

## مروری بر مدل‌های مفهومی و عددی تکامل کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌های مناطق

### خشک و نیمه‌خشک

امید بیات؛ کارشناس ارشد علوم خاک، شرکت سبزکانی درنیکا، اصفهان، ایران

علیرضا کریمی\*؛ استاد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۸/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۳۰

### چکیده

افق‌های کلسیک (تجمع کربنات‌های ثانویه یا پدوژنیک) نتیجه فرایندهای پدوژنیک هستند و در مناطق خشک و نیمه‌خشک دنیا و ایران گسترش زیادی دارند. مدل‌ها ابزارهای قوی جهت آزمون فرضیات و فرآوری اطلاعات موجودند. مدل‌ها و طبقه‌بندی‌های متعددی برای تشکیل و تکامل کربنات‌های پدوژنیک و کلکریته‌ها ارائه شده است که شامل مدل‌های مفهومی و مدل‌های عددی و کامپیوتری‌اند. در این پژوهش سی مدل مفهومی و عددی ارائه شده برای تشکیل و تکامل مورفوژنتیکی کربنات‌ها بررسی شد. مدل‌های مفهومی نشان می‌دهند بافت و مرحله تکاملی خاک (سن خاک) مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده مورفولوژی کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌ها هستند و در مراحل اولیه تکاملی نودول‌ها و پوشش‌های کربناتی به ترتیب در خاک‌های با بافت ریز و درشت غالب‌اند. در مراحل پایانی تکامل، تجمع کربنات‌ها به صورت افق‌های سیمانی شده و متراکم و در هر دو نوع بافت خاک مشابه هستند. تولید مدل‌های عددی و کامپیوتری برای تجمع کربنات‌ها در خاک‌ها با توجه به ویژگی‌های بسیار پیچیده سامانه خاک موضوعی بسیار چالش‌انگیز است. با وجود ضعف‌های مدل‌های کامپیوتری، این مدل‌ها جهت آزمون سناریوهای مختلف تغییرات اقلیمی کواترنری بر تکامل خاک‌ها بسیار مهم‌اند و امید است با شناخت بیشتر ویژگی‌های خاک‌های آهکی و فرایندهای تشکیل کربنات‌های پدوژنیک و همچنین پیشرفت تکنولوژی و مدل‌سازی مدل‌های کامپیوتری با دقت بیشتر در آینده توسعه پیدا کنند.

کلیدواژگان: تغییرات اقلیمی کواترنری، خاک آهکی، فرایندهای پدوژنیک، کلکریته.

### مقدمه

خاک‌های آهکی در مناطق خشک و نیمه‌خشک دنیا و ایران گسترش زیادی دارند. تجمع کربنات‌ها بر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک و همچنین بهره‌برداری اراضی تأثیر زیادی می‌گذارند (شاتزل<sup>۱</sup> و تامپسون ۲۰۱۵). وجود کربنات‌ها در خاک بر روند تکامل پدوژنیک مؤثر است؛ مثلاً در مقادیر کربنات‌های بیش از ۱۵ درصد فرایند انتقال ذرات رس و تشکیل افق‌های آرچیلیک دچار اختلال می‌شود (بول<sup>۲</sup> ۱۹۹۱). به علاوه، شناخت کربنات‌های ثانویه (پدوژنیک) در طبقه‌بندی صحیح خاک‌ها و اراضی مهم است (بیول<sup>۳</sup> و همکاران ۲۰۱۱).

به طور کلی، کربن معدنی در خاک‌ها در یک سامانه شامل کانی‌های کربناتی در فاز جامد خاک، دی‌اکسید کربن در فاز گازی خاک، و اسید کربنیک و یون بی‌کربنات در فاز محلول خاک است. کاتیون‌هایی مانند کلسیم، منیزیم، آهن،

منگنز، و سدیم با یون بی کربنات واکنش می‌دهند و منجر به تولید کربنات‌های ثانویه می‌شوند. در خاک‌ها، کلسیت کانی اصلی کربناته است و کانی‌های دولومیت (کربنات مضاعف کلسیم و منیزیم) و سیدریت (کربنات آهن) کانی‌های فرعی کربناته خاک‌ها محسوب می‌شوند (مونگر<sup>۱</sup> و ویل‌دینگ<sup>۲</sup>، ۲۰۱۷). کانی کلسیت در خاک‌ها و سامانه‌های زمین‌شناختی به صورت کلسیت پرمینیزیم و کلسیت کم‌منیزیم وجود دارند. کلسیت کم‌منیزیم کمتر از ۴ درصد مول کربنات منیزیم دارد و کلسیت پرمینیزیم بیش از ۴ درصد و به طور تیبیک ۱۱ تا ۱۹ درصد کربنات منیزیم دارد (تاگر<sup>۳</sup> ۱۹۹۱).

کربن معدنی خاک در چرخه جهانی کربن هم مهم است و خاک‌ها بزرگ‌ترین منبع قاره‌ای کربن محسوب می‌شوند. فرایند انتقال کربن از اتمسفر به شکل جذب گاز کربنیک توسط گیاهان و انتقال آن به خاک مهم‌ترین فرایند چرخه جهانی کربن است (مونگر و همکاران ۲۰۱۵). چون زمان ماندگاری<sup>۳</sup> بین کربن موجود در کربنات‌های پدوژنیک و کربن اتمسفری بسیار بیشتر از کربن آلی و در حدود ۸۵ هزار سال تخمین زده شده است (لال<sup>۴</sup> و کیمبل<sup>۵</sup>، ۲۰۰۰)، کربنات‌های پدوژنیک مخزن بسیار مهمی برای ترسیب کربن اتمسفری در خاک‌ها محسوب می‌شوند (میر<sup>۶</sup> و همکاران ۲۰۱۴؛ مونگر و همکاران ۲۰۱۵). کربنات‌های پدوژنیک همچنین حاوی اطلاعات اقلیمی گذشته هستند (بریکلند<sup>۶</sup> ۱۹۹۹؛ میر و همکاران ۲۰۱۴). کربنات‌های پدوژنیک در شمال شرق (بیات<sup>۷</sup> و همکاران ۲۰۱۷a) و مرکز (بیات و همکاران ۲۰۱۸) ایران به ترتیب برای بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی هولوسن و پلیستوسن پایانی به کار رفته‌اند. مطالعات نشان می‌دهد حتی در مواد مادری آهکی و اقلیم خشک و نیمه‌خشک روابط بسیار قوی بین مقادیر ایزوتوپی کربنات‌های پدوژنیک و پارامترهای اقلیمی وجود دارد (بیات و همکاران ۲۰۲۰).

علاوه بر این، بررسی افق‌های کلسیک<sup>۸</sup> (افق تجمع کربنات‌های پدوژنیک) در مطالعات ژئومورفولوژی مناطق خشک و تجزیه و تحلیل تکوین لندفرم‌ها طی کواترنری و شناخت فرایندهای زمین‌شناختی سطحی دارای اهمیت است؛ طوری که افق‌های کلسیک می‌توانند بارزترین اطلاعات را در مطالعات خاک-ژئومورفولوژی و همچنین برای نقشه‌برداری اراضی و تعیین سن نسبی و تطابق سطوح ژئومورفیک در مناطق خشک و نیمه‌خشک ارائه کنند (بول ۱۹۹۱؛ تری‌دول-استیز<sup>۹</sup> و مک‌فدن ۲۰۰۰؛ میر و همکاران ۲۰۱۴). با توجه به اینکه خاک‌های آهکی گسترش زیادی دارند و حدود بیست میلیون کیلومتر مربع یا در حدود ۱۳ درصد سطح خشکی‌های زمین را می‌پوشانند (تاندون و کومار ۱۹۹۹؛ رایت ۲۰۰۷) قابلیت بسیار خوبی جهت مطالعات خاک-ژئومورفولوژی، نقشه‌برداری اراضی، و بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی گذشته با استفاده از کربنات‌های پدوژنیک، به‌خصوص برای مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان، وجود دارد (مونگر و ویل‌دینگ ۲۰۱۷). در مجموع، مطالعه تجمع کربنات‌های پدوژنیک مورد علاقه محققان علوم خاک، زمین‌شناسی کواترنری و ژئومورفولوژی، رسوب‌شناسی، و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار است (فدروف و کورتی ۱۹۹۹؛ آلونسو-زارزا و رایت ۲۰۱۰).

1. Monger
2. Tucker
3. residence time
4. Lal
5. Meyer
6. Birkeland
7. Bayat
8. calcis horizon
9. Treadwell-Steitz

هدف از این نوشتار مرور فرایندها و مدل‌های بیان‌شده برای تشکیل و روند تکاملی کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان است.

## دینامیک و فرایندهای تشکیل کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌ها

### ۱. فرایند آهکی شدن (کلسیفیکاسیون)

افق‌های تجمع کربنات‌های پدوژنیک از محصولات فرایندهای پدوژنیک در مناطق خشک و نیمه‌خشک هستند. فرایند اصلی تشکیل کربنات‌های پدوژنیک (کلسیفیکاسیون) طبق فرایند تعادلی رابطه<sup>۱</sup> انجام می‌شود. در رابطه<sup>۱</sup> واکنش کربنات کلسیم با اسید کربنیک، که به آزاد شدن یون‌های محلول می‌انجامد، کربناسیون<sup>۱</sup> نامیده می‌شود (شاتزل و تامپسون ۲۰۱۵).



طبق رابطه<sup>۱</sup> تعادلی آثار رطوبت، فشار جزئی دی‌اکسید کربن، و فراهمی یون کلسیم بر فرایندهای انحلال و رسوب کلسیت مؤثر است (کلاپا ۱۹۸۰؛ لال و کیمبل ۱۹۹۹؛ شاتزل و تامپسون ۲۰۱۵). افزایش در فشار جزئی گاز کربنیک (با تنفس ریشه گیاه و میکروارگانیسم‌ها یا تجزیه مواد آلی) و کاهش در مقادیر pH سبب انحلال کلسیت و افزایش در مقادیر pH و غلظت یونی یا کاهش در فشار جزئی دی‌اکسید کربن و رطوبت خاک (با تبخیر، تبخیر-تعرق، یا جذب آب بوسیله ریشه گیاهان) سبب رسوب کلسیت در خاک می‌شود. مقادیر فشار جزئی دی‌اکسید کربن در محیط خاک به علت تنفس گیاهان و ریزجانداران و تجزیه مواد آلی در حدود ۱۰ تا ۱۰۰ برابر بیشتر از اتمسفر است که سبب تولید اسید کربنیک، کاهش pH، و افزایش حلالیت کربنات‌ها می‌شود (بریکلند ۱۹۹۹). دما به صورت‌های مستقیم و غیرمستقیم بر حلالیت کلسیت مؤثر است و افزایش دما سبب تشدید تبخیر و کاهش حلالیت یا کاهش دما سبب افزایش حلالیت کانی کلسیت می‌شود (لال و کیمبل ۱۹۹۹). وجود نمک‌ها محلول هم بر حلالیت کلسیت در خاک مؤثر است و با افزایش نمک‌های دارای یون مشترک (مانند گچ) حلالیت کلسیت کاهش و با افزایش غلظت نمک‌های فاقد یون مشترک حلالیت کلسیت افزایش پیدا می‌کند (کلاپا ۱۹۸۳).

در رابطه<sup>۱</sup> چنانچه منشأ یون بی‌کربنات از تنفس ریشه گیاه یا تجزیه مواد آلی خاک باشد، رسوب کربنات به منزله مخزن گاز کربنیک اتمسفری و چنانچه منشأ یون بی‌کربنات از آب آبیاری باشد، رسوب کلسیت با آزادسازی گاز کربنیک به منزله فرایند منشأ گاز کربنیک در نظر گرفته می‌شود (ساندرمن ۲۰۱۲).

به طور کلی، عامل اصلی رسوب کلسیت در خاک خشک شدن<sup>۲</sup> است که با تبخیر، تبخیر-تعرق، جذب آب توسط گیاه، یا فرایند یخ‌زدگی رخ می‌دهد (شاتزل و تامپسون ۲۰۱۵). فرایند یخ‌زدگی در مناطق قطبی به‌خصوص می‌تواند قابل توجه باشد. تشکیل کربنات‌های پدوژنیک از جزایر قطب شمال (فورمن و میلر ۱۹۸۴) و دره مک‌موردو<sup>۳</sup> با میانگین بارش کمتر از ۱۰۰ میلی‌متر و میانگین دمای ۲۰- درجه سانتی‌گراد در قطب جنوب (فولی و همکاران ۲۰۰۶) گزارش شده

1. carbonation  
2. desiccation  
3. McMurdo Valley

است. مقادیر بسیار کم و سطحی کربنات‌های پدوژنیک در قطب جنوب ناشی از خشکی شدید، شدت کم هوادیدگی، و عمق کم خاک فعال در نظر گرفته شده است (فولی و همکاران ۲۰۰۶).

## ۲. منشأ یون کلسیم

فراوانی و منشأ یون کلسیم برای تشکیل کربنات‌ها اهمیت دارد. به طور کلی منشأ یون کلسیم در خاک می‌تواند درونی و از هوادیدگی سیلیکات‌های کلسیم‌دار (پیروکسن، آمفیبول، فلدسپارها) و سنگ آهک یا از طریق اضافه شدن خارجی به وسیله آب بارش، غبار آهکی، آب زیرزمینی غنی از یون کلسیم، رواناب آهکی، و انفجار آتشفشانی باشد. در اراضی فراریاب، آب آبیاری هم می‌تواند حاوی مقادیر کافی یون کلسیم برای تشکیل کربنات‌های ثانویه در خاک باشد (ماریون ۱۹۸۹؛ تاندون و کومار؛ اسپوزیتو ۲۰۰۸؛ شاتزل و تامپسون ۲۰۱۵). علاوه بر این، با توجه به اینکه کلسیم بعد از یون‌های هیدروژن، اکسیژن، کربن، و نیتروژن فراوان‌ترین عنصر در بیوسفر محسوب می‌شود کلسیم موجود در موجودات زنده خاک و به‌خصوص بقایای گیاهی می‌تواند منشأ یون کلسیم برای کربنات‌های پدوژنیک محسوب شود؛ به‌ویژه اینکه گیاهان مناطق خشک اغلب غنی از یون کلسیم هستند (گودی ۱۹۹۶). به طور کلی شدت تجمع کلسیت در خاک‌ها تابع شدت ورودی یون کلسیم از منابع کلسیم و فراهمی رطوبت و فرایندهای تبلور است (بول ۱۹۹۱).

وقتی منشأ کلسیم از کانی‌های آلومینوسیلیکاتی باشد می‌تواند سبب تثبیت خالص دی‌اکسید کربن طبق معادله ابلمن-اوری<sup>۱</sup> به صورت کربنات‌های پدوژنیک شود (رابطه ۲). اما، هوادیدگی و انحلال سنگ آهکی و تشکیل کربنات ثانویه از آن سبب تثبیت مؤثر دی‌اکسید کربن نمی‌شود (آونسو-زارزا و رایت ۲۰۱۰؛ مونگر و همکاران ۲۰۱۵).



در مقیاس زمین‌شناختی، هوادیدگی سیلیکات‌های کلسیم‌دار مخزن اصلی گاز کربنیک اتمسفری است و در دماها و غلظت بالاتر گاز کربنیک اتمسفری سبب تشدید هوادیدگی و رسوب کربنات شده است (بارکر و همکاران ۲۰۱۸). شدت هوادیدگی سیلیکات‌های کلسیم‌دار در خاک بسیار کم و سالیانه در حدود ۵۰ تا ۵۰۰ مول در هکتار تخمین زده شده است (ساندرمن ۲۰۱۲).

## روابط افق‌های کلسیک و شاخص‌های اقلیمی

اهمیت افق‌های تجمع کربنات‌های پدوژنیک (افق‌های کلسیک) در خاک‌ها به حدی است که اولین بار ماریون در سال ۱۹۲۸ خاک‌های پدوکال (خاک‌های با تجمع کربنات‌ها) را، به عنوان شاخص خاک‌های مناطق خشک، از خاک‌های پدالفر (خاک‌های با تجمع آهن و آلومینیوم)، به عنوان شاخص خاک‌های مرطوب، تفکیک کرد (بیول و همکاران ۲۰۱۱). افق‌های کلسیک معمولاً دارای همبستگی بالا با مقادیر بارندگی هستند که روابط آماری و رگرسیونی بین مقادیر بارش سالیانه با عمق مرز بالایی افق‌های کلسیک و مقادیر آب‌شویی کربنات‌ها این مطلب را تأیید می‌کند. اما، افق‌های

پتروکلسیک همبستگی با بارندگی ندارند و بقایای لنداسکیپ قدیمی هستند (تاندون و کومار ۱۹۹۹).

اولین بارینی و لئونارد (۱۹۳۴) با بررسی خاک‌های مرکز ایالات متحده (از کلرادو تا کانزاس) رابطه ۳ را برای ارتباط بین مقادیر بارش سالیانه (P) و عمق مرز بالایی افق کلسیک (D)، هر دو بر حسب اینچ، ارائه کردند:

$$\text{رابطه ۳} \quad D = 2.5 (P-12)$$

آرکلی (۱۹۶۳) با بررسی خاک‌های جنوب مرکزی و مناطق غربی ایالات متحده یک رابطه کمی بین مقادیر بارش سالیانه (P) و عمق مرز بالایی افق کلسیک (D)، بر حسب اینچ، نشان داد:

$$\text{رابطه ۴} \quad D = 1.63 (P-0.45)$$

ماریون (۱۹۸۹) با بررسی شدت بلندمدت تشکیل کربنات‌های پدوژنیک (LTR) بر حسب گرم بر متر مربع در سال و میانگین بارش سالیانه (P) بر حسب میلی‌متر رابطه زیر را برای بیابان‌های جنوب غرب ایالات متحده بیان کرد (رابطه ۵):

$$\text{رابطه ۵} \quad LTR = 0.015(P-37)$$

ریتالاک (۱۹۹۴) با بررسی اطلاعات ۳۱۷ پدون خاک‌های مناطق خشک ایالات متحده رابطه ۶ را به دست آورد که در آن D عمق تجمع کربنات‌های پدوژنیک بر حسب سانتی‌متر و P میانگین بارش سالیانه بر حسب میلی‌متر است.

$$\text{رابطه ۶} \quad P = 139.6 - 3.388D - 0.01303D^2$$

رویر (۱۹۹۹) با تجمیع و تلفیق داده‌های موجود برای خاک‌های ایالات متحده یک رابطه رگرسیونی برای ارتباط بین مقادیر بارش سالیانه (P) بر حسب میلی‌متر و عمق افق‌های کلسیک (D) بر حسب سانتی‌متر به دست آورد. این رابطه فقط برای مناطق با بارش سالیانه کمتر از ۷۶۰ میلی‌متر اعتبار دارد.

$$\text{رابطه ۶} \quad P = 2.77D + 257.8$$

ریتالاک (۲۰۰۵) با بررسی ۸۰۷ پدون خاک از مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان رابطه ۷ را بین مقادیر بارش سالیانه (P) بر حسب میلی‌متر و عمق مرز بالایی افق کلسیک (D) بر حسب سانتی‌متر به دست آورده است:

$$\text{رابطه ۷} \quad P = 137.24 + 6.45D + 0.013D^2$$

اگلی و فیتزه (۲۰۰۱) با مطالعه خاک‌های شمال سوئیس رابطه بین مقادیر بارش سالیانه (P) بر حسب میلی‌متر و مقدار آب‌شویی کربنات (L) بر حسب مول در متر مربع در سال را به صورت رابطه ۸ به دست آوردند و نتیجه گرفتند بارش مهم‌ترین عامل مؤثر بر آب‌شویی کربنات‌ها از خاک‌هاست و دما در مقایسه با بارش اهمیت کمتری دارد.

$$\text{رابطه ۸} \quad P = -81.306L^2 + 709.99L + 533.32$$

به طور کلی، کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌های مناطق اقلیمی نیمه‌خشک تا نیمه‌مرطوب و در مناطقی با میانگین بارش سالیانه کمتر از ۵۰۰ میلی‌متر (کمتر از ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلی‌متر بسته به شرایط دمایی) با شرایط فصلی و کمبود رطوبت تشکیل می‌شوند (تاندون و کومار ۱۹۹۹؛ مونگر و وایلدینگ ۲۰۱۷). بیشترین تجمع کربنات‌های پدوژنیک در

خاک‌های مناطق نیمه‌خشک مدیترانه‌ای و شمال آفریقا، مناطقی از خاورمیانه (به‌ویژه ایران)، چین، جنوب استرالیا، و جنوب غرب ایالات متحده آمریکا مشاهده می‌شود (فدروف و کورتی ۱۹۹۹).

