست بودن بلورها نیز نسبت داد. مقایسهٔ نوارهای جذبی نمونهها و مرجع نشان میدهد که لرزشهای مربوط به گروههای Si-O، O-H و Al-O و Al-O به طور مشخص در همهٔ نمونهها قابل تشخیص است. نوار جذبی لرزشهای کششی گروه OH ساختاری در حدود ¹-۳۶۲۷cm در همهٔ نمونهها قابل مشاهده است. همچنین نوار جذبی مربوط به گروه OH مولکولهای آب در نواحی۳۴۲۴ و¹⁻۳۴۳ نیز در کلیهٔ نمونهها دیده میشود. در حالی که نوارهای جذبی مربوط به گروههای Si-O-Si و Al-O-Si هم با شدتهای متفاوت در همهٔ نمونهها وجود دارد، نوارهای جذبی گروههای AIMgOH ،AIAIOH و AIFeOH در همهٔ نمونهها دیده نمی شود. جایگزینی یونهای Al با Fe نوار جذبی را در نواحی۸۴۶ و^{I-}۹۱۵cm به سمت بسامدهای کمتر متمایل می کند [۱۳]. نوارهای جذبی در بسامدهای ۸۴۰ و¹⁻۹۰۸cm در طيف نمونهٔAf31، میتواند مربوط به ورود مقادير بسيار کمي از يونهاي آهن در ساختار مزبور باشد (شکل ۱۰). به نظر می رسد که جایگزینی مزبور ناچیز بوده به طوری که به تشکیل نوار

²⁻ Gelobigerina.

مستقل و قابل مشاهدهای در ناحیهٔ ۹۰۸cm^{-۱} منجر نشده است. نوارهای جذبی در نواحی ۱۱۱۱ و¹⁻ ۱۱۱۱ و ۱۱۴۲ در نمونهٔ Af56 را که شامل نوارهای پهنی است، با اندکی جابهجایی نسبت به قلههای مورد تشخیص [۱۳]، به تریدیمیت موجود در رسها میتوان نسبت داد.



شکل ۹ الف) شیشههای شمشیری شکل، ب) انحلال تدریجی شیشه در مرکز و تشکیل اسمکتیت در اطراف آن، پ) تشکیل بلور در جازا^۳ در کنار اسمکتیتها، ت) تبدیل تدریجی شیشه به اسمکتیت از سمت راست به سمت چپ، ث) بدیل تدریجی اسمکتیت به موردنیت رشته ای شکل، ج) اسمکتیت لانه زنبوری و شیشه در سمت چپ د) بدیل بخشی از آن به اوپال در سمت راست، چ) یک بلور آپاتیت به همراه اسمکتیتهای اطراف آن، ح) فسیل دیاتومه با پوسته سیلیسی. شمارهٔ نمونهها، مقیاس و ضرایب بزرگ نمایی در حاریب و ضرایب بزرگ نمایی در حاریب و ضرایب بزرگ نمایی در حاشیهٔ عکسها ذکر شدهاند.

3- Authigenic



شکل ۱۰ طیف فرو سرخ بنتونیت و رس جداسازی شده از آن در نمونه Af31.

| موقعیت نوارهای جذبی فروسرخ (بر حسب ^{- cm}) برای کانیهای رسی | جدول ۳ |
|---|--------|
| منطقهٔ مورد مطالعه در مقایسه با نوارهای جذبی مرجع [۱۳]. | |

| | - | - | | | |
|--------|-------|-------|-------|----------------------|-------|
| Af 100 | Af 99 | Af 56 | Af 31 | تشخيص | مرجع |
| 86 | 3898 | 86 | 3628 | کشش گروه OH ساختاری | 37877 |
| 3441 | 849. | 84 | 846. | کشش گروه OH آب | 3422 |
| 1767 | 1984 | 1984 | 1984 | تغيير شكل گروه OH آب | 1984 |
| ١٠٣١ | ١٠٣٩ | 1.47 | 1.74 | کشش Si-O | 1.41 |
| - | 918 | 910 | ٩٠٨ | تغيير شكلAlAlOH | ۹۱۷ |
| - | - | - | - | تغيير شكلAlFeOH | ۸۸۵ |
| - | ٨۴٠ | - | ٨۴٠ | تغيير شكلAlMgOH | 747 |
| ۶۱۸ | ۶۲۰ | 978 | 978 | جفت شدنAl-OوSi-O | ۶۲۰ |
| ۵۲۰ | ۵۲۵ | ۵۱۸ | 574 | تغيير شكل Al-O-Si | 226 |
| 490 | 49. | 499 | 490 | تغيير شكل Si-O-Si | 499 |

