

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 کلسیمی شدن خاکها در شرایط نیمه خشک کرمانشاه و اثرات توپوگرافی بر روی فرآیند مذکور مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور بر اساس مطالعات خاک شناسی 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 واریزه های بادبزی شکل، دشتهای آبرفتی دامنه ای، و فلاتهای قدیمی بوده و رژیم های رطوبتی و حرارتی خاک منطقه نیز به ترتیب زیریک و ترمیک می باشد. نتایج حاصله نشان می دهد که توزیع مجدد کربنات ها و سیر تکامل خاک سازی در منطقه در چهار مرحله مجزا گروه بندی می شود، که در متن مقاله به آن پرداخته شده است. تجمع کربنات کلسیم در سولوم خاکهای مورد مطالعه نیز به دو شکل اصلی می باشد. یکی در بین لایه های 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 می دهد که علاوه بر انتقال کربنات ها 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.

واژه های کلیدی - ردیف توپوگرافی، کلسیمی شدن، پدوژنیک، کانیهای رسی

مقدمه

فرآیند کلسیمی شدن شامل تجمع کربنات کلسیم در نیمرخ خاک است که معمولاً در افق B و یا احتمالاً در سایر افقهای خاک صورت می گیرد (۱۸). تجمع کربنات ها به عنوان مهم ترین فرآیند خاک سازی در مناطق خشک و نیمه خشک شناخته می شود و این تجمع حاصل رسوب مجدد کربنات ها و بی کربنات های انحلال یافته می باشد (۱۳). گاهی این تجمع منجر به تشکیل یک سری افقهای غنی از کربنات می گردد که بنام افقهای کلسیک و پتروکلسیک خوانده می شود (۳۶). از طرفی ماتزک (۳۳) توپوگرافی را مهم ترین عامل مؤثر بر مقدار و توزیع املاح محلول و کربنات ها 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 می باشد. زیدن برگ و دام (۴۶) نیز در بررسی اثر توپوگرافی و مواد مادری بر تکامل خاکهای مناطق خشک ساماریا^۱ نتیجه گیری نمودند که مقدار آهک در خاکهایی که روی سنگهای آهکی تکامل پیدا کرده اند با کاهش شیب افزایش یافته و بنابراین توپوگرافی بر روی خصوصیات و تکامل خاکها مؤثر بوده است.

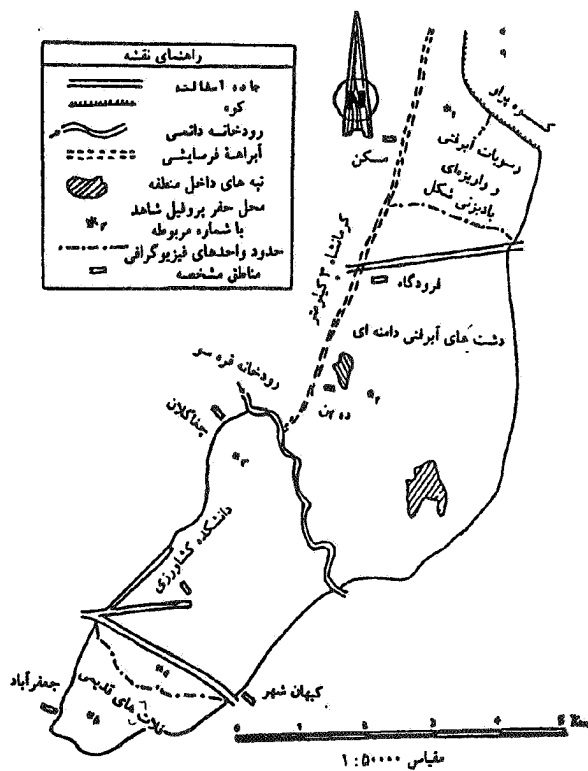
مطالعات برخی محققان (۴، ۹، ۱۷، ۱۸، ۲۲، ۴۵) نشان می دهد که بسیاری از تغییرات خصوصیات و مورفولوژی خاکها در مطالعات ژنتیک آنها بسیار اهمیت دارند. احمدی (۱)، محمودی (۷ و ۸) و جرارد (۲۲) از میان عوامل مؤثر در خاکسازی، توپوگرافی را یکی از فاکتورهای مؤثر در تکامل خاک عنوان کرده اند. ابطحی (۱۰) نقش تأثیر توپوگرافی در تکامل خاکهای شدیداً آهکی مناطق نیمه خشک ایران را در شسته شدن آهک از سطح خاک و نفوذ آن به اعماق پروفیل می داند. وی همچنین انحلال کربنات ها و انتقال آنها به افقهای پایین تر در فصول سرد و بارانی (زمستان) و رسوب آنها در فصول گرم و خشک (تابستان) را عامل عمده پراکنش کربنات کلسیم به شکل ثانویه می داند. تحقیقات مختلف (۲۶، ۳۷ و ۴۴) چگونگی حرکت و انتقال کربنات ها توسط آب را نشان می دهند. گایل (۲۵) خاکهای واقع در دشتهای آبرفتی را دارای تکامل پروفیلی بیشتر و افق کلسیک قوی تر گزارش نموده است. تحقیقات (۲۶ و ۳۹) نشان می دهند که خاکهای تکامل یافته بر روی سنگهای رسوبی و سنگهای حاوی کربنات ها دارای هر دو نوع کلسیت اولیه و ثانویه می باشند 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 یافته اند. افتخاری و محمودی (۲) نیز تشکیل افقهای کلسیک و جیپسیک را در

سطوح ژئومورفولوژیک پایدارتر فلاتها گزارش نموده اند.

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 می باشد. همچنین با افزایش عمق و تشکیل افقهای کمبیک یا کلسیک، مقادیر بعضی از کانیهای رسی افزایش و بعضی دیگر کاهش می یابد (۴۱). افتخاری و محمودی (۲) در مطالعات خود غالب بودن کانی مونت موریلونیت را در ترکیب مینرالوژیک خاکها در کنار کلریت، ایلیت، کانیهای بین لایه ای، کوارتز و فلدسپاتها گزارش کرده اند. 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 نموده اند. هدف از انجام مطالعه حاضر بررسی روند کلسیمی شدن خاک در شرایط نیمه خشک کرمانشاه و نیز تغییرات کانیهای رسی در یک ردیف توپوگرافی می باشد.

مواد و روشها

به منظور بررسی روند کلسیمی شدن خاکها در شرایط نیمه خشک و ارزیابی اثرات توپوگرافی بر روی این فرآیند، مقطعی با فیزیوگرافی رسوبات آبرفتی و واریزه ای بادبزنی شکل^۲، دشتهای آبرفتی دامنه ای^۳ و فلاتهای قدیمی^۴ در منطقه کرمانشاه با مواد مادری شدیداً آهکی مطالعه گردید (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر جریانات مدیترانه ای 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 زیریک^۵ و رژیم حرارتی ترمیک^۶ می باشد. براساس مطالعات خاک شناسی انجام شده، تعداد ۵ پروفیل در واحدهای مختلف فیزیوگرافی انتخاب و پس از انجام



२८

مجدد مطالعات صحرایی، از کلیه طبقات پروفیل شاهد نمونه برداری خاک انجام شد. در این مطالعه، قابلیت هدایت الکتریکی، اسیدیته خمیر اشباع، درصد رطوبت اشباع و کرنات 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 تیتره کردن اسید کرومیک باقی مانده با فروس سولفات (۲۹) در اسیدیته ۸/۲ (۱۹) اندازه گیری گردید.

جهت انجام مطالعات مینرالوژی رس نیز تعداد ۴ نمونه خاک از افقهای سطحی و زیرین بعضی از پروفیل های شاهد تهیه و با استفاده از روشهای پرتو ایکس^۱ و الکترون میکروگرافی^۲ مورد مطالعه قرار گرفت. برای خارج سازی ملاتهای شیمیایی از روش کیتیک و هوپ (۳۱) و جکسون (۲۹) استفاده شد. خارج سازی 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 - ۷۵ و 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 و ۵۵۰°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 حالتی اشباع با منیزیم، اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول، اشباع با پتاسیم و اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سانتیگراد صورت گرفت.