### فرایندهای تشکیل افق‌های کلسیک و کلکریته‌ها

فرایند تشکیل کربنات‌های پدوژنیک نتیجه فوق‌اشباع شدن محلول خاک نسبت به کانی کلسیت در نتیجه فرایندهای تبخیر (تبخیر-تعرق)، کاهش فشار جزئی دی‌اکسید کربن در محیط خاک، اثر یون مشترک، و فعالیت‌های بیولوژیکی است (بیول و همکاران ۲۰۱۱؛ مونگر و ویلینگ ۲۰۱۷). در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک، کربنات‌های پدوژنیک با مورفولوژی متنوع و به شکل توده‌های نرم تا توده‌های سیمانی و سخت وجود دارند. کربنات‌های پدوژنیک در افق‌های کلسیک به اشکال مختلف، شامل رشته‌ای، دانه‌ای، سخت‌دانه، و پخشیده در زمینه خاک و در مواد مادری سنگ‌ریزه‌ای به صورت پوشش رو یا زیر سنگ‌ریزه‌ها یا در فضای بین ذرات درشت قرار می‌گیرند (تاندون و کومار ۱۹۹۹؛ بیول و همکاران ۲۰۱۱). در افق‌های پتروکلسیک پدیده سیمانی شدن به صورت منسجم و یکپارچه صورت می‌گیرد و پر شدن منافذ در این افق با کانی‌های کربناتی (غالباً کربنات کلسیم) و تبلور مجدد آن‌ها سبب افزایش درجه سختی و نفوذپذیری بسیار کم افق‌های پتروکلسیک می‌شود. این افق‌ها در توالی‌های زمین‌شناختی کواترنری فراوان‌اند و به نام کالیچی یا کالکریته شناخته می‌شوند (شلدون و تابور ۲۰۰۹). در مجموع، بافت خاک، رطوبت قابل استفاده، هدایت هیدرولیکی، و شدت تنفس خاک مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده نوع و فراوانی اشکال پدوژنیک کربنات بیان شده‌اند (تری‌دول-استیز و مک‌فدن ۲۰۰۰). چهار فرایند اصلی برای تشکیل کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌ها بیان شده است؛ شامل حرکت رو به پایین آب و املاح<sup>۱</sup>، حرکت رو به بالای آب و املاح<sup>۲</sup>، تغییرات درجا<sup>۳</sup>، و تشکیل زیستی<sup>۴</sup> (بیول و همکاران ۲۰۱۱؛ مونگر و ویلینگ ۲۰۱۷).

#### ۱. فرایند حرکت رو به پایین آب و املاح

این فرایند بر مبنای حرکت رو به پایین آب بارش در خاک‌رخ تحت تأثیر نیروی گرانش، در سه نوع، بیان شده است: الف) انحلال کربنات‌های موجود در مواد مادری و در سطح خاک و انتقال عمودی و رسوب در عمق خاک؛ که روابط بین مقادیر بارش و عمق افق کلسیک بر مبنای این فرایند است. در اینجا فرض شده در نقطه آغاز پدوژنز کربنات اولیه به صورت کاملاً یکنواخت در خاک پخش شده است. ب) در مواد مادری غیرآهکی و فاقد کربنات اولیه تشکیل کربنات‌ها به وسیله افزوده شدن کربنات‌ها به سطح خاک به وسیله غبار آهکی یا افزوده شدن یون کلسیم توسط آب باران و تشکیل و انتقال کربنات‌ها در خاک رخ می‌دهد. ج) توزیع جانبی کربنات‌ها علاوه بر توزیع عمودی وجود دارد و آب غنی از یون‌های کلسیم و بی‌کربنات از بخش بالایی لندفرم به سمت پایین حرکت می‌کند و توزیع جانبی و عمودی آن در خاک سبب تشکیل کربنات‌ها می‌شود.

1. per descendum
2. per ascendum
3. in situ alteration
4. biogenic formation

## ۲. فرایند حرکت رو به بالای آب و املاح

در این فرایند تشکیل کربنات‌ها به وسیله حرکت رو به بالای آب در خاک و به وسیله فرایندهای موئینگی انجام می‌شود. در این حالت وجود آب زیرزمینی کم عمق و غنی از یون‌های کلسیم و بی‌کربنات و وجود شرایط تبخیری شدید جهت پمپاژ آب به سطح خاک و تشکیل کربنات‌ها لازم است. علاوه بر این، ریشه گیاهان هم می‌توانند با جذب آب از اعماق خاک و انتقال یون کلسیم به ریزوسفر در تشکیل کربنات‌ها مؤثر باشند.

## ۳. فرایند تغییرات درجا

در این فرایند انحلال و رسوب و تغییرات درجا در مواد مادری (به‌ویژه در سنگ آهک) رخ می‌دهد و این افق‌های کلسیک نسبت به سنگ مادری آهکی تخلخل بسیار بیشتری دارند. این مدل همچنین می‌تواند برای تشکیل کربنات‌ها در سنگ‌های آذرین حاوی کانی‌های کلسیم‌دار صحیح باشد؛ با این تفاوت که به علت مقدار کم یون کلسیم در سنگ‌های آذرین ورودی کلسیم می‌تواند توسط غبار بادرقتی یا آب باران هم وجود داشته باشد.

علاوه بر این، فرایندهای تغییر مکان<sup>۱</sup> و جایگزینی<sup>۲</sup> کلسیت با کانی‌های سیلیکاتی و آلومینوسیلیکاتی در تشکیل کلکریته‌ها مورد توجه بوده است (ریس ۱۹۸۸؛ وانگ و همکاران ۱۹۹۴؛ آلونسو و همکاران ۲۰۰۴). در فرایند تغییر مکان، فشار حاصل از تبلور بلورهای کلسیت سبب جابه‌جایی ذرات مواد مادری (شن و سیلت سیلیکاتی) در ماتریس سنگ بستر می‌شود (ریس ۱۹۸۸)؛ درحالی‌که فرایند جایگزینی سبب انحلال سیلیکات‌ها و تبلور کلسیت در فضای حاصل از انحلال می‌شود (ریس ۱۹۸۸؛ وانگ و همکاران ۱۹۹۴؛ آلونسو و همکاران ۲۰۰۴). فرایند جایگزینی معمولاً بسیار کند است؛ طوری که در جنوب مونتانا در خاک‌های جوان‌تر از بیست‌هزار سال مشاهده نشده است (ریس ۱۹۸۸) و اغلب با تشکیل بلورهای کلسیت اسپاریت همراه است (آلونسو و همکاران ۲۰۰۴).

## ۴. فرایند تشکیل زیستی

در این فرایند، فعالیت گیاهان و موجودات خاک در تشکیل کربنات‌ها مؤثر است. رخساره‌های زیستی در کلکریته‌ها در شرایط مختلف اقلیمی (نیمه‌مرطوب تا خشک) ایجاد می‌شوند و این اثر عمدتاً به وسیله بارش و تأثیر آن بر رطوبت خاک، تراکم پوشش گیاهی، و فراوانی ریشه گیاهان کنترل می‌شود (ژو و چافتز ۲۰۰۹). وجود بلورهای کلسیت با شکل بلوری کامل<sup>۳</sup> بر سطح ریشه گیاهان (شکل ۱ الف) و هیف‌های قارچی آهکی‌شده (شکل ۱ ب) از شواهد فعالیت ریزجانداران در تشکیل کربنات‌های پدوژنیک است (مونگر و وایلدینگ ۲۰۱۷).

1. displacement  
2. replacement  
3. euhedral



شکل ۱. یک ریشه کلسیتی حاصل از آهکی شدن ریشه گیاه (آلونسو و همکاران ۱۹۹۸؛ ب) ریشه قارچی آهکی شده (cf) (مونگر و ویلینگ ۲۰۱۷)

گفتنی است مطالعات نشان می‌دهد فعالیت‌های انسانی هم می‌توانند در تشکیل کربنات‌های پدوژنیک مؤثر باشند. فعالیت‌های کشاورزی- مانند اضافه کردن آب آبیاری غنی از یون‌های کلسیم و بی‌کربنات، اضافه کردن گچ جهت اصلاح خاک‌های قلیایی، اضافه کردن کودهای حاوی یون کلسیم و مواد آلی- می‌توانند در تشکیل کربنات‌های ثانویه در خاک مؤثر باشند (لل و کیمبل ۲۰۰۰؛ ساندرمن ۲۰۱۲). علاوه بر این، مطالعات شواهد میکرومورفولوژیک در سایت‌های باستانی منطقه شرق مدیترانه نشان داده کلکریتهای این منطقه حاوی مواد انسانی (مانند بقایای مواد آلی انسانی یا قطعات ساختمانی آهکی شده) در گراندمس<sup>۱</sup> است. بنابراین، واژه کلکریتهزاسیون انسانی<sup>۲</sup> پیشنهاد شده است (اتکین و همکاران ۲۰۱۶).

### مدل‌سازی تجمع و تکامل کربنات‌ها در خاک‌ها

مدل‌ها در واقع توصیف شماتیک یا ریاضی ساده‌شده و ناقص از دنیای واقعی هستند. با این حال، آن‌ها ابزارهایی قوی جهت آزمون فرضیات و فرآوری اطلاعات موجودند. فرایندهای پدولوژیکی با سامانه اقلیم جهانی و چرخه‌های جهانی عناصر شیمیایی و آب ارتباط قوی دارند. به همین دلیل مدل‌سازی فرایندهای خاک جهت فهم ارتباط این منابع جهانی مهم است (آموندسون ۲۰۱۷).

مدل‌ها و طبقه‌بندی‌های متعددی برای تشکیل و تکامل کلکریته‌ها ارائه شده است که شامل مدل‌های مفهومی<sup>۳</sup> و مدل‌های عددی<sup>۴</sup> و کامپیوتری هستند. مدل‌های مفهومی در واقع توصیف کیفی وقایع و تغییرات در سامانه‌اند؛ درحالی‌که مدل‌های عددی توصیف کمی وقایع و فرایندها هستند و به دلیل ماهیت بسیار پیچیده سامانه خاک می‌توانند بسیار چالش‌انگیز باشند (مک‌فدن و آموندسون ۲۰۱۷).

تقریباً همه طبقه‌بندی‌ها و مدل‌های ارائه‌شده برای تکامل کربنات‌ها کلی هستند که دلیل آن شناخت نسبتاً ضعیف شرایط تشکیل کربنات‌ها و کلکریته‌هاست (تاندون و کومار ۱۹۹۹). ساده‌ترین شکل این دسته‌بندی‌ها دسته‌بندی بر مبنای مورفولوژی و در مقیاس‌های میکرومورفولوژی و ماکرومورفولوژی است (گایل و همکاران ۱۹۶۶؛ ماشتی ۱۹۸۵؛

1. groundmass  
2. anthro-calcretization  
3. conceptual  
4. numerical



رایت (۱۹۹۵). مقیاس ماکرو در این مدل‌ها به بررسی فرایندها و شکل‌ها در مقیاس بدون و بدون نیاز به ابزارهای خاص اشاره می‌کند. اما، در مقیاس میکرو، توصیف‌ها با استفاده از ابزارهای کمکی (مانند میکروسکوپ‌های نوری و الکترونی) و در مقیاس میکروسکوپی انجام می‌شود.

علاوه بر دسته‌بندی کربنات‌ها در سامانه خاک، مدل‌سازی‌هایی نیز بر مبنای موقعیت و شرایط هیدرولوژیکی انجام شده است (کارلیسل ۱۹۸۳). کلکریتهای غیرپدوژنیک عمدتاً با فرایندهای آب‌های زیرزمینی و خارج از محدوده خاک‌رخ تشکیل می‌شوند و کلکریتهای هیدرومورفیک<sup>۱</sup> نامیده می‌شوند (تاندون و کومار ۱۹۹۹).

### ۱. مدل‌های مفهومی تجمع و تکامل کربنات‌ها در خاک‌ها

مدل‌های مفهومی را به طور کلی می‌توان شامل دو دسته مدل‌های مفهومی بدون در نظر گرفتن فرایندهای لنداسکیپ و مدل‌های مفهومی با در نظر گرفتن فرایندهای لنداسکیپ در نظر گرفت.

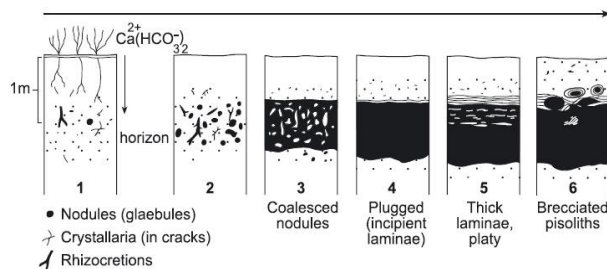
#### ۱.۱. مدل‌های مفهومی بدون در نظر گرفتن فرایندهای لنداسکیپ

همان‌گونه که آمد، چهار فرایند اصلی شامل حرکت رو به پایین آب و املاح، حرکت رو به بالای آب و املاح، تغییرات درجا، تشکیل بیوژنیک در تجمع کربنات‌ها در خاک مؤثرند (بیول و همکاران ۲۰۱۱؛ مونگر و ویلینگ ۲۰۱۷). این فرایندها در مدل‌سازی تکامل کربنات‌های پدوژنیک مورد توجه قرار گرفته‌اند و در مقیاس بدون سه نوع مدل مفهومی برای تشکیل و تکامل کربنات‌ها و کلکریتهای تعریف شده‌اند، شامل ۱. مدل تغییرات پیش‌رونده<sup>۲</sup>؛ ۲. مدل تغییرات درجا<sup>۳</sup>؛ ۳. مدل ریزوژنیک<sup>۴</sup> (رایت ۲۰۰۷).

#### ۱.۱.۱. مدل تغییرات پیش‌رونده

واژه پیش‌رونده در این نوع مدل‌ها بر وقوع تغییرات با جهت حرکت به سوی تکامل و از یک مرحله به مرحله دیگر با تکامل بیشتر دلالت می‌کند. این مدل‌ها اغلب بر تکامل کربنات‌های پدوژنیک در بستر و مواد مادری با مقادیر کم تا نسبتاً زیاد کربنات اولیه دلالت دارند. مدل‌هایی که هاوکر (۱۹۲۷)، گایل (۱۹۶۱)، گایل و همکارانش (۱۹۶۶)، بچمن و ماشتی (۱۹۷۷)، فورمن و میلر (۱۹۸۴)، و ماشتی (۱۹۸۵) ارائه کردند در این گروه قرار می‌گیرند. شکل ۲ نمای کلی این مدل‌ها را نشان می‌دهد. اولین بار هاوکر (۱۹۲۷) مراحل<sup>۵</sup> تجمع آهک در خاک‌های منطقه هیدالگو کانتی<sup>۶</sup> در جنوب تگزاس را بررسی و نتایج آن را در مجله *Soil Science* گزارش کرد. در واقع، هاوکر با استفاده از یک توالی زمانی از تراس‌های آبرفتی مراحل تکاملی کربنات‌ها با زمان را مشاهده و در پنج مرحله با عنوان مراحل آب‌شویی<sup>۷</sup> گزارش کرد.

1. hydromorphic calcrete  
2. progressive alteration  
3. in situ alteration  
4. rhizogenic  
5. stages  
6. Hidalgo county  
7. stages of leaching



شکل ۲. مدل تکاملی کربنات‌ها طی زمان بر مبنای تئوری تغییرات پیش‌رونده. جهت فلش بالایی شکل نشان‌دهنده جهت تکامل طی زمان است. (رایت ۲۰۰۷)

گایل (۱۹۶۱) با بررسی خاک‌های درناآنا کانتی<sup>۱</sup> در جنوب نیومکزیکو اولین طبقه‌بندی خود را برای افق‌های کلسیک، بر اساس مشاهدات مورفولوژی کربنات‌ها و اطلاعات آزمایشگاهی، ارائه کرد. این طبقه‌بندی در چهار کلاس ضعیف تا بسیار قوی برای افق‌های کلسیک ارائه شد (جدول ۱) و در واقع مقدمه مدل معروف چهارمرحله‌ای شد که گایل و همکارانش (۱۹۶۶) ارائه کرده بودند. این طبقه‌بندی اولین تلاش با تأکید بر توزیع اندازه ذرات خاک در طبقه‌بندی تشکیل مراحل مختلف تجمع کربنات‌ها است. در خاک‌های با بافت درشت، پوشش‌های کربنات‌ها در سطح سنگ‌ریزه‌ها ملاک اصلی قرار گرفته‌اند؛ اما در خاک‌های با بافت ریز تشکیل رشته‌ها و تکامل نودول‌ها مورد توجه بوده‌اند.

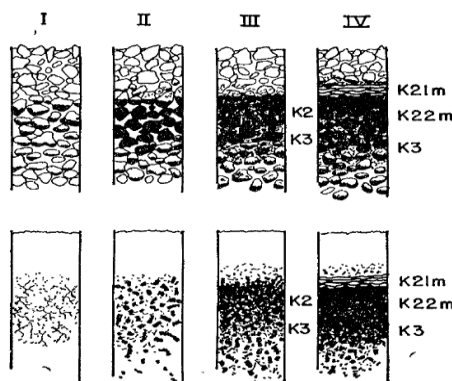
جدول ۱. طبقه‌بندی افق‌های کلسیک (اقتباس از گایل ۱۹۶۱)

کلاس طبقه‌بندی	خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار	خاک‌های غیرسنگ‌ریزه‌دار
ضعیف	- پوشش‌های نازک یا رگه‌های روی سطح سنگ‌دانه‌ها	- کربنات‌ها به صورت رگه‌های پراکنده روی دانه‌های معدنی اولیه و همچنین رشته و نودول - نودول‌ها سخت نشده‌اند و کمتر از ۱۰ درصد سطح افق را می‌پوشانند.
متوسط	- کربنات به صورت پوشش‌های نازک و سخت اطراف سنگ‌ریزه‌ها هستند. برخی پوشش‌ها در هم تنیده‌اند. - افق‌های کلسیک سنگ‌ریزه‌دار کمی سیمانی هستند.	- رگه روی دانه‌ها و نودول‌های متعدد و رشته‌ها - نودول‌ها ۱۰ تا ۶۰ درصد سطح افق را می‌پوشانند. - افق‌ها سیمانی نشده‌اند و فقط در بافت‌های رسی ممکن است بعضی نودول‌ها سیمانی باشند.
قوی	- کربنات‌ها به صورت پوشش‌های ضخیم اطراف سنگ‌دانه‌ها وجود دارند و بسیاری از پوشش‌ها پیوسته هستند. افق‌های کلسیک سنگ‌ریزه‌دار در این کلاس نسبتاً سیمانی‌اند.	- تجمع کربنات به صورت نودول و ستونی است و بیش از ۶۰ درصد سطح افق را پوشش می‌دهند. - پوشش‌های کربناتی روی دانه‌ها ضخیم‌اند. - این افق‌ها سیمانی نشده‌اند. اما ممکن است برخی نودول‌ها سیمانی شده باشند.
بسیار قوی	- پوشش‌های کربنات‌ها ضخیم و پیوسته‌اند. - افق‌های سنگ‌ریزه‌دار کلسیک به شدت سیمانی‌اند.	- افق‌های غیرسنگ‌ریزه‌ای لامینار یا بلوکی هستند. بیشتر دانه‌های اولیه به وسیله کربنات جدا شده‌اند. - افق به شدت سیمانی شده است.