شيمي بنتونيتهاي مورد مطالعه

بنابر نظریه کادروس و آلتانر^۴ [۱۴] شیمی رسها متفاوت با شیمی سنگهای اصلی است. تشخیص ترکیب دقیق سنگهای اصلی مربوط به رسهای منطقه مورد مطالعه، فراتر از اهداف

4- Cuadros and Altaner.

بازرگانی گیلانی، ربانی

این مقاله است. ولی مقایسهٔ ترکیب شیمیایی رسها و سنگهای بستر مربوط می تواند اطلاعات مفیدی را در مورد جابهجایی یونها از سنگهای اصلی به رسها و سایر کانیهای موجود در بنتونیت، به دست دهد. نتایج تجزیه شیمیایی بنتونیتها و رسهای جداسازی شده از آن به همراه تجزیه یک نمونه توف، به عنوان سنگ اصلی تقریبی، و تجزیهٔ شیمیایی نمونهٔ مونتموریونیت نوع وایومینگ [۱۵] را در جدول ۴ میتوان دید. در این جدول همچنین تعداد یونهای موجود در صفحات چهاروجهی، هشت وجهی و میزان بار لایهای و بین لایهای دو نمونهٔ منتخب از رسها و نمونهٔ مونتموریونیت وایومینگ محاسبه و مقایسه شده است. لازم به یادآوری است که پراکندگی سنگ اصلی بسیار محدود بوده و لزوماً ترکیب شیمیایی آن بدون تغییر باقی نمانده است. به همین دلیل اطلاعات اندکی در مورد ترکیب شیمیایی سنگ اصلی در دسترس است. مقایسهٔ ترکیب شیمیایی رسها و سنگ بستر آنها نشان میدهد که در همهٔ موارد مقادیر SiO_r و CaO در رسها نسبت به سنگهای بستر کمتر بوده و در مقابل اکسیدهای آلومینیوم، منیزیم و آهن در گونههای رسی بیشتر است. محتوای اکسیدهای سدیم، پتاسیم و تیتانیوم در تجزیههای انجام شده روند مشخصی را نشان نمی دهند. به طور کلی، بالا و پایین بودن بعضی از عناصر در گونههای رسی به پایداری نسبی آن عناصر در ساختار گونههای رسی و سایر کانیهای موجود در بنتونیت مربوط می شود. تغییرات مذکور در جزئیات نیز قابل توضیحاند. پایین بودن مقدار SiOr در گونههای رسی در مقایسه با محتوای کلی SiO_r در بنتونیتهای مربوط، به تبدیل بخش متنابهی از SiOr موجود در شیشه به اوپال، کالسدونی و یا كريستوباليت نسبتاً پايدارتر نسبت داده ميشود. پايين بودن نسبي مقدار يون كلسيم در کانیهای رسی با توجه به وجود سایر کانیهای کلسیمدار که احتمالاً پایداری نسبتاً بیشتری دارند، مانند ژییس، کلسیت و زئولیتهای کلسیمداری مثل کلینویتیلولیت موجود در بنتونیت، قابل توضیح است. میزان کاتیونهای Fe و Mg در کانیهای رسی تا حدودی بیشتر است. به نظر میرسد که ورود این کاتیونها در ساختار هشت وجهی، همان گونه که در بخش طیفهای فروسرخ گفته شد، در شرایط تشکیل رسها به پایداری بیشتری در مقایسه با سایر کانیهای موجود در بنتونیت میرسند.

تبدیل ایلیت – اسمکتیت که در حوضههای رسوبی دنیا شناخته شده است و به فراهم بودن یون پتاسیم، دما و زمان بستگی دارد، طبق واکنش زیر عمل میکند[۱۶]:

Smectite + $Al^{r_+} + K^+ \longrightarrow Illite + Si^{r_+}$

میزان KrO موجود در ترکیب شیمیایی رسها را میتوان به میزان ایلیت موجود در لایهٔ اختلاتی نسبت داد [۱۷]. بر این اساس، درصد ایلیت در نمونههای Af30، Af31، Af30، Af50، Af31 و ۱/۲۶ Af99 و مونتموریونیت نوع وایومینگ (SWy-2) بهترتیب ۲٫۶۴، ۵٫۹۱، ۲٫۶۴، ۱۸٫۰۴ و ۱/۲۴ محاسبه شده است. با توجه به ترکیب شیمیایی رسها، فرمول ساختار سلول واحد آنها به ازای ۱۱ اتم اکسیژن بنا بر روش مور و رینولد^۵ [۱۸]محاسبه شده است. اما با توجه به وجود درصدی از ایلیت در ساختار اسمکتیت نمونهها، ارائهٔ فرمول ساختار سلول واحد به تناسب محتوای ایلیت مربوطه تردید آمیز خواهد بود. در عین حال، از میان نمونههای مورد مطالعه، نمونهٔAf31 با کمترین مقدار ایلیت، ۲٬۶۴ درصد، فرمول شیمیایی نسبتاً معتبری خواهد داشت که با فرمول شیمیایی مونتموریونیت مرجع، به صورت مقایسهای در ذیل ارائه شده است:

 $(Ca_{./.\Delta Y}Na_{./YY}.K_{./.Y}.)(Al_{1/\Delta 1\Delta}Mg_{./YY}Fe_{./1.3}Ti \cdot / \cdot) \cdot)(Si_{F/.1\Delta}O_{1.})(OH)_{\gamma}$ Af31 $(Ca_{./.\lambda}.Na_{./1\lambda}.K_{./.Y})(Al_{1/\Delta 1S}Mg_{./YYS}Fe_{./Y}Ti_{./.Y})(Si_{T/\lambda Y\Delta}Al_{./Y\Delta}O_{1.})(OH)_{\gamma}$ SWy-2 فرمول های شیمیایی بالا نشان میدهند که شباهتهای نزدیکی بین ترکیب شمیایی آنها

وجود دارد، اگر چه تفاوتهای اندکی نیز در آنها قابل مشاهده است. کاتیونهای چهار وجهی در وجود دارد، اگر چه تفاوتهای اندکی نیز در آنها قابل مشاهده است. کاتیونهای چهار وجهی در Af31 منحصراً از Si تشکیل شده و تعداد یونهای Si بهاندازهٔ ۲۰۱۵ ناحم نمی شود، فزونی مقدار Si توجه به اینکه جداسازی اوپال از کانیهای رسی به طور کامل انجام نمی شود، فزونی مقدار si در فرمول ارائه شده را به آن می توان نسبت داد. در گونهٔ مرجع مقادیر اندکی، در حدود ۱۲۵۸ از یونهای AI نیز در صفحات چهار وجهی وجود دارند. فراوانی یونهای AI در هر دو مورد حضور یونهای ^{۲۰}Fe را در ساختار چهار وجهی منتفی می سازد [۸۸]. بنابراین، یونهای Fe می منحصراً در ساختار هشت وجهی ظاهر می شوند. دیگر یونهایی که در ساختار هشت وجهی می توانند وجود داشته باشند عبارتند از: ^{۲۰}Mg^{۲+} و ^{۲۰}Fe. یون کلسیم معمولاً به صورت بین لایهای ظاهر می شود [۸].

جدول ۴ ترکیب شیمیایی بنتونیتها و رسهای جداسازی شده آنها (با ابعاد 2μm>) در مقایسه با یک نمونه توف منطقه (Af 119) و بنتونیت نوع وایومینگ، 2-Swy، [۹۶].

| | | 2 | • | | .) | • • • | , | 1 | 1 | |
|--------------------------------|--------|-----------------|-------|--------|-------|----------|--------|----------------|--------|-------|
| Sample | Af 31 | ${\rm Af31C}^*$ | Af 56 | Af 56C | Af 99 | Af 99C | Af 100 | Af 100C | Af 119 | SWy-2 |
| SiO ₂ | ٧٠٫١٠ | 87,74 | ۶۴,۸۰ | ۵۹ | ۶۵٫۷۷ | ۵۷٬۳۶ | ۶۵٫۲۵ | ۵٧,۵٧ | ۵۷٫۸۱ | 81,48 |
| Al ₂ O ₃ | ۱۵٫۷۸ | 19,97 | ۱۵٫۱۱ | ۱۶٫۸۹ | 17,81 | 22/12 | ۱۲٬۰۵ | ۲ <i>۰</i> ٬۶۵ | 14/11 | ۲۲٬۰۵ |
| Fe ₂ O ₃ | ۱٫۲۰ | ۲,۲۴ | ۰,۸۸ | ۲/۷۱ | ۱,۹۹ | ۲,۲۸ | ۳.۱ | ۲٫۳۶ | ۱,۷۴ | ۴,۳۷ |
| TiO ₂ | ۰,۱۶ | ۲,٠ | •,41 | •,۴ | ۰,۱۸ | ۲,٠ | •,٣٣ | •,٢٩ | ۰٫۳۱ | ۰,۰۹ |
| MgO | ۱,۴۰ | ۳,۲۵ | •,47 | 1,88 | 1,47 | ٣,٣٢ | •,٧٨ | ٣,٢٢ | ۰,۸۴ | ۲/۹۴ |
| CaO | ۴,۱۰ | ٠٫٨٢ | ۴٬۹۰ | ۳,۰۸ | ۲٫۳۲ | ۴,۱ | ٣,۶٩ | ۵,۱ | ۱۰٬۵۹ | ۱/۱۸ |
| Na ₂ O | ۲٫۱۹ | ۲,۱۶ | ١,٧١ | ۳,۴۶ | ٣,٣٧ | ۲٫۴۳ | 1,49 | 1,47 | ١,٧٩ | ۱/۴۷ |
| K ₂ O | ۱٬۰۸ | ۴۶, ۰ | ۰٬۸۶ | • ,YY | ١,٨٧ | 1,18 | ۱٫۸۰ | ۲,۲۹ | ۲,۰۲ | ٠,٢٠ |
| LOI | 8,80 | ٨,٨٧ | ٩,۵٣ | ۱۱٬۹۱ | ٩,٩۵ | ۱۱٫۳۸ | ۱۱٫۷۰ | ۱۰٬۹۷ | ۱۱٬۰۵ | ۵٫۷۶ |
| Sum | ۱۰۲/۶۱ | ۰۰٬۰۶ | ٩٨,۶٢ | ۹۹٫۸۸ | 99,49 | 1 • 1,80 | ۹۸٬۰۱ | ۲۲٬۰۰۲ | ۱۰۰٬۰۵ | ۹۹,۵۲ |

C: مربوط به رسهای جداسازی شده از نمونههای مربوط است.

5- Moore and Reynolds.

| | SWy2 | Af31 | Af100 |
|-----------|----------------|-----------------|-----------------|
| Ca | • , • A | •,• ۵V | ۰,۱۰۸ |
| Na | ۰,۱۸ | •,77• | ۰,۱۸۵ |
| K | ۰,۰۱۶ | •,•٣• | •,198 |
| L. charge | -•,٣٩٧ | -•, ۴ •۶ | -•,Δ λ Δ |
| I. charge | ۰,۳۵۶ | •,۴۱۳ | ۰,۵۹۶ |

ادامه جدول ۴ کاتیون ها در ساختار بین لایهای در منتخبی از نمونه ها.

بر مبنای تعداد کاتیونهای موجود در ساختارهای چهار وجهی، هشت وجهی و بین لایهای[۳] کانی اسمکتیت مورد مطالعه مونتموریولیت است. ساختار شبکهٔ بلورین کانی اسمکتیتهای دوهشت وجهی دارای باری معادل ۲٫۲- تا ۲٫۶- به ازای هر واحد سلولی است [۳]. بر اساس دادههای مقدار بار لایهای و بین لایهای² برای دو نمونه با کمترین و بیشترین محتوای ایلیت در مقایسه با 2-SWy نیز در جدول فوق الذکر آورده شدهاند.

بار لایهای در نمونهٔ رسهای جداسازی شده و مونتموریونیت مرجع در گسترهٔ ۲۰٫۲ - تا ۲٬۶ -قرار داشته و در نمونهٔ مرجع، SWy-2، نمونهٔ با ایلیت کم، Af31 و نمونهٔ با ایلیت بیشتر، Af100، به ترتیب افزایش نشان میدهد. در عین حال، در هر سه مورد تفاوت آنها با بار بین لایهای، اندک بوده و در مجموع خنثی بودن شبکه تا حدود زیادی تأمین میشود. با توجه به اینکه تعداد سیلیکون موجود در صفحات چهار وجهی نزدیک به عدد چهار است، این صفحات عملاً در تأمین بار لایهای تأثیر ناچیزی داشته و لذا بار لایهای بیشتر از صفحات ساختاری هشت وجهی، همانگونه که در مرجع [۳] پیشبینی شده است تأمین میشود.

بحث و برداشت

بنابر گزارش [۱۹]، توفهای Yucca Mountain واقع در نوادای آمریکا در دو منطقهٔ مورد بررسی آنها به اسمکتیت، اوپال، کریستوبالیت، کلینوپتیلولیت و کوارتز تبدیل میشود و از آن میان اسمکتیت و اوپال جزء اولین کانیهایی هستند که با شیشه تشکیل میشوند. بر مبنای مرجع [۲۰]، روابط کلی کانیشناسی نشان میدهد که شیشههای آتشفشانی طی واکنشهایی به نوبت به اسمکتیت، کلینوپتیلولیت و سپس آنالسیم تبدیل میشوند. نتایج [۲۱] نیز نشان داده است که در مرحله اول پوشش ناز کی از اسمکتیت روی شیشههای سوزنی تشکیل شده، سپس با انحلال شیشه، اسمکتیت و اندکی اوپال اغلب حفرهها را پر میکند.

6- Layer and interlayer charge.

با توجه به ترکیب شیمیایی نمونههای توالی بنتونیتدار و توف منطقهٔ مورد مطالعه (جدول ۴)، شیشهها و سوزنهای آتشفشانی و سنگ مادر توالی مورد نظر دارای ترکیب یک سنگ اسیدی از نوع ریولیتی و یا داسیتی است. تشکیل اسمکتیت، اوپال، کوارتز، کریستوبالیت، موردنیت و کلینوپتیلولیتهای منطقهٔ مورد مطالعه، ناشی از تبدیل توف و یا شیشه و تغییرات متعاقب آن است.

وجود ژیپس و سلستین در توالی مورد مطالعه [۲۲] نشان میدهد که سنگهای آذرآواری و توفها در یک حوضه دریاچهٔ نمکی- قلیایی با pH تقریبی ۸٫۵ – ۷ رسوب کرده است. با توجه به این که در محلول قلیایی مورد اشاره آلومینا نامحلول تر از سیلیکاست [۳]، اختلاط آبهای سطحی با آبهای دریایی منجر به کاهش pH در لایه بنتونیتدار شده و تغییرات درونزادی به دنبال تغییر در pH ادامه می ابد.

وجود آهک ماسهدار همراه با کنگلومرا نشان میدهد که تغییرات درونزادی و آذرآواری در محیطی کم عمق و حتی در مواردی بیرون از آب صورت گرفته است. بر مبنای تقسیم بندی مرجع [۲۳]، کانی رسیAf31 باتوجه به تعداد اتمهای Mg ، Al و Fe موجود در واحد فرمولی آن در مرز گسترهٔ مونتموریونیت وایومینگ قرار میگیرد. ولی با توجه به تطابق نسبی نوارهای جذبی طیفهای فرو سرخ نمونه مورد مطالعه با مونتموریونیت تیپ وایومینگ [11] و توافق نسبی تجزیه شیمیایی آن با ترکیب شیمیایی همین کانی [1۵] نوع کانی مزبور به احتمال بسیار مونتموریونیت تیپ وایومینگ (SWy-2) است که تمام مؤلفین این نوع بنتونیت را حاصل ریزش خاکسترهای آتشفشانی در دریا، و در مورد سازند نیوکاسل در یک دریاچه، میدانند [۲۴].

تغییرات درونزادی در محیط نسبتاً قلیایی اولیه با انحلال سیلیس همراه بوده و سیلیس جدا شده نهایتاً به صورت کریستوبالیت و یا تریدیمیت رسوب میکند. تبدیلات موازی دیگر موجب تشکیل اسمکتیت (مونتموریونیت تیپ وایومینگ)، موردنیت و کلینوپتیلولیت میشود. بنابرنظریهٔ کریستیدیس^۷ [۲۳] شیشههای آتشفشانی، به دلیل ناپایداری نسبی، ماده اولیهٔ اسمکتیت و موردنیت را تشکیل داده و ترکیب شیشه با محصول نهایی مربوطه دارای شباهتهایی بوده و ترکیبات حاصل در اثر واکنش با آبگونها به میزان محدودی تغییر مییابند. در مورد سازوکار تشکیل مونتموریونیت، موردنیت و یا کلینوپتیلولیت که در طیفهای XRD و یا تصاویر SEM نو کلات مورد مطالعه دیده شده است، با توجه به تغییر H و غلظت نمکها به نظریهٔ سوردام و پارکر^۸ [۲۵] و طرح پیشنهادی او (شکل ۱۱) میتوان مراجعه کرد. منینگ^۹

⁷⁻ Christidis

⁸⁻ Surdam and Parker.

و همکارانش در مرجع [۲۶] نیز دو مسیر واکنش برای تشکیل کانیهای رسی پیشنهاد کردهاند. در یکی از مسیرها کانیهای محلول و ناپایدار (آلومینوسیلیکاتها، اوپال،هیدروکسیدهای آهن در شرایط کاهندگی) حل شده و مواد کم محلول تر مانند رسهای با پایداری بیشتر از طریق آب حفرهای رسوب میکنند. در مسیر دیگر، در آغاز فازهای حاوی آلومینیم و سیلیسیم ناپایدار وسیلهٔ اکسی هیدروکسیدهای آهن و آلومینیوم جذب (سطحی) میشوند. گذر زمان بر اکسی هیدروکسیدها به انحلال، رسوب گذاری و نهایتاً تشکیل کانیهای رسی میانجامد. بنا بر این نظریه، ترکیب واکنشگرها ترکیبات ناپایدار و تشکیل محصولات (رسهای درجازا) از طریق انحلال در، و رسوباز، فاز آبگونی به هم مربوط میشوند.

با توجه به سازوکارهای بالا در مورد نمونههای مورد مطالعه در این مقاله میتوان چنین برداشت کرد که شیشههای ناپایدار موجود در توفها، با ترکیب ریولیتی و یا داسیتی در محیطهای نسبتاً قلیایی و در مراحل درونزادی به اسمکتیت، موردنیت و/یا کلینوپتیلولیت تبدیل میشوند که تا این مرحله تبدیلات منطبق با سازوکارهای پیشنهادی بالا هستند. ولی تشکیل رگههای سیلیسی، بلوردانها و گرهکهای سیلیسی، که در نیمرخهای مرکزی و غربی در لایههای بنتونیتدار فراوان یافت شدهاند؛ مربوط به تبدیلات درونزادی به هنگام کاهش PH از مقادیر نسبتاً قلیایی نسبت داده میشود. به بیان دیگر با تغییر PH سیال در دورههای بعدی شرایط جدیدی برای انحلال بعضی و رسوب بعضی از مواد دیگر پدید میآید.



شکل ۱۱ بخشی از طرح سوردام و پارکر در مورد سازوکار تشکیل مونتموریونیت، کلینوپتیلولیت یا موردنیت از شیشه در PH های متفاوت [۲۵].

9- Manning.

تشكر و قدردانى

مراتب تشکر خود را از همکاران کارگاه تهیه مقاطع گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانـشگاه تهران، از سازمان زمین شناسی به جهت همکاری در تهیه طیفهای XRD و تجزیـه شـیمیایی، از آقای دکتر دانشیان در دانشگاه تربیت معلم به جهت تعیین سن توالی مورد مطالعه، از آقای دکتر کیمیایی در دانشگاه کالیفرنیا به جهت تشخیص دیاتومهها، از آقای مهندس رنجبر رئیس ایستگاه تحقیقات کویری و بیابانی مرکز سمنان به جهت فراهم آوردن امکانات محلی تحقیقات، از مرکز تحقیقات شیمی و مهندسی شیمی به جهت انجام تجزیههای شیمیایی، از مسئولین محترم آزمایشگاههای XRD و آنالیز دستگاهی گروه زمین شناسی و گروه شـیمی و SEM دانشکده علوم و از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران به جهت حمایتهای مالی صمیمانه سپاسگزاری مینماید.

مراجع

حجازی مجتبی، قربانی منصور، "بنتونیت-زئولیت"، سازمان زمین شناسی، (۱۳۷۳) صفحه
 ۱۰۸.

[۲] افتخارنژاد جمشید، ^۳گزارش عملیات اکتشافی خاک صنعتی (زئولیت – بنتونیت) شمال غرب هفدر، استان سمنان ٌ، (۱۳۷۴) صفحه ۱۳۲.

[3] Velde B., "Introduction to clay minerals", Chapman and Hall (1992) p. 198.

[۴] نبوی محمد حسن، زمین شناسی ناحیه سمنان، چهارگوش شماره ۶۶۶۱ سری ۱:۱۰۰/۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۶۶).

[5] Hüber H., Mohafez S., "Geological reconnaissance in North Semnan area", GR. 334, NIOC. (1972) p. 34.

[6] Gibbs R.J., "Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting techniques", American Mineralogist 50 (1965) 741.

[7] Gibbs R.J., "Clay mineral mounting techniques for X-ray diffraction analysis, A discussion", Journal of Sedimentary Petrology, 38 (1968) 242.

[8] Choo O.Ch., Chang T.W., "Characteristics of clay minerals in gouges of Dongrae fault, south eastern Korea, and implications for fault activity", Clays and clay Minerals 48 (2000) 1204.

[9] Colak M., Helvaci C., Maggetti M., "Saponite from Emet colemanite mines, Kütahya, Turkey", Clays and Clay Minerals 48, (2000) 409.

[10] Tomita K., Yamane H., Kawano M., "Synthesis of smectite from volcanic glass at low temperature", Clays and Clay Minerals 41, (1993) 655.
[11] Giresse P., Wiewióra A., "Origin and digenesis of blue-green clays and volcanic glass in Pleistocene of Côte d' Ivoire-Ghana Marginal Ridge (ODP leg 159, Site 959)", Sedimentary Geology 127, (1999) 247.

بازرگانی گیلانی، ربانی

[12] Madejová J., Komadel P., "Baseline studies of the clay minerals society source clays: Infrared method", Clays and Clay Minerals 49, (2001) 410.

[13] Wilson M.J., "Clay mineralogy: spectroscopy and chemical determination methods", Chapman and Hall (1994) p. 367.

[14] Cuadros J., Altaner S.P., "Characterization of mixed-layer illitesmectite from bentonites using microscopic, chemical, and X-ray methods: Constraints on smectite-to-illite transformation mechanism", American Mineralogist 83, (1998) 762.

[15] Mermut A.R., Cano A.F., "Baseline studies of the clay minerals society source clays: Chemical analyses of major elements", Clays and Clay Minerals, 49 (2001) 381.

[16] Son B.K., Yoshimur T., Fukasawa, H., "Diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectites from alternating beds in Miocene to Pleistocene rocks of Niigata Basin, Japan", Clays and Clay Minerals 42 (2001) 333.

[17] Spears D.A., Kanaris-Sotiriou Riley N., Krause P., "Namurian bentonites in Pennine Basin, UK-origin and magmatic affinities", Sedimentology 46 (1999) 385.

[18] Moore D.M., Reynolds Jr.R.C., "X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals", Oxford University Press (1989) p. 332.

[19] Broxton D.E., Bish D.L., Warren R.G., "Distribution and chemistry of digenetic minerals at Yucca mountain, New County, Nevada", Clays and Clay Minerals 35, (1987) 89.

[20] Masuda H., O'neil J.R., Jiang W.T., Peacor DR., "Relation between interlayer composition of authigenic smectite, mineral assemblages, I/S reaction rate and fluid composition in silicic ash of ankai trough", Clays and Clay Minerals 44, (1996) 443.

[21] Hay R.L., Guldman S.G., "Diagenetic alteration of silicic ash in searles lake, California", Clays and Clay Minerals 35 (1987) 440.

[۲۲] بازرگانی گیلانی کمال الدین، ربانی محمد صادق، *"نهشت سلـستین چینـهکـران منطق*ـه

افتر، غرب سمنان»، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، در دست چاپ.

[23] Christidis G.E., "Formation and growth of smectites in bentonites: A case study from Kimolos island, Aegean, Greece", Clays and Clay Minerals 49 (2001) 204.

[24] Moll Jr.W.F., "Baseline studies of the clay minerals society source clays: Geological origin", Clays and Clay Minerals 49 (2001) 374.

[25] Surdam R.C., Parker R.D., "Authigenic aluminosilicate minerals in the tuffaceous rocks of the Green River Formation", Wyoming. Geol. Soc. of Am. Bull. 83 (1972) 689.

[26] Manning D.A.C., Hall P.L., Hughes C.R., "Geochemistry of clay-pore fluid interaction", Chapman and Hall (1993) p. 427.