تخمین نیمه کمی 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 پرتو ایکس ۵ و ۱۰ انگستروم استفاده شد. تخمین نیمه کمی 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 نمونه های رس از میکروسکوپ الکترونی^۳ استفاده شد.

نتایج و بحث

فرآیند کلسیمی شدن خاکها

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

بررسیهای به عمل آمده نشان می دهد که کلسیمی شدن به عنوان مهمترین فرآیند خاک سازی در خاکهای شرق کرمانشاه با اقلیم نیمه خشک (مدیترانه ای) بوده که تحت تأثیر عوامل تشکیل دهنده خاک و به خصوص توپوگرافی صورت گرفته است (۳). فرآیند کلسیمی شدن منجر به تجمع و توزیع مجدد کرنات ها در پروفیل بعضی از خاکها و به خصوص در مناطق خشک و نیمه خشک گردیده و درجه تکامل پروفیل خاکها تحت تأثیر وقوع این فرآیند با هم متفاوت است (۱۸).

به نظر می رسد مهم ترین فرآیند کلسیمی شدن سولوم خاکهای منطقه مورد مطالعه، حرکت و خروج آهک به صورت محلول از افقهای بالایی و تجمع آنها در تحت الارض می باشد. یعنی کرنات کلسیم همراه با آب باران به صورت بیکرنات در طول نیمرخ خاک حرکت نموده و درجایی که این حرکت خاتمه یافته به صورت کرنات کلسیم رسوب کرده و در فصل خشک

روند کلسیمی شدن خاکها در یک ردیف توپوگرافی در شرایط ...

جدول ۱ - مشخصات مورفولوژیک و رده‌بندی پروفیل‌های شاهد

ملاحظات	ساختمان	بافت	رنگ ماسل مربوط	افق	عمق (cm)	سری خاک	نوع خاک
در این پروفیل کاهش نامنظم مقدار ماده‌ای با عمق دیده می‌شود	مکعبی متوسط	scl	۷/۵YR۴/۴	A۱	۰-۱۸	مسکن	رسیات ابرفتی و واریزهای بازدیننی شکل تپیک زرقلون ^۱
	مکعبی متوسط	scl	۷/۵YR۵/۶	B۱	۱۸-۵۰		
	بدون ساختمان	scl	۷/۵YR۶/۴	C	۵۰-۶۷		
این افق مدفون شده است	دانه‌ای ریز	scl	۷/۵YR۵/۴	Ab۱	۶۷-۷۲		
	کلوخه‌ای	c	۱۰YR۳/۴	Ap	۰-۲۴	ده پن	دشتهای رسیی دامنه‌ای کلسی زرولیک زراکریپ ^۲
	مکعبی گوشه‌دار	c	۱۰YR۴/۴	B۱	۲۴-۵۰		
در این افق مقداری آهک به صورت پودری و ذرات سخت شده تجمع یافته است	منشوری متوسط	c	۱۰YR۴/۴	Bk۱	۵۰-۸۳		
	منشوری ضعیف	sic	۱۰YR۴/۴	Bk۲	۸۳-۱۲۸		
	ساختمان توده‌ای	sicl	۱۰YR۴/۴	C	۱۲۸-۱۵۰		
در این پروفیل یک سری شکافهای طولی تا عمق ۴۵ سانتیمتری دیده می‌شود	کلوخه‌ای	sic	۱۰YR۳/۴	Ap	۰-۲۵	آریاشهر	دشتهای رسیی دامنه‌ای کلسی زرولیک زراکریپ
در این افق و افقهای زیرین مقدار زیادی آهک ثانویه تجمع یافته است	منشوری قوی	c	۱۰YR۴/۴	B۱	۲۵-۴۵		
	منشوری قوی	sic	۱۰YR۴/۴	Bk۱	۴۵-۶۵		
	منشوری قوی تا متوسط	sil	۱۰YR۴/۴	Bk۲	۶۵-۱۰۰		
	منشوری ضعیف	sil	۱۰YR۵/۴	Bk۳	۱۰۰-۱۳۰		
در این پروفیل یک سری شکافهای تا عمق ۹۰ سانتیمتری دیده می‌شود	کلوخه‌ای	sc	۷/۵YR۴/۴	Ap	۰-۲۵	چغاگلان	دشتهای رسیی دامنه‌ای کلسی زرولیک زراکریپ
در این افق و افق زیرین مقدار زیادی تجمع آهک ثانویه وجود دارد	منشوری قوی	c	۷/۵YR۵/۴	B۱	۲۵-۵۰		
تجمع آهک ثانویه وجود دارد	منشوری متوسط	scl	۷/۵YR۵/۴	Bk۱	۵۰-۹۰		
افقی است سخت و سیمانی شده ناشی از تجمع کربنات کلسیم	مکعبی ضعیف	scl	۷/۵YR۵/۴	Bk۲	۹۰-۱۴۰		
	ساختمان توده‌ای	sic	۱۰YR۴/۴	Ap	۰-۱۰	جعفرآباد	فلاتهای قدیمی پتروکلسیک زراکریپ ^۳
	ساختمان توده‌ای	scl	۱۰YR۵/۴	Ckm	۱۰-۴۵		

1- Typic Xerofluents

2- Calcixerollic Xerochrepts

3- Petrocalcic Xerochrepts

جدول ۲ - برخی از مشخصات فیزیکی-شیمیایی پروریل های شامه

سری خاک	عمق (cm)	شن (%)	سیلت (%)	دس (%)	pH کل اشباع	BCE dSm^{-1}	CaCO_3 (%)	ماده آلی (%)	CEC $\text{cmol}(+) \text{kg}^{-1}$
مسکن	۰-۱۸	۷	۵۷	۴۵	۷/۷	۰/۳۴	۴۰	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	۲۹/۲	۰/۳۱	۲۹/۲
	۶۷-۷۲	۵	۴۳	۵۲	۷/۸	۰/۳۷	۲۴	۰/۵۵	۳۳/۹
	۰-۲۴	۶	۴۴	۶۰	۷/۷	۰/۳۰	۷/۵	۰/۷۵	۳۰/۸
ده پین	۲۴-۵۰	۵	۴۶	۵۹	۷/۸	۰/۲۷	۹/۸	۰/۴۴	۲۹/۷
	۵۰-۷۳	۲	۳۷	۶۰	۷/۹	۰/۲۴	۱۴/۵	۰/۲۴	۲۹/۷
	۷۳-۱۲۸	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
	۰-۲۵	۵	۴۳	۵۲	۷/۷	۰/۵	۲۶	۰/۸۱	۲۲/۸
آرناشهر	۲۵-۴۵	۱۷	۲۳	۶۰	۷/۷	۰/۵۷	۲۷/۵	۰/۶۲	۲۱/۷
	۴۵-۶۵	۴	۴۸	۴۸	۷/۹	۰/۶۳	۲۷	۰/۳۰	۲۰/۵
	۶۵-۱۰۰	۴	۶۱	۲۵	۷/۸	۰/۴۸	۲۵	۰/۲۵	۲۰/۵
	۱۰۰-۱۳۰	۵	۶۵	۲۰	۷/۹	۰/۴۸	۵۲/۵	۰/۱۵	۲۰/۵
	۰-۲۵	۶	۴۶	۴۸	۷/۷	۰/۵۹	۳۱/۲	۱/۳	۳۷/۴
چغاگلان	۲۵-۵۰	۲	۴۴	۶۳	۷/۷	۰/۵۵	۳۲/۵	۰/۶۴	۳۴
	۵۰-۹۰	۳	۶۷	۲۰	۷/۷	۰/۴۹	۴۰	۰/۵۹	۳۳/۵
	۹۰-۱۴۰	۳	۷۲	۳۰	۷/۸	۰/۴۸	۴۹	۰/۳۹	۳۰/۵
	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