1. DornaAnaCounty

رشته‌ها منعکس‌کننده تجمع رسوب کربنات روی ریشه‌ها و دیواره منافذ خاک‌اند (بریکلند ۱۹۹۹). مطالعات جدیدتر نشان می‌دهد دلیل تشکیل پوشش کربناتی در زیر سنگ‌ریزه‌ها آن است که آب در حال نفوذ در خاک به تجمع در زیر سنگ‌ریزه‌ها گرایش دارد و ضخامت پوشش‌های کربناته با اندازه و لیتولوژی سنگ‌ها ارتباط بسیار قوی دارد و سنگ‌های آهکی و درشت‌تر دارای پوشش کربناته ضخیم‌ترند (بریکلند ۱۹۹۹؛ تری‌دول-استیز و مک‌فدن ۲۰۰۰).

گایل و همکارانش (۱۹۶۶) با بررسی خاک‌های مخروط‌افکنه‌ای در جنوب نیومکزیکو یک توالی مورفولوژیکی برای خاک‌های آهکی مناطق خشک ارائه و مانند هاوکر (۱۹۲۷) از واژه مرحله استفاده کردند. چهار مرحله مورفولوژیکی هم مشابه با طبقه‌بندی گایل (۱۹۶۱) در مواد مادری سنگ‌ریزه‌دار و فاقد سنگ‌ریزه پیشنهاد شده است (شکل ۳). گایل و همکارانش (۱۹۶۶) بر آن اند که سرعت فرایندهای تجمع کربنات در خاک‌های سنگ‌ریزه‌ای نسبت به خاک‌های با بافت ریز بیشتر است. علت توسعه سریع‌تر مراحل مورفولوژیکی تجمع کربنات‌ها در آبرفت‌های سنگ‌ریزه‌ای آن است که این آبرفت‌ها سطح ویژه کمتر به ازای واحد حجم و در نتیجه فضای منافذ کمتری دارند (بریکلند ۱۹۹۹). همچنین، در خاک‌های با بافت درشت و حجم کمتر منافذ، تشکیل فابریک K (پوشش کربنات‌ها اطراف ذرات معدنی و پرشدگی منافذ با کربنات‌های ثانویه به صورت پیوسته (شاتزل و آندرسون ۲۰۱۵؛ مونگر و وایلدینگ ۲۰۱۷)) با مقادیر کمتری کربنات رخ می‌دهد و به مقدار ۱۵ و ۴۰ درصد کربنات پدوژنیک به ترتیب برای تشکیل فابریک K در خاک‌های با بافت درشت و ریز اشاره شده است (گایل و همکاران ۱۹۶۶).



شکل ۳. توالی مورفولوژیکی تجمع کربنات‌ها طی زمان در خاک‌های سنگ‌ریزه‌ای و غیرسنگ‌ریزه‌ای (گایل و همکاران ۱۹۶۶)

روند تکاملی در این مدل با افزایش کربنات و تشکیل پوشش‌های ناپیوسته و تبدیل آن به پوشش پیوسته و سپس پرشدگی بین سنگ‌ریزه‌ها و نودول‌ها طی زمان است. تشکیل لایه لامینار بعد از تشکیل افق سیمانی رخ می‌دهد که نسبت به افق سیمانی فابریک متفاوت و کربنات بیشتر دارد و فاقد دانه‌های اسکلتی (ذرات زمینه خاک) است. افق لامینار معمولاً از لایه‌های نازک کربنات با رنگ‌های مختلف و به شکل موازی تشکیل شده است. بخش غیرکربناتی افق‌های لامینار نسبت به افق‌های مجاور مقادیر بیشتر رس‌های سیلیکاتی و مواد آلی دارد. ذرات رس سیلیکاتی و مواد آلی احتمالاً به وسیله آب از افق‌های بالایی منتقل و سبب تشکیل لایه نفوذناپذیر برای ریشه گیاه می‌شود. بنابراین، تجمع

ریشه گیاهان در بالای لایه لامینار سبب افزایش کربن آلی در لایه لامینار می‌شود. مطالعات میکروسکوپی هم تأیید کرده که لایه لامینار با رنگ تیره‌تر دارای کربن آلی است (گایل و همکاران ۱۹۶۶).

در مجموع، در مدل گایل و همکارانش (۱۹۶۶)، در مراحل ابتدایی تکامل، بافت مواد مادری کنترل‌کننده مورفولوژی کربنات‌ها در نظر گرفته می‌شود. اما در مراحل پایانی در هر دو نوع بافت ویژگی‌های مورفولوژیکی نسبتاً یکسان حاصل می‌شود. علاوه بر این، در این مدل برای اولین بار سن خاک‌ها هم در نظر گرفته شد (جدول ۲) که معیار بسیار مهمی برای تعیین سن نسبی خاک‌ها و سطوح ژئومورفیک مناطق خشک در مطالعات ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی کواترنری است.

## جدول ۲. مدل مورفوزنتیکی تجمع کربنات‌ها در خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار و غیرسنگ‌ریزه‌دار در مدل گایل و همکارانش (۱۹۶۶)

مرحله تکاملی	خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار	خاک‌های غیرسنگ‌ریزه‌دار	سن خاک‌ها
I	کربنات‌ها به شکل رشته و پولک و به صورت پوشش‌های نازک و ناپیوسته تشکیل می‌شود.	کربنات‌ها به شکل رشته و پوشش کربناتی روی خاک‌دانه‌ها و ذرات شن مشاهده می‌شود.	کمتر از ۵۰۰۰ سال
II	پوشش کربنات‌ها به صورت پیوسته و ممتد همراه پرشدگی بین سنگ‌ریزه‌ای. تکامل این مرحله از مرحله قبل شامل تکمیل پوشش‌ها و ضخیم شدن پوشش‌هاست.	تغلیظ کربنات‌های پدوژنیک و تشکیل نودول‌ها رخ می‌دهد. نودول‌ها دارای استحکام کم تا به شدت سخت هستند و در برخی موارد سیمانی شده‌اند. نودول‌ها شکل سیلندی <sup>۱</sup> دارند و قطر آن‌ها ۱/۴ تا ۱/۲ اینچ است.	بیش از ۵۰۰۰ سال تا اواخر پلیستوسن (۱۸۰۰۰ سال قبل)
III	ذرات اسکلتی خاک به صورت ممتد به وسیله کربنات‌ها پوشش داده شده و سنگ‌ریزه‌ها با کربنات‌های اتوژنیک سیمانی شده‌اند.	در این مرحله بیشتر دانه‌های اسکلتی خاک با کربنات‌ها پوشش داده شده و منافذ بسته شده‌اند.	پلیستوسن پایانی (۱۲۵۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال قبل)
IV	در این مرحله افق کاملاً سخت و افق لامینار تشکیل می‌شود. افق لامینار نسبت به افق‌های مجاور کربنات بیشتر و گراول کمتر دارد. بخش غیرکربناته افق لامینار نسبت به افق‌های مجاور رس بیشتر و مواد آلی کمتر دارد و معمولاً مانعی برای رشد ریشه گیاهان محسوب می‌شود.	در این مرحله افق کاملاً سیمانی شده و یک افق لامینار از کربنات خالص روی افق قرار گرفته است. افق کربنات در این مرحله سه افق جزئی دارد؛ شامل لایه کربنات لامینار، لایه ضخیم سیمانی شده با کربنات، یک افق انتقالی.	پلیستوسن پایانی میانی (۵۰۲۰۰۰ تا ۱۲۵۰۰۰ سال قبل)

بچمن و ماشتی (۱۹۷۷) یک مدل مورفوزنتیک شش مرحله‌ای بر مبنای مطالعه خاک‌های ایالت نیومکزیکو پیشنهاد کردند (جدول ۳). این مدل هم مانند مدل گایل و همکارانش (۱۹۶۶) وابسته به سن خاک است. اما تأثیر بافت مواد مادری در نظر گرفته نشده است. این مدل دو تفاوت اصلی با مدل گایل و همکارانش (۱۹۶۶) دارد: الف) پنج مرحله ابتدایی مدل معادل با کل چهار مرحله مدل گایل و همکارانش است و یک مرحله اضافی هم در نظر گرفته شده است؛ ب) مرحله ششم به منزله اوج تکامل کلکریته با تشکیل و فراوانی پیزولیت‌ها مشخص شده است (جدول ۳). پیزولیت‌ها

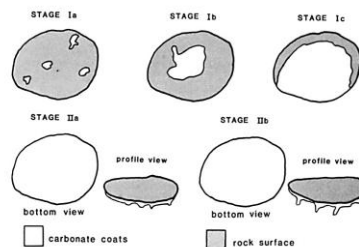
توده‌های کروی تا زاویه‌دار با ابعاد ۰/۵ تا بیش از ۱۰ سانتی‌متر هستند که با لایه‌های کربنات میکربیتی احاطه شده‌اند و هسته مرکزی آن‌ها می‌تواند قطعات سنگ یا مواد سیمان‌شده کربناتی باشد و این مواد در کلکریتهای متکامل و به‌خصوص در مواد مادری درشت‌بافت بسیار فراوان‌اند (بریکلند ۱۹۹۹؛ آلونسو-زارزا و رایب ۲۰۱۰).

### جدول ۳. مدل مورفوژنتیکی تجمع کربنات‌ها در خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار و غیرسنگ‌ریزه‌دار (بچمن و ماشتی ۱۹۷۷)

مرحله تکاملی	خاک‌های غیرسنگ‌ریزه‌دار
I	کربنات‌ها به شکل رشته و پوشش کربناتی روی خاک‌دانه‌ها و ذرات اولیه مشاهده می‌شوند.
II	پوشش کربنات‌ها به صورت پیوسته و ممتد است. تغلیظ کربنات‌های پدوژنیک و تشکیل نودول‌ها رخ می‌دهد.
III	نودول‌های به‌هم‌پیوسته در ماتریس کربناته تشکیل می‌شود.
IV	زمینه خاک کاملاً سیمانی است و نودول‌های کربناته کاملاً با پوشش کربناتی احاطه شده‌اند.
V	لایه سیمانی قوی و متراکم همراه لایه لامینار متکامل تشکیل می‌شود.
VI	کلکریته سیمانی قوی و توده‌ای با لایه‌های لامینار متعدد همراه فراوانی پیزولیت تشکیل می‌شود.

در این مدل، تشکیل لایه لامینار ناشی از تأثیر اسید کربنیک در توزیع مجدد کربنات‌ها و تأثیر تبخیر و تعرق بیان شده است (بچمن و ماشتی ۱۹۸۵). در سه مرحله ابتدایی، که بر مبنای تئوری انتقال کربنات‌هاست و سیمانی شدن ماتریس خاک وجود ندارد، خاک کلسیک<sup>۱</sup> و سه مرحله دوم، که همراه پرشدگی منافذ و سیمانی شدن ماتریس خاک است، کلکریته پدوژنیک<sup>۲</sup> نامیده شده است.

فورمن و میلر (۱۹۸۴) بر مبنای تراس‌های دریایی غرب جزیره اسپیتزبرگن، مدار قطب شمال، تغییراتی برای مراحل اولیه مدل گایل و همکارانش (۱۹۶۶) پیشنهاد و زیرمراحلی برای دو مرحله ابتدایی مدل بیان کردند (شکل ۴). در این مدل پیشنهادی برای مرحله I افزایش ضخامت کربنات‌ها در کف سنگ‌ریزه‌ها به صورت سه زیرمرحله، از Ia تا Ic، بیان شده است و برای مرحله دوم تکاملی هم دو زیرمرحله (IIa, IIb) به صورت افزایش ضخامت پندانت کربناتی در زیر سنگ‌ریزه مشخص شده است (شکل ۴).



شکل ۴. زیرمرحله‌های پیشنهادی برای مراحل ۱ و ۲ تجمع کربنات‌ها در زیر سنگ‌دانه‌ها در خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار (فورمن و میلر ۱۹۸۴)

1. calcic Soil
2. pedogenic calcrete

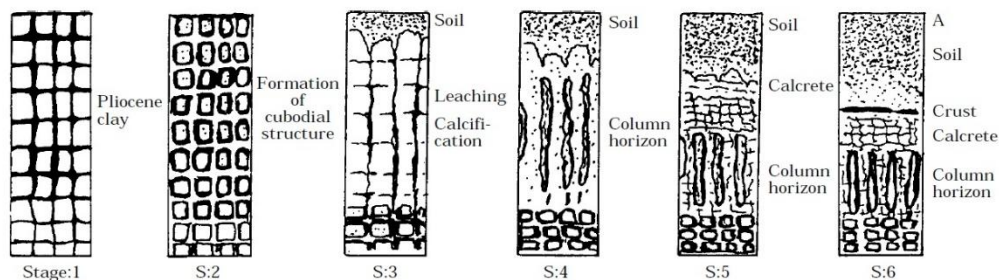
ماشتی (۱۹۸۵) با بررسی خاک‌های جنوب غرب ایالات متحده و با تکمیل مدل بچمن و ماشتی (۱۹۷۷) مراحل تکاملی را کمی‌تر کرد (جدول ۴). در این مدل مراحل پیشرفته معمولاً در خاک‌های قدیمی مربوط به پلیستوسن پایانی و قبل از کواترنری هستند. مرحله V به وسیله تشکیل لایه لامینار ضخیم و بی‌زولیت و سن حدودی پلیوسن ابتدایی و مرحله VI و اوج تکامل با چرخه‌های برشی شدن<sup>۱</sup> مشخص شده که احتمالاً مربوط به میوسن پایانی است (ماشتی ۱۹۸۵). این مدل نسبت به مدل‌های قبلی کمی‌تر شده (مقادیر کرنات، ابعاد نودول‌ها، ضخامت لایه‌های لامینار) و جزئیات بیشتری را با مقادیر عددی نشان می‌دهد. علاوه بر این، از مرحله چهارم تکاملی و سیمانی شدن ماتریس خاک کاهش تخلخل و نفوذپذیری و افزایش دانسیته ظاهری رخ می‌دهد (ماشتی ۱۹۸۵) و مورفولوژی کرنات‌ها در مواد مادری سنگ‌ریزه‌دار و ریزدانه به دلیل مقادیر زیاد کرنات یکسان است و فقط خاک‌های با بافت ریز دارای مقادیر کرنات بیشتری هستند (جدول ۴). در این مدل هم مشابه مدل بچمن و ماشتی (۱۹۸۵) سه مرحله ابتدایی تکامل، که سیمانی شدن ماتریس خاک وجود ندارد، خاک کلسیک و سه مرحله دوم، که همراه سیمانی شدن ماتریس خاک است، کلکریت پدوژنیک نامیده شده است. در مجموع ماشتی (۱۹۸۵) نتیجه گرفت تنوعات در مقادیر کرنات‌های پدوژنیک در جنوب غرب ایالات متحده نتیجه اثر سن خاک‌ها، مقدار یون کلسیم در آب بارش، و مقدار کلسیت ورودی به وسیله غبار آهکی است. علاوه بر این، ماشتی (۱۹۸۵) یک شاخص کمی برای بررسی تکامل خاک‌های آهکی (شاخص Cs بر حسب گرم بر سانتی‌متر مربع) معرفی کرد که با استفاده از ضخامت، مقادیر کرنات، و دانسیته ظاهری افق‌های کلسیک محاسبه می‌شود و می‌تواند جهت تعیین سن و همبستگی محلی و منطقه‌ای خاک‌های کلسیک به کار رود.

جدول ۴. مدل مورفوزنتیکی تجمع کرنات‌ها در خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار و غیرسنگ‌ریزه‌دار (ماشتی ۱۹۸۵)

مرحله تکاملی	خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار	مقدار کرنات (%)	خاک‌های غیرسنگ‌ریزه‌دار	مقدار کرنات (%)
I	پوشش‌های کرناتی ناپیوسته و نازک در سطح سنگ‌ریزه‌ها	کمتر از ۲	رشته در خاک یا پوشش در سطح خاک‌دانه‌ها	کمتر از ۴
II	پوشش کرناتی پیوسته، نازک تا ضخیم در سطح سنگ‌دانه‌ها	۲ - ۱۰	نودول‌ها و توده‌های نرم با قطر ۰/۵ تا ۴ سانتی‌متر	۴ - ۱۰
III	تجمع توده‌های کرنات‌ها بین سنگ‌ریزه‌ها (در حالت پیشرفته سیمانی)	۱۰ - ۲۵	نودول‌های به‌هم‌پیوسته و ماتریس خاک نسبتاً سیمانی شده است.	۲۰ - ۶۰
IV	لایه‌های لامینار نازک (ضخامت کمتر از ۲ میلی‌متر) تا نسبتاً ضخیم (ضخامت حدود ۱۰ میلی‌متر) در بخش بالایی افق سیمانی شده (ضخامت افق سیمانی شده ۵۰ - ۱۰۰ سانتی‌متر)	بیشتر از ۲۵	لایه‌های لامینار نازک (ضخامت کمتر از ۲ میلی‌متر) تا نسبتاً ضخیم (ضخامت حدود ۱۰ میلی‌متر) در بخش بالایی افق سیمانی شده (ضخامت افق سیمانی شده ۵۰ - ۱۰۰ سانتی‌متر)	بیشتر از ۵۰

مرحله تکاملی	مقدار کربنات خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار (%)	مقدار کربنات خاک‌های غیرسنگ‌ریزه‌دار (%)
V	بیشتر از ۵۰	لايه لامینار ضخیم (ضخامت بیش از ۱۰ میلی‌متر) و پیزولیت‌های نازک تا ضخیم در بخش بالایی افق سیمانی شده (ضخامت افق سیمانی شده ۱۰۰ - ۲۰۰ سانتی‌متر)
VI	بیشتر از ۷۵	وجود نسل‌های متعدد لامینار و برش و پیزولیت، (ضخامت افق سیمانی شده بیش از ۲۰۰ سانتی‌متر)
	بیشتر از ۷۵	لايه لامینار ضخیم (ضخامت بیش از ۱۰ میلی‌متر) و پیزولیت‌های نازک تا ضخیم در بخش بالایی افق سیمانی شده (ضخامت افق سیمانی شده ۱۰۰ - ۲۰۰ سانتی‌متر) و وجود نسل‌های متعدد لامینار و برش و پیزولیت (ضخامت افق سیمانی شده بیش از ۲۰۰ سانتی‌متر)

از سال‌های ابتدایی بررسی و ارائه مدل‌های مفهومی تکامل کربنات‌ها در خاک‌ها، عمدتاً تحقیقات بر مطالعه خاک‌های آهکی نواحی جنوب غرب ایالات متحده متمرکز بود. کاپور و همکارانش (۱۹۹۰) با مطالعه خاک‌های آهکی جنوب ترکیه در منطقه آدانا یک مدل تکاملی برای کلکریتهای پدوژنیک ارائه کردند که شامل شش مرحله است (شکل ۵).

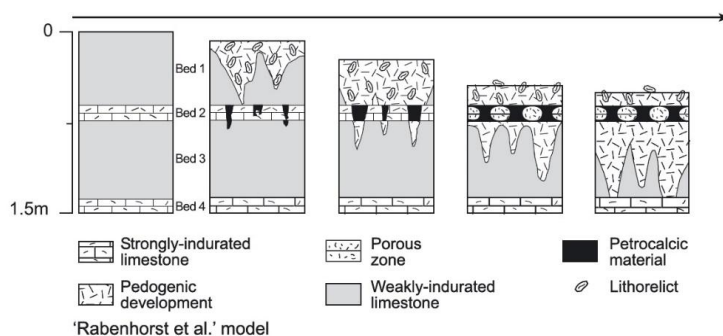


شکل ۵. مدل تکاملی کربنات‌ها برای خاک‌های جنوب ترکیه (کاپور و همکاران ۱۹۹۰)

مراحل ابتدایی این مدل با تشکیل و ترک‌خوردگی رسوبات رسی پلیوسن و تشکیل ساختمان‌های مکعبی درشت همراه بود (شکل ۵). در مرحله سوم و طی فازهای مرطوب پلیستوسن آب‌شویی و آهکی شدن در طول دیواره‌های ساختمان‌های مکعبی رخ داد و در مرحله چهارم تکامل ستون‌های عمودی کلسیت و همچنین تشکیل خاک آهکی سطحی صورت گرفت. در مرحله پنجم آهک‌زدایی، با فرایندهای رایبفیکاسیون (فرایند تشکیل هماتیت پدوژنیک)، در شرایط گرم و مرطوب، سبب تشکیل کلکریته توده‌ای با اصلاح و تغییر شکل و اندازه ستون‌ها به علت فرایندهای انحلال و تبلور مجدد کلسیت شد. در مرحله ششم ادامه فرایند رایبفیکاسیون به تشکیل هیو قرمز با تشکیل یک لایه نازک (با ضخامت ۱ تا ۵ میلی‌متر) روی کلکریته توده‌ای انجامید. در این مدل، منشأ کلسیت در دوره‌های خشک غبار آهکی و در دوره‌های مرطوب رواناب حاوی یون کلسیم است.

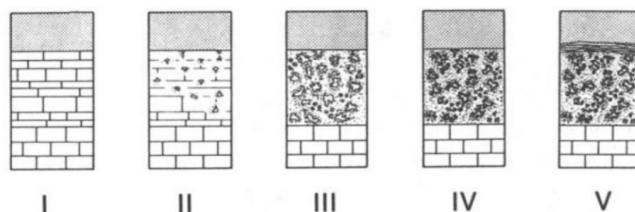
## ۲.۱.۱. مدل دگرسانی درجا

مدل‌های نوع دوم پیش‌رونده بر تکامل کربنات‌ها به وسیله تغییرات درجا در مواد مادری غنی از کربنات (مانند سنگ بستر آهکی) دلالت دارد و در این مدل جبهه دگرسانی<sup>۱</sup> با تبلور مجدد بلورهای کلسیت در سنگ بستر رخ می‌دهد. مدل‌های ارائه‌شده توسط رابن‌هورست و ویل‌دینگ (۱۹۸۶) و وست و همکارانش (۱۹۸۸) در این گروه از مدل‌ها قرار می‌گیرند. شکل ۶ نمای کلی روند تکاملی این دسته از مدل‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۶. مدل تکاملی کربنات‌ها بر مبنای تئوری تغییرات درجا (رایت ۲۰۰۷)

رابن‌هورست و ویل‌دینگ (۱۹۸۶) مشاهده کردند در خاک‌های توسعه‌یافته روی سنگ‌های آهکی در غرب تگزاس فرایندهای انحلال و تغییرات درجا سبب تغییر در تخلخل و افزایش تخلخل سنگ مادر و تغییر در میکروفابریک و مقادیر ایزوتوپی کربن می‌شود. اما برخی خصوصیات، مانند مقادیر کربنات و مقادیر اجزای غیرکربناتی، کمتر تغییر پیدا می‌کنند. مطالعه غبارهای منطقه هم نشان داده کربنات‌ها از غبار منشأ نگرفته‌اند. علاوه بر این، در این خاک‌ها کانی‌های لبایل، مانند فلوریت، در افق‌های کلکریت تجمع دارند که بر نبود مکانیسم آب‌شویی در خاک دلالت می‌کنند (رابن‌هورست و ویل‌دینگ ۱۹۸۶). آن‌ها با بررسی خاک‌های تگزاس یک مدل پنج‌مرحله‌ای برای تکامل افق‌های کلسیک و پتروکلسیک در این منطقه ارائه کردند (شکل ۷). هرچند مسیر این مدل با تغییرات درجا همراه است و به طور کلی با مسیر مدل قبلی تفاوت دارد، محصول نهایی بسیار شبیه مرحله آخر در بسیاری از مدل‌های پیش‌رونده (مانند مدل گایل و همکارانش ۱۹۶۶) است (جدول ۵).



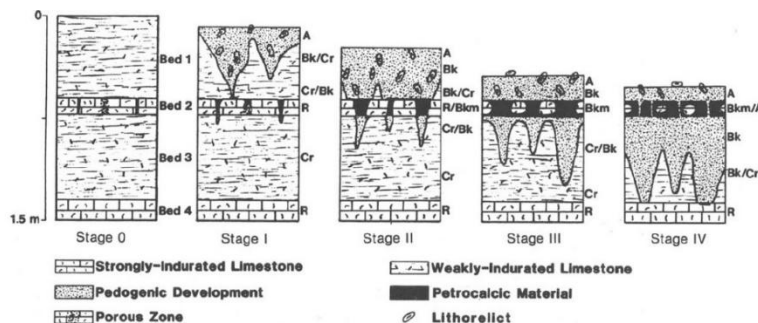
شکل ۷. تکامل افق‌های کلسیک و پتروکلسیک از سنگ آهکی مطبق و گسترش منافذ و بافت میکریتی طی زمان (رابن‌هورست و ویل‌دینگ ۱۹۸۶)



جدول ۵. مدل مورفوزنتیکی تجمع کربنات‌ها در خاک‌ها با مواد مادری سنگ آهک (رابن هورست و ویلدینگ ۱۹۸۶)

ویژگی‌های مورفولوژیکی	مرحله تکاملی
سنگ آهک مطبق و هوازده نشده	۱
رشد و توسعه منافذ همراه میکریتریزاسیون	۲
تخلخل به شدت زیاد می‌شود و ماتریکس سنگ آهک به صورت پدوژنیک به فابریک میکریتی تغییر می‌کند.	۳
افق پتروکلسیک به طور کامل به فابریک میکریتی نودولی تغییر می‌کند و منافذ (به صورت بخشی یا کامل) با کربنات پدوژنیک به شکل‌های مختلف مانند سوزنی، منشوری، و غیره پر می‌شود.	۴
در مرحله ۵ فابریک میکریتی تکمیل و لایه لامینار در سطح افق سیمانی شده تشکیل می‌شود.	۵

وست و همکارانش (۱۹۸۸) با بررسی افق‌های کلسیک و پتروکلسیک در شرق فلات ادواردز در تگزاس به این نتیجه رسیدند که افق‌های کلسیک در این منطقه از تبلور مجدد سنگ آهک مادری تشکیل شده است. آن‌ها یک مدل پنج‌مرحله‌ای برای تشکیل و تکامل افق‌های کلسیک و پتروکلسیک از سنگ مادر آهکی ارائه کردند (شکل ۸). در این مدل فرض می‌شود سنگ آهک مادری مطبق است و لایه‌های سیمانی‌شده ضعیف (با ضخامت زیاد) و لایه‌های سیمانی‌شده قوی (با ضخامت کم)، که دارای مناطق موضعی با تخلخل بالاست، دارد (مرحله صفر در مدل).



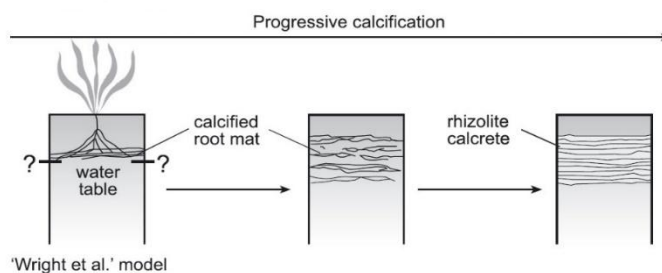
شکل ۸. تکامل افق‌های کلسیک و پتروکلسیک از سنگ آهک (وست و همکاران ۱۹۸۸)

در مراحل بعدی فرایندهای خشک و مرطوب شدن سطح سنگ و هوازدگی و انحلال کربنات‌ها سبب کاهش ضخامت لایه سطحی و تشکیل افق کلسیک در لایه‌های کم‌مقاومت و افق پتروکلسیک در لایه‌های مقاوم سنگ بستر آهکی می‌شود (شکل ۸). طی این فرایندها بقایای سنگ آهک اولیه درون افق‌های سطحی خاک به جا می‌ماند. کاهش ضخامت لایه‌های سطحی به وسیله انحلال سبب می‌شود لایه‌های زیرین به طور مؤثر و شدیدتر تحت تأثیر فرایندهای هوازدگی و انحلال قرار گیرند و بنابراین انحلال کربنات‌ها تشدید می‌شود. علاوه بر این، تجمع مواد ریزدانه و رسی در فصل مشترک لایه‌ها و خشک و مرطوب شدن این مواد سبب فشار تورمی و تخریب افق پتروکلسیک می‌شود. در مجموع در مدل‌های تغییرات درجا مطابق بودن سنگ آهک مادری و فرایندهای انحلال درجا و تبلور مجدد

اهمیت بسیار زیادی دارد. بنابراین، این مدل‌ها محدود به مناطقی از دنیا هستند که خاک درجا روی سنگ آهکی مطبق تشکیل می‌شود. نکته قابل توجه در این نوع مدل‌ها آن است که فرایندهای تکامل خاک و هواپدگی کربنات‌های اولیه سبب کاهش ضخامت خاک‌رخ نسبت به مواد مادری اولیه می‌شود (شکل ۶ و ۸).

### ۳.۱.۱. مدل ریزوژنیک

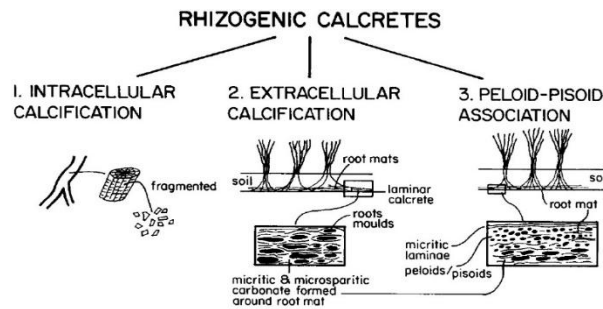
دسته سوم مدل‌های مفهومی در مقیاس بدون مدل ریزوژنیک است که بر تشکیل کلکریت ریزولیت به وسیله فرایندهای ریشه دلالت دارد (شکل ۹) و مدل ارائه شده از سوی رایت و همکارانش (۱۹۹۵) مدل شاخص این گروه است. واژه ریزوژنیک برای کلکریت‌های حاصل از فرایند آهکی شدن ریشه به کار برده می‌شود. ساختارهای حاصل از کلسیفیکاسیون ریشه روتکریت<sup>۱</sup>، ریزوکرشن<sup>۲</sup>، یا ریزولیت<sup>۳</sup> نامیده می‌شود. این مواد از اثر ریشه گیاهان عالی و تحت تأثیر فرایندهای پدودیژنیک تشکیل می‌شوند (کالاپا ۱۹۸۰؛ رایت و همکاران ۱۹۹۵؛ گودی ۱۹۹۶؛ شاتزل و تامپسون ۲۰۱۵).



شکل ۹. مدل تکاملی کربنات‌ها بر مبنای تئوری فعالیت ریشه در توسعه کلکریت (رایت و همکاران ۲۰۰۷)

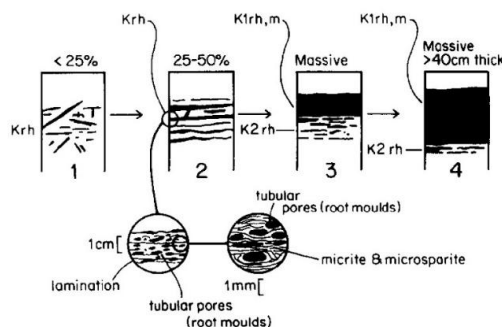
کلکریت‌های ریزوژنیک بر مبنای فرایند تشکیل شامل سه دسته کلی کلکریت‌ها هستند (شکل ۱۰). کلکریت‌های حاصل از آهکی شدن درون سلولی، آهکی شدن برون سلولی، و آهکی شدن ریشه‌های موئین می‌باشند (رایت و همکاران ۱۹۹۵). آهکی شدن درون سلولی تا زمانی که شکل سلول به وسیله فرایندهای تجزیه از بین نرفته و قبل از مرگ یا بعد از مرگ سلول می‌تواند رخ دهد. آهکی شدن برون سلولی از فرایند آهکی شدن در اطراف محیط ریشه و با جایگزینی دیواره سلول با بلورهای کلسیت با ابعاد حدود ۱ میکرون ایجاد می‌شود. به نظر می‌رسد فرایندهای جایگزینی بسیار سریع است و می‌تواند به تولید فابریک میکرواسپار یا حتی فابریک میکریتی متراکم منجر شود. شکل ۱ تصویر میکروسکوپ الکترونی یک رشته کلسیتی شده را نشان می‌دهد (آلونسو-زارزا و همکاران ۱۹۹۸) که نشان‌دهنده مشارکت بلورهای میکریتی کلسیت در تشکیل آن است.

1. rootcrete
2. rhizcretion
3. rhizolith



شکل ۱۰. انواع کلکریت‌های ریزوژنیک حاصل از فرایندهای کلسیفیکاسیون درون سلولی، برون سلولی، و آهکی شدن ریشه‌های موئین (رایت و همکاران ۱۹۹۵)

رایت و همکارانش (۱۹۹۵) با بررسی کلکریت‌های ریزوژنیک در جنوب فرانسه و شمال اسپانیا یک مدل چهارمرحله‌ای برای تشکیل کلکریت‌های ریزولیتی ارائه کردند (شکل ۱۱). در این مدل، تکامل کلکریت‌ها به صورت تجمع صفحات نازک کلسیتی با ضخامت‌های میلی‌متری تا سانتی‌متری صورت می‌گیرد (رایت و همکاران ۱۹۹۵).



شکل ۱۱. مدل چهارمرحله‌ای تکامل ریزولیت (رایت و همکاران ۱۹۹۵)

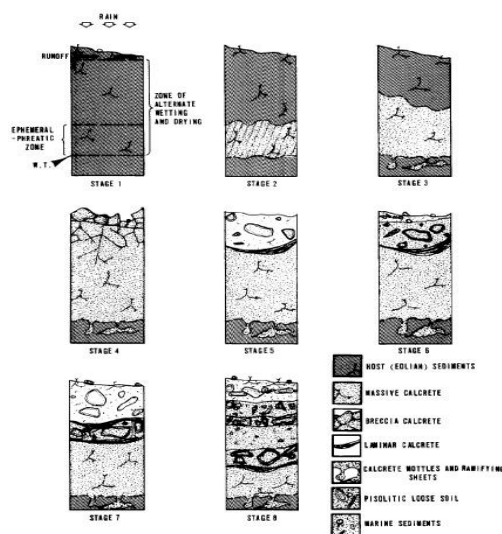
در مرحله ۱ تکاملی مواد ریزولیتی به صورت صفحات کلسیتی با ضخامت حدود ۱ سانتی‌متر کمتر از ۲۵ درصد حجم افق را تشکیل می‌دهند. مرحله ۲ شبیه مرحله قبل است؛ اما در این مرحله بین ۲۵ تا ۵۰ درصد حجم افق به وسیله صفحات کربناتی اشغال شده است. در مرحله ۳ صفحات ریزولیت حجیم می‌شود و ضخامت آن‌ها به حدود ۲۰ تا ۴۰ سانتی‌متر می‌رسد. مرحله ۴ با کلکریت لامینار متراکم با ضخامت بیش از ۴۰ سانتی‌متر مشخص می‌شود و ممکن است ضخامت کل کلکریت به ۱۲۰ سانتی‌متر هم برسد. در کلکریت‌های ریزوژنیک، چون کل ساختار پروفیل دارای فابریک لامینار است، ساختارهای برشی و لایه‌های لامینار غیرریزولیتی یا پیزولیتی وجود ندارد.

تجمع ریشه گیاهان فرایند اصلی در تشکیل کلکریت‌های ریزوژنیک است و این اتفاق در دو حالت ممکن است رخ دهد؛ یکی روی سنگ مادری یا کلکریت نفوذناپذیر و دیگری در جایی که سطح آب زیرزمینی بالا باشد با توسعه جانبی ریشه‌ها و تشکیل ریزولیت (رایت و همکاران ۱۹۹۵). مطالعات نشان داده است ریشه گیاهان به چهار روش می‌توانند سبب تشکیل کربنات‌های پدوژنیک شوند: ۱. با تشدید هوازدگی فیزیکی و تخریب سنگ بستر؛ ۲. با نفوذ به داخل مواد

مادری و افزایش تخلخل مواد مادری و تسهیل نفوذ محلول خاک به داخل مواد مادری؛ ۳. با فعالیت‌های متابولیک و تبادل یون‌های  $H^+$  و  $Ca^{+2}$ ؛ ۴. با ایجاد عناصر غذایی برای ریزجانداران خاک (مانند قارچ‌ها و باکتری‌ها) که سبب تشدید فرایندهای زیستی رسوب سیمان میکربیتی در اطراف ریشه گیاهان می‌شود (ژو و چافتر ۲۰۰۹).

## ۲.۱. مدل‌های مفهومی با در نظر گرفتن فرایندهای لنداسکیپ

پنج مدل مفهومی را آراکل (۱۹۸۲)، کلاپا (۱۹۸۳)، ورچی (۱۹۹۰)، ویدر و همکارانش (۱۹۹۴)، و آلونسو-زارزا و همکارانش (۱۹۹۸) برای تکامل خاک‌های آهکی و کلکریته‌ها همراه فرایندهای فرسایش و رسوب و تخریب کلکریته ارائه کردند. آراکل (۱۹۸۲) با بررسی خاک‌های مناطق ساحلی غرب استرالیا (لاگون‌های منطقه هوت و لیمن) یک مدل هشت‌مرحله‌ای ارائه کرد (شکل ۱۲). مراحل اول و دوم با انتقال محلول اشباع خاک با کلسیت و رسوب کلسیت به صورت لایه نازک روی رسوبات همراه است. فرایندهای انتقال عمدتاً در فصل مرطوب سال رخ می‌دهد. چون فصل خشک با تبخیر شدید و رطوبت کم رسوبات سبب تبلور کلسیت می‌شود. مرحله سوم با تشکیل و تکامل کلکریته حجیم همراه است. پس از این مرحله، موقعیت توپوگرافی و فرایند لنداسکیپ در مدل دخالت داده شده است. در خاک‌های بخش بالای توپوگرافی آب بارش به طرف پایین لندفرم حرکت می‌کند. بنابراین، کلکریته در بخش بالای شیب دچار تخریب و به بخش‌های پایینی شیب منتقل می‌شود که این شرایط مرحله چهارم تکاملی در نظر گرفته شده است. در مناطق پست و پایینی توپوگرافی، رواناب سبب تجمع آب و رسوبات در سطح کلکریته حجیم می‌شود و این وضعیت با توجه به فعالیت‌های ریشه گیاهان به توسعه پوشش لامینار در سطح کلکریته می‌انجامد که مرحله پنجم تکاملی در نظر گرفته می‌شود. در مرحله ششم تشکیل و تکامل پیزولیت‌ها در بدون خاک رخ می‌دهد. مرحله هفتم با وقوع فرایندهای دیاژنز و برشی شدن کلکریته‌ها همراه است و در پایان مرحله هشتم خاک پلی‌ژنتیک یا چندگانه تکامل پیدا می‌کند (شکل ۱۲).



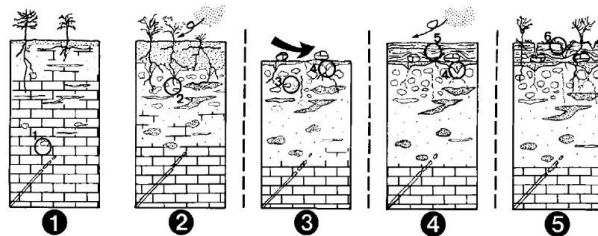
شکل ۱۲. مراحل تکامل کربنات‌ها در خاک‌های ساحلی غرب استرالیا (آراکل ۱۹۸۲)

کلاپا (۱۹۸۳) یک مدل مفهومی شش مرحله‌ای برای تشکیل و تکامل و تخریب کلکریته‌ها و کربنات‌های پدوژنیک ارائه کرده است. این مدل از تشکیل مواد مادری تا فرسایش و تخریب و تشکیل مجدد خاک (تشکیل پروتوسویل<sup>۱</sup>) را در برمی‌گیرد (جدول ۶). کلاپا (۱۹۸۳) بر آن است که فرایندهای فیزیکوشیمیایی به‌تنهایی قادر به بیان فرایندهای تشکیل و تکامل کلکریته‌ها نیستند و فعالیت‌های بیولوژیکی هم دارای اهمیت است.

جدول ۶. تشکیل و تکامل و تخریب خاک و کربنات‌های پدوژنیک بر مبنای مدل کلاپا (۱۹۸۳)

مرحله تکاملی	توصیف
۱	تشکیل مواد مادری به وسیله فرایندهای هوازدگی
۲	تشکیل خاک‌رخ به وسیله تغییرات در حرکت آب و فعالیت‌های بیولوژیکی
۳	تجمع کربنات کلسیم در خاک‌رخ با پر شدن منافذ به وسیله کلسیت و جایگزینی دانه‌های کوآرتز به وسیله کانی کلسیت رخ می‌دهد. فعالیت‌های بیولوژیکی به تشکیل کربنات‌های بیوژنیک مانند ریزولیت و کربنات‌های رشته‌ای منجر می‌شود.
۴	کلکریته‌ها در مراحل اولیه نفوذپذیری و تخلخل بالایی دارند. اما با افزایش تجمع کربنات‌ها نفوذپذیری و تخلخل آن کاهش پیدا می‌کند. کاهش تخلخل با تغییر سیستم ریشه گیاهان و تشکیل ریزولیت و کلکریته صفحه‌ای همراه است.
۵	فرایندهای دیازنتیکی به سیمانی شدن و فسیل شدن پروفیل خاک منجر می‌شود.
۶	تخریب افق سیمانی‌شده و پس از آن فرایندهای تشکیل خاک روی مواد تخریب‌شده قبلی به تشکیل پروتوسویل منجر می‌شود.

ورچی (۱۹۹۰) یک مدل پنج‌مرحله‌ای برای تشکیل و تکامل کلکریته‌های شرق مدیترانه روی سنگ آهک چاکی ائوسن ارائه کرده است (شکل ۱۳). مرحله اول با تشکیل خاک با فعالیت ریشه گیاهان و انحلال سنگ مادر با افزایش تخلخل و ایجاد منافذ طی ترشیازی پایانی همراه بوده است. در مرحله دوم و طی پلیستوسن ابتدایی با فعالیت گیاهان و افزوده شدن غبار خاک عمیق‌تر شده و با وقوع فرایندهای انحلال و رسوب کلکریته تشکیل شده است. در مرحله سوم فرایندهای فرسایش رخ داده و بقایای سنگ مادر در بخش سطحی باقی مانده است. در مرحله چهارم و طی شرایط اقلیمی نیمه‌خشک پلیستوسن پایانی و هولوسن ابتدایی و همچنین به دام افتادن ذرات غبار بادی افق لامینار تشکیل شده است. مرحله پایانی با تخریب کلکریته طی هولوسن میانی و پایانی همراه بوده است.



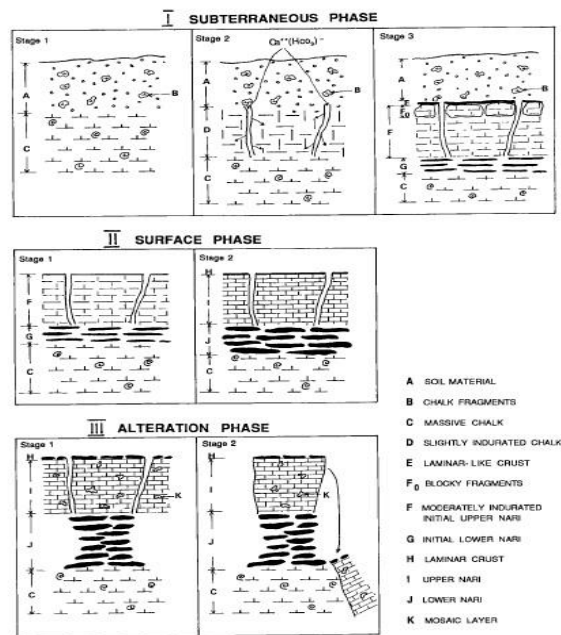
شکل ۱۳. مراحل تکامل کلکریته‌های شرق مدیترانه روی سنگ آهک چاکی (ورچی ۱۹۹۰)

ویدر و همکارانش (۱۹۹۴) بر مبنای شواهد میکرومورفیک یک مدل مفهومی در سه فاز و هفت مرحله برای تشکیل و تکامل و تخریب کلکریتهای منطقه خشک و نیمه خشک شرق مدیترانه ارائه کردند (جدول ۷، شکل ۱۴).

جدول ۷. تشکیل، تکامل، و تخریب کلکریتهای منطقه شرق مدیترانه بر مبنای مدل ویدر و همکارانش (۱۹۹۴)

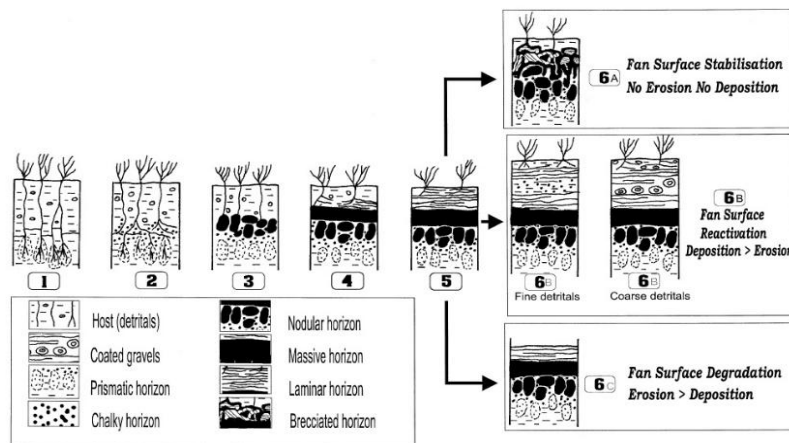
مرحله / فاز تکاملی	توصیف
<b>فاز I</b>	<b>فاز زیر سطحی</b>
۱	خاک روی مواد مادری آهکی (چالکی) توسعه پیدا می کند و یک توالی پروفیلی A/C ایجاد می شود.
۲	با نفوذ محلول خاک و وقوع فرایندهای تبلور مجدد، سیمان کربناتی تشکیل می شود.
۳	کلکریته نسبتاً سیمانی با ضخامت ۱۰ تا ۲۵ سانتی متر تکامل پیدا می کند که اجزای بلوکی (با ابعاد ۱۰ تا ۲۰ سانتی متر) و لایه شبه لامینار (با ضخامت ۵ تا ۱۰ میلی متر) در بخش های سطحی دارد.
<b>فاز II</b>	<b>فاز سطحی</b>
۱	خاک سطحی و اجزای سطحی فرسایش پیدا می کند و کلکریته تشکیل شده در مرحله قبل در معرض فرایندهای هوازدگی قرار می گیرد.
۲	افزایش ضخامت کلکریته و تشکیل پوشش لامینار روی سطح کلکریته به وسیله گل سنگ در نظر گرفته می شود. در این مرحله غبار بادی به وسیله گل سنگ ها به دام می افتد و ذرات سیلت بادی بخش اصلی نامحلول لایه لامینار را تشکیل می دهند. همچنین در این مرحله ساختمان های صفحه ای سیمانی شده آهکی در زیر کلکریته به وسیله جریان زیرسطحی تشکیل می شود.
<b>فاز III</b>	<b>فاز دگرسانی</b>
۱	تشکیل لایه موزاییکی در بالا و دگرسانی بخش پایینی کلکریته به وسیله فرایندهای هوازدگی و انحلال شدید رخ می دهد.
۲	تخریب و فروپاشی بخش بالایی کلکریته با تخریب بیشتر لایه زیرین رخ می دهد.

فازهای اصلی مدل شامل فازهای زیرسطحی، فاز سطحی، و فاز دگرسانی است. فاز اول با تشکیل کلکریته همراه است. ویدر و همکارانش (۱۹۹۴) کلکریته ایجاد شده در این مرحله را حاصل دگرسانی به وسیله فرایندهای بیوژنیک و هیدرولوژیک می دانند و این فاز را معادل مدل تغییرات در جای رابن هورست و ویلدینگ (۱۹۸۶) در نظر می گیرند. در فاز دوم تکامل کلکریته و تشکیل لایه لامینار با اضافه شدن غبار بادی رخ می دهد. در فاز سوم کلکریته در معرض دگرسانی به وسیله فرایندهای هوازدگی و انحلال قرار می گیرد و رخساره های دگرسانی در همه لایه ها مشاهده می شود.



شکل ۱۴. فازهای زیرسطحی، سطحی، و دگرسانی کلکریته‌ها (ناری) در منطقه شرق مدیترانه (ویدر و همکاران ۱۹۹۴)

آلونسو-زارزا و همکارانش (۱۹۹۸) با بررسی مخروط‌افکنه‌های مناطق نیمه‌خشک جنوب شرق اسپانیا یک مدل مفهومی شش مرحله‌ای برای تکامل کلکریته‌ها پیشنهاد کردند که در آن فعالیت ریشه گیاهان نقش اصلی را در تجمع کربنات‌ها ایفا می‌کند (شکل ۱۵). این مدل یک مدل پیش‌رونده است که در مراحل آخر دینامیک لنداسکیپ، مانند فرایندهای فرسایش و رسوب، هم در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۱۵. مدل تکاملی کربنات‌های جنوب شرق اسپانیا (آلونسو-زارزا و همکاران ۱۹۹۸)

مرحله اول این مدل با نفوذ ریشه گیاهان بین ساختمان منشوری افق‌های تجمع رس (افق ناتریک) و رسوب کربنات در طول ریشه‌ها و ریشه‌های موبین همراه است و به تدریج کربنات‌های ثانویه مرز بین منشورها را پر می‌کند. مرحله دوم با جمع

کربنات‌ها در مناطق احاطه‌شده با ریشه‌ها و تشکیل افق چاکی<sup>۱</sup> (افق چاکی افقی نرم و همگن و دارای ماتریس کربنات میکریتی و میکرواسپاری حاصل از رسوب کلسیت است (آونسو- زارزا و رایت ۲۰۱۰)) همراه است. در مرحله سوم، با تشدید رسوب کربنات‌ها در اطراف ریشه‌ها، نودول‌های کربناتی با ابعاد و مورفولوژی متفاوت تشکیل می‌شوند. تبدیل افق چاکی (مرحله دوم) به افق نودولی (مرحله سوم) به صورت کاملاً تدریجی رخ می‌دهد. مرحله چهارم با رسوب بسیار شدید کربنات‌ها همراه است و همه بخش بالایی افق کلسیک را دربرمی‌گیرد. رسوب بلورهای کلسیت به صورت میکریت<sup>۲</sup> و سودواسپار<sup>۳</sup> سبب جابه‌جایی رسوبات قبلی و تشکیل افق توده‌ای به وسیله رشد و اتصال نودول‌ها در مقیاس‌های مختلف می‌شود. در این مرحله افق کلسیک سیمانی شده و تخلخل افق به شدت کاهش پیدا کرده است. این وضعیت سبب محدود شدن نفوذ آب بارش و تجمع آب در بالای لایه سیمانی می‌شود. در مرحله پنجم به دلیل وجود لایه نفوذناپذیر الگوی رشد ریشه‌ها عوض می‌شود و ریشه گیاهان به صورت جانبی گسترش پیدا می‌کند و افق لامینار در بالای افق سیمانی شده شروع به تشکیل شدن می‌کند. درجه تکامل، ویژگی‌ها، و ضخامت این افق لامینار به مدت زمانی بستگی دارد که سامانه‌های ریشه قادر به فعالیت‌اند. علاوه بر این، ورود رسوبات سطحی جدید می‌تواند به ایجاد فضای در دسترس بیشتر برای رشد کلکریت و تشکیل افق لامینار منجر شود. بعد از مرحله پنجم تکامل کلکریت به فرایندهای لنداسکیپ (فرایندهای فرسایش و رسوب) بستگی دارد و می‌تواند سه مسیر تکاملی 6A، 6B، یا 6C را در سناریوهای مختلف طی کند (آونسو- زارزا و همکاران ۱۹۹۸).

### مرحله 6A (سناریوی پایداری سطح لنداسکیپ)

در این سناریو فرسایش و رسوب وجود ندارد و در شرایط پایداری لنداسکیپ انتقال مجدد<sup>۴</sup> یا برشی شدن افق لامینار یا کل خاک رخ اتفاق می‌افتد. این سناریو، به‌خصوص برای پروفیل‌هایی که از کانال‌های فعال مخروط‌افکنه‌ای دور هستند، اهمیت دارد.

### مرحله 6B (سناریوی رسوب‌گذاری لنداسکیپ)

در این سناریو سطح لنداسکیپ پایدار نیست و شدت رسوب‌گذاری بیشتر از شدت فرسایش است. اما این رسوب‌گذاری به صورت اتفاقی و حادثه‌ای<sup>۵</sup> است و یکنواخت و مداوم نیست و اجازه استقرار پوشش گیاهی را می‌دهد. این وضعیت سبب ایجاد رسوبات سطحی جدید برای استقرار گیاه و ایجاد شبکه‌های ریشه‌ای جدید می‌شود. رسوب‌گذاری اتفاقی معمولاً در بخش‌های پایینی مخروط‌افکنه‌ها رخ می‌دهد و سبب ایجاد فضا برای تجمع کربنات‌ها و ضخیم شدن کلکریت‌ها می‌شود.

### مرحله 6C (سناریوی فرسایش لنداسکیپ)

در این سناریو شدت فرسایش بیشتر از شدت رسوب‌گذاری است و بخش بالایی پروفیل به وسیله فرایندهای فرسایش سطحی از بین می‌رود و افق لامینار در سطح زمین و در معرض تخریب قرار می‌گیرد. این سناریو به‌ویژه برای رسوبات کف کانال‌های مخروط‌افکنه و در بخش‌های بالایی مخروط‌افکنه که فرسایش فرایند غالب است رخ می‌دهد.

1. chalky horizon
2. micritic
3. pseudospar
4. reworking
5. episodic



## ۲. مدل‌های عددی و کامپیوتری تجمع و تکامل کربنات‌ها در خاک‌ها

مدل‌های عددی و کامپیوتری تجمع کربنات‌ها در خاک‌ها می‌توانند جهت تفسیر و بررسی اثر شاخص‌های اقلیمی کوتاه‌تر پایانی بر تجمع کربنات‌ها در خاک به کار روند (هیرماس و همکاران ۲۰۱۰؛ مییر ۲۰۱۲). با این حال تولید مدل‌های عددی و کامپیوتری برای تجمع کربنات‌ها در خاک‌ها با توجه به ویژگی‌های بسیار پیچیده سامانه خاک موضوعی بسیار چالش‌انگیز است. زیرا، با وجود آنکه ممکن است مدل‌های عددی از لحاظ ویژگی‌های ساختاری و درونی صحیح باشند، به علت دانش ضعیف از سامانه پیچیده خاک یا فرضیات غلط در مدل، ممکن است وقایع را به صورت ضعیف یا نادرست نشان دهند (مک‌فدن و آموندسون ۲۰۱۷). به طور کلی، مدل‌های ریاضی و رگرسیونی، مدل‌های لایه‌ای یا اتاکی<sup>۱</sup>، مدل‌های هیدرولوژیکی، و نرم‌افزار ونسیم<sup>۲</sup> برای شبیه‌سازی تجمع کربنات‌ها در خاک به کار رفته‌اند.

### ۲.۱. کاربرد مدل‌های ریاضی و رگرسیونی

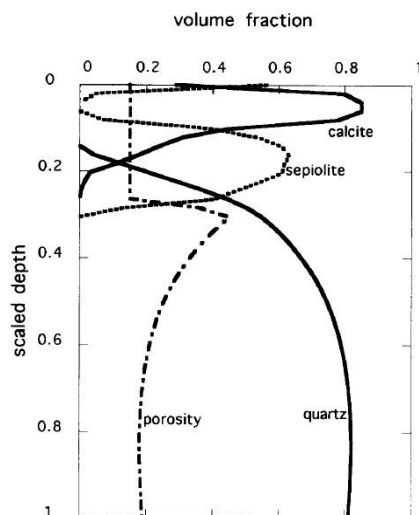
آرکلی (۱۹۶۳) یک مدل ریاضی برای پیش‌بینی رسوب کلسیت در خاک با استفاده از مقادیر بارش، تبخیر و تعرق، ظرفیت نگهداری آب خاک جهت تخمین مقدار آب عبوری طی سال و با در نظر گرفتن حلالیت و فراهمی کلسیت جهت تخمین عمق رسوب کربنات‌ها در خاک ارائه کرد و آن را برای خاک‌های منطقه دشت‌های بزرگ در مرکز ایالات متحده مورد آزمون قرار داد. احمد (۱۹۷۸) از یک مدل رگرسیونی برای تعیین عمق رسوب کربنات‌ها در خاک با در نظر گرفتن رطوبت و بافت خاک استفاده کرد.

وانگ و همکارانش (۱۹۹۴) با استفاده از روش مدل‌سازی عددی نیوتون-رافسون و در نظر گرفتن هیدرودینامیک محیط‌های غیراشباع برای تعیین جریان آب در خاک یک مدل عددی با در نظر گرفتن فرایندهای جایگزینی / جابه‌جایی ذرات کلسیت با آلومینوسیلیکات‌ها در تشکیل کلکریته‌ها ارائه کردند. در این مدل جایگزینی کلسیت به طور مستقیم ناشی از نوسانات اقلیمی فصلی (تناوب فصول خشک و مرطوب) و همچنین ژئوشیمی ماده مادری خاک و آب زیرزمینی تشخیص داده شده است. در این مدل دو سناریوی جایگزینی و جابه‌جایی برای تکامل کلکریته‌ها بیان شده است. در سناریوی جایگزینی، طی فصل خشک، تبخیر آب خاک سبب تبلور کانی کلسیت و در صورت غنی بودن آب زیرزمینی از یون منیزیم موجب تشکیل کانی‌های رسی فیبری می‌شود. رسوب کانی رسی فیبری سبب کاهش غلظت یون سیلیسیوم در محلول خاک و با توجه به pH بالا در محیط کربناتی سبب انحلال سیلیکات‌ها در مواد مادری می‌شود. طی فصل مرطوب، کانی فیبری در شرایط مرطوب سریع حل می‌شود و فضای خالی جهت تشکیل کلسیت در فصل خشک بعدی آماده می‌شود. با وقوع و تکرار این چرخه‌های اقلیمی به تدریج کلسیت جایگزین مواد مادری سیلیکاتی می‌شود و کلکریته شکل می‌گیرد. چون در هر چرخه اقلیمی فقط حجم بسیار کمی از سنگ بستر حذف می‌شود، ساختار و بافت سنگ مادر طی فرایند کلکریته‌سازیون محفوظ می‌ماند (وانگ و همکاران ۱۹۹۴). نوع کانی فیبری در این مدل ناشی از ترکیب مواد مادری تشخیص داده شده است که در مواد مادری غنی از آلومینیوم پالیگورسکیت و در مواد مادری سیلیکاتی و فاقد

1. compartemental models

2. vensim

آلومینیوم سپیولیت است. فایل خروجی شبیه‌سازی مدل برای این سناریو و برای ماده مادری سیلیکاتی در شکل ۱۶ نشان داده شده است. در مورد سناریوی جابه‌جایی فرض می‌شود چنانچه آب زیرزمینی فاقد مقادیر زیاد یون منیزیم باشد، رشد کربنات‌ها با فرایند جابه‌جایی و بدون تشکیل کانی رسی فیبری رخ می‌دهد.



شکل ۱۶. شبیه‌سازی تشکیل کلسیت در مواد مادری کوارتزی همراه با تشکیل کانی رسی سپیولیت (وانگ و همکاران ۱۹۹۴)

مک‌فدن و همکارانش (۱۹۹۸) یک مدل عددی برای تشکیل کربنات‌های ثانویه در زیر سنگ‌فرش بیابانی (کربنات کولار، شکل ۱۷) و افق‌های وزیکولار بیابان‌های جنوب غرب آمریکا توسعه دادند. در این مدل شبیه‌سازی با در نظر گرفتن هیدرولوژی خاک، پخشیدگی گاز دی‌اکسید کربن در خاک، سینتیک کلسیت و ملاحظات ترمودینامیک، و با استفاده از نرم‌افزار میکروسافت اکسل انجام شده است. نتایج نشان داده رسوب کلسیت در زیر سنگ‌های سنگ‌فرش بیابانی و درون افق وزیکولار طی ماه‌های گرم سال و در اعماق بسیار کمتر نسبت به روابط ارائه‌شده توسط ینی و لئونارد (۱۹۳۴) و آرکلی (۱۹۶۳) رخ داده است.



شکل ۱۷. کربنات‌های ثانویه در زیر سنگ‌فرش بیابانی و سنگ غیرآهکی (مک‌فدن و همکاران ۱۹۹۸)

کرک و همکارانش (۲۰۱۵) یک مدل ریاضی برای رسوب کلسیت در خاک و محیط‌های متخلخل دیگر در زبان کامپیوتری فورترن ارائه کردند. مدل بر اساس مطالعه یک ستون خاک سطحی مرطوب و غیرآهکی، که با یون کلسیم اشباع شد و در مجاورت رزین اشباع از یون بی‌کربنات قرار گرفت، از منطقه ریذجمنت انگلستان توسعه پیدا کرد. با توجه به اینکه در محیط خاک فوق اشباع بودن محلول خاک عامل اصلی هسته‌زایی و رشد بلورهای محسوب می‌شود، از رابطه تجربی ۹ برای محاسبه سینتیک شدت رسوب کلسیت (R) استفاده می‌شود:

$$R = \alpha (\Omega - 1) \quad \text{رابطه ۹}$$

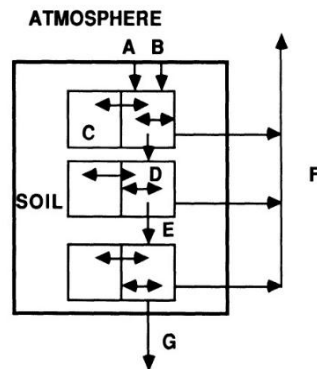
$$\Omega = ((Ca)(CO_3)/K_{SP})$$

در این رابطه R شدت رسوب‌گذاری کلسیت به ازای واحد حجمی خاک ( $\text{mol/dm}^3 \cdot \text{s}$ )،  $\Omega$  نسبت اشباع،  $\alpha$  ثابت تجربی شدت رسوب‌گذاری ( $\text{mol/dm}^3 \cdot \text{s}$ )،  $K_{SP}$  شاخص ثابت حلالیت کلسیت ( $\text{mol}^2/\text{dm}^6$ )، و Ca و  $CO_3$  فعالیت یون‌های کلسیم و کربنات هستند.

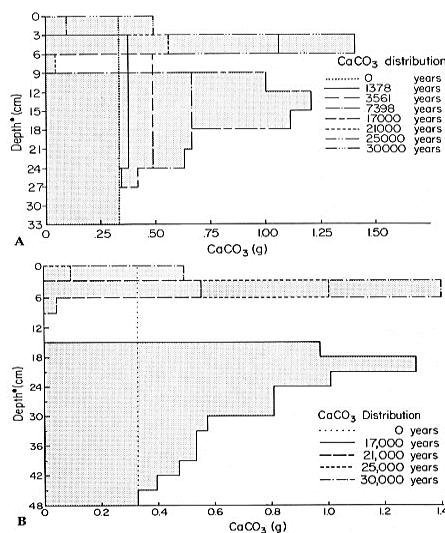
این مدل برای بررسی آثار تغییر pH بر رسوب کلسیت در ریزوسفر و همچنین منافذ درشت اطراف یک منشأ کاتیون‌های بازی (مانند کود اوره) به کار رفته است. نتایج نشان داد در شرایط معمول جریان بازها از ریشه گیاهان امکان تشکیل کلسیت در خاک مورد مطالعه وجود ندارد و فقط زمانی که pH محیط از ۷ فراتر رود امکان رسوب کلسیت وجود دارد. همچنین، مدل نشان می‌دهد pH در محل هیدرولیز اوره اهمیت دارد و در جایی که شدت رسوب کلسیت به مقدار کافی باشد رسوب کلسیت در محل هیدرولیز اوره از افزایش pH ممانعت می‌کند و منجر به کاهش از دست رفتن  $NH_3$  می‌شود (کرک و همکاران ۲۰۱۵).

## ۲.۲ کاربرد مدل‌های لایه‌ای (اتاقکی)

از اوایل دهه ۱۹۸۰ میلادی شبیه‌سازی و مدل‌سازی تجمع کربنات‌ها در خاک‌ها توسط مک‌فدن و همکارانش و با کاربرد تئوری و مدل‌های لایه‌ای در دانشگاه نیومکزیکو شروع شد. مدل‌های اتاقکی انعطاف‌پذیری زیادی دارند و متغیرهای مستقل مؤثر بر تکامل خاک را در نظر می‌گیرند (مک‌فدن و آموندسون ۲۰۱۷). در این نوع مدل‌ها خاک‌رخ به صورت لایه‌هایی با ویژگی‌های مشخص در نظر گرفته می‌شوند که آثار متقابل با لایه‌های مجاور و اتمسفر دارند (شکل ۱۸). اولین بار مک‌فدن (۱۹۸۲) با ایجاد اصلاحاتی در مدل آرکلی و با اضافه کردن منبع خارجی برای یون کلسیم (غبار آهکی) و تغییراتی در سینتیک شیمیایی مدل و در نظر گرفتن حلالیت کربنات کلسیم و استفاده از استراتژی لایه‌ای یک مدل برای پیش‌بینی رسوب کلسیت در خاک ابداع کرد و این مدل را برای شبیه‌سازی تشکیل کربنات‌های پدوژنیک در مناطق اقلیمی خشک، نیمه‌خشک، و مدیترانه‌ای ایالت کالیفرنیا به کار برد. نتایج نشان داد در یک دوره زمانی کمتر از ده‌هزار سال (مقیاس هولوسن) مدل یک الگوی اساسی برای تکامل افق کلسیک در شرایط مختلف اقلیمی پیش‌بینی می‌کند.



شکل ۱۸. ساختار کلی مدل‌های لایه‌ای در شبیه‌سازی فرایندهای خاک: (A) بارش؛ (B) ورودی غبار؛ (C) انتقال اجزا بین فازهای مایع و جامد به دلیل فرایندهای انحلال و تبلور؛ (D) انتقال اجزا بین گونه‌های شیمیایی در فاز مایع؛ (E) انتقال رو به پایین آب و مواد محلول به دلیل جریان گرانشی؛ (F) خروج آب از سیستم به وسیله تبخیر؛ (G) خروج آب و املاح محلول از سیستم خاک (مک‌فدن و همکاران ۱۹۹۱)



شکل ۱۹. خروجی مدل مک‌فدن و تینزلی (۱۹۸۵) برای توزیع کلسیت در رسوبات کواترنری طی سی‌هزار سال گذشته؛ شکل A با فرض تغییر اقلیم از اقلیم سرد و خشک پلیستوسن (سی‌هزار تا سیزده‌هزار سال قبل) به اقلیم هولوسن و شکل B با فرض تغییر اقلیم از اقلیم سرد و مرطوب پلیستوسن به اقلیم هولوسن. خطوط نقطه‌چین عمودی نشان‌دهنده مقدار اولیه کربنات در ماده مادری خاک است (مک‌فدن و تینزلی ۱۹۸۵).

مک‌فدن و تینزلی (۱۹۸۵) از مدلی لایه‌ای برای بررسی تجمع کربنات‌ها در خاک طی سی‌هزار سال گذشته در خاک‌های جنوب کالیفرنیا استفاده کردند. در این مدل ستون خاک به صورت توالی عمودی لایه‌هایی با ضخامت یکسان در نظر گرفته می‌شود و برای هر لایه پارامترهای مؤثر بر حلالیت کلسیت- شامل بافت خاک، جرم حجمی ظاهری، مقدار نگهداری آب خاک، ترکیب لیتولوژی و کانی‌شناختی، فشار جزئی دی‌اکسید کربن، قدرت یونی، دمای خاک- در

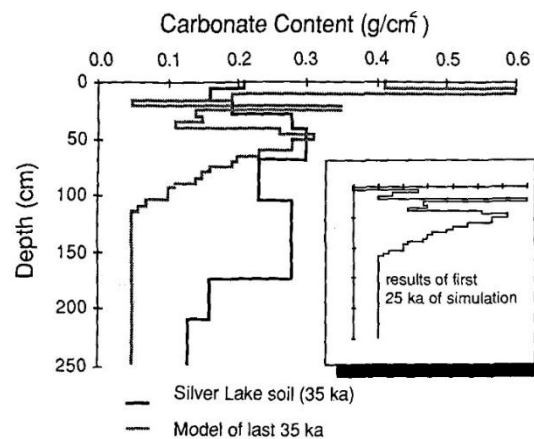
نظر گرفته می‌شود. مک‌فدن و تینزلی (۱۹۸۵) اثر تغییرات اقلیمی کوتاه‌تر پایانی را بر تغییرات مقدار کربنات در خاک‌های مورد مطالعه با مدل بررسی کردند.

نتایج مدل‌سازی نشان‌دهنده وجود الگوی دوگانه در تجمع کربنات‌هاست (شکل ۱۹) که این موضوع با مشاهدات صحرائی منطقه همخوانی دارد و با تغییرات اقلیمی شدید طی کوتاه‌تر پایانی مرتبط دانسته شده است. یکی از نتایج مهم این مدل‌سازی آن است که نشان می‌دهد تشکیل افق B آهک‌زدایی‌شده در خاک تحت شرایط اقلیمی خشک و هایپرترمیک امکان ندارد و این موضوع با مشاهدات صحرائی خاک‌های جنوب کالیفرنیا کاملاً هماهنگ است. در مجموع، مک‌فدن و تینزلی (۱۹۸۵) اعلام کردند ورود اطلاعات دقیق‌تر به‌ویژه برای مقادیر فشار جزئی دی‌اکسید کربن و شدت ورود کربنات به خاک می‌تواند به افزایش دقت مدل منجر شود.

مدل بعدی به نام کلدپ<sup>۱</sup> را ماریون و همکارانش (۱۹۸۵) در دانشگاه ایالتی سن‌دیگویی کالیفرنیا توسعه دادند. مدل کلدپ به زبان کامپیوتری میکروسافت بیسیک نوشته شده و قادر است نقش اقلیم، مواد مادری، موجودات زنده، و زمان بر رسوب‌گذاری کربنات کلسیم در خاک‌ها را شبیه‌سازی کند (ماریون و همکاران ۱۹۸۵). این مدل پنج جزء اصلی دارد؛ شامل مدل رسوب‌گذاری، مدل تبخیر-تعرق (به روش سه‌مرحله‌ای)، مدل روابط ترمودینامیک شیمیایی، مدل پارامترهای خاک، مدل جریان آب و کربنات کلسیم. این مدل با فرضیات نبود کلسیت در ماده مادری (ماده مادری غیرآهکی) و ورود همه آب بارش به خاک و نبود رواناب سطحی و وجود جریان رطوبتی اشباع (به منزله فرایند اصلی برای انتقال آب و محلول) و با فرض ورودی ثابت غبار آهکی (۵/۰ گرم بر متر مربع در سال) و غلظت ثابت یون کلسیم در آب بارش (۳ میلی‌گرم در لیتر) عمل می‌کند و به‌شدت به فراوانی بارش‌های سنگین و ظرفیت نگهداری آب در خاک حساس است. آزمون مدل در خاک‌های آریزونا، نیومکزیکو، و تگزاس نشان می‌دهد این مدل توانسته شدت رسوب‌گذاری کربنات کلسیم و افزایش مقدار آن با افزایش شدت بارش را نشان دهد (ماریون و همکاران ۱۹۸۵).

مدل بعدی را مایر و همکارانش (۱۹۸۶) در دانشگاه میامی، به نام مدل کلسویل<sup>۲</sup>، توسعه دادند. این مدل در زبان کامپیوتری میکروسافت بیسیک نوشته شده است و حرکت آب و کربنات‌ها در خاک را بر اساس اطلاعات ورودی شبیه‌سازی می‌کند. در این مدل حرکت کربنات‌ها در خاک به منزله تابع تعادل کلسیت شبیه‌سازی می‌شود و تعادل کلسیت وابسته به دما و فشار جزئی دی‌اکسید کربن در خاک در نظر گرفته می‌شود. هفت پارامتر شامل مقدار رطوبت اولیه، مقدار رطوبت در حد ظرفیت مزرعه، مقدار رطوبت در حد پژمردگی دائم، مقادیر اولیه کربنات خاک، فشار جزئی دی‌اکسید کربن در خاک، دمای خاک، و شاخص تبخیر-تعرق پتانسیل (بر مبنای روش تورنت-وایت) در نظر گرفته می‌شود. مدل کلسویل از شاخص آب‌شویی آرکلی (۱۹۶۳) استفاده می‌کند و نقش وقایع و بارش‌های حدی را در نظر نمی‌گیرد. در این مدل منشأ یون کلسیم غبار آهکی، آب بارش، یا مواد مادری آهکی در نظر گرفته می‌شود و مدل حرکت کربنات در خاک را به صورت عمودی و فقط در حالت محلول (جریان اشباع) فرض می‌کند و پخشیدگی کربنات را در نظر نمی‌گیرد.

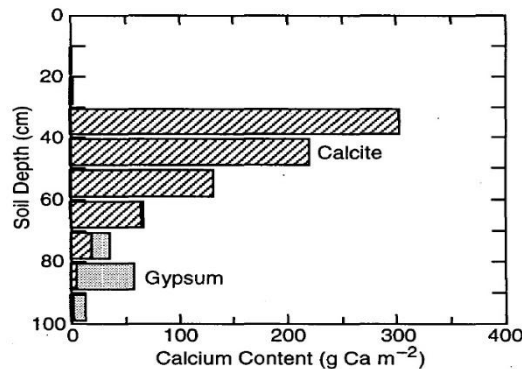
مایر و همکارانش (۱۹۸۸) مدل دیگری برای شبیه‌سازی توزیع کربنات کلسیم در خاک‌ها در زبان کامپیوتری بیسیک ارائه دادند. این مدل می‌تواند جهت ارزیابی سن نسبی خاک‌ها و همچنین بازسازی اقلیم گذشته استفاده شود. در این مدل از میانگین سالیانه فشار جزئی دی‌اکسید کربن به جای مقادیر فصلی آن استفاده می‌شود و با توجه به اهمیت زیاد این عامل بر حلالیت کربنات‌ها احتمالاً تأثیر زیادی بر نتایج دارد. با وجود این، آزمون مدل در خاک‌های کواترنری پایانی کالیفرنیا و نیومکزیکو نشان می‌دهد مدل تا حدودی قادر به شبیه‌سازی کربنات کلسیم در خاک‌های منطقه است. شکل ۲۰ مقایسه توزیع واقعی و شبیه‌سازی شده توسط مدل برای کربنات‌های منطقه سیلور لیک را نشان می‌دهد.



شکل ۲۰. مقایسه توزیع واقعی کربنات در خاک منطقه سیلور لیک (برای سی و پنج هزار سال گذشته) همراه مقادیر شبیه‌سازی شده برای سی و پنج و بیست و پنج هزار سال گذشته (مایر و همکاران ۱۹۸۸)

با وجود آنکه این مدل به خوبی توزیع کربنات‌ها در خاک‌ها را شبیه‌سازی می‌کند، قادر به ارزیابی اثر نمک‌های محلول دیگر، به‌ویژه سولفات کلسیم (گچ)، بر حلالیت کربنات کلسیم در خاک نیست (مایر و همکاران ۱۹۸۸). با توجه به ضعف یادشده، ماریون (۱۹۹۴) اقدام به تغییراتی در مدل CALDEP و تهیه مدلی جدید با نام CALGYP کرد که برای شبیه‌سازی انحلال و رسوب کلسیت و گچ در خاک به کار می‌رود. این مدل برخلاف مدل‌های لایه‌ای قبلی در زبان کامپیوتری فورترن نوشته شده است و دارای پنج جزء اصلی است؛ شامل پارامترهای خاک، روابط ترمودینامیک شیمیایی، مدل بارشی، مدل تبخیر-تعرق (بر مبنای رابطه تورنت-وایت). نیز محاسبه‌گر جریان آب، کلسیم، و سولفات در خاک است. در این مدل برای هر لایه خاک پارامترهای ضخامت، جرم حجمی ظاهری، مقادیر اولیه رطوبت، مقادیر آب در حدهای رطوبتی ظرفیت مزرعه و پژمردگی دائم، مقادیر اولیه کلسیت و گچ، غلظت اولیه یون‌های محلول کلسیم و سولفات، و مقادیر اولیه pH در نظر گرفته می‌شود. این مدل برای شبیه‌سازی‌های بلندمدت (بیش از هزار سال) توسعه پیدا کرده است و فرض می‌کند: ۱. جریان درون خاک اشباع است و املاح همراه جریان آب به صورت توده‌ای منتقل می‌شوند؛ ۲. همه آب بارش وارد خاک می‌شود (نقش رواناب سطحی و پوشش گیاهی در اصلاح آب ورودی به خاک را در نظر نمی‌گیرد؛ ۳. جذب آب و یون‌ها توسط ریشه گیاهان صورت نمی‌گیرد (ماریون ۱۹۹۴). آزمون

این مدل برای خاک‌های یوما، فونیکس، و توسان در ایالت آریزونا به کار رفت. نتایج حاصل از شبیه‌سازی مدل برای مقادیر گچ و آهک برای سایت توسان در آریزونا در شکل ۲۱ نمایش داده شده است.



شکل ۲۱. فایل خروجی مدل CALGYP و مقادیر شبیه‌سازی شده کلسیت و گچ برای سایت توسان، آریزونا (ماریون و همکاران ۱۹۹۴)

ماریون و همکارانش (۲۰۰۸) ویرایش جدید از مدل CALGYP را ارائه کردند. در این ویرایش ورودی‌های جدید برای بارش، ویژگی‌های خاک اضافه شده، و روابط ترمودینامیک برای یون‌های با حلالیت زیاد ( $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{NO}_3$ ) بیان شده است. آزمون این مدل در خاک‌های شمال بیابان موهاوی در ایالت نوادا نشان داد حدود ۸۱ درصد از یون کلسیم ورودی در بخش یک‌متری بالایی خاک به صورت کربنات‌های پدوژنیک تجمع پیدا کرده‌اند؛ درحالی‌که حدود ۹۹ درصد از یون‌های بسیار محلول ( $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{NO}_3$ ) به عمق بیش از یک‌متری و حدود ۹۴ درصد این یون‌ها به عمق بیش از دو متری آب‌شویی شده‌اند. این در حالی است که فقط حدود ۲ درصد از بارش‌های منطقه به صورت حدی و شدید است و تا عمق بیش از دو متری نفوذ می‌کند که نشان‌دهنده نقش بسیار مهم بارش‌های حدی در آب‌شویی یون‌های محلول در خاک‌های مناطق خشک است (ماریون و همکاران ۲۰۰۸).

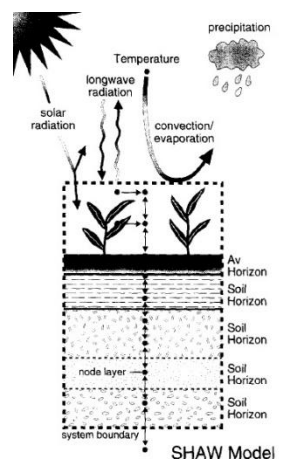
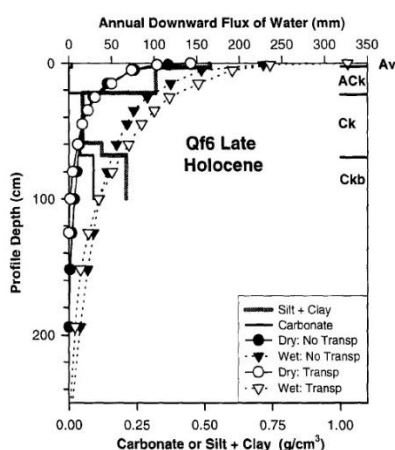
## ۲.۲ کاربرد مدل‌های هیدرولوژیک

مک‌دونالد و همکارانش (۱۹۹۶) جهت فهم بهتر انتقال سیال در خاک، با استفاده از یک مدل هیدرولوژیکی، انتقال آب و حرارت در ستون خاک و تأثیر آن بر آب‌شویی کربنات‌ها را شبیه‌سازی کردند. بدین منظور، مدل هیدرولوژیکی شبیه‌سازی گرما و آب<sup>۱</sup> (مدل شاو) مورد استفاده قرار گرفت. این مدل توانایی شبیه‌سازی اقلیم، پوشش گیاهی، و انتقال آب و املاح در محیط‌های خشک و نیمه‌خشک را دارد. در این مدل، پارامترهای اقلیمی بارش، دما، تابش خورشیدی، رطوبت نسبی، و سرعت وزش باد در نظر گرفته می‌شوند. خاک‌رخ در این مدل به صورت لایه‌های دارای ضخامت، تخلخل، بافت، هدایت هیدرولیکی اشباع و مقدار رطوبت در حالت اشباع مشخص در نظر گرفته می‌شود (شکل ۲۲ الف). برتری اصلی این مدل

1. Simultaneous Heat and Water model (SHAW)

در نظر گرفتن پتانسیل ماتریک خاک، انتقال بخار آب در ستون خاک، و همچنین در نظر گرفتن جذب آب توسط گیاهان است. زیرا، توزیع مجدد کربنات‌ها در خاک فقط تحت تأثیر نیروی گرانش نیست و می‌تواند به وسیله نوسانات در پتانسیل ماتریک (به‌خصوص در خاک‌های با بافت ریز) رخ دهد. عیب اصلی این مدل یکی کاربرد پارامترهای اقلیم فعلی به منزله میانگین شرایط اقلیمی بلندمدت و دیگری در نظر نگرفتن عوامل بیولوژیکی و ریزجانداران در تشکیل کربنات‌هاست.

مدل شاو برای بررسی اثر تغییرات اقلیمی کواترنری پایانی بر توزیع کربنات‌ها در خاک‌های بیابان موهاوی جنوب کالیفرنیا به کار رفت (شکل ۲۲ ب) و نتایج نشان داد سال‌های خشک و مرطوب به ترتیب با مناطق بالایی و پایینی تجمع کربنات‌ها در خاک‌های با الگوی دوگانه تجمع کربنات‌ها همخوانی دارند. همچنین، نتایج مدل نشان داد توزیع کربنات‌ها در خاک به‌شدت به تغییرات در بارش‌های مؤثر سالیانه حساس است و این تغییرات ناشی از الگوهای گردش جو روی اقیانوس آرام، طی کواترنر پایانی، دانسته شده است (مک‌دونالد و همکاران ۱۹۹۶).



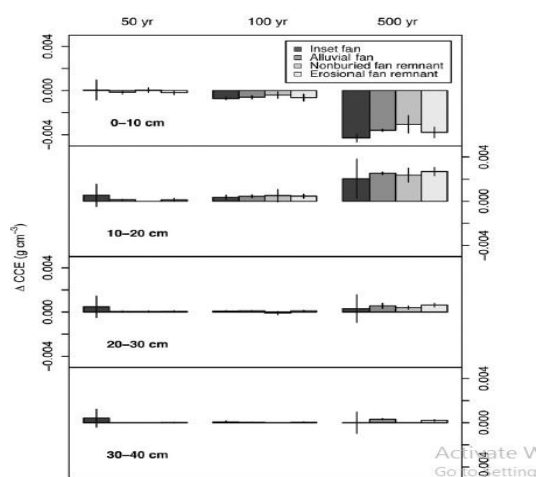
شکل ۲۲. الف) شکل شماتیک اجزای سامانه مورد استفاده در مدل SHAW؛ ب) خروجی مدل شاو برای خاک‌های هولوسن پایانی در بیابان موهاوی کالیفرنیا (مک‌دونالد و همکاران ۱۹۹۶)

با توجه به اینکه در همه مدل‌های قبلی مقیاس مطالعه ستون خاک بود و فرایندهای لنداسکیپ (مانند نقش توپوگرافی در توزیع آب روی لنداسکیپ) در نظر گرفته نشده بود، هیرماس و همکارانش (۲۰۱۰) یک مدل هیدرولوژیکی در مقیاس لنداسکیپ به نام مدل کربن معدنی خاک- لنداسکیپ<sup>۱</sup> جهت شبیه‌سازی منابع کربن معدنی (پدوژنیک) در مقیاس لنداسکیپ ارائه کردند. این مدل در محیط نرم‌افزار R (R 2.7.1) به دلیل سادگی و داشتن توابع آماری و گرافیکی نرم‌افزار کدینگ توسعه داده شده است و برای محاسبات شاخص‌های توپوگرافی لنداسکیپ از نرم‌افزار Arc GIS 9.2 استفاده شده است. در این مدل تأثیر غلظت دی‌اکسید کربن اتمسفری بر دینامیک کربنات‌های پدوژنیک هم مورد توجه قرار گرفته است.



فرضیات این مدل بدین شرح است:

۱. جریان آب در خاک به صورت اشباع است و جریان غیراشباع در نظر گرفته نشده است. این فرض در واقع سبب نادیده گرفتن اثر ساختمان خاک بر جریان آب می‌شود.
  ۲. شیمی کربنات‌ها در خاک فقط به صورت کلسیت در نظر گرفته شده است و فرض می‌شود کانی کربناته دیگری (مانند دولومیت) در خاک وجود ندارد.
  ۳. فرایند انحلال و رسوب کلسیت در خاک به صورت آنی و فوری در نظر گرفته شده است.
  ۴. همه یون  $Ca^{+2}$  برای تشکیل کربنات‌ها دارای منشأ خارجی (مانند غبار آهکی) است و اثر مواد مادری آهکی در نظر گرفته نشده است.
  ۵. مدل فرض می‌کند گیاهان و ریزجانداران اثر مستقیم بر رسوب کلسیت ندارند.
- فرضیات یادشده برای منطقه مورد مطالعه هیرماس و همکارانش (۲۰۱۰) در بیابان موهاوی کالیفرنیا، لندفرم‌های رسوبی در ۱۵۰ کیلومتری شمال لس‌آنجلس، مناسب بوده است و نتایج کاربرد مدل با در نظر گرفتن سطوح فعلی و بالاتر دی‌اکسید کربن اتمسفری نشان داده در شرایط سطوح بالاتر دی‌اکسید کربن اتمسفری نسبت به شرایط فعلی، کلسیت بیشتری در سطح خاک انحلال پیدا می‌کند و آب‌شویی می‌شود. علاوه بر این، کاهش در pH خاک سبب تشدید فرایندهای هوازدگی سیلیکات‌های کلسیم‌دار و تشکیل کربنات‌های پدوژنیک می‌شود. فایل خروجی مدل در شکل ۲۳ نمایش داده شده است.

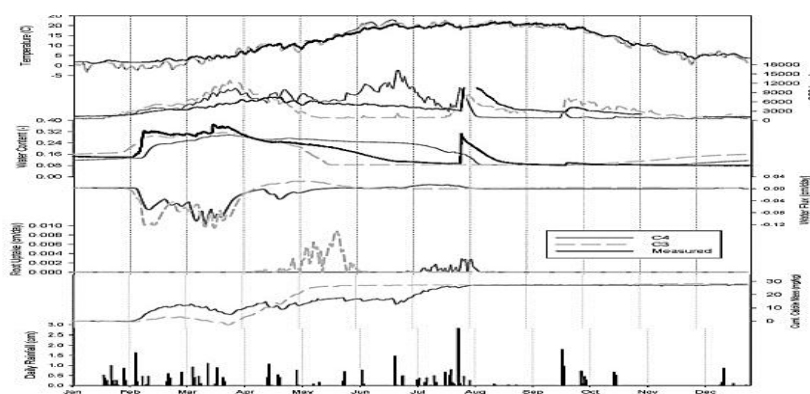


شکل ۲۳. مدل‌سازی تجمع کلسیت در خاک‌های بیابان موهاوی کالیفرنیا برای دوره‌های زمانی پنجاه، صد، و پانصد ساله (هیرماس و همکاران ۲۰۱۰)

نتایج مدل‌سازی نشان‌دهنده خروج کلسیت از لایه سطحی (مقادیر منفی برای مقدار کربنات‌ها) و رسوب کلسیت در اعماق پایین‌تر (مقادیر مثبت برای مقدار کربنات‌ها) و به‌خصوص عمق ۱۰ تا ۲۰ سانتی‌متری است که این موضوع در دوره زمانی پانصدساله به طور واضح‌تر مشخص است (شکل ۲۳).

با توجه به آنکه مطالعات قبلی نشان داده ریزجانداران و فعالیت ریشه گیاهان هم از عوامل تشکیل کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌ها هستند (گودی ۱۹۹۶؛ ژو و چافتز ۲۰۰۹)، این عوامل در مدل‌های شبیه‌سازی در نظر گرفته نشده بودند. میبر (۲۰۱۲) و میبر و همکارانش (۲۰۱۴) از مدل هیدرولوژیکی هایدروس یک‌بعدی (HYDRUS-1D) جهت بررسی اثر متقابل خاک و گیاه و شبیه‌سازی فرایندهای انحلال و رسوب کلسیت استفاده کردند. ویرایش چهارم مدل هیدرولوژیکی هایدروس توسط سیمونک و همکارانش (۲۰۰۹) با همکاری آزمایشگاه شوری خاک ایالات متحده و دانشگاه کالیفرنیا در ریورساید توسعه پیدا کرده است و جهت شبیه‌سازی انتقال آب و گرما و املاح در محیط‌های متخلخل به صورت اشباع یا غیراشباع به کار می‌رود. در این مدل حل عددی معادله ریچاردز برای جریان آب در خاک و معادلات انتشار-پخشیدگی برای انتقال نمک و گرما استفاده می‌شود (سیمونک و همکاران ۲۰۰۹).

نتایج مدل‌سازی نشان داد در شرایط وجود پوشش گیاهی کلسیت در عمق کمتر و به صورت متمرکزتر نسبت به شرایط نبود پوشش گیاهی تجمع پیدا کرده است. رشد گیاهان و فعالیت ریشه سبب کاهش پتانسیل ماتریک در افق‌های بالایی خاک و حرکت رو به بالای محلول خاک توسط ریشه گیاه و انتقال یون کلسیم به منطقه ریشه گیاه و بنابراین تجمع کلسیم در عمق کمتر و به صورت متمرکزتر می‌شود (میبر و همکاران ۲۰۱۴). مقایسه تأثیر فنولوژی گیاهان و مقایسه خاک‌های با پوشش گیاهی C<sub>3</sub> و C<sub>4</sub> در مرکز نیومکزیکو نشان داده بیشترین تشکیل کلسیت در محیط گیاهان C<sub>3</sub> در اوایل بهار (از ماه مارس تا ماه مه) رخ می‌دهد؛ درحالی‌که در ارتباط با پوشش گیاهی C<sub>4</sub> تشکیل کربنات‌ها عمدتاً در اواسط تابستان (از اواخر ژوئن تا اوایل ماه اوت) بوده است (شکل ۲۴).

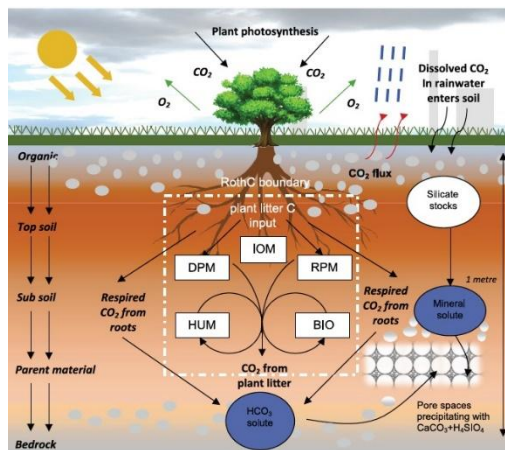


شکل ۲۴. مقادیر اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده پارامترهای مختلف با مدل هایدروس برای عمق ۴۰ سانتی‌متری خاک‌های با پوشش گیاهی C<sub>3</sub> و C<sub>4</sub> در مرکز نیومکزیکو. خط ممتد مقادیر اندازه‌گیری شده پارامتر و خطوط روشن و نقطه چین مقادیر شبیه‌سازی شده با مدل به ترتیب برای پوشش گیاهی C<sub>3</sub> و C<sub>4</sub> را نشان می‌دهد. (میبر و همکاران ۲۰۱۴)

مطالعات بیشتری لازم است تا مشخص شود چرا و چگونه دماهای محیط تشکیل کربنات‌ها در پوشش‌های گیاهی مختلف متفاوت است و آیا مدل‌سازی با مدل هایدروس می‌تواند به طور دقیق دماهای محیط تشکیل کربنات‌ها را برآورد کند (میبر و همکاران ۲۰۱۴).

### ۳.۲. کاربرد نرم‌افزار ونسیم

اخیراً کولوز و همکارانش (۲۰۱۹) از تلفیق یک مدل کربن خاک، به نام RothC، و یک مدل ژئوشیمیایی انحلال و رسوب مدلی را با عنوان مدل تجمع کربنات در خاک‌ها از طریق پیش‌بینی آزادسازی عنصری (Carbonate accumulation in soils through the prediction of elemental release (CASPER)) به عنوان اولین تلاش برای شبیه‌سازی تجمع کربن معدنی در خاک از دی‌اکسید کربن اتمسفری و کانی‌های کلسیم‌دار توسعه دادند. مدل کسپر دی‌اکسید کربن (تنفس شده به وسیله ریشه گیاهان و آزاد شده از تجزیه مواد آلی) به صورت یون بی‌کربنات و واکنش آن با یون کلسیم آزاد شده از آلومینوسیلیکات‌های حاوی یون کلسیم و تشکیل کربنات پدوژنیک را شبیه‌سازی می‌کند. در این مدل از مدل RothC 26.3 جهت پیش‌بینی آزادسازی و جریان دی‌اکسید کربن در خاک استفاده می‌شود و آزادسازی یون کلسیم از ذرات منفرد با فرض ذرات کروی و با در نظر گرفتن میانگین شدت هواپدیدی کانی‌های آلومینوسیلیکات کلسیم‌دار در نظر گرفته می‌شود و مجموع آزادسازی در عمق خاک بر حسب هکتار محاسبه و گزارش می‌شود. رسوب‌گذاری کلسیت پدوژنیک با در نظر گرفتن دما و قدرت یونی و استفاده از شاخص اشباع معدنی محاسبه می‌شود (کولوز و همکاران ۲۰۱۹). در این مدل پارامترهای اقلیمی (میانگین سالیانه دما، فشار اتمسفری)، پارامترهای خاک (تخلخل، مقادیر رس، رطوبت، دانسیته، اسیدیته، ترکیب شیمیایی محلول خاک، شدت هواپدیدی عنصری)، و ویژگی‌های پوشش خاک در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۲۵).



شکل ۲۵. ساختار مدل کسپر (کولوز و همکاران ۲۰۱۹)

معایب این مدل یکی آن است که توده خاک را همگن و بدون لایه‌بندی فرض می‌کند که فقط می‌تواند برای خاک‌های مصنوعی صادق باشد. همچنین، مدل دمای خاک را ثابت فرض می‌کند و تغییرات فصلی را در نظر نمی‌گیرد. همچنین، کانی‌های سیلیکات را کروی فرض می‌کند؛ درحالی‌که کانی‌های رسی، که در فرایندهای هواپدیدی دخالت دارند، اغلب شکل صفحه‌ای دارند.

این مدل برای شبیه‌سازی رسوب کلسیت پدوژنیک و محاسبه مقادیر تثبیت دی‌اکسید کربن اتمسفری در یک خاک

مصنوعی حاصل از اختلاط کانی دولریت و کمپوست سبز تا عمق یک متری و برای یک دوره پنج ساله در منطقه Tyne Valley در نیوکاسل انگلستان به کار رفت و نتایج نشان داد طی این مدت ۸۱ تن کلسیت پدوژنیک در هر هکتار تشکیل و ۱۹ تن گاز کربنیک در خاک تثبیت شده است. مدل کسپر با زبان برنامه نویسی ونسیم نگارش شده و قابل اجرا در محیط‌های نرم‌افزاری میکروسافت ویندوز و مکینتاش است.

## بحث و نتیجه گیری

افق‌های تجمع کربنات کلسیم پدوژنیک از محصولات مهم فرایندهای پدوژنیک در مناطق خشک و نیمه‌خشک هستند و این افق‌ها بر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی و همچنین بر روند تکامل پدوژنیک خاک‌ها مؤثرند. علاوه بر این، مطالعه افق‌های کلسیک در مطالعات ژئومورفولوژی و تغییرات اقلیمی گذشته مناطق خشک اهمیت دارد.

در این مطالعه سی مدل ارائه شده برای تشکیل و تکامل کربنات‌ها در محیط خاک بررسی شد که شامل پانزده مدل مفهومی و پانزده مدل عددی و کامپیوتری است (جدول ۸). مدل‌سازی تجمع کربنات‌ها به صورت سیستماتیک از سال ۱۹۶۱ و با تأکید بر مدل‌های مفهومی آغاز شد و از سال ۱۹۶۳ مدل‌سازی عددی و از سال ۱۹۸۵ مدل‌سازی‌های کامپیوتری هم آغاز شد.

مدل‌های مفهومی را به طور کلی می‌توان شامل دو دسته مدل‌های مفهومی بدون در نظر گرفتن فرایندهای لنداسکیپ و مدل‌های مفهومی با در نظر گرفتن فرایندهای لنداسکیپ در نظر گرفت. در مقیاس بدون سه نوع مدل مفهومی برای تشکیل و تکامل کربنات‌ها و کلکریته‌ها تعریف شده‌اند، شامل: ۱. مدل تغییرات پیش‌رونده؛ ۲. مدل تغییرات درجا؛ ۳. مدل ریزوژنیک. در این مدل‌ها فرایند تشکیل کربنات‌ها به صورت تبلور کلسیت از محلول اشباع خاک، کلسیتی شدن بافت گیاهی، یا تبلور مجدد بلورهای کلسیت در سنگ مادری در نظر گرفته شده است. مدل‌های مفهومی در واقع روند تغییرات کربنات‌ها با زمان را بررسی می‌کنند و بنابراین توالی‌های زمانی<sup>۱</sup>، مانند سطوح ژئومورفیک مخروط‌افکنه‌ها و تراس‌های دریایی و دریاچه‌ای، در توسعه این مدل‌ها استفاده شده‌اند (هاوکر ۱۹۲۷؛ گایل و همکاران ۱۹۶۶؛ ماستی ۱۹۸۵؛ فورمن و میلر ۱۹۸۴؛ آلونسو-زارزا و همکاران ۱۹۹۸).

در مجموع، با وجود کاربرد گسترده مدل‌های مفهومی (به‌خصوص مدل‌های مفهومی پیش‌رونده در مقیاس بدون) توسط محققان علوم زمین، این مدل‌ها معایبی دارند:

۱. بسیاری از این مدل‌ها فقط بر فرایندهای انتقال کربنات در مقیاس خاک‌رخ تأکید دارند و نقش فرایندهای لنداسکیپ مانند فرسایش و رسوب را در نظر نمی‌گیرند.

۲. مدل‌های مفهومی تکامل کربنات‌ها را به صورت تکامل از مرحله‌ای به مرحله دیگر در محدوده ۴ تا ۸ مرحله اصلی تکاملی (جدول ۸) و به شکل کاملاً خطی فرض می‌کنند که ممکن است فرض کاملاً صحیحی نباشد؛ به‌ویژه آنکه ثابت شده کلکریته‌های متکامل پلی‌ژنتیک هستند و حاصل فرایندهای خطی نیستند (رایت ۲۰۰۷).

۳. بسیاری از مدل‌های مفهومی دارای پیش‌فرض‌هایی هستند که ممکن است برای بسیاری از مناطق دنیا مناسب

نباشد. برخی مدل‌ها وجود سنگ آهک مطابق (رابن‌هورست و همکاران ۱۹۸۶؛ وست و همکاران ۱۹۸۸)، وجود رسوبات رسی (کاپور و همکاران ۱۹۹۰)، وجود سنگ آهک چاکی (ورچی ۱۹۹۰؛ ویدر و همکاران ۱۹۹۴)، یا وجود افق ناتریک (آلونسو-زارزا و همکاران ۱۹۹۸) را در مراحل اولیه تکامل در نظر می‌گیرند و بنابراین ممکن است این مدل‌ها فقط دارای قابلیت کاربرد منطقه‌ای و نه جهانی باشند.

جدول ۸. مدل‌های تکامل و توسعه کربنات‌های پدوژنیک و کلکریته‌ها

منبع	محل توسعه / آزمون	مراحل تکاملی	سال توسعه	نام مدل	نوع مدل
Hawker 1927	جنوب تگزاس	۵	۱۹۲۷	-	مفهومی
Gile et al 1961	جنوب نیومکزیکو	۴	۱۹۶۱	-	مفهومی
Arkley 1963	دشت‌های بزرگ، مرکز ایالات متحده	-	۱۹۶۳	-	عددی
Gile et al 1966	نیومکزیکو	۶	۱۹۶۶	-	مفهومی
Bachman & Machette 1977	نیومکزیکو	۶	۱۹۷۷	-	مفهومی
Ahmad 1978	مالزی	-	۱۹۷۸	-	عددی
McFadden 1982	جنوب کالیفرنیا	-	۱۹۸۲	-	عددی
Arakel 1982	غرب استرالیا	۸	۱۹۸۲	-	مفهومی
Klappa 1983	سواحل غرب مدیترانه	۶	۱۹۸۳	-	مفهومی
Forman & Miller 1984	جزیره اسپیتزبرگن	۲	۱۹۸۴	-	مفهومی
Machette 1985	جنوب غرب ایالات متحده	۶	۱۹۸۵	-	مفهومی
McFadden & Tinsley 1985	جنوب کالیفرنیا	-	۱۹۸۵	-	عددی
Marion et al 1985	نیومکزیکو و تگزاس	-	۱۹۸۵	CALDEP	کامپیوتری
Rabenhorst & Wilding 1986	غرب تگزاس	۵	۱۹۸۶	-	مفهومی
Mayer 1986	کالیفرنیا و نیومکزیکو	-	۱۹۸۶	CALSOIL	کامپیوتری
Mayer et al 1988	کالیفرنیا و نیومکزیکو	-	۱۹۸۸	-	کامپیوتری
West et al 1988	تگزاس	۵	۱۹۸۸	-	مفهومی
Kapur et al 1990	جنوب ترکیه	۶	۱۹۹۰	-	مفهومی
Verrecchia 1990	شرق مدیترانه	۵	۱۹۹۰	-	مفهومی
Marion 1994	آریزونا	-	۱۹۹۴	CALGYP	کامپیوتری
Wieder et al 1994	شرق مدیترانه	۷	۱۹۹۴	-	مفهومی
Wang et al 1994	-	-	۱۹۹۴	-	عددی
Wright et al 1995	جنوب فرانسه و شمال اسپانیا	۴	۱۹۹۵	-	مفهومی
McDonald et al 1996	کالیفرنیا	-	۱۹۹۶	SHAW	کامپیوتری
McFadden et al 1998	جنوب غرب ایالات متحده	-	۱۹۹۸	-	عددی
Alonso-Zarza et al 1998	جنوب شرق اسپانیا	۶	۱۹۹۸	-	مفهومی
Hirmas et al 2010	کالیفرنیا	-	۲۰۱۰	SLIC	کامپیوتری
Meyer et al 2014	نیومکزیکو	-	۲۰۱۴	-	کامپیوتری
Kirk et al 2015	ریجمونت، انگلستان	-	۲۰۱۵	-	عددی
Kolosz et al 2019	نیوکاسل، انگلستان	-	۲۰۱۹	CASPER	کامپیوتری

۴. در برخی مدل‌ها برای فرایندهای مشابه مکانیسم‌های تشکیل متفاوت ارائه شده است. مثلاً فرایند تشکیل لایه لامینار در سطح کلکریته‌ها ناشی از تجمع رطوبت و ریشه گیاهان (گایل و همکاران ۱۹۶۶؛ آراکل ۱۹۸۲؛ آونسو-زارزا و همکاران ۱۹۹۸؛ خیمنز- اسپینوزا و خیمنز- میلان ۲۰۰۳) و تجمع رسوبات سیلتی بادی به سبب وجود گل‌سنگ‌ها (ویدر و همکاران ۱۹۹۴) بیان شده است.

۵. مطالعات اخیر و کاربرد تکنیک‌های میکرومورفولوژی نشان داده است مدل‌های مفهومی بسیار ساده‌سازی می‌کنند (فدروف و کورتی ۱۹۹۹) و بسیاری از فرایندها را در نظر نمی‌گیرند.

۶. با وجود آنکه نقش انسان بر تشکیل کربنات‌های پدوژنیک با مطالعه میکرومورفولوژیک مشخص شده است، هیچ‌یک از این مدل‌ها نقش انسان را در نظر نگرفته‌اند.

در مجموع، با وجود مشکلاتی که در مدل‌های مفهومی هست، به دلیل سادگی کاربرد و کارایی بالای برخی از این مدل‌ها، مدل‌های مفهومی همچنان معتبرند و در توصیف مورفولوژی کربنات‌های پدوژنیک استفاده می‌شوند.

مدل‌های کامپیوتری از اوایل و اواسط دهه ۱۹۸۰ میلادی توسعه پیدا کردند و عمدتاً جهت تفسیر و بررسی اثر شاخص‌های اقلیمی کواترنر پایانی بر تجمع کربنات‌ها در خاک به کار رفتند. این مدل‌ها ابتدا با استفاده از مدل‌های لایه‌ای با برنامه‌نویسی به زبان کامپیوتری بیسیک و سپس فورترن برای مدل‌سازی توسعه پیدا کردند. پس از آن، استفاده از مدل‌های هیدرولوژیکی جایگزین این زبان‌های برنامه‌نویسی شد. همچنین، ابتدا مدل‌ها با تأکید بر فرایندهای فیزیکی و شیمیایی و تعادل کلسیت در خاک توسعه پیدا کردند و جابه‌جایی کربنات‌ها در خاک فقط در سامانه  $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  در نظر گرفته می‌شد و نقش واکنش‌های شیمیایی، از جمله آلومینوسیلیکات‌ها، نادیده گرفته می‌شد (مک‌فدن و آموندسون ۲۰۱۷). در مدل‌های جدیدتر، عوامل زیستی و تأثیر ریشه گیاهان (میر ۲۰۱۲؛ میر و همکاران ۲۰۱۴) و همچنین هوادیدگی آلومینوسیلیکات‌ها (کولوز و همکاران ۲۰۱۹) بر تشکیل کلسیت هم در نظر گرفته شده است.

در مورد مدل‌های کامپیوتری فرضیات و سناریوهایی در نظر گرفته می‌شود که ممکن است صحیح یا دارای دقت بالا نباشند. مثلاً وانگ و همکارانش (۱۹۹۴) وجود کانی‌های رسی فیبری در کلکریته‌ها را ناشی از ژئوشیمی آب زیرزمینی (فراوانی یون منیزیم) و سنگ مادری (فراوانی آلومینیوم) دانسته‌اند؛ درحالی‌که به باور بسیاری از محققان ترکیب رسی کلکریته‌ها به وسیله شرایط اقلیمی و نه ژئوشیمی سنگ بستر کنترل می‌شود. تاندون و کومار (۱۹۹۹) اعلام کردند کلکریته‌های مناطق مرطوب‌تر نسبت به کلکریته‌های مناطق خشک‌تر حاوی اسمکتیت بیشتری هستند. همچنین، تشکیل کلکریته‌های غنی از اسمکتیت و فاقد کانی‌های رسی فیبری از جنوب شرق اسپانیا (خیمنز- اسپینوزا و خیمنز- میلان ۲۰۰۳) و مرکز ایران (بیات و همکاران ۲۰۱۷b) ناشی از شرایط اقلیمی مرطوب پلیستوسن دانسته شده است.

علاوه بر این، در بسیاری از مدل‌ها فرضیاتی استفاده می‌شود که جهت ساده‌سازی محاسبات به مدل وارد می‌شود. اما، این فرضیات می‌توانند بر نتایج تأثیر زیادی بگذارند:

۱. ورود آب بارش در خاک به صورت کامل در نظر گرفته می‌شود و رواناب سطحی و اثر پوشش گیاهی در نظر گرفته نمی‌شود.

۲. دمای خاک ثابت فرض می‌شود و تغییرات فصلی دما در نظر گرفته نمی‌شود (مک‌فدن و آموندسون ۲۰۱۷). علاوه بر این، کاربرد دمای فعلی به عنوان دماهای گذشته با توجه به تغییرات اقلیمی کوتاه‌تری پایانی صحیح نیست.
۳. حرکت آب در خاک در بسیاری از مدل‌ها جریان اشباع در نظر گرفته می‌شود و در این مدل‌ها جریان غیراشباع (که به‌خصوص در خاک‌های با بافت درشت و خشک اهمیت دارد) نادیده گرفته می‌شود (مک‌فدن و همکاران ۱۹۹۱). علاوه بر این، اثر تغییرات پتانسیل ماتریک (مک‌دونالد و همکاران ۱۹۹۶) و حرکت رو به بالای آب در خاک توسط ریشه گیاه (میر و همکاران ۲۰۱۴)، که در حرکت آب در خاک دارای اهمیت است، در اکثر مدل‌ها نادیده گرفته می‌شود.
۴. تغییرات در مقادیر هدایت هیدرولیکی و ظرفیت نگهداری آب خاک طی زمان بر تجمع کربنات‌ها در خاک‌ها مؤثر است. مثلاً سیمانی شدن ماتریس خاک با کربنات‌ها سبب افزایش ظرفیت نگهداری آب در خاک‌ها می‌شود (مک‌فدن و همکاران ۱۹۹۱). علاوه بر این، تشکیل نودول‌های کربنات‌ها سبب تغییر ویژگی‌های فیزیکی خاک و همچنین سبب تغییر مسیر و سرعت حرکت آب در خاک و همچنین انحلال ترجیحی کلسیت در برخی نقاط می‌شود (هیرماس و همکاران ۲۰۱۰).
۵. در بسیاری از مدل‌های عددی انتقال کربنات‌ها به صورت جریان توده‌ای فرض می‌شود و پخشیدگی کربنات‌ها در خاک نادیده گرفته می‌شود.
۶. منشأ یون کلسیم در بسیاری از مدل‌ها به منزله ورودی ثابت غبار و غلظت ثابت یون کلسیم در آب بارش در نظر گرفته می‌شود که این فرض در بلندمدت به دلیل تغییرات اقلیمی شدید نمی‌تواند صحیح باشد.
۷. مقدار بارش فعلی در بسیاری از مدل‌ها بارش بلندمدت در نظر گرفته می‌شود که با توجه به تغییرات شدید اقلیمی کوتاه‌تر فرض صحیح نیست. علاوه بر این، مدل‌ها قادر به بررسی و اعمال اثر بارش‌های حدی در تشکیل کربنات‌های مناطق خشک نیستند. مطالعات نشان داده بارش‌هایی که به طور شدید و فقط ظرف چند روز در مناطق خشک نازل می‌شوند به طرز مؤثرتری در خاک نفوذ می‌کنند و می‌توانند بر تشکیل افق‌های کلسیک بسیار مؤثر باشند (مک‌فدن و همکاران ۱۹۹۱؛ ماریون و همکاران ۲۰۰۸؛ امیت و همکاران ۲۰۱۰).
۸. اطلاعات مربوط به فشار جزئی دی‌اکسید کربن در خاک‌ها در بسیاری موارد دقیق نیستند و همچنین کاربرد میانگین سالیانه این شاخص با توجه به نوسانات فصلی و تغییرات اکولوژیک طی کوتاه‌تری صحیح نیست (مک‌فدن و همکاران ۱۹۹۱؛ هیرماس و همکاران ۲۰۱۰).
۹. بسیاری از مدل‌ها فقط کانی کلسیت را کانی کربنات‌ه خاک در نظر می‌گیرند و کانی‌های دیگر به‌ویژه کانی دولومیت را نادیده می‌گیرند. مطالعات نشان داده کلسیت ثانویه که از محلول خاک رسوب می‌کند نسبت به کلسیت خالص حاوی مقداری منیزیم است (اسپوزیتو ۲۰۰۸). بررسی کربنات‌های پدوژنیک هم نشان می‌دهد کربنات‌های پدوژنیک از کلسیت کم‌منیزیم تشکیل شده‌اند (آلونسو-زارزا و رایت ۲۰۱۰) که در مطالعات آزمایشگاهی از خاک‌های جنوب شرق اسپانیا (خیمنزا-اسپینوزا و خیمنزا-میلان ۲۰۰۳) مناطق اقلیمی مختلف ایالت تگزاس (ژو و چافتز ۲۰۰۹) و مرکز ایران (بیات و همکاران ۲۰۱۸) هم این نوع کلسیت گزارش شده است.
۱۰. مدل‌های عددی فرایندهای انحلال و رسوب کلسیت را، نسبت به جابه‌جایی آب در خاک، فوری و بسیار سریع فرض می‌کنند که ممکن است همیشه و در همه خاک‌ها صحیح نباشد.

۱۱. بسیاری از مدل‌ها فرایندهای فرسایش و رسوب را در نظر نمی‌گیرند و ضخامت خاک طی تکامل را ثابت فرض می‌کنند.

با وجود مشکلات یادشده و اینکه مدل‌های عددی قادر به پیش‌بینی مورفولوژی کربنات در خاک نیستند، این مدل‌ها جهت آزمون سناریوهای اقلیمی گذشته و به‌خصوص تغییرات اقلیمی کواترنری پایانی بر تکامل خاک‌ها بسیار مهم‌اند و امید است با شناخت بیشتر خاک‌های آهکی و فرایندهای تشکیل کربنات‌های پدوژنیک و پیشرفت تکنولوژی و مدل‌سازی مدل‌های کامپیوتری با دقت بیشتر در آینده توسعه پیدا کنند.

در پایان، بررسی مدل‌های مفهومی نشان می‌دهد این مدل‌ها عمدتاً بر مبنای خاک‌های مناطق خشک جنوب غرب آمریکا، مناطق مدیترانه‌ای، و استرالیا توسعه پیدا کرده‌اند (جدول ۸). با وجود این که خاک‌های آهکی بