

نهشت سلسیت استراتیفورم منطقه افتر، باختر سمنان

نوشته: دکتر کمال الدین بازرگانی گیلانی* و محمد صادق ربانی**

Deposition of Stratiform Celestite of Aftar Region, West of Semnan

By: Dr. K.B.Guilani* & M.S.Rabbani**

چکیده

توالی سنگ‌های رسوبی ناودیس منطقه مورد مطالعه (افتر در ۳۵ کیلومتری غرب سمنان)، به ترتیب شامل سازندهای کرج، سمنان و کُند است که سلسیت در لایه‌های پایینی سازند کُند گسترده است. سازند کُند بطور عمده شامل ژپس، آهک و آهک ماسه‌دار می‌باشد که در محیط تبخیری نهشته شده است. با توجه به فسیل‌های موجود در آهک‌های این توالی، اخیراً آن ائوسن بالایی بوده و در یک حوضه تبخیری کم عمق با فرونشینی متغیر و آرام تشکیل یافته است. سلسیت‌های لایه‌ای، ریتمیک و عدسی‌های کشیده و موازی با لایه بندی کلی رسوبات منطقه بوده و در مراحل دیاژنز اولیه اصلی تشکیل شده است. بلورهای سلسیت به دو صورت (۱) قطعات کشیده، خود شکل تابی شکل و (۲) عدسی (با شکل دروغین ژپس) ظاهر می‌شوند. سیلیسی شدن که در مراحل دیاژنز پسین انجام گرفته، بر لایه‌های سلسیت‌دار بیش از دیگر لایه‌ها تاثیر گذاشته است. زایش بخش اعظم سلسیت، با توجه به شکل و چگونگی قرار گیری آن، در توالی تبخیری، بطور عمده دیاژنتیک ارزیابی شده و بخش کمی از آن، احتمالاً در اثر اشباع محلول استرونیوم در محیط تبخیری و به صورت همزمان با رسوبگذاری تشکیل یافته است. به نظر می‌رسد که با توجه به فراوانی ژپس در محیط تبخیری کم عمق و در نتیجه فراوانی یون سولفات در آب؛ و نیز پایین بودن انحلال پذیری سولفات استرونیوم در مقایسه با سولفات کلسیم، حضور یون‌های استرونیوم در محیط، موجب تشکیل سولفات استرونیوم (سلسیت) شده است. افزون بر این، در نتیجه مهاجرت یون‌های استرونیوم از لایه‌های زیرین (سازند سمنان و کرج) به سوی سازند کُند و یا جابه‌جایی آنها با جریان سیالهای جوی، در مراحل دیاژنتیک می‌تواند موجب جابگزینی سلسیت به جای ژپس شده باشد. بالا بودن نسبی غلظت یون استرونیوم در سازندهای کرج و سمنان؛ احتمال تامین این یون را از این سازندهای ذکر شده بیشتر می‌نماید.

کلید واژه‌ها: سلسیت، دیاژنز، افتر، سمنان، استراتیفورم، سازند کُند، ائوسن بالایی، ژپس، استرونیوم.

Abstract

The sequence of sedimentary rocks of Aftar syncline (35 Km west of Semnan) belongs to Karadj, Semnan and Kond formations. Celestite occurs at the lower part of the Kond formation. The Kond formation itself is mainly made of gypsum, limestone and sandy limestone deposited in an evaporitic environment. Based on the type of fossils found in the limestones of the Kond formation, the age of this sequence is attributed to upper Eocene. The formation was formed during a slow and fluctuating subsidence in an evaporitic shallow basin. The layered, rhythmic and elongated lenticular celestite crystals are positioned parallel to the general bedding of the sequence and formed at early principal diagenetic stage. Two forms of celestite crystals are distinguished: a) long automorphic, to xenomorphic, slabs, and b) elongated lenticular gypsum pseudomorphs. The act of silicification, at late diagenetic stages, affected the celestite bearing layers more than other layers. Based on the shape and arrangement of celestite in the evaporitic sequence the genesis of major portion is believed to be diagenetic; while a small portion has been probably formed syndepositionally by saturation of strontium ions in solutions of evaporitic environment. It seems that strontium sulphate (celestite) was formed due to the abundant gypsum in shallow evaporitic environment. Furthermore; celestite could have been formed due to the migration of strontium ions from lower layers (Semnan and Karadj formations) or by transport of the ions by meteoric fluids. Relatively high strontium ion content of the Semnan and Karadj formations suggests a high probability of ion supply to form celestite from these formations.

Keywords: celestite, diagenesis, Aftar, Semnan, stratiform, Kond formation, upper Eocene, gypsum, strontium.

مقدمه

سلسیت با ترکیب سولفات استرونیسیم، مهم ترین و تنها کانی اقتصادی استرونیسیم را در طبیعت تشکیل می دهد. مهم ترین مصارف استرونیسیم در ساخت شیشه های مربوط به صفحه تلویزیون، نمابشگر رایانه، مصارف آتش بازی، ساخت مواد مغناطیسی و رنگ سازی است. میزان استخراج جهانی کانی های استرونیسیم در سال ۱۹۹۰ بالغ بر ۲۳۵ هزار تن بوده که به طور عمده از کشورهای مکزیک، اسپانیا، ترکیه، چین و ایران و به مقدار کمتر از الجزایر، آرژانتین و مراکش استخراج شده است (Büchel, et al., 2000). با این که کشور ایران دارای کانسارهای بزرگی از سلسیت بوده و در چند سال منتهی به سال ۱۹۸۵ میلادی هم در ردیف سومین صادر کننده سلسیت دنیا بوده است (Griffits, 1985)، اما پژوهشهای اندکی در رابطه با سلسیت ایران انجام شده است.

منطقه سلسیت دار مورد بررسی در این مقاله بخشی از کوههای البرز مرکزی در شمال افتر (۳۵ کیلومتری باختر سمنان) است و از سازند کُند تشکیل یافته و عمده ترین معادن گچ سمنان نیز در همین نواحی قرار دارد. در منطقه مورد مطالعه هم برونزدهای فراوان گچی با همبندی تند و ناگهانی بر روی توفها، زئولیتها، بنتونیتها، مارنها و ماسه سنگها وجود دارد. توالی سلسیت دار شمال افتر با مشخصات رخساره تبخیری به ظاهر همانند سلسیتی است که نخستین بار در حفاری چاه های نفت شمال آلمان توسط Müller (1962) مورد مطالعه قرار گرفته است. تا کنون پژوهشهای بسیاری در مورد تشکیل این نوع سلسیت و ارتباط آن با تبخیریها انجام شده است، که از جمله به گزارشهای Fuchtbauer & Müller (1977), Kinsman (1969), Schiebel (1978), Olausen (1981), Brodtkorb et al. (1989), Brodtkorb (1989) می توان اشاره کرد. در مقاله حاضر سلسیت موجود در توالی تبخیری منطقه با سن ائوسن برای اولین گزارش می شود. بر این مبنا می توان انتظار داشت که سلسیت در محیطها و توالی های تبخیری پس از فاز کوهزایی لارامید نیز وجود داشته و تشکیل آن محدود به مناطق ایران مرکزی و سازند قم نیست. به طور نمونه، کانسار سلسیت شمال ده نمک از سازند کند بر روی سازند کرج قرار دارد که به نظر می رسد تیپ سلسیت آن مشابه سلسیت منطقه مورد مطالعه نباشد (بررسی کانسار مذکور مقایسه دیگری است که در دست تهیه می باشد). در این مقاله در مورد سن توالی تبخیری، ترکیب شیمیایی، و منشاء احتمالی استرونیسیم سلسیت منطقه بحث خواهد شد.

روش مطالعه

پس از بررسی های زمین شناسی و مطالعات صحرایی اولیه، نمونه برداری سیستماتیک از ۱۰ نیمرخ شمالی - جنوبی در فواصل متفاوت از سمت

خاور به سوی باختر منطقه افتر (نیمرخ های A تا L) صورت گرفت. پیمایش در هر نیمرخ به طور میانگین به طول ۲۰۰۰ متر در مناطق مسطح و بیش از آن در ارتفاعات منطقه مورد مطالعه صورت گرفت. نمونه های سلسیت دار از نیمرخ هایی که مقدار آن نسبتاً بیشتر بوده گردآوری شد (شکل های ۱ و ۲). مطالعات سنگ شناسی و فسیل شناسی بر روی حدود ۵۰ نمونه دستی انجام گرفت. تشخیص سلسیت و دیگر کانی های همراه مانند دولومیت، کلسیت، کوارتز، ژپس با مطالعه طیف های XRD بر روی بیش از ۲۵ نمونه، صورت گرفت. طیف های XRD شامل گستره ای از ۵ تا ۷۰ درجه 2θ و با دستگاه زمین شناسی D5000 با تیوب $CuK\alpha$ و طول موج 1.5406 \AA و با فیلتر نیکل در سازمان زمین شناسی، تهیه شد. مطالعه میکروسکوپی بر روی ۳۰ مقطع نازک تهیه شده، برای تشخیص فسیلها و تعیین سن آنها و تشخیص انواع کانی های نافلزی، انجام شد. ترکیب شیمیایی ۲ نمونه سلسیت، یک نمونه دولومیت و یک نمونه ژپس به نسبت خالص و مقدار یون های Sr و Ca مربوط به ۱۰ نمونه از سنگهای زیر سازند کُند به صورت تجزیه ترو تجزیه دستگاهی، در مرکز تحقیقات شیمی و مهندسی شیمی تعیین گردید. ابتدا نمونه ها در دمای ۱۰۵ درجه سانتیگراد به مدت یک ساعت رطوبت گیری شده و سپس مقادیر آب و گاز کربنیک ناشی از تجزیه کربناتها در دمای ۹۰۰ درجه سانتیگراد به مدت یک ساعت تعیین شد. کلسیم و استرونیسیم به روش کلاسیک، سدیم و پتاسیم به روش طیف سنج شعله، آلومینیم، آهن، منیزیم، منگنز، تیتانیم، باریوم و یون های کم مقدار با روش جذب اتمی اندازه گیری شدند.

زمین شناسی منطقه

نظر به این که در مناطق شمال و باختر سمنان، از جمله در ناحیه افتر، که واحدهای سنگی پالئوژن به صورت دگر شیب سنگ های قدیمی تر را، پوشانده است؛ لذا با صرف نظر از توضیح سنگهای قدیمی تر صرفاً به شرح کوتاهی از سنگهای ائوسن پرداخته می شود.

در باختر شهر درجزین (خاور منطقه افتر) دگر شیبی های آشکاری میان سنگ های ائوسن دیده می شود. سنگهای اصلی منطقه در جزین مارن ها و توفهای ائوسن هستند. از ویژگیهای با اهمیت آن وجود جنبش های زمین ساختی شدیدی است که کم دامنه اما پر تعداد است. از دیگر ویژگی های مهم سنگ های منطقه درجزین، واحدهای ائوسن بالائی است که با نهشته های تبخیری دنبال می شود (نبوی، ۱۳۶۶). منطقه افتر از سنگ های آواری و تبخیری ائوسن و اولیگوسن بنیاد یافته و یک حوضه رسوبی کم ژرفا که در ائوسن در پی رویدادی زمین ساختی به وجود

موضعی کنگلومرا در زیر ماسه سنگ‌ها و یا روی بتونیت‌ها قرار گرفته‌اند. کنگلومرای مزبور به ضخامت حد اکثر ۲ متر و با جورشدگی و گرد شدگی بد به طور عمده از سازند کرج ویا سازند سمنان، تشکیل شده است (شکل ۳). بنابراین به نظر می‌رسد که پس از تشکیل سازند کرج و سمنان، بخشی از این مجموعه به علت پسروری آب و/یا چین خوردگی محلی و یا عوامل زمین ساختی از آب بیرون آمده باشد. روی ماسه سنگ و کنگلومراها آهک، ژپس با آهک‌های بین لایه‌ای، آهک ائولیتی و فسیل دار، دولومیت و عدسی و لایه‌های کوچک سلسیت‌دار، مجموعاً به ضخامتی حدود ۲۰۰ متر، تشکیل شده است. بالاترین بخش سازند گند به وسیله یک یا چند لایه ماسه سنگ با سیمان آهکی و لایه‌های ماسه‌ای سرخ رنگ، سیلت و مارن پوشیده شده است (شکل ۴).

زمین شیمی استرونسیم و تشکیل سلسیت

در کانیهای سنگ‌های ماگمایی و رسوبی و کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها، استرونسیم با شعاع یونی $1/12A^\circ$ می‌تواند به دلیل هم‌گروه بودن و ظرفیت یکسان با کلسیم، با شعاع یونی $0/99A^\circ$ جانشین آن شود (Ahrens, 1952). این نوع جانشینی با یون پتاسیم، به دلیل بار بیشتر نسبت به آن، نیز امکان پذیر است (Müller, 1962). این جانشینی در کانی‌های کلسیم‌دار به صورت پذیرفته شده (accepted) و در کانی‌های پتاسیم‌دار به صورت اسیر (captured) شده است (مُرو شرفی ۱۳۷۱). تحقیقات Turekian and Kulp (1956) نشان داده است که در سنگ‌های گرانیتی با افزایش کلسیم، مقدار استرونسیم نیز افزایش می‌یابد (جدول ۱). از آنجا که توف‌ها و یا توف‌های زیولیت‌دار اغلب ریولیتی و داسیتی هستند. لذا به نظر می‌رسد که علاوه بر شیل‌های سیاه که در سازند کرج منطقه نیز فراوان است، از یاد نسبت $Sr/Ca * 1000$ به توف و /یا شیل نیز مربوط باشد. داده‌های جدول ۲ مربوط به سنگ‌های منطقه مورد مطالعه است که از نوع سنگ‌های بیرونی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن هستند. این نوع سنگ‌ها در البرز مرکزی و شمال ایران مرکزی، عموماً با شیل همراه بوده و معمولاً از نظر ترکیب، از حد واسط تا اسیدی متغیر بوده و قلیایی می‌باشند. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها، وجود مقادیر نسبتاً بالایی یون Sr را، مشابه آنچه که در گزارش Turekian and Kulp (1965) آمده است، نشان می‌دهد (جدول ۱). لذا به نظر می‌رسد که ورود این ترکیبها به دریای ائوسن و یا فرسایش و هوازدگی و تغییرات دیاژنیتیک آنها، Sr آب دریاها و دریاچه‌های مناطق شمال ایران مرکزی و جنوب البرز مرکزی را افزایش داده است. احتمال دیگر افزایش غلظت یون Sr، می‌تواند مربوط به جریان آب‌های سطحی فرورو، و/یا بالا و پایین رفتن آب‌های زیر زمینی طی زمان رسوب گذاری لایه‌های بالایی باشد. همچنین ممکن است

آمده؛ در ائوسن پسین به علت رویداد زمین ساختی دیگر، گسترش یافته است. این منطقه از دیدگاه زمین ساختی محدود به سه گسل عمده است. گسل بشم در شمال و گسل سمنان در جنوب دارای امتداد شمال خاوری - جنوب باختری و رورانه است. گسل درجزین با امتداد تقریبی شمال باختری - جنوب خاوری گسل سمنان را قطع کرده است (شکل ۱). محدوده افتر از ناودیس پوشیده‌ای تشکیل شده که یال شمالی ناودیس از شمال به طرف افتر از سازند کرج (توف و شیل) و سازند سمنان (ماسه سنگ‌های توفی و شیل‌ها، توف‌های ژئولیتی، ژئولیت و بتونیت) تشکیل شده است (شکل ۲). توالی آذر آواری و رسوبی یاد شده در شمال و باختر آبادی افتر، از سازند گند شامل لایه‌هایی از ماسه سنگ و کنگلومرا (شکل ۳)، آهک و ژپس تشکیل شده و لایه‌ها و عدسی‌های سلسیت‌دار در پایین‌ترین بخش تبخیری‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴). سنگ‌های یاد شده امتداد تقریبی باختر - شمال باختر داشته و شیب آنها ۲۰ تا ۸۰ درجه به طرف جنوب باختری متغیر است. مجموعه تبخیری مزبور دارای آهک و آهک مارن‌دار بین لایه‌ای و همچنین لایه‌ها و عدسی‌هایی از سلسیت است (شکل ۵ و ۶). با توجه به وجود تبخیری‌ها و فسیل‌های دو کفه‌ای و همچنین آهک‌های آلیتی (شکل ۷) که بین لایه‌های تبخیری مذکور وجود دارد، می‌توان حوضه رسوبی را یک حوضه بسیار کم عمق با شدت فرونشینی متغیر و تدریجی به‌شمار آورد.

با توجه به داده‌های سنی مربوط به آهک‌های بین لایه‌ای (که به وسیله دانشیان مطالعه قرار شده است)، در مجموعه‌ای به ضخامت حدود ۲۲۰ متر ژپس منطقه شمال و شمال باختر افتر و نمونه‌های زیرین آن بر مبنای مشخصات داده شده توسط Huber and Mohafez (1972)، توالی کنگلومرا، ماسه سنگ، ماسه سنگ با سیمان آهکی و ژپس همراه با آهک‌های بین لایه‌ای را هم ارز سازند کند و مربوط به ائوسن بالایی می‌توان ارزیابی کرد. افزون بر Huber and Mohafez (1972) وجود توالی سیلت، مارن، عدسی‌های آهک نومولیت‌دار، شیل و ژپس را در ناودیس دیدشت افتر به‌عنوان شواهدی بر رسوبی بودن محیط دریایی کم عمق و آرام با فرونشینی تدریجی دانسته که در اولیگوسن میانی در اثر فاز چین خوردگی به هم خورده است.

در زیر سازند گند، بتونیت‌ها یا لایه‌هایی بتونیت‌دار وجود دارد. در بخش خاوری منطقه، بتونیت‌ها مواد آلی بیشتری نسبت به دیگر بخش‌ها دارند. از سوی دیگر این بتونیت‌ها که حاوی گرهک‌ها و بلور دان‌ها و رگه‌های سیلیسی (اغلب حاوی کلسدونی و کوارتز) هستند؛ بیرون‌زدگی‌های آشکاری دارند. روی بتونیت‌ها، یا هم ردیف آنها، به ضخامتی حدود ۲۰ متر ماسه سنگ با سیمان آهکی، آهک ماسه‌دار و دیاتومه‌دار، کنگلومرا با سیمانی از سیلیس قرار دارد. در این توالی به طور

می تواند متغیر باشد. از سوی دیگر، بر مبنای تقسیم بندی (Burkhard 1978)، سلسیت، سولفات استرونیسمی است که کمتر از ۱۰ درصد $BaSO_4$ داشته و غلظت دیگر عناصر در آن در حد ppm باشد. تجزیه دو نمونه از سلسیت که در گزارش Müller (1962) ذکر شده، در جدول ۳ نشان داده شده است. تجزیه دو نمونه از سلسیت افتر، نوع ریتیمیک (Af 107) مربوط به افق پایین تر، نوع دانه ای (Af 113) مربوط به افق بالاتر در مقایسه با ترکیب شیمیایی دو نمونه فوق در جدول ۲ آورده شده است. اینک توضیحاتی در مورد تفاوت های تجزیه شیمیایی نمونه های افتر و دونمونه ذکر شده در مراجع ارائه می شود. با توجه به داده های مربوط به مقاطع نازک، طیف های XRD و تجزیه شیمیایی آنها نشان می دهد که سلسیت منطقه افتر دارای مقادیری کلسیت، کوارتز و ژپس است. وجود مقادیر اندکی یون Mg، با توجه به وجود کلسیت که در طیف های XRD مشاهده شده است، توجیه می شود. مقدار آهن نمونه های مطالعه شده، اندکی بیش از سلسیت های مورد مقایسه است. رنگ آجری سطح سلسیت، وجود کانی کدر زیر نور پلاریزه و رنگ سرخ در زیر نور عادی در مطالعات میکروسکوپی، وجود آهن را به صورت هماتیت در نمونه Af107 مشخص می کند. در این نمونه مقدار کمی Al_2O_3 وجود دارد که می تواند مربوط به ناخالصی های رسی همراه با سلسیت باشد. وجود مقادیری اکسید کلسیم، اندکی CO_2 و نیز وجود یون سولفات در توافق با داده های XRD و نشانگر وجود مقداری کلسیت و ژپس است. یون های Ba در نمونه ها نشان می دهد که اندکی از این یون احتمالاً جایگزین Sr موجود در سلسیت های این منطقه شده است. ترکیب شیمیایی نمونه هایی از دولومیت و ژپس از توالی سلسیت دار افتر در جدول ۳ نشان داده شده است. ترکیب شیمیایی نمونه دولومیت (Af 95)، نشان می دهد که اندکی از یون های آهن (۱/۵۷ درصد)، استرونیسم (۰/۴۷ درصد)، بر حسب اکسیدهای مربوط، و مقادیر ناچیزی از یون باریوم وجود دارد. به نظر می رسد که یون های آهن جانشین یون منیزیم در ساختار دولومیت شده و یون استرونیسم و باریوم در ساختار سلسیت همراه دولومیت وجود داشته باشد. با توجه به مطالعه مقطع تهیه شده از نمونه مزبور، سیلیس موجود در دولومیت به صورت کوارتز و کلسدونی ظاهر می شود. تجزیه شیمیایی Af 57 نشان می دهد که این نمونه دارای ژپس نسبتاً خالص است. وجود مقدار اندکی استرونیسم در این نمونه، با توجه به برداشت نمونه از نیمرخ های سلسیت دار، غیر عادی به نظر نمی رسد.

مشخصات سلسیت و تکامل دوره های تبخیری

توالی تبخیری سلسیت دار، بر بستری از بنتونیت، ماسه سنگ و/یا آهک ماسه دار قرار گرفته است. این توالی در مواردی به صورت بین انگشتی

سیالهای مراحل دیاژنز، یون های Sr موجود در سنگ های یاد شده را در خود حل کرده و جابه جا کرده باشد. این یون با هر سازوکاری که به جریان افتاده باشد، در مرحله دیاژنز و در تماس با ژپس و یا انیدریت می تواند به دلیل حاصل ضرب انحلال پذیری بسیار پایین تر سولفات استرونیسم نسبت به سولفات کلسیم (کمتر از پنجاه برابر)، زودتر رسوب کند. به منظور بررسی شرایط تشکیل و یا حل شدن سلسیت (Reardon and Armstrong 1987) در آزمایشهایی شرایط مزبور را شبیه سازی کرده و نتیجه گرفته اند که بیشترین انحلال پذیری سلسیت در دمای $20^\circ C$ است. لازم به ذکر است که در محیط های تبخیری، صرف نظر از فعالیت های گرمایی، دمای آب، حتی در مناطق حاره، به ندرت به بیش از $20^\circ C$ می رسد. بر مبنای پژوهش Müller (1962) و Fuchtbauer & Müller (1977) در محیط های تبخیری گرم و حاره، با تبخیر آب دریاها و دریاچه ها و در نتیجه افزایش غلظت نمک های حل شده در آنها، ابتدا کربنات کلسیم رسوب می کند و پس از آن، با تبخیر بیشتر و کاهش حجم آب به $1:3/35$ تا $1:5$ حجم اولیه، سولفات استرونیسم (سلسیت) و سپس با کاهش بیشتر حجم آب در محدوده $1:5$ تا $1:12$ حجم اولیه سولفات کلسیم (ژپس یا انیدریت) رسوب می کند. به همین ترتیب، با کاهش حجم به $1:12$ تا $1:64$ حجم اولیه، کلرید سدیم نیز نهشته می شود. با استفاده از داده های مزبور و با توجه به این که آثاری از نمک های انحلال پذیرتر مانند نمک های سدیم و پتاسیم در نیمرخ های مورد بررسی مشاهده نشده است؛ به نظر می رسد که تبخیر آب در دریای افتر به صورت دوره ای تا حد $1:12$ حجم اولیه ادامه داشته است بر اساس مطالعات Müller (1962) و Fuchtbauer & Müller (1977) غلظت سولفات استرونیسم در آغاز رسوب گذاری در آب دریا $5/5mg/1000mL$ است. در تبخیر آب دریا از $1:3/35$ تا $1:5$ حجم اولیه، مقدار سولفات استرونیسم به ۵ برابر مقدار اولیه می رسد که از این مقدار، حدود $8/2mg/1000mL$ در آب به صورت حل شده مانده و بقیه به صورت سلسیت رسوب می کند. هر چند که منشأ سلسیت موجود نیمرخ های بررسی شده (اشکال ۴ و ۸) با نظریات Fuchtbauer & Müller (1977) و Müller (1962) تا حدودی توافق دارد، اما با توجه به توضیحاتی که در بخش بحث و تفسیر تشکیل سلسیت ارائه می شود، به نظر می رسد در منطقه مورد بررسی، تشکیل تمامی سلسیت محدود به منشاء تبخیری مورد اشاره در گزارش های اخیر نباشد.

ترکیب شیمیایی سلسیت، ژپس و دولومیت توالی سلسیت دار افتر

به نظر Müller (1962)، در تجزیه کانی طبیعی سلسیت، مقادیر متفاوتی یون های باریوم و کلسیم وجود دارد که در سلسیت بین ۰/۱ تا ۱ درصد

احتمالاً میزان تبخیر به کمترین حد خود رسیده و یا در اثر پس روی دریا، محیط تبخیری به محیط ساحلی با رخساره ماسه سنگی و کنگلومرای تبدیل شده است. به این ترتیب به نظر می رسد که تشکیل سلسیت تنها محدود به شکلی که در گزارش Müller (1962) و Brodtkorb (1989) ذکر شده، نمی باشد. شواهد ذکر شده در این مقاله نشان می دهد که هر چند آهک، ژیس، انیدریت و بخشی از سلسیت احتمالاً به همان صورت گفته شده تشکیل شده اند؛ اما تشکیل بخش عمده سلسیت از راه انتقال یون های استرونیسم از دیگر لایه ها و در جایگزینی با یون کلسیم ژیس یا انیدریت، در مراحل دیاژنتیکی صورت گرفته است.

مشخصات توالی سلسیت دار

سلسیت های گفته شده به ترتیب فراوانی در منطقه مورد مطالعه به چهار شکل متفاوت وجود دارند:

الف) سلسیت ریتیمیک (شکل ۴)، به رنگ کرم، قهوه ای و گاهی شفاف یافت می شود. اندازه بلورهای آن در مقیاس میکروسکوپی ریز تا متوسط است. سنگ های مربوطه سخت و محکم بوده و با توجه به جرم حجمی بالاتر از سنگ های آهکی و دولومیتی در نمونه های دستی، تشخیص داده می شوند. ضخامت لایه های سلسیت ریتیمیک در نیمرخ های خاوری تا ۲۰ سانتی متر هم می رسد. درجه خلوص آنها نسبتاً بالاست (نمونه Af 107 جدول ۱). لایه یاد شده گاه با اندکی سیلیس به صورت کوارتز و تا حدود ده درصد آهک همراه است.

ب) سلسیت سیلیسی شده با بلورهای ریزتر از بلورهای نوع ریتیمیک دیده می شوند. سنگ های در برگیرنده آنها نیز بسیار سخت بوده و با جرم حجمی بالاتر از دیگر سنگها، مانند چرت، شناخته می شوند. این دسته در پایین ترین بخش سازند معادل کند و به ویژه در نیمرخ های خاوری مشاهده شده است.

ج) سلسیت توده ای و عدسی شکل، عموماً ریز بلور بوده و به صورت عدسی، در بالا و پایین لایه آهکی توالی تبخیری افتر و در نیمرخ A و B، به مقدار بسیار کمتر در نیمرخ E (شکل ۴) یافت می شوند. این نوع سلسیت شفاف، سفید تا شیری رنگ، نرم تر و با گسترش کمتر نسبت به دو نوع قبلی است.

د) سلسیت همراه دولومیت و آهک، به مقدار کم و یافت شده است. تشخیص آنها با مطالعه پراش پرتو ایکس، مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی صورت گرفته است.

سلسیت های نوع ریتیمیک و سیلیسی شده، اغلب در افق پایین نیمرخ B, A و E، سلسیت های نوع توده ای و عدسی شکل در افق بالای همین نیمرخ و سلسیت های همراه دولومیت و آهک اغلب در نیمرخ J قابل مشاهده

وجود دارد (شکل ۴). بر روی این بستر، معمولاً آهک، سلسیت ریتیمیک یا سلسیت سیلیسی شده و یا آهک سلسیت دار قرار می گیرد. ضخامت سلسیت در نیمرخ های خاوری منطقه، گاه به ۲۰ سانتی متر هم می رسد. در حالی که این ضخامت در نیمرخ های باختری اندک بوده و یا حتی در معادل آن دولومیت تشکیل یافته است. در نیمرخ J (شکل ۴) توالی یاد شده روی آهک و ماسه سنگ قرار گرفته و در نیمرخ B، روی آهک و سلسیت است و با ژیس و یا ژیس مارن دار به ضخامت حدود ۳۰ متر پوشیده شده است. بر روی ژیس ها آهک هایی تشکیل شده که در ابتدای و انتهای تشکیل آن، عدسی هایی از سلسیت توده ای و دانه ریز روشن رنگ به ضخامت کمتر از ۱۰ سانتی متر و به طول حداکثر ۵۰ سانتی متر قرار می گیرد. لایه های هم ارز آن در نیمرخ های باختری از جمله نیمرخ J، اکثراً دولومیتی شده است و مقدار سلسیت آن خیلی کمتر از بخش خاوری توالی ها است. همان گونه که در نیمرخ های رسم شده در شکل ۴ نشان داده شده است، در این توالی ها، ژیس و ژیس مارن دار با آهک در ضخامت هایی تا ۱۰ متر تکرار می شود. در مطالعه میکروسکوپی مقاطع آهک ها، آثاری از سلسیت دیده شده است. توالی تبخیری یاد شده با ماسه سنگ، آهک ماسه دار و شیل دار سرخ رنگ، احتمالاً مربوط به سازند سرخ زیرین، پوشیده شده است (نیمرخ های A و B شکل ۴).

توالی کلی رسوبی و واحدهای جزئی تبخیری منطقه شمال افتر در شکل ۸ نشان داده شده است. به نظر می رسد که در آغاز رسوب گذاری سلسیت این دوره ها، غلظت سولفات استرونیسم از ۸/۲ppm فراتر رفته باشد. با تبخیر بیشتر آب و کاهش حجم آن و در نتیجه افزایش غلظت نمکها، رسوب گذاری ژیس آغاز شده است. در این مرحله با افزایش ورود آب، رسوب گذاری سولفات ها قطع شده و با تبخیر دوباره آب، دوره بعدی، رسوب گذاری سلسیت بار دیگر آغاز می شود. در این مرحله، سلسیت یک بار دیگر به همراه آهک رسوب می کند. با تبخیر بیشتر و افزایش دوباره غلظت نمکها در آب، ژیس نیز دوباره رسوب می کند. با این تفاوت که دوره های بعدی، دارای تبخیر کمتری بوده و غلظت کلی نمک چندان افزایش نمی یابد. به نظر می رسد پس از تشکیل ماسه سنگ و کنگلومرا، فرونشینی تدریجی حوضه رسوبی آغاز شده و به صورت دوره ای، غلظت نمک در محیط رسوبی کم و زیاد شده و شرایط رسوب آهک، سلسیت و آنگاه ژیس فراهم شده است (شکل ۳). با تکرار دوره های تبخیری لایه های کم و بیش مشابه تشکیل می شود. در دوره های پایانی رسوب گذاری سازند کنند، احتمالاً غلظت نمک در حوضه رسوبی کاهش یافته و ماسه سنگ تنها با سیمان آهکی و یا ماسه سنگ و کنگلومرا تشکیل شده است (شکل ۴ و ۸). در این مرحله،

سلسیت در خلیج فارس در زمان حاضر نیز با افزایش غلظت نمکهای آب دریا تا ۳/۸ برابر اولیه انجام می‌گیرد. براساس مطالعات Müller (1969) افزایش مقدار استرونیسیم در منطقه Bodensee، در جنوب آلمان، در اثر شستشوی لایه‌های استرونیسیم‌دار اطراف و زهکشی آن به دریاچه کنستانتین است. بر مبنای این نظریات، تشکیل سلسیت در نتیجه افزایش یون استرونیسیم، می‌تواند، از راه سازوکارهای متفاوت، صورت گیرد.

صرف نظر از رسوب مستقیم سلسیت در محیط‌های اشیاعی و تبخیری، تشکیل ژئیس به صورت عدسی شکل، دیسکی و شبه دیسکی، به‌ویژه در مناطقی که مواد آلی نیز در آنها وجود دارد، رایج می‌باشد (Cody, 1979). در این گونه موارد، سلسیت می‌تواند جانشین ژئیس شود (Orti et al., 1998). مطالعات دیگری نیز در مورد جانشینی ژئیس، انیدریت و سلسیت به وسیله سیلیس، در محیط‌های تبخیری و دیاژنتیک صورت گرفته‌اند (Folk & Pittman, 1971; West, 1973; Milliken, 1979; Friedman & Shukla, 1980; Boyce et al., 1990; Orti et al., 1998; Alonso-Zarza et al., 2002) که سیلی شدن بطور عمده مراحل دیاژنتیک و/یا در محیط‌های تبخیری انجام شده است. در مورد منشأ استرونیسیم چنین کانسارهایی دو نظریه وجود دارد. به نظر Fuchtbauer & Müller (1977) و Brodtkorb (1989) منشأ استرونیسیم آب دریا است. در حالی که Kinsman (1969) Billings & Rogland (1968) و Burkhard (1978) معتقد هستند که چون استرونیسیم موجود در کربنات‌های عهد حاضر ۴۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ ppm است؛ احتمالاً کربنات‌های زمان‌های گذشته نیز دارای همین مقادیر استرونیسیم بوده‌اند که در مراحل دیاژنتیک، مقداری از آن در آب حل شده و ۱۰۰ تا ۲۰۰ ppm کاهش پیدا کرده است. در نتیجه، استرونیسیم آزاد شده به کمک آب‌های رقیق تازه جوی (آب‌های جوی یا مخلوط آنها با آب دریاها و یا آب زیرزمین)، در انتقال به لایه‌های سولفات‌دار (ژئیس و انیدریت) جایگزین یون‌های کلسیم آنها شده است.

مقایسه نتایج ذکر شده در جدول‌های ۱ و ۲ نشان می‌دهد که نسبت $1000 * Sr/Ca$ در نمونه‌های مورد مطالعه منطقه بالاست. در واقع، بالا بودن مقدار Sr نمونه‌ها را می‌توان چنین تفسیر کرد که با حرکت آب محبوس در توالی سازند کند، بالا آمدن آب‌های زیرزمینی، شستشوی مناطق مرتفع تر مانند باختر منطقه در جزین در زمان ائوسن بالایی، ویا ریزش آب‌های جوی و فرو رفتن آنها در لایه‌ها و توالی‌های سازند کرج و سمنان و با انحلال تدریجی استرونیسیم موجود در سازند‌های مذکور و حرکت سیالات استرونیسیم‌دار مزبور به سوی سازند کند، که حاوی ژئیس بسیار زیادی می‌باشد، بخش کوچکی از ژئیس را به سلسیت تبدیل کرده است. در شرایطی که سیلیس به صورت حل شده در سیالها قرار می‌گیرد، پدیده جانشینی آن با سلسیت نیز روی می‌دهد. هر دو پدیده، یعنی

است. در مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک، سلسیت‌ها به چهار صورت دیده می‌شوند:

۱) سلسیت نسبتاً خالص: این نوع دارای بیش از ۹۰ درصد سلسیت با بلورهای خود شکل تا نیمه خود شکل به بزرگی ۰/۱ تا ۱ میلی متر است. بلورها به صورت منشوری و ستونی با دانه‌هایی تقریباً هم اندازه دیده می‌شوند. بلورهای ستونی کم و بیش موازای لایه‌بندی عمومی سنگهای در برگیرنده خود قرار گرفته‌اند. کلسیت همراه آن معمولاً ریز بلورتر از سلسیت است. این دسته اغلب در مقاطع نمونه‌های ریتیمیک و سلسیت توده‌ای قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۹).

۲) سلسیت همراه کلسیت: تغییرات از سلسیت نسبتاً خالص به سلسیت همراه با کلسیت تدریجی است. به گونه‌ای که همواره کلسیت در آغاز و سلسیت به تدریج در بالایی کلسیت رشد کرده است. این نوع سلسیت خود شکل تر از نمونه‌های سلسیت خالص ظاهر می‌شود و دانه‌های آن بزرگ تر از سلسیت‌های خالص بوده و به ۱ تا ۳ میلی متر نیز می‌رسد.

۳) سلسیت‌های سیلیسی شده: این نوع سلسیت، به‌ویژه در پایین ترین افق سلسیت‌دار به تدریج به وسیله کوارتز و کالسدون، جانشین شده است. در واقع می‌توان گفت که در این مرحله سیلیسی شدن سولفات‌ها صورت گرفته است (شکل ۱۱). در بعضی موارد نیز حفره‌های میان بلورهای ستونی کشیده، با کوارتز دانه‌ای پر شده است (شکل ۱۰ و ۱۱).

۴) سلسیت‌های ثانویه: این نوع سلسیت در مقاطع مورد مطالعه به خوبی قابل مشاهده بوده و بیشتر جانشین ژئیس شده است (شکل ۱۱). این نمونه‌ها مربوط به پایین ترین بخش سلسیت‌دار نیمرخ‌هاست که در آن ژئیس عدسی شکل کاملاً به وسیله سلسیت جانشین شده است. در مواردی نیز جانشینی سلسیت با کلسیت در مقاطع قابل مشاهده است. این جانشینی از اطراف یا از مرکز بلورها صورت گرفته است.

بحث و تفسیر تشکیل سلسیت

تفاوت‌هایی بین کانی‌های تبخیری در طبیعت و کانی‌های تشکیل شده در اثر تبخیر آب دریا در آزمایشگاه وجود دارد (Tucker, 1996). یکی از این تفاوت‌ها، دوره‌ای بودن نهشت شیمیایی کانی‌های تبخیری در طبیعت است. چنین دوره‌هایی در نیمرخ‌ها، مطالعه شده و حتی در نمونه‌های لایه‌ای ظریف و ریتیمیک منطقه قابل مشاهده است. دوره آهک، سلسیت و تکرار همین دوره که گاه به ژئیس ختم می‌شود، نمونه‌هایی از دوره‌ای بودن رسوب گذاری را نشان می‌دهد. مطالعات Müller (1962)، Fuchtbauer & Müller (1977) و Brodtkorb (1989) نشان می‌دهد که در محیط‌های تبخیری سلسیت پیش از ژئیس رسوب می‌کند. مطالعات Kranz (1976) و Butler (1973) نشان داده است که تشکیل

مطالعه بخش عمده‌ای از استرونسیم در اثر آزاد شدن آن از توف‌ها و شیشه‌های آتشفشانی قلیایی موجود در منطقه به شمار می‌آید.

۶- وجود سیلیس در آب شیرین و رسوب آن در جریان آمیختگی آب شیرین و شور و جریان این سیالها امری عادی است. با توجه به این که در شرایط مزبور سیلیس پایدارتر از سلسیت است؛ بخشی از سلسیت در مراحل دیاژنوسین به وسیله سیلیس جانشین شده است. سیلیسی شدن به خصوص در بخش پایینی توالی افتر به خوبی قابل مشاهده است. سیلیس ذکر شده را می‌توان از لایه‌های ماسه زیرین یا دیاتومیت‌ها (اپال) و تبدیل آن به دیسه پایدار دانست.

۷- با توجه به ترکیب شیمیایی سلسیت منطقه افتر می‌توان پیش بینی کرد که در شبکه سلسیت‌های این منطقه بخشی از استرونسیم، به وسیله باریم و کلسیم جانشین شده باشد.

۸- وجود حجم عظیمی سنگ‌های با قلیایی در ائوسن البرز در ایران مرکزی و شیل‌های سیاه همراه آن که معمولاً دارای کلسیم بالایی هستند و چنین سنگ‌هایی عموماً استرونسیم زیادتری دارند؛ لذا می‌توان انتظار داشت که در توالی‌های بعدی، با وجود ژئوپس و انیدریت، سلسیت هم تشکیل یابد. به این ترتیب، پیش بینی می‌شود که در توالی‌های پس از کوهزایی لارامید در البرز و ایران مرکزی، سلسیت یافت شود. بر این مبنای وجود منابع سلسیت‌دار جدید در البرز مرکزی و ایران مرکزی قابل پیش‌بینی است.

تشکر و قدردانی

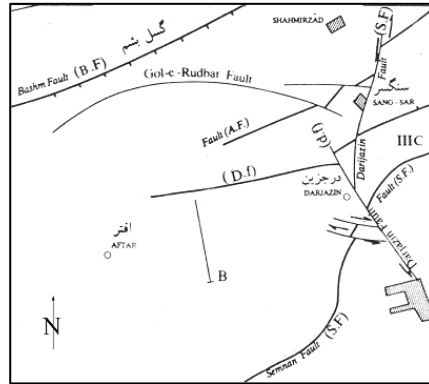
مراتب تشکر خود را از همکاران کارگاه تهیه مقاطع گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه تهران، از سازمان زمین‌شناسی به جهت همکاری در تهیه طیف‌های XRD، از آقای دکتر دانشیان در دانشگاه تربیت معلم جهت تعیین سن توالی مورد مطالعه، از آقای دکتر کیمیایی در دانشگاه کالیفرنیا برای تشخیص دیاتومه‌ها، از آقای مهندس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

تشکیل سلسیت به شکل دروغین ژئوپس و سپس سیلیسی شدن سلسیت، در مقاطع مورد مطالعه نشان داده شده است (شکل‌های ۱۱-۹). سیلیسی شدن در ژئوپس، کلسیت و دولومیت نیز مشاهده شده است. به این ترتیب با توجه به منابع فراوان استرونسیم موجود در لایه‌های ذکر شده و با توجه به قلیایی بودن محیط که شرایط لازم برای انحلال نسبی سیلیس را فراهم کرده است، به نظر می‌رسد که احتمال تشکیل سلسیت در اثر آزاد شدن استرونسیم کربنات‌های بسترهای مجاور بسیار اندک باشد. افرون براین، چون در ایران تشکیل سلسیت پس از کوهزایی لارامید صورت گرفته است؛ یون‌های استرونسیم می‌بایست از توالی سنگ‌های رسوبی، رسوبی-آتشفشانی و یا سنگ‌های آتشفشانی به لایه تبخیری افق‌های بعد از ائوسن بالایی و پس از آن رسیده و تشکیل سلسیت را باعث شده است.

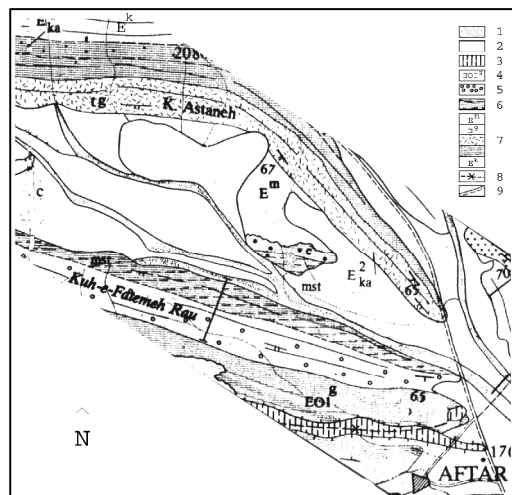
نتیجه‌گیری

با توجه به مجموعه مطالب در مورد توالی سلسیت‌دار افتر، جمع‌بندی زیر را می‌توان ارائه کرد:

- ۱- سن توالی تبخیری به احتمال زیاد ائوسن بالایی و هم‌ارز سازند گُند است.
- ۲- رسوبات گُند در محیطی کم‌عمق تشکیل شده و در مواردی هم بخشی از منطقه اطراف ناحیه افتر ائوسن بالایی از آب بیرون بوده است.
- ۳- با توجه به مشاهدات صحرائی و مطالعه مقاطع، شکل بخشی از سلسیت را در نتیجه اشباع آب از سولفات استرونسیم (غلظت بیش از ۳/۳۵ برابر حد عادی) در محیط تبخیری ارزیابی کرده، آنها را می‌توان هم‌زمان با رسوبگذاری به شمار آورد.
- ۴- از آنجا که شکل‌های دروغین سلسیت به ژئوپس‌های عدسی شبیه هستند؛ تشکیل مقادیر زیادی از سلسیت‌ها را می‌توان در اثر تغییرات غلظت سیالها در مراحل دیاژنوسین دانسته و آن را سلسیت‌های اصلی و پسین تلقی کرد. جانشین ژئوپس عدسی شکل به وسیله سلسیت در مراحل دیاژنوسین اصلی و پسین انجام گرفته است.
- ۵- با آنکه اغلب مراجع، استرونسیم موجود در سلسیت‌های دیاژنوسین را ناشی از آزاد شدن استرونسیم در نتیجه تبدیل کربنات‌ها (آراگونیت و کلسیت) به دیسه پایدار آن در مراحل دیاژنوسین دانند؛ در منطقه مورد



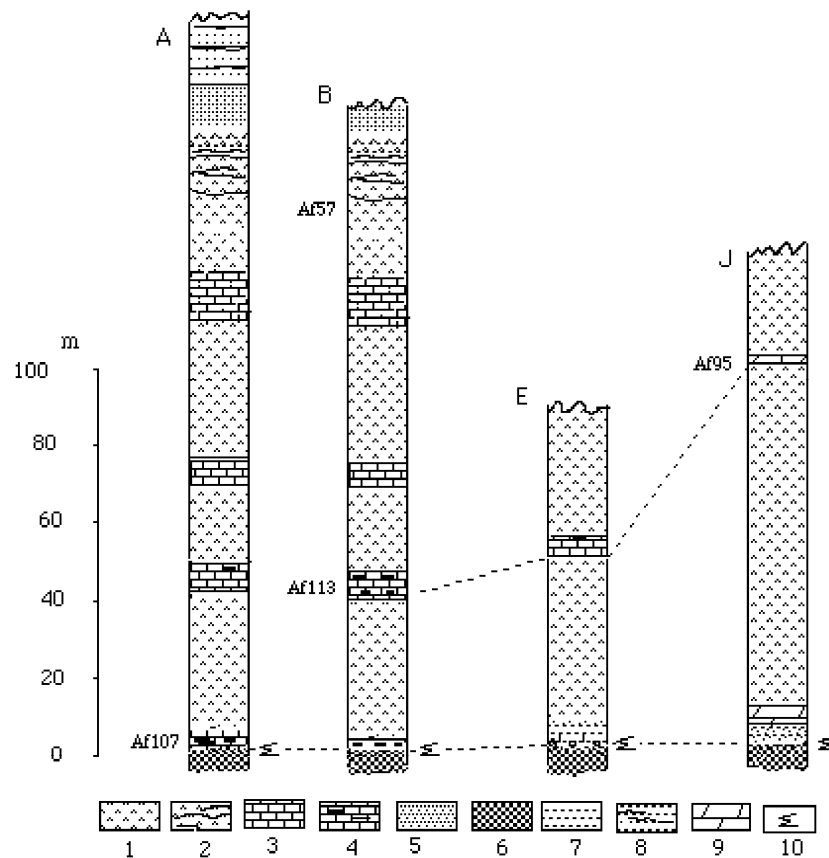
شکل ۱- منطقه افتر و گسل‌های محدود کننده آن. به نقل از نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ چهار گوش سمنان.



شکل ۲- زمین شناسی منطقه افتر، بخشی از نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ چهار گوش سمنان. (با توجه به مطالعه نمونه‌های تهیه شده از منطقه، زمان و سنگ شناسی توالی‌ها اندکی نسبت به نقشه اصلی تغییر کرده است). ۱- نهشته‌های رودخانه و کال مربوط به عهد حاضر، ۲- نهشته آبرفت چلیم، ۳- بازمانده‌های آبرفت قدیم چلیم، ۴- گچ و آهک سازند گُند (ائوسن بالایی)، ۵- زئولیت، بنتونیت، شیلو ماسه سنگ سازند سمنان (ائوسن میانی ژنی)، ۶- شیل، ماسه سنگ، آهک و توف چلیم، ۷- توف و شیل سازند کرج (ائوسن زیرین)، ۸- ناودیس افتر، ۹- بخشی از راه سمنان به فیروزکوه. محل چهار نیمرخ با حروف A, B, E و J مشخص شده است.



شکل ۳- کنگلومرا با جور شدگی و گرد شدگی بد، دانه‌های کنگلومرا از سازند کرج یا سمنان فراهم شده‌اند. محل حدود یک کیلومتری باختر پاسگاه پلیس راه سمنان به فیروزکوه.



شکل ۴- نیمرخ‌های تهیه شده از سازند معادل کُند در منطقه شمال باختر افتر. ۱- ژپس و ژپس مارن دار، ۲- ژپس لامیناسیون با لایه بندی ظریف، ۳- آهک، ۴- سلسیت و آهک سلسیت دار، ۵- ماسه سنگ، سیلت و شیل سرخ ۶- بنتونیت، ۷- ماسه سنگ و سیلت، ۸- ژپس مارن دار ۹- آهک دولومیت دار و/ یا دولومیت آهک دار ۱۰- بین انگشتی با ماسه سنگ و کنگلومرا

جدول ۲- ترکیب شیمیایی نمونه های سلسیت افتر در مقایسه با دو نمونه

از سایر منابع (Müller, 1962)

H.-W.	Michigan	Af107	Af113	اکسیدها Wt. %
۰/۱۴	۰/۲۲	۶/۴۷	۲/۴۰	SiO ₂
۰/۰۹	* ۰/۱۵	۱/۴۲	<۰/۱	Al ₂ O ₃
۰/۲۱	-	۰/۴۰	۰/۰۵	Fe ₂ O ₃
۰/۶۴	۰/۴۵	۴/۰۱	۳/۸۳	CaO
۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۷۷	MgO
۵۴/۰۴	۵۳/۷۵	۴۶/۷۴	۴۹/۶۶	SrO
۱/۱۲	۱/۲۶	۰/۱۷	۰/۳۴	BaO
۴۳/۰۰	۴۳/۵۸	۳۸/۸۰	۴۲/۴۴	SO ₃
-	-	<۰/۱	<۰/۱	Na ₂ O
-	-	<۰/۱	<۰/۱	K ₂ O
-	-	<۰/۱	۰/۴۶	L.O.I.
۹۹/۳۰	۹۹/۵۳	۱۰۰/۰۳	۹۹/۹۷	جمع

جدول ۱- مقادیر نسبت $(Sr/Ca) * 1000$ موجود در نیمرخ‌های زیر

سازند کند و لیتوژی آن

نیمرخ	لیتوژی	(Sr/Ca) *1000	Sr%	Ca%	کد نمونه
B	توف زیولیتی	۱۳/۴۰	۰/۲۰۰	۶/۸۶	Af69
C	بنتونیت	۱۱/۲۱	۰/۰۷۰	۲/۸۷	Af31
C	توف زیولیتی	۱۲/۶۳	۰/۱۵۰	۵/۴۶	Af116
C	توف زیولیتی	۱۳/۳۹	۰/۱۲۰	۴/۱۲	Af115
C	توف زیولیتی	۱۰/۱۰	۰/۱۴۰	۶/۳۷	Af114
E	توف زیولیتی	۷/۲۹	۰/۱۲۰	۷/۵۶	Af119
D	بنتونیت	۴/۸۵	۰/۰۳۸	۳/۷۹	Af74
F	توف زیولیتی	۱۲/۲۳	۰/۱۳۰	۴/۸۵	Af127
F	توف زیولیتی	۱۸/۳۴	۰/۱۴۰	۳/۵۱	Af131
J	توف زیولیتی	۲۷/۲۶	۰/۲۲۰	۳/۷۱	Af135

* مجموع FeO و Fe₂O₃، Al₂O₃

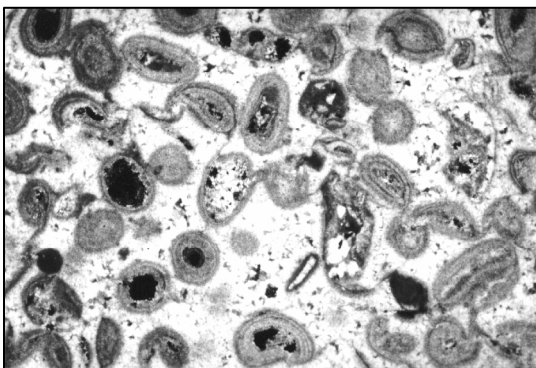
جدول ۳- ترکیب شیمیایی یک نمونه از دولومیت و یک نمونه از ژپس

توالی سلسیت‌دار افتر

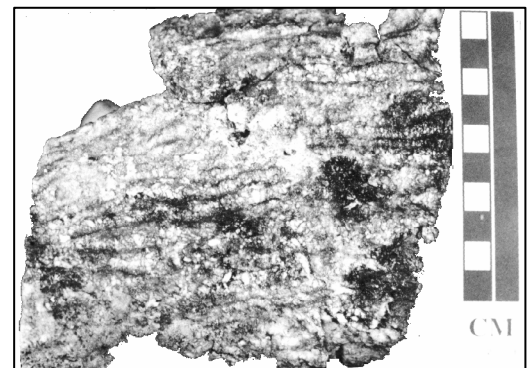
Af57 (ژپس)	Af 95 (دولومیت)	اکسیدها Wt. %
<0.1	4.33	SiO ₂
<0.1	-	Al ₂ O ₃
0.1	1.57	Fe ₂ O ₃
32.9	30.76	CaO
0.03	12.23	MgO
0.28	0.47	SrO
0.17	<0.1	BaO
47.16	1.66	SO ₃
<0.1	<0.1	Na ₂ O
<0.1	<0.1	K ₂ O
18.99	37.62	L.O.I.
99.46	101.43	جمع



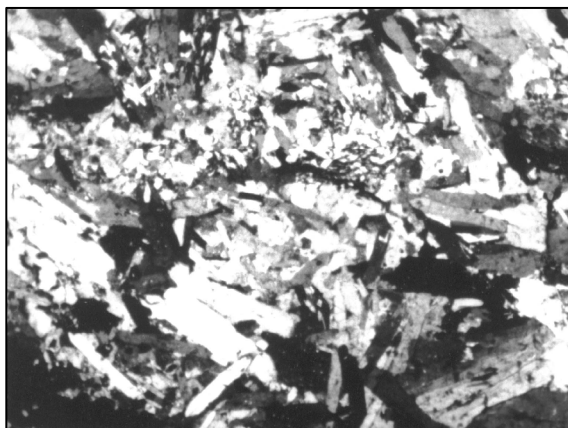
شکل ۵- در افق بالای عکس آهک و زیر آن ژپس، پایین تر از افق ژپس دار (سمت راست عکس) محل سلسیت ریتمیک، سلسیت همراه چرت ها، لایه‌های کنگلومرای سیلیسی شده و سلسیت‌دار، در سمت چپ و زیر افق ژپس دار پایین بنتونیت‌های ناخالص همراه مواد آلی. محل عکس برداری حدود ۷۰۰ متری باختر پاسگاه پلیس راه سمنان به فیروز کوه. فلش‌ها محل لایه‌های سلسیت‌دار را نشان می‌دهد.



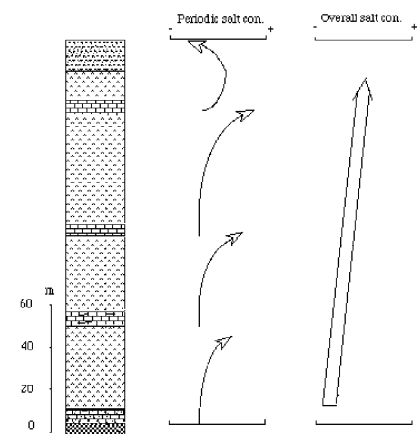
شکل ۷- ائولیت‌های بدون هسته، تعداد محدودی هسته‌دار در متن میکریتی، نمونه Af62 از نیمرخ B با بزرگ‌نمایی ۲/۵ برابر.



شکل ۶- نمونه ای از سلسیت ریتمیک (Af107) از شمال افتر (شکل ۴ نیمرخ A).



شکل ۹- سلسیت با بافت تخته‌ای و ستونی پراکنده در متن اسپاریت، نمونه Af64 با بزرگ‌نمایی ۲/۵ X.



شکل ۸- توالی کلی رسوبی و اجزای تبخیری مربوطه (ستون سمت چپ)، نمایش تغییرات غلظت نمک‌های دوره‌های تبخیری چهار گانه (نمودار میانی) و نمایش تغییرات کلی غلظت نمک در آب (نمودار سمت راست). علائم مشابه شکل ۴.



شکل ۱۱- پر شدن حفره ها بافت تخته ای سلسیت به وسیله کوارتز دانه ای، نمونه Af64 با بزرگ نمایی X ۲/۵ از نیمرخ B.



شکل ۱۰- جانشینی ژپس (عدسی شکل) به وسیله سلسیت پر شدگی حفره ها با کوارتز دانه ای و در پایین سمت راست عکس جانشینی سلسیت با (سیلیسی شدن سلسیت) بزرگ نمایی عکس X ۱۰. محل نمونه در پایین ترین بخش میان نیمرخ های E و B.

کتابنگاری

مر، ف.، و شرفی، ع.ا.، ۱۳۷۱- اصول ژئوشیمی جلد اول نوشته میسون، برایان، مر، کارلتون، نشر دانشگاه شیراز، ۳۲۰ صفحه.
نبوی، م.ح.، ۱۳۶۶- زمین شناسی ناحیه سمنان، چهار گوش شماره ۱ ۶۶۶۱ سری 1:100,000 سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Ahrens, L.H., 1952- The use of ionization potentials, part 1. Ionic radii of elements, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2, 152-155.
- Alonso-Zarza, A.M., Sanchez-Moya, Y., Bustillo, M.A., Sopena, A. and Delgado, A., 2002- Silicification and dolomitization of anhydrite nodules in argillaceous terrestrial deposits: an example of meteoric-dominated diagenesis from the Triassic of central Spain; *Sedimentology* v. 49, 303-317.
- Boyce, A.J., Fallick, A.E., Hamilton, P.J., and Elorza, J., 1990- Diagenesis of celestine in quartz geodes from the Basque-Cantabric basin, northern Spain: Evidence from sulphur and strontium isotopes; *Chem. Geol.*, v. 84, 354-356.
- Brodtkorb, M. K. de, 1989- Celestine: Worldwide classical ore fields, 17-39
- Brodtkorb, M. K. de, Schalamuk, I.B.A., and Ametrano, S., 1989- Barite and celestine Stratabound ore field in Argentina, in *Nonmetalliferous stratabound ore fields*, Ed. Brodtkorb, M.K. de, Van Nostrand Reinhold, New York, 41-68.
- Büchel, K.H., Moretto, H.-H. and Woditsch, P., 2000 *Industrial inorganic chemistry*, translated by Terrell, D.R., Wiley-VCH, 624p.
- Burkhard, A., 1978- Baryt-Coelestine und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura, *Schweizerische Mineralogische Mitteilungen*, 58, 1-96.
- Cody, R.D., 1979- Lenticular gypsum: Occurrences in nature, and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. *Jou. Sed. Pet.* v. 49, 1015-1028.
- Folk, R.L., and Pittman, J.S., 1971- Length-slow chalcedony: A new testament for vanished evaporites; *Jour. Sed. Pet.* v. 41, No. 4, 1045-1058.
- Friedman, G.M., and Shukla, v., 1980- Significance of authigenic quartz euhedra after sulfates: Example from the Lockport formation (Middle Silurian) of New York; *Jour. Sed. Pet.*, v. 50, 1299-1304.
- Fuchtbauer, H., und Müller, G., 1977- *Sedimente und Sedimentgesteine sediment-Petrologie*, Teil II, Stuttgart, 783p.
- Griffiths, 1985- Celestine: new production & processing developments. *Industrial Minerals*, November 1985, 21-35.
- Huber, H., and Mohafez, S., 1972- Geological reconnaissance in north Semnan area; NIOC geological report, Gr 334, 29 p.
- Kranz, J.R., 1976- Strontium-ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen; *Geologische Rundschau*, v. 65, 593-615.
- Manson, B., 1966- Principles of geochemistry; third edition, John Wiley & sons New York, London, Sydney, 329 p.
- Melvin, J.L. (Ed.), 1991- *Evaporites, petroleum and mineral resources; Developments in sedimentology 50*; Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo; 556p.

- Milliken, K.L., 1979- The silicified evaporate syndrome-two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *Jour. Sed. Pet.* v. 49, 245-256.
- Müller, G., 1962- Zur Geochemie des Strontium in Ocean, Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentären Coelestinlagerstätte von Hemmelte-West. (Sud-Oldenburg). *Geol. Beihefte* 35, 1-90.
- Müller, G., 1969- High strontium and Sr/Ca-ratios in lake Constance waters and carbonates and their sources in drainage area of the Rhine river (Alpenrhein); *Mineral deposits*, v. 4, 75-84.
- Olaussen, S., 1981- Formation of celestite in the Wenlock, Oslo region Norway. Evidence for evaporitic depositional environments.; *Jou. Sed. Pet.* v. 51, 37-46.
- Orti, F. Helvaci, C., Rosell, L., and Gundogan, I., 1998- Sulphate-borate relations in an evaporitic lacustrine environment: the Sultancayir gypsum (Miocene, western Anatolia); *Sedimentology*, 45, 697-710.
- Reardon, E.J., and Armstrong, D.K., 1987- Celestite ($\text{SrSO}_{4(s)}$) solubility in water, seawater and NaCl solution, *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 63-72
- Schiebel, W., 1978- New strontium deposits in Iran, *Industria Minerals*, September 1978, 54-57.
- Tucker, M.E., 1996- *Sedimentary petrology*, Blackwell Science, 260p.
- Turekian, K.K., and Kulp, J.L., 1956- The geochemistry of strontium; *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 10, 243-246.
- West, I., 1973- Vanished evaporites-significance of strontium minerals; *Jour. Sed. Pet.* v. 43, 278-279.

*گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران
**گروه شیمی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران

* Department of Geology, Faculty of Science, Tehran University, Tehran-Iran

** Department of Chemistry, Faculty of Science, Tehran University, Tehran-Iran