جعفر آباد

چغاگلان

آرناشهر

مسکن

ده پین

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 عقیده باقرنژاد و دالریمل (۱۳) باتوجه به وضعیت اقلیمی مناطق خشک و نیمه‌خشک (بارندگی کم و تبخیر و تعرق زیاد) و نیز حلالیت کم کربنات کلسیم، انتقال کربنات‌ها به شکل محلول نمی‌تواند پاسخگوی فرآیند آهکی شدن این خاکها باشد. بنابراین ممکن است که تعلیق کلوئیدی کربنات کلسیم نیز در تشکیل فابریک K^6 و افق کلسیک مؤثر باشد. یعنی صفحات کوچک K^7 کلسیت می‌تواند به شکل تعلیق از افقهای سطحی غنی از کربنات کلسیم به پایین منتقل و منجر به تجمع کربنات کلسیم گردد.

فرضیه دیگر کربناتی شدن 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 چغلاگلان و آریاشهر، یک سری 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 می‌تواند در انتقال فیزیکی ذرات ریزآهک مؤثر 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.

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 هوازگی در خاکهای کلسیم‌دار صورت می‌گیرد، موجب تشکیل ذرات آهکی اولیه می‌شود (۳۶). البته شواهدی دال بر تجمع پدوژنی^۱ کربنات‌ها (آهک ثانویه) در خاکهای منطقه وجود دارد. به عقیده نلتون و پیترسون (۳۶) آهک ثانویه خاکها عمدتاً به صورت پودری، تشکیل گره^۲ و ذرات سخت شده آهکی (کانکرسیون^۳) دیده می‌شود.

به عقیده گایل و همکاران (۲۴) تجمع پدوژنی کربنات‌ها عمدتاً نتیجه فرآیند حرکت املاح^۴ و تفکیک^۵ است. سالیهای پرباران موجب نفوذ عمیق تر 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 مؤثر است مقدار آبی است که به صورت نفوذ عمقی به داخل خاک جریان می‌یابد و این خود تحت تأثیر موقعیت توپوگرافی بدون مورد مطالعه است. در منطقه مورد مطالعه با حرکت از رسوبات مخروط افکنه به طرف دشتهای و افزایش میزان بارندگی مؤثر و نفوذ آب در خاک، شدت فرآیند کلسیمی شدن 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 نلتون و پیترسون (۳۶) در تشکیل خاک‌سازی کربنات کلسیم در خاک، بایستی کربنات‌ها به شکل محلول درآمده تا در طول پروفیل خاک جابجا شوند.

ثانویه^۴ 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 دوره هالوسن^۵ می‌باشند، و دیگری واقع شدن آنها بر روی سطوح شیب‌دار است، که این امر مانع نفوذ آب در خاک شده و با ایجاد رواناب، فرسایش سطحی خاک را تشدید می‌سازد.

مرحله دوم: خاکهای تکامل یافته بر روی دشتهای آبرفتی دامنه‌ای بالایی (سری خاکهای ده‌پن) دارای افق کمبیک^۶ در اثر توزیع مجدد کربنات‌ها می‌باشند. بافت این خاکها ریز بوده و تجمع آهک ثانویه در بین 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 پایینی (سری خاکهای آریاشهر و چغاگلان) دارای مرحله پیشرفته‌تری از تشکیل خاک هستند. در این خاکها توزیع 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 جمع‌آباد) دارای افقی از تجمع کربنات‌ها بوده که در اثر زمان، سخت، سیمانی و توده‌ای شده و تبدیل به افق پتروکلسیک^۷ 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.

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 خشک شدن^۱ 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 ۲ و ۱) 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^۲ کربنات‌ها و سیر تکامل 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^۳) بوده و کربنات‌های بیشتر به صورت سنگریزه‌های آهک در نیمرخ خاک مشاهده می‌شوند. خاکها فاقد تکامل ساختمانی بوده و ممکن است مقدار بسیار ناچیزی آهک

1- Wetting and drying

2- Redistribution

3- Ochric

4- Secondary lime

5- Halloccen

6- Cambic

7- Petrocalcic

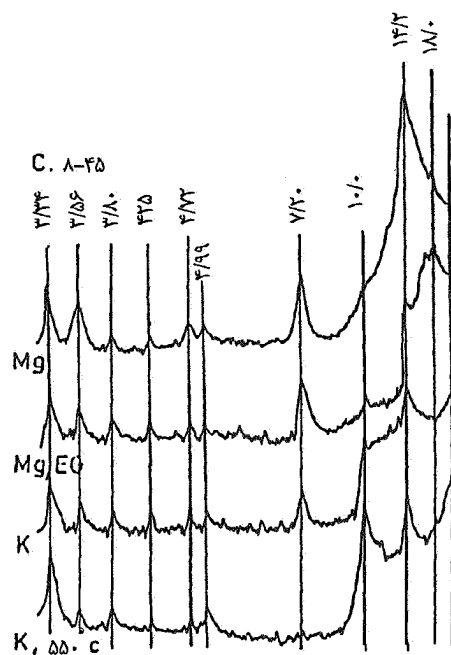
مطالعات کانی‌شناسی رس

مطالعات کانی‌شناسی بخش رس خاکها در بعضی از پسروفیل‌های شاهد به وسیله روشهای پراش رنتگن و الکترومیکروگرافی انجام شد. اشکال ۲ تا ۵ منحنیهای اشعه ایکس و جدول شماره ۳ نتایج تجزیه‌های نیمه کمی 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 پرتو ایکس، 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 550°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 550°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 550°C می‌تواند نشانه وجود کانیهای فیبری پالی گورسکیت و آتاپولگیت باشد. الکترون میکروگراف‌های نمونه رسها (تصویرهای ۱ و 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 تحت الشعاع حضور کلریت و اسمکتیت قرار گرفته است.

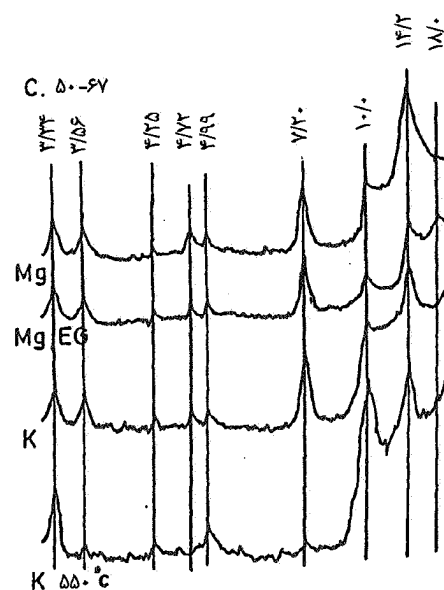
با حرکت از رسوبات مخروط افکنه‌ای به طرف دشتهای رسوبی منطقه، از مقدار نسبی ایلیت و کلریت کاسته شده و به مقدار کانیهای گروه اسمکتیت و پالی گورسکیت افزوده

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 دشتهای، 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 دهنده 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.

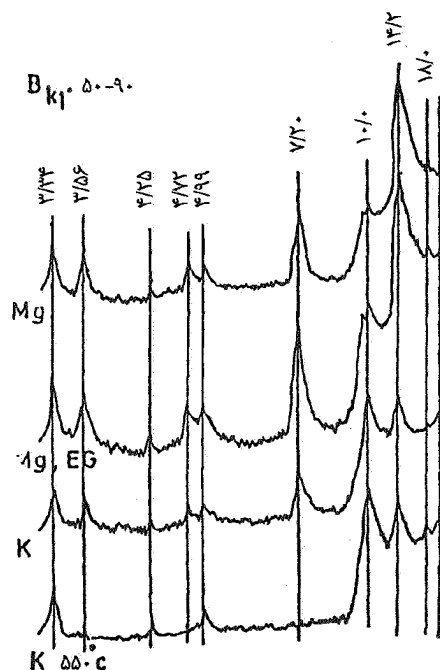
بررسی مطالعات مینرالوژی نشان می‌دهد که به طور کلی کانی مونت موریلونیت به دو صورت می‌تواند تشکیل شود. یکی جنبه توارثی که بر آن اساس، این کانی در اثر تخریب و هوازدگی سنگ مادر و بدون هیچ‌گونه تغییری وارد خاک می‌گردد، و دیگر جنبه خاک‌سازی است، یعنی این کانی می‌تواند تحت یک سری شرایط خاص از کانیهای مثل ایلیت 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 لایه‌های 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^۱ (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



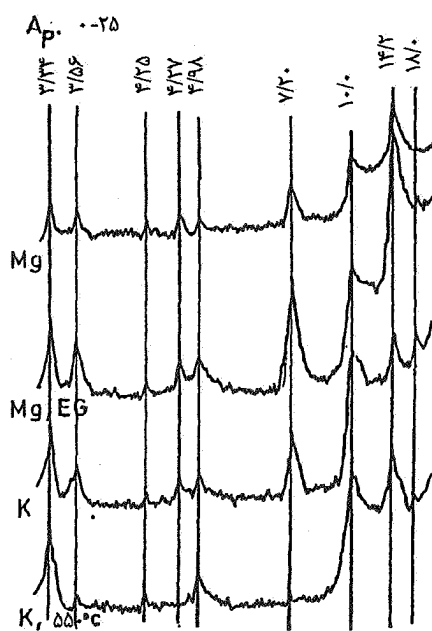
شکل ۳- دیفرکتوگرام‌های پراش پرتو ایکس ذرات رس
افق Ckm سری جعفرآباد



شکل ۲- دیفرکتوگرام‌های پراش پرتو ایکس ذرات رس
افق C سری مسکن



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



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



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



تصویر ۱- الکترون میکروگراف نمونه رس افق سطحی سری چغاگلان

جدول ۳ - تجزیه نیمه کمی و فراوانی نسبی کانیهای رسی

افق	پالی	اسمکتیت	ایلیت	کلریت	ورمیکولیت
گورسکیت					
مسکن	C	+	+	+++	°
چغاگلان	Ap	++	+	++	*
چغاگلان	Bk _۱	+++	++	++	*
جعفرآباد	Ckm	++	+	++	°
° (۱-۳ درصد)	* (۳-۶ درصد)	+	(۱۰-۶ درصد)		
++ (۲۰-۱۰ درصد)	+++ (۲۰-۴۰ درصد)	++++	(۴۰-۶۰ درصد)		

نموده اند که در افق A مقدار کمتری ایلیت وجود دارد (نسبت به افق B)، اما در تحقیق حاضر چنین چیزی مشاهده نمی شود. از طرف دیگر، مقدار کانی 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 ابطی (۱۰) مطابقت داشته اما بر خلاف آن، مقدار این کانی در افق پتروکلسیک (سری خاکهای جعفرآباد) افزایشی نداشته است.

فراوانی نسبی (جدول ۳) به نظر می رسد که قسمت اعظم تشکیل کانی مونت موریلونیت در خاکهای منطقه به طریق توارثی بوده و مقدار کمی به طریق خاک سازی ایجاد شده است. از طرفی این جدول بیانگر تغییر مقدار نسبی بعضی کانیها با عمق نیز می باشد. به عنوان مثال افقهای سطحی (A_۱) مقدار کمتری اسمکتیت و پالی گورسکیت نسبت به افق Bk_۲ دارند (سری چغاگلان). دلیل این امر، مساعد شدن شرایط تشکیل مجدد این کانیها است. البته سینگ و همکاران (۴۰) گزارش

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 فیزیکی - 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 ۹۹ - ۱۱۱.
- ۴ - بای‌بوردی، 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، فیزیکی - 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. ژئومورفولوژی. 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.