روند کلسیمی شدن خاکها در یک ردیف توپوگرافی در شرایط نیمه خشک کرمانشاه

علی اشرف امیری نژاد* و مجید باقرنژاد**

چکیده

در این تحقیق چگونگی کلسیمی‌شدن خاکها در شرایط نیمه‌خشک کرمانشاه و اثرات توپوگرافی بر روی فرآیند مذکور مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور بر اساس مطالعات خاک‌شناسی انجام شده، تعداد ۵ پروفیل انتخاب و پس از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، تغییرات کربنات کلسیم معادل آنها بررسی گردید. ردیف توپوگرافی مورد مطالعه شامل رسوبات آبرفتی و واریزه‌های بادبزنی شکل، دشتهای آبرفتی دامنه‌ای، و فلاتهای قدیمی بوده و رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک منطقه نیز به‌ترتیب زریک و ترمیک می‌باشد.

نتایج حاصله نشان می‌دهد که توزیع مجدد کربنات‌ها و سیر تکامل خاکسازی در منطقه در چهار مرحله مجزا گروه‌بندی می‌شود، که در متن مقاله به آن پرداخته شده است. تجمع کربنات کلسیم در سولوم خاکهای مورد مطالعه نیز به دو شکل اصلی می‌باشد. یکی در بین لایه‌های شنی موجود در نیمرخ خاکهای با بافت ریز، که این تجمع در اثر تغییر ناگهانی بافت و کاهش نفوذپذیری صورت گرفته است، و دیگری در افقهای زیرین خاکهای با مواد مادری آهکی بوده است. بررسیهای مرفولوژیک نشان می‌دهد که علاوه بر انتقال کربنات‌ها به شکل محلول و سوسپانسیون از افقهای بالایی، حرکت فیزیکی مواد ریز آهکی به افقهای زیرین نیز ممکن است در کلسیمی شدن خاکها مؤثر بوده باشد. به عبارت دیگر آهک ممکن است به شکل ذرات ریز از بین درز و شکاف ناشی از درصد بالای رسهای قابل انبساط انتقال یافته و در افقهای پایینی تجمع یابد. وجود کانیهای رسی ایلیت، کلریت، اسمکتیت و پالی گورسکیت توسط مطالعات مینرالوژی تشخیص داده شد. تغییر پدوژنیک ایلیت و کلریت موجب تشکیل اسمکتیت و پالی گورسکیت شده است.

واژه‌های کلیدی – *ردیف توپوگرافی، کلسیمی شدن، پدوژنیک، کانیهای رسی*

مقدمه

فرآیند کلسیمی‌شدن شامل تجمع کربنات کلسیم در نیمرخ خاک است که معمولاً در افق B و یا احتمالاً در سایر افقهای خاک صورت می‌گیرد (۱۸). تجمع کربنات‌ها به عنوان مهم‌ترین فرآیند خاکسازی در مناطق خشک و نیمه‌خشک شناخته می‌شود و این تجمع حاصل رسوب مجدد کربنات‌ها و بی‌کربنات‌های انحلال یافته می‌باشد(۱۳). گاهی این تجمع منجر به تشکیل یک سری افقهای غنی از کربنات می‌گردد که بنام افقهای کلسیک و پتروکلسیک خوانده می‌شود (۳۶). از طرفی ماتزک (۳۳) توپوگرافی را مهم‌ترین عامل مؤثر بر مقدار و توزیع املاح محلول و کربنات‌ها در خاک معرفی کرده است. این

* – مربی گروه خاک شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام

** – استادیار گروه خاک شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

عامل در قالب درجه و طول شیب بر روی فرآیند کلسیفیکاسیون و مقدار کربنات کلسیم معادل خاکها دارای تأثیرات مستقیم و غیرمستقیم می‌باشد. زیدن برگ و دام (۴۶) نیز در بررسی اثر توپوگرافی و مواد مادری بر تکامل خاکهای مناطق خشک ساماریا[1] نتیجه‌گیری نمودند که مقدار آهک در خاکهایی که روی سنگهای آهکی تکامل پیدا کرده‌اند با کاهش شیب افزایش یافته و بنابراین توپوگرافی بر روی خصوصیات و تکامل خاکها مؤثر بوده است.

مطالعات برخی محققان (۴،۹،۱۷،۱۸،۴۲و۴۵) نشان می‌دهد که بسیاری از تغییرات خصوصیات و مورفولوژی خاکها در مطالعات ژنتیک آنها بسیار اهمیت دارند. احمدی (۱)، محمودی (۷ و۸) و جرارد(۲۲) از میان عوامل مؤثر در خاکسازی، توپوگرافی را یکی از فاکتورهای مؤثر در تکامل خاک عنوان کرده‌اند. ابطحی (۱۰) نقش تأثیر توپوگرافی در تکامل خاکهای شدیداً آهکی مناطق نیمه‌خشک ایران را در شسته‌شدن آهک از سطح خاک و نفوذ آن به اعماق پروفیل می‌داند. وی همچنین انحلال کربنات‌ها و انتقال آنها به افقهای پایین‌تر در فصول سرد و بارانی (زمستان) و رسوب آنها در فصول گرم و خشک (تابستان) را عامل عمده پراکنش کربنات کلسیم به شکل ثانویه می‌داند. تحقیقات مختلف (۲۶، ۳۷و ۴۴) چگونگی حرکت و انتقال کربنات‌ها توسط آب را نشان می‌دهند. گایل (۲۵) خاکهای واقع در دشتهای آبرفتی را دارای تکامل پروفیلی بیشتر و افق کلسیک قوی‌تر گزارش نموده است. تحقیقات (۲۶و ۳۹) نشان می‌دهند که خاکهای تکامل یافته بر روی سنگهای رسوبی و سنگهای حاوی کربنات‌ها دارای هر دو نوع کلسیت اولیه و ثانویه می‌باشند و تشخیص این دو نوع آسان نیست. محمود سلطانی و ابطحی (۶) خاکهای تکامل یافته در دشتهای مرتفع پایینی در یک ردیف پستی و بلندی را حاوی مقادیر بیشتر آهک ثانویه بافت ریز یافته‌اند. افتخاری و محمودی (۲) نیز تشکیل افقهای کلسیک و جیپسیک را در سطوح ژئومورفولوژیک پایدارتر فلاتها گزارش نموده‌اند.

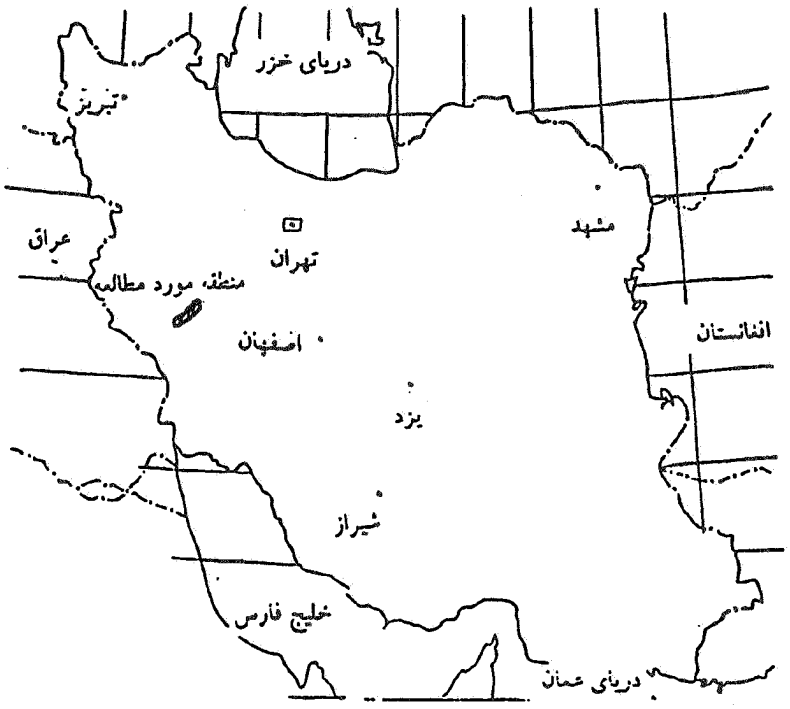
طبق نتایج به دست آمده از تحقیقات مختلف (۱۰،۱۲،۲۸ و ۴۰) کانیهای رسی خاکها نیز با وضعیت فیزیوگرافی رابطه داشته و به عبارتی توپوگرافی بر روی تشکیل و تحول این کانیها دارای تأثیر می‌باشد. همچنین با افزایش عمق و تشکیل افقهای کمبیک یا کلسیک، مقادیر بعضی از کانیهای رسی افزایش و بعضی دیگر کاهش می‌یابد (۴۱). افتخاری و محمودی (۲) در مطالعات خود غالب بودن کانی مونت موریلونیت را در ترکیب مینرالوژیک خاکها در کنار کلریت، ایلیت، کانیهای بین لایه‌ای، کوارتز و فلدسپاتها گزارش کرده‌اند. رامشنی و ابطحی (۵) در مطالعات خاکهای آهکی منطقه گرمسیری کهگیلویه همبستگی مثبت بین حضور کانی پالی گورسکیت با تکامل پروفیلی افقهای کلسیک و جیپسیک گزارش نموده‌اند. هدف از انجام مطالعه حاضر بررسی روند کلسیمی‌شدن خاک در شرایط نیمه‌خشک کرمانشاه و نیز تغییرات کانیهای رسی در یک ردیف توپوگرافی می‌باشد.

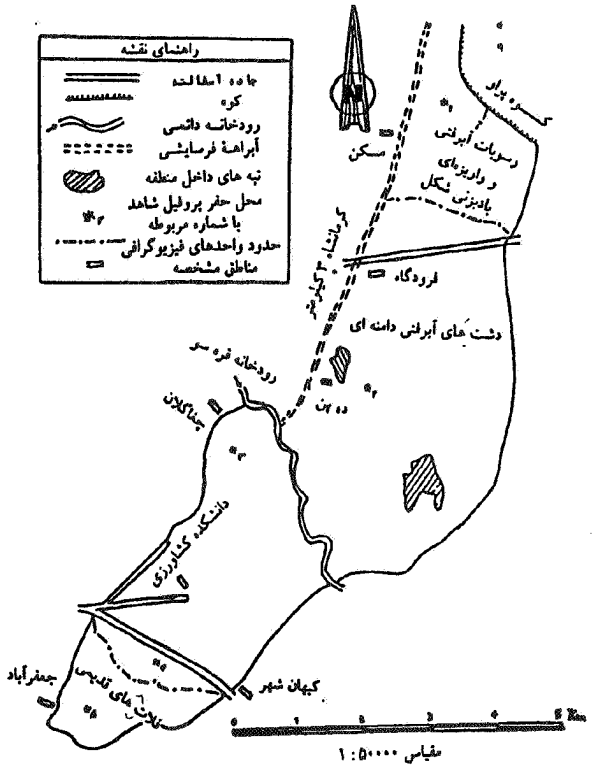
مواد و روشها

به منظور بررسی روند کلسیمی‌شدن خاکها در شرایط نیمه‌خشک و ارزیابی اثرات توپوگرافی بر روی این فرآیند، مقطعی با فیزیوگرافی رسوبات آبرفتی و واریزه‌ای بادبزنی شکل[2]، دشتهای آبرفتی دامنه‌ای[3] و فلاتهای قدیمی[4] در منطقه کرمانشاه با مواد مادری شدیداً آهکی مطالعه گردید (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر جریانات مدیترانه‌ای بوده، میانگین بارندگی سالیانه آن حدود ۵۰۰ میلیمتر و میانگین دمای سالیانه آن ۱۴/۲ درجه سانتیگراد است. مطابق نقشه رژیم رطوبتی و حرارتی خاک ایران (۱۴)، این منطقه دارای رژیم رطوبتی زریک[5] و رژیم حرارتی ترمیک[6] می‌باشد.

براساس مطالعات خاک‌شناسی انجام شده، تعداد ۵ پروفیل در واحدهای مختلف فیزیوگرافی انتخاب و پس از انجام

1- Samaria
2-Alluvial - colluvial fans
3-Piedmont alluvial plains
4- Older plateau
5- Xeric
6-Thermic





شکل ۱- محدوده مورد مطالعه و موقعیت آن نسبت به شهر کرمانشاه

مجدد مطالعات صحرایی، از کلیه طبقات پروفیل شاهد نمونه‌برداری خاک انجام شد. در این مطالعه، قابلیت هدایت الکتریکی، اسیدیته خمیر اشباع، درصد رطوبت اشباع و کربنات کلسیم معادل مطابق روشهای مرسوم در نشریه شماره ۶۰ وزارت کشاورزی آمریکا(۳۸)، بافت خاک به روش پی پت (۲۱)، مواد آلی به وسیله اکسیداسیون آن با اسید کرومیک و سپس تیتره‌کردن اسیدکرمیک باقی مانده با فروس سولفات (۲۹) در اسیدیته ۸/۲ (۱۹) اندازه‌گیری گردید.

جهت انجام مطالعات مینرالوژی رس نیز تعداد ۴ نمونه خاک از افقهای سطحی و زیرین بعضی از پروفیل‌های شاهد تهیه و با استفاده از روشهای پروتو ایکس[1] و الکترون میکروگرافی[2] مورد مطالعه قرار گرفت. برای خارج سازی ملاتهای شیمیایی از روش کیتریک و هوپ (۳۱) و جکسون (۲۹) استفاده شد. خارج‌سازی آهک با استفاده از بافر استات سدیم یک نرمال با اسیدیته ۵ نرمال انجام شد (۲۹). مواد آلی با افزودن آب اکسیژنه ۳۰٪ و ادامه واکنش در حمام بخار خارج گردید (۲۹). با روش مهرا و جکسون (۳۴) اکسیدهای آهن با کمک سیترات - دی تیونات در حمام بخار با دمای ۸۰°C - ۷۵و در واکنش ۷/۳ خارج شد. سپس از رسهای خالص شده هر نمونه خاک چهار اسلاید شامل: اسلاید اشباع با منیزیم، اسلاید اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول، اسلاید اشباع با پتاسیم، و اسلاید اشباع با پتاسیم و۵۵۰°C حرارت تهیه گردید. تشخیص نوع کانیها تفکیک و شناسایی هر کانی از سایر کانیها بر اساس پیک‌های ظاهر شده بر روی نمودارهای پراش پرتو ایکس در حالتهای اشباع با منیزیم، اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول، اشباع با پتاسیم و اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتیگراد صورت گرفت.

تخمین نیمه‌کمی و فراوانی نسبی کانیهای رس نیز به طرق زیر انجام گردیده است: برای تعیین فراوانی نسبی کانی پالی گورسکیت از الکترون میکروگراف و منحنیهای حاصل از پراش پرتوایکس ۵ و ۱۰ انگستروم استفاده شد. تخمین نیمه‌کمی این کانی به طریق شمارش نقاط و به وسیله کاغذ شفاف (ترانسپرنت) با شبکه ۵ میلیمتری بر روی عکسهایی با بزرگ‌نمایی ۳۳۰۰۰ برابر اقدام گردید. از آن‌جا که وجود کانی فلدسپات در جزء رس تشخیص داده نشد، درصد کانی ایلیت از کل K_2O رس تخمین زده شد(۲۹). وجود و مقدار نسبی کانی ورمیکولیت در جزء رس به روش الکساید و جکسون (۱۱) تعیین گردید و سایر کانیهای رس از قبیل اسمکتیت و کلریت از روی شدت نسبی ارتفاع اوج (پیک) بر روی نمونه اشباع با اتیلن گلیکول تخمین زده شد (۳۰).

برای مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های رس از میکروسکوپ الکترونی[3] استفاده شد.

نتایج و بحث

فرآیند کلسیمی شدن خاکها

نوع خاک، موقعیت فیزیوگرافی، درصد کربنات کلسیم معادل و دیگر خصوصیات اصلی فیزیکی و شیمیایی خاک پروفیل‌های شاهد در جداول ۱ و ۲ آورده شده است.

بررسیهای به عمل آمده نشان می‌دهدکه کلسیمی‌شدن به عنوان مهمترین فرآیند خاک‌سازی در خاکهای شرق کرمانشاه با اقلیم نیمه‌خشک (مدیترانه‌ای) بوده که تحت تأثیر عوامل تشکیل دهنده خاک و به خصوص توپوگرافی صورت گرفته است (۳). فرآیند کلسیمی‌شدن منجر به تجمع و توزیع مجدد کربنات‌ها در پروفیل بعضی از خاکها و به خصوص در مناطق خشک و نیمه‌خشک گردیده و درجه تکامل پروفیل خاکها تحت تأثیر وقوع این فرآیند با هم متفاوت است (۱۸).

به نظر می‌رسد مهم‌ترین فرآیند کلسیمی‌شدن سولوم خاکهای منطقه مورد مطالعه، حرکت و خروج آهک به صورت محلول از افقهای بالایی و تجمع آنها در تحت‌الارض می‌باشد. یعنی کربنات کلسیم همراه با آب باران به صورت بیکربنات در طول نیمرخ خاک حرکت نموده و درجایی که این حرکت خاتمه یافته به صورت کربنات کلسیم رسوب کرده و در فصل خشک

1- X-ray diffraction 2- Electron micrography

3- Transmission Electron Microscope 80 Kw, SM300

جدول ۱ - مشخصات مورفولوژیک و رده‌بندی پروفیل‌های شاهد

نوع خاک	سری خاک	عمق (cm)	افق	رنگ مانسل مرطوب	بافت	ساختمان	ملاحظات
رسوبات آبرفتی و واریزه‌ای بادبزنی شکل تیپیک زرفلوونت[1]	مسکن	۰-۱۸	A۱	۷/۵YR۴/۴	scl	مکعبی متوسط	دراین پروفیل کاهش نامنظم مقدار ماده‌آلی با عمق دیده می‌شود
		۱۸-۵۰	B۱	۷/۵YR۵/۶	scl	مکعبی متوسط	
		۵۰-۶۷	C	۷/۵YR۶/۴	scl	بدون ساختمان	
		۶۷-۷۲	Ab۱	۷/۵YR۵/۴	scl	دانه‌ای‌ریز	این افق مدفون شده‌است
دشتهای رسوبی دامنه‌ای کلسی زرولیک زراکرپت[2]	ده پن	۰-۲۴	Ap	۱۰YR۳/۴	c	کلوخه‌ای	
		۲۴-۵۰	B۱	۱۰YR۴/۴	c	مکعبی‌گوشه‌دار	
		۵۰-۸۳	Bk۱	۱۰YR۴/۴	c	منشوری متوسط	در این افق مقداری آهک به صورت پودری و ذرات سخت شده تجمع یافته است
		۸۳-۱۲۸	Bk۲	۱۰YR۴/۴	sic	منشوری ضعیف	
		۱۲۸-۱۵۰	C	۱۰YR۴/۴	sicl	ساختمان توده‌ای	
دشتهای رسوبی دامنه‌ای کلسی زرولیک زراکرپت	آریاشهر	۰-۲۵	Ap	۱۰YR۳/۴	sic	کلوخه‌ای	دراین‌پروفیل‌یک‌سری‌شکافهای‌طولی‌تا عمق ۴۵سانتیمتری دیده می‌شود
		۲۵-۴۵	B۱	۱۰YR۴/۴	c	منشوری قوی	
		۴۵-۶۵	Bk۱	۱۰YR۴/۴	sic	منشوری قوی	در این افق و افقهای زیرین‌مقدار زیادی آهک ثانویه تجمع یافته‌است
		۶۵-۱۰۰	Bk۲	۱۰YR۴/۴	sil	منشوری‌قوی‌تامتوسط	
		۱۰۰-۱۳۰	Bk۳	۱۰YR۵/۴	sil	منشوری ضعیف	
دشتهای رسوبی دامنه‌ای کلسی زرولیک زراکرپت	چغاگلان	۰-۲۵	Ap	۷/۵YR۴/۴	sc	کلوخه‌ای	در این پروفیل یک سری شکافهای‌تا عمق ۹۰ سانتیمتری دیده می‌شود
		۲۵-۵۰	B۱	۷/۵YR۵/۴	c	منشوری قوی	
		۵۰-۹۰	Bk۱	۷/۵YR۵/۴	scl	منشوری متوسط	در این افق و افق زیرین مقدار زیادی تجمع آهک ثانویه وجود دارد
		۹۰-۱۴۰	Bk۲	۷/۵YR۵/۴	scl	مکعبی ضعیف	
فلاتهای قدیمی پتروکلسیک زراکرپت[3]	جعفرآباد	۰-۱۰	Ap	۱۰YR۴/۴	sic	ساختمان توده‌ای	افقی است سخت و سیمانی شده ناشی از تجمع کربنات کلسیم
		۱۰-۴۵	Ckm	۱۰YR۵/۴	scil		

1- Typic Xerofluvents

2- Calcixerollic Xerochrepts

3- Petrocalcic Xerochrepts

جدول ۲ - برخی از مشخصات فیزیکوشیمیائی پروفیل‌های شاهد

سری خاک	عمق (cm)	شن (٪)	سیلت (٪)	رس (٪)	pH گل اشباع	ECe dSm^{-1}	$CaCO_3$ (٪)	ماده آلی (٪)	CEC $cmol(+)kg^{-1}$
مسکن	۰-۱۸	۸	۵۷	۳۵	۷/۷	۰/۳۲	۳۰	۰/۸۹	۲۹/۷
	۱۸-۵۰	۷	۵۲	۴۱	۷/۷	۰/۳۹	۲۸/۵	۰/۳۹	۲۸/۵
	۵۰-۶۷	۱۰	۴۷	۴۳	۷/۷	۰/۸۵	۲۶/۲	۰/۳۱	۲۶/۲
	۶۷-۷۲	۵	۴۳	۵۲	۷/۸	۰/۳۷	۲۴	۰/۵۵	۳۳/۹
ده پن	۰-۲۴	۶	۳۴	۶۰	۷/۷	۰/۳۰	۷/۵	۰/۷۵	۳۰/۸
	۲۴-۵۰	۵	۳۶	۵۹	۷/۸	۰/۲۷	۹/۸	۰/۴۳	۲۹/۷
	۵۰-۸۳	۳	۳۷	۶۰	۷/۹	۰/۲۴	۱۴/۵	۰/۲۴	۲۹/۷
	۸۳-۱۲۸	۵	۴۵	۵۰	۷/۹	۰/۲۵	۱۸/۵	۰/۲۰	۲۳/۹
	۱۲۸-۱۵۰	۵	۵۳	۴۲	۷/۹	۰/۲۴	۱۵/۵	۰/۱۵	۱۵
آرياشهر	۰-۲۵	۵	۴۳	۵۲	۷/۷	۰/۵	۲۶	۰/۸۱	۲۲/۸
	۲۵-۴۵	۱۷	۲۳	۶۰	۷/۷	۰/۵۷	۲۷/۵	۰/۶۲	۲۱/۷
	۴۵-۶۵	۴	۴۸	۴۸	۷/۹	۰/۶۳	۳۷	۰/۳۰	۲۰/۵
	۶۵-۱۰۰	۴	۶۱	۳۵	۷/۸	۰/۴۸	۳۵	۰/۲۵	۲۰/۵
	۱۰۰-۱۳۰	۵	۶۵	۳۰	۷/۹	۰/۴۸	۵۲/۵	۰/۱۵	۲۰/۵
چغاگلان	۰-۲۵	۶	۴۶	۴۸	۷/۷	۰/۵۹	۳۱/۲	۱/۳	۳۷/۴
	۲۵-۵۰	۳	۳۴	۶۳	۷/۷	۰/۵۵	۳۲/۵	۰/۶۴	۳۴
	۵۰-۹۰	۳	۶۷	۳۰	۷/۷	۰/۴۹	۴۰	۰/۵۹	۳۲/۵
	۹۰-۱۴۰	۳	۷۲	۳۰	۷/۸	۰/۴۸	۴۶	۰/۳۹	۳۰/۵
جعفرآباد	۰-۱۰	۷	۴۸	۴۵	۷/۶	۰/۳۴	۲۱/۲	۱/۲	۲۸
	۱۰-۴۵	۴	۶۸	۲۸	۷/۹	۰/۲۷	۵۸/۸	۰/۳	۱۸/۲

نیز در اثر تبخیر آب، به شکل پودر و ذرات سخت شده آهکی تجمع می‌یابد(۲۷). به عقیده وایلدینگ و همکاران (۴۵) کربنات کلسیم خاک عمدتاً از تجزیه و تخریب مواد مادری به وجود می‌آید و هر چه مواد مادری حاوی آهک بیشتری باشد، پروفیل خاک نیز دارای آهک بیشتری خواهد شد. از آنجا که خاکهای منطقه کرمانشاه بر روی مواد مادری شدیداً آهکی قرار گرفته‌اند، لذا منشاء اصلی کربنات کلسیم خاکها نیز مواد مادری بوده و $CaCO_3$ خاک عمدتاً حالت موروثی دارد. این تجمع کربنات‌ها که با هوازدگی در خاکهای کلسیم‌دار صورت می‌گیرد، موجب تشکیل ذرات آهکی اولیه می‌شود (۳۶). البته شواهدی دال بر تجمع پدوژنی[1] کربنات‌ها (آهک ثانویه) در خاکهای منطقه وجود دارد. به عقیده نتلتون و پیترسون (۳۶) آهک ثانویه خاکها عمدتاً به صورت پودری، تشکیل گره[2] و ذرات سخت شده آهکی (کانکرسیون[3]) دیده می‌شود.

به عقیده گایل و همکاران (۲۴) تجمع پدوژنی کربنات‌ها عمدتاً نتیجه فرآیند حرکت املاح[4] و تفکیک[5] است. سالهای پرباران موجب نفوذ عمیق‌تر رطوبت شده و در مناطق خشک با زهکشی مناسب، املاح با حلالیت متفاوت از هم تفکیک می‌شوند.

یکی از مهم‌ترین عواملی که بر حلالیت کربنات کلسیم موثر است مقدار آبی است که به صورت نفوذ عمقی به داخل خاک جریان می‌یابد و این خود تحت تأثیر موقعیت توپوگرافی پدون مورد مطالعه است. در منطقه مورد مطالعه با حرکت از رسوبات مخروط‌افکنه به طرف دشتها و افزایش میزان بارندگی موثر و نفوذ آب در خاک، شدت فرآیند کلسیمی‌شدن در قالب تشکیل افقهای کلسیک و احیاناً پتروکلسیک ظهور می‌نماید. البته در این منطقه تشکیل افق پتروکلسیک بیشتر تحت تأثیر عامل زمان بوده است.

به عقیده نتلتون و پیترسون (۳۶) در تشکیل خاک‌سازی کربنات کلسیم در خاک، بایستی کربنات‌ها به شکل محلول درآمده تا در طول پروفیل خاک جابجا شوند.

به عقیده سوارز و رودز (۴۳) فشار جزئی گاز کربنیک نیز که در آب باران یا آب آبیاری حل می‌شود، در تبدیل کربنات کلسیم نامحلول به بیکربنات محلول و شستشوی آن از سطح خاک به عمق مؤثر است. بر طبق مطالعات صحرایی انجام شده، از آنجا که تشکیل افق کلسیک گاهی در خاکهای زیر پوشش درختی صورت گرفته (سری خاکهای چغلاگلان)، شاید تولید گاز CO_2 از ریشه گیاهان در این مورد مؤثر بوده است.

گرچه گایل (۲۳) اصولاً شکل و انتقال کربنات‌ها در خاکها را به طور عمده به شکل محلول و به صورت بیکربنات همراه با آب باران می‌داند، اما به عقیدهٔ باقرنژاد و دالریمپل(۱۳) باتوجه به وضعیت اقلیمی مناطق خشک و نیمه‌خشک (بارندگی‌کم و تبخیر و تعرق زیاد) و نیز حلالیت کم کربنات کلسیم، انتقال کربنات‌ها به شکل محلول نمی‌تواند پاسخگوی فرآیند آهکی‌شدن این خاکها باشد. بنابراین ممکن است که تعلیق کلوئیدی کربنات کلسیم نیز در تشکیل فابریک K[6] و افق کلسیک موثر باشد. یعنی صفحات کوچک[7] کلسیت می‌تواند به شکل تعلیق از افقهای سطحی غنی از کربنات کلسیم به پایین منتقل و منجر به تجمع کربنات کلسیم گردد.

فرضیهٔ دیگر کربناتی‌شدن خاک در مناطق خشک و نیمه‌خشک، حرکت فیزیکی ذرات ریز آهک موروثی در بین سولوم خاک می‌باشد که مکانیسم اصلی این نوع حرکت منطبق بر جابجایی و انتقال ذرات فیزیکی رس می‌باشد که توسط کالور و گری (۲۰) ارائه شده است. در سری خاکهای چغاگلان و آریاشهر، یک‌سری شکافهای عمودی در پروفیل خاک دیده می‌شود که عرض آنها در عمق یک متری گاهی به ۵ میلیمتر رسیده و طول آنها معمولاً برابر عمق تجمع کربنات کلسیم (افق کلسیک) است. به نظر می‌رسد این شکافهای عمودی می‌توانند در انتقال فیزیکی ذرات ریزآهک موثر باشد، که تأیید این فرضیه و نیز انتقال کربنات‌ها به شکل تعلیق در خاکهای مناطق خشک و نیمه‌خشک، نیاز به مطالعات میکرومورفولوژی و تحقیقات تکمیلی دارد.

1- Pedogenic 2- Nodule 3- Concretion 4- Salt movement 5- Differentiation 6- K- fabric
7- Platelet

لازم به ذکر است که تشکیل این شکافها در خاکهای با بافت سنگین منطقه، با مقادیر قابل توجهی از رسهای انبساط‌پذیر (مونت موریلونیت) صورت گرفته است. همچنین با توجه به اقلیم مدیترانه‌ای کرمانشاه فرآیند تر و خشک‌شدن[1] نقش مهمی در ایجاد درز و ترک در خاکها دارد.

یک نکته قابل توجه این است که گرچه کلسیمی‌شدن و انتقال کربنات در طول نیمرخ خاک، مهم‌ترین فرآیند خاک‌سازی در مناطق خشک و نیمه‌خشک می‌باشد، اما با گذشت زمان و تداوم آبشویی، افق سطحی خاک در این مناطق هیچگاه با کمبود کربنات کلسیم مواجه نخواهد شد. به عقیده ابطحی (۱۰) با شستشوی آهک از سطح به عمق، آهک از طریق فرسایش اراضی مرتفع اطراف و رواناب حاصل از بارندگی، جایگزین آهک شسته شده سطحی می‌گردد و بنابراین افق سطحی همواره حاوی مقادیر قابل توجهی آهک می‌گردد. از طرفی، مطالعات صحرایی و نیز نتایج تجزیه‌های آزمایشگاهی (جداول ۱و۲) نشان می‌دهند که اولاً در خاکهای منطقه مقدار کربناتی که از افق A به افق B منتقل می‌شود به مراتب کمتر از مقدار کربناتی است که از افق B به افق C و پایین‌تر منتقل می‌گردد. زیرا مقدار بارش در این منطقه به حدی نیست که این امر را ممکن سازد و کربنات‌ها به علت کاهش رطوبت در نتیجه تبخیر یا جذب آب به وسیله ریشه گیاهان، عمدتاً در افق B تجمع می‌یابند. ثانیاً خاکهای منطقه براساس توزیع مجدد[2] کربنات‌ها و سیرتکامل خاک‌سازی در چهار مرحله به شرح زیر گروه‌بندی می‌شوند:

مرحله اول: پروفیل خاکهای واقع بر مخروط افکنه‌های آبرفتی و واریزه‌ای (سری خاکهای مسکن)فاقد افقهای شناسایی (به جز افق اکریک[3]) بوده و کربنات‌هابیشتر به صورت سنگریزه‌های آهک در نیمرخ خاک مشاهده می‌شوند. خاکها فاقد تکامل ساختمانی بوده و ممکن است مقدار بسیار ناچیزی آهک ثانویه[4] در بین حفرات و یا به صورت گره‌های خیلی ریز در افقهای زیرین دیده شود. این خاکها مطابق سیستم طبقه‌بندی آمریکایی در گروه Xerofluvents قرار می‌گیرند.

مهم‌ترین علل عدم تکامل پروفیل این خاکها یکی جوان‌بودن آنهاست که متعلق به رسوبات دورهٔ هالوسن[5] می‌باشند، و دیگری واقع شدن آنها بر روی سطوح شیبدار است، که این امر مانع نفوذ آب در خاک شده و با ایجاد روآناب، فرسایش سطحی خاک را تشدید می‌سازد.

مرحله دوم: خاکهای تکامل یافته بر روی دشتهای آبرفتی دامنه‌ای بالایی (سری خاکهای ده‌پن) دارای افق کمبیک[6] در اثر توزیع مجدد کربنات‌ها می‌باشند. بافت این خاکها ریز بوده و تجمع آهک ثانویه دربین حفرات و یا به صورت گره و سخت دانه‌های آهکی در بین زمینه خاک دیده می‌شود، اما مقدار آن به حدی نیست که تشکیل افق کلسیک دهد. این خاکها در گروه Xerochrepts قرار می‌گیرند.

مرحله سوم: پروفیل خاکهای تکامل یافته بر روی مواد آبرفتی قدیمی‌تر واقع در دشتهای آبرفتی - دامنه‌ای پائینی (سری خاکهای آریاشهر و چغاگلان) دارای مرحله پیشرفته‌تری از تشکیل خاک هستند. در این خاکهاتوزیع مجدد و تجمع کربنات‌ها در افقهای زیرین منجر به تشکیل افق کلسیک گردیده است. این خاکها دارای بافت ریز بوده و در زیرگروه Calcixerollic Xerochrepts قرار می‌گیرند.

مرحله چهارم: خاکهای واقع بر فلاتها و تراس‌های فوقانی (سری خاکهای جعفرآباد) دارای افقی از تجمع کربنات‌ها بوده که در اثر زمان، سخت، سیمانی و توده‌ای شده و تبدیل به افق پتروکلسیک[7] گردیده است. این خاکها دارای مرزسنگ آهکی در عمق کمتر از ۲۵ سانتیمتری بوده و در زیرگروه Petrocalcic Xerochrepts قرار می‌گیرند.

این نتایج تا حدودی منطبق بر مشاهدات ابطحی (۱۰) در دشت سروستان فارس است.

1- Wetting and drying 2- Redistribution 3- Ochric 4- Secondary lime 5- Hallocen
6- Cambic 7- Petrocalcic

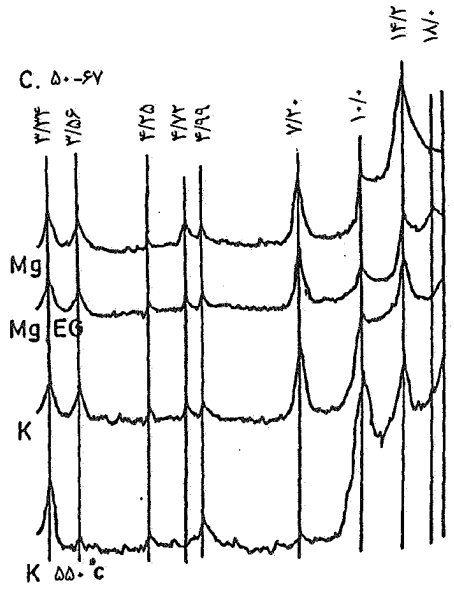
مطالعات کانی‌شناسی رس

مطالعات کانی‌شناسی بخش رس خاکها در بعضی از پروفیل‌های شاهد به وسیله روشهای پراش رنتگن و الکترومیکروگرافی انجام شد. اشکال ۲ تا ۵ منحنیهای اشعه ایکس و جدول شماره ۳ نتایج تجزیه‌های نیمه‌کمی کانیهای رسی را نشان می‌دهد. نتایج حاکی از این است که نوع کانیهای رسی در واحدهای مختلف فیزیوگرافی مشابه و عموماً شامل مونت موریلونیت، ایلیت، کلریت و پالی گورسکیت بوده ولی فراوانی نسبی آنها با هم متفاوت است. وجود پیکهای ۱۰ و ۴/۹۹ آنگسترومی اسلایدهای ۰۰۱ نمونه‌های رسها و بدون تغییر ماندن آنها در همه تیمارها دال بر حضور ایلیت می‌باشد. تمام نمودارهای پراش پرتوایکس، پیک ۱۴ آنگسترومی مربوط به کلریت تری اکتاهدرال را نشان می‌دهند. وجود این پیک در نمونه‌های اشباع با پتاسیم و نیز اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰°C نشان‌دهنده وجود کلریت آهن‌دار است (۲۹). وجود پیک قوی ۷/۲ آنگستروم به همراه پیک ۳/۵۷ آنگستروم نیز مؤید وجود این کانی است. اسلایدهای اشباع با منیزیم، پیک ۱۴ آنگستروم، اما اسلایدهای اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول، پیک ۱۸ آنگسترومی را، که بیانگر وجود کانی اسمکتیت در نمونه‌های خاکها می‌باشد، نشان می‌دهند. این پیک‌ها در اسلایدهای اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰°C از بین رفته‌اند. پیک‌های ۱۰/۶ آنگستروم و ۶/۴ آنگستروم و از بین رفتن آنها در نمونه‌های اشباع با پتاسیم و اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰°C می‌تواند نشانه وجود کانیهای فیبری پالی گورسکیت و آتاپولگیت باشد. الکترون میکروگراف‌های نمونه رسها (تصویرهای ۱و ۲) تاییدی بر این تشخیص می‌باشند. ورمیکولیت نیز در ۱۴ آنگستروم دارای پیک قوی می‌باشد، اما در نمونه‌های تجزیه شده حضور این پیک به طور عمده تحت‌الشعاع حضور کلریت و اسمکتیت قرار گرفته است.

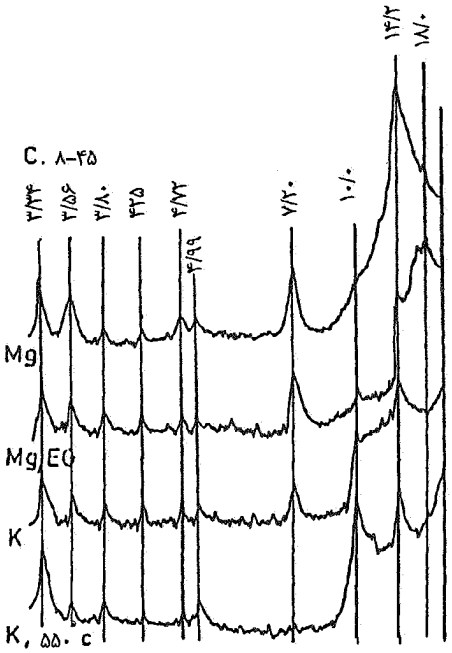
با حرکت از رسوبات مخروط افکنه‌ای به طرف دشتهای رسوبی منطقه، از مقدار نسبی ایلیت و کلریت کاسته شده و به مقدار کانیهای گروه اسمکتیت و پالی گورسکیت افزوده می‌شود. این تغییرات به علت اثرات توپوگرافی بر روی شرایط رطوبتی و نیز تکامل پروفیلی خاکها می‌باشد. یعنی افزایش رطوبت مؤثر خاک، یا تجمع بیشتر آهک ثانویه شرایط تشکیل این کانیها را مساعد می‌سازد. به عقیده محققین (۱۰ و ۳۲) تغییر مقدار کانیهای گروه اسمکتیت و پالی گورسکیت در طول ردیف پستی و بلندی و افزایش مقدار آنها در خاکهای تکامل یافته‌تر، بیانگر منشاء خاک‌سازی این کانیها می‌باشد. افزایش مقدار نسبی این دو کانی در خاک دشتها، درمقایسه با مواد مادری (افق C رسوبات آبرفتی و واریزه‌ای) مؤید مطلب فوق است. اما کانی اسمکتیت فراوان‌ترین کانی بخش رس تمام خاکهای آهکی منطقه است و این نشان دهندهٔ آن است که حضور آهک در مواد مادری شاید موجب افزایش و تحریک تشکیل آن، یا حفظ و نگهداری اسمکتیت اولیه می‌گردد. این نظریه توسط بارشاد و همکاران (۱۵)، الراوی و همکاران (۱۲) و مونگر و داگرتی (۳۵) تایید شده است. به عقیده بورچارت (۱۶) در خاکهای مناطق خشک، گروه کانیهای اسمکتیت می‌توانند تحت تأثیر PH زیاد و کاتیون‌های قلیایی به وجود آیند.

بررسی مطالعات مینرالوژی نشان می‌دهد که به طور کلی کانی مونت موریلونیت به دو صورت می‌تواند تشکیل شود. یکی جنبه توارثی که بر آن اساس، این کانی در اثر تخریب و هوازدگی سنگ مادر و بدون هیچ‌گونه تغییری وارد خاک می‌گردد، و دیگر جنبه خاک‌سازی است، یعنی این کانی می‌تواند تحت یک سری شرایط خاص از کانیهایی مثل ایلیت و کلریت تشکیل شود. مهجوری (۳۲) مکانیسم اصلی این تبدیل را اکسیداسیون آهن دو ظرفیتی در لایه هشت وجهی می‌داند، که منجر به تضعیف پیوندهای بین ورقه‌ای می‌گردد. این امر باعث می‌شود که کاتیون‌ها بتوانند پتاسیم را از بین لایه های ایلیت، و آهن و منیزیم را از بین لایه‌های کلریت خارج سازند. از طرفی، گرچه از مکانیسم‌های تشکیل این کانی، تغییر و تحول در کانیهای فیبری[1] (پالی گورسکیت) ذکر شده‌است، اما با توجه به بارندگی کم منطقه (نقض شرط اصلی تبدیل)، احتمال این امر در محدوده مورد مطالعه ضعیف است. با توجه به جدول

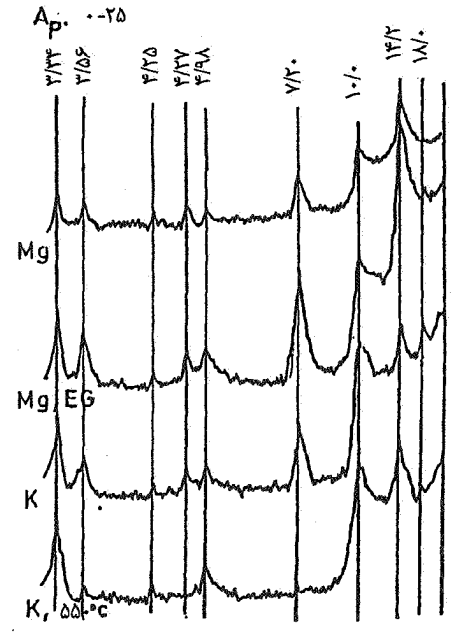
1- Fiberous



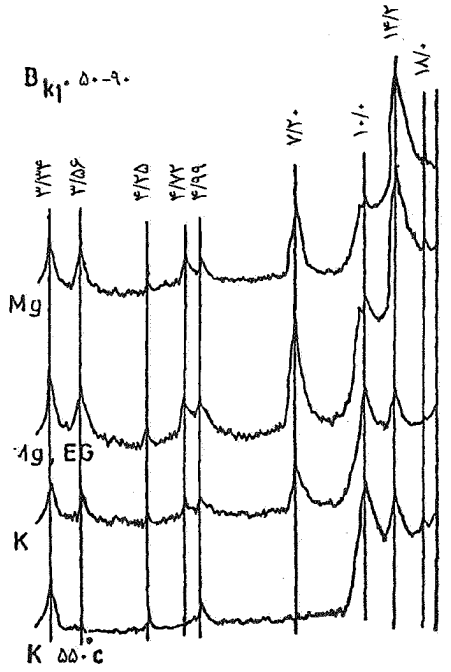
شکل ۲- دیفرکتوگرام‌های پراش پرتوایکس ذرات رس
افق C سری مسکن



شکل ۳- دیفرکتوگرام‌های پراش پرتو ایکس ذرات رس
افق Ckm سری جعفرآباد



شکل ۴- دیفرکتوگرام‌های پراش پرتو ایکس ذرات رس
افق Ap سری چغاگلان



شکل ۵- دیفرکتوگرام‌های پراش پرتو ایکس ذرات رس
افق Bkl سری چغاگلان

تصویر ۱ - الکترون میکروگراف نمونه رس
افق سطحی سری چغاگلان

تصویر ۲ - الکترون میکروگراف نمونه رس افق
تحت الارض سری چغاگلان

جدول ۳ - تجزیه نیمه‌کمی و فراوانی نسبی کانیهای رسی

	افق	پالی گورسکیت	اسمکتیت	ایلیت	کلریت	ورمیکولیت
مسکن	C	+	+	+++	+++	°
چغاگلان	Ap	++	+	++	++	*
چغاگلان	Bk۱	+++	++	++	++	*
جعفرآباد	Ckm	++	+	++	++	°

° (۳-۱ درصد) * (۶-۳ درصد) + (۱۰-۶ درصد)

++ (۲۰-۱۰درصد) +++ (۴۰-۲۰ درصد) ++++ (۶۰-۴۰ درصد)

فراوانی نسبی (جدول ۳) به نظر می‌رسد که قسمت اعظم تشکیل کانی مونت موریلونیت در خاکهای منطقه به طریقه توارثی بوده و مقدارکمی به طریقه خاک‌سازی ایجاد شده است. از طرفی این جدول بیانگر تغییر مقدار نسبی بعضی کانیها با عمق نیز می‌باشد. به عنوان مثال افقهای سطحی (A_1)مقدار کمتری اسمکتیت و پالی گورسکیت نسبت به افق Bk_2 دارند (سری چغاگلان). دلیل این امر، مساعد شدن شرایط تشکیل مجدد این کانیها است. البته سینگ و همکاران (۴۰) گزارش نموده‌اند که در افق A مقدارکمتری ایلیت وجود دارد (نسبت به افق B)، اما در تحقیق حاضر چنین چیزی مشاهده نمی‌شود.

از طرف دیگر، مقدارکانی پالی گورسکیت نیز در خاکهای جوان دوره هالوسن (سری خاکهای مسکن) کم بوده و در خاکهای تکامل یافته با افق کمبیک نسبتاً زیاد و در خاکهای با افق کلسیک به مقدار زیاد وجود دارد. این امر با گزارش ابطحی (۱۰) مطابقت داشته اما بر خلاف آن، مقدار این کانی در افق پتروکلسیک (سری خاکهای جعفرآباد) افزایشی نداشته است.

منابع مورد استفاده

۱ - احمدی، ح . ۱۳۷۴. ژئومورفولوژی کاربردی. جلد اول . فرسایش آبی. انتشارات دانشگاه تهران.

۲ - افتخاری، ک . و ش . محمودی. ۱۳۷۵. بررسی خصوصیات فیزیکو - شیمیایی، مینرالوژی و رده‌بندی خاکهای گچی قم، سلفچگان. پنجمین کنگره علوم خاک ایران، کرج.

۳ - امیری‌نژاد، ع . ا. و م . باقرنژاد . ۱۳۷۶. اثرات توپوگرافی بر تشکیل و تکامل خاکهای منطقه کرمانشاه. مجله علوم کشاورزی ایران، جلد ۲۸، شماره ۳ ،صفحه ۱۱۱ - ۹۹.

۴ - بای بوردی، م . ۱۳۶۸ . خاک: پیدایش و رده‌بندی. انتشارات دانشگاه تهران.

۵ - رامشنی، خ . و ع . ابطحی. ۱۳۷۵. اثر اقلیم و توپوگرافی بر روی کانیهای رسی خاکهای کهگیلویه و بویراحمد گرمسیری. پنجمین کنگره علوم خاک ایران، کرج.

۶ - محمود سلطانی، ش . و ع . ابطحی . ۱۳۷۵. مطالعه و بررسی خصوصیات ژنتیکی، مورفولوژیکی، فیزیکو - شیمیایی و طبقه‌بندی خاکهای دشت سپیدان در یک ردیف پستی و بلندی تحت شرایط مواد مادری آهکی. پنجمین کنگره علوم خاک ایران، کرج.

۷ - محمودی، ف. ۱۳۷۵. ژئومورفولوژی. جلد دوم. ژئومورفولوژی اقلیمی. انتشارات دانشگاه تهران.

۸ - محمودی، ف. ۱۳۷۳. ژئو مورفولوژی. جلد اول. ژئومورفولوژی ساختمانی و دینامیک بیرونی. انتشارات دانشگاه تهران.

9- Abtahi, A. 1977. Effect of a saline and alkaline ground water on soil genesis in semi-arid southern Iran. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 583-588.

10- Abtahi, A. 1980. Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent material under semi - arid condition of Iran. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 329 - 336.

11- Alexiades, C. A. and M. L. Jackson. 1965. Quantitative determination of vermination soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 29: 522 - 527.

12- Al- Rawi, A. H., M. L. Jackson and F. D. Hole. 1968. Mineralogy of some arid and semi - arid land soils of Iraq. Soil Sci. 107: 480 - 486.

13- Baghernejad, M. and J. B. Dalrymple. 1993. Colloidal suspensions of calcium carbonate in soils and their likely significance in the formation of calcic horizons. Geoderma. 58: 17 - 41.

14- Banai, M. H. 1977. Soil moisture and temperature regime map of Iran. Soil Res. Institute of Iran, Ministry of Agriculture.

15- Barshad, I., E. Halevy, H. A. Gold and J. Hagin. 1966. Clay minerals in some limestone soils from Israel. Soil Sci. 81: 423 - 437.

16- Borchardt, G. A. 1977. Montmorillonite and other smectite minerals. *In*: Dixon, J. B. and S. B. Weed (ed). Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. Am., Madison . Wis. 293 - 330.

17- Bouma, J. 1993. Soil behavior under field conditions: differences in perception and their effects on research. Geoderma. 60: 1 - 14.

18- Buol, S. W., F. O. Hole and R. J. Mc Cracken. 1989. Soil Genesis and Classification. (2nd ed). The Iowa State University Press, Amer., USA.

19- Chapman, H. D. 1965. Cation Exchange Capacity. *In*: Black, C. A. (ed.). Methods of Soil Analysis. Part 2. Agronomy, 9: 891 - 900. Am. Soc. Agron., Madison, Wis.

20- Culver, J. R. and F. Gray. 1968. Morphology and genesis some grayish claypan soils in Oklahoma. II. Mineralogy and genesis. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32: 851 - 857.

21- Day, P. R. 1965. Particle Fraction and Particle - Size Analysis. *In*: Black C.A.(ed) Methods of Soil Analysis, Part I. No. 9. Monograph Series. Am. Soc. Agron. 585 - 586.

22- Gerrard, J. 1995. Soil Geomorphology: An Integration of Pedology and Geomorphology. Chapman & Hall, London, U. K.

23- Gile, L.H. 1961. A classification of Ca horizons in soils of desert region, Dona Anu Country, New Mexico. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 25: 52 - 61.

24- Gile, L.H., F.F. Peterson and R. B. Grossman. 1966. Morphology and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. Soil Sci. 101: 347 - 360.

25- Gile, L.H. 1993. Carbonate stages in study soils of the Leasburg surface, southern New Mexico. Soil Sci. 156: 101 - 110.

26- Gupta, R. D. and B. R. Tripathi. 1992. Mineralogical composition, genesis and classification of some soils of Himachal Pradesh developed in alluvium. Clay Research, 11: 42 - 53.

27- Harper, W. G. 1975. Morphology and genesis of calcisoils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 21: 420 - 424.

28- Jackson, M. L. 1965. Clay transformation in soil genesis during the Quaternary. Soil Sci. 99: 15 - 22.

29- Jackson, M. L. 1975. Soil Chemical Analysis. Advanced course. University of Wisconsin, College of Agric., Dept. of Soil, Madison, Wis. U.S.A. 894p.

30- Johns, W. D. and R. E. Grim. 1954. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. J. Sediment. Petrology, 24: 242 - 251.

31- Kittrick, J. A. and E. W. Hope . 1963. A procedure for the particle size separation of soils for X - ray diffraction analysis. Soil Sci. 96: 312 - 325.

32- Mahjoori, R. 1975. Clay mineralogy, physicochemical and morphological characteristics of some soils in certain arid regions of Iran. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39: 1157 - 1164.

33- Matzek, B. L. 1955. Movement of soluble salt development of chernozems and associated soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 19: 225 - 229.

34- Mehra, O. P. and M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite - citrite system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Miner. 7: 317 - 327.

35- Monger. H. C. and L. A. Daugherty. 1991. Pressure dissolution: Possible mechanism for silicate grain dissolution in petrocalcic horizon. Soil Sci. Soc. Am. J. 55: 1625 - 1629.

36- Netteleton, W. D. and F. F. Peterson. 1983. Aridisols: 165 - 215. *In:* Wilding, L. P., N. E. Smeck and G. F. Hall. Pedogenesis and Soil Taxonomy . II. Soil Orders. Elsevier, Amsterdam.

37- Pendall. E. and R. Amundson. 1990. The soil isotope chemistry of pedogenic carbonate in an alluvial soil from the Punjab, Pakistan. Soil Sci. 149: 199 - 211.

38- Salinity Laboratory Staff. 1954. Diagnosis and Improvement of Saline and Alkaline Soils. USDA. Handbook 60. Washington, D .C.

39- Sehgal, J. H. and G. Stoops. 1972. Pedogenic calcite accumulation in arid and semi- arid regions of the Indo - Gangetic alluvial plains of Erstwhile Punjab (India). Their morphology and origin. Geoderma, 8: 59 - 72.

40- Sing, G. N., H .P. Agrawal and M. Singh. 1991. Clay mineralogy of alluvial in different physiographic positions. Indian Soc. Soil Sci. J. 39: 160 - 163.

41- Sing, R .S. and G. S. Chomuah. 1991. Morphology and characteristics of some soils on different land forms in Kamrup district of Assam. Indian Soc. Soil Sci. J. 39: 201 - 211.

42- Singer, M .J. and D. N. Munns. 1991. Soils: An Introduction (1st. ed.). John Willey & Sons, Inc., New

York.

43- Suarez, D. L. and J. D. Rhoades. 1982. The apparent solubility of calcium carbonate in soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 46: 716 - 722.

44- Terhune, C .L. and J. W. Harden. 1991. Seasonal variations of carbon concentrations in stony, coarse - textured soils of southern Nevada, USA. Soil Sci. 151: 417 - 428.

45- Wilding, L. P., N. E. Smeck and G. F. Hall . 1983. Pedogenesis and Soil Classification. I. Concepts and Interaction. Elsevier, Amsterdam, P. 446.

46- Zaidenberg, R. and J. Dam. 1979. The influence of parent material, relief and exposure on soil and vegetation of region of eastern semi - arid. Soil and Fert. Abst. 43: 112 - 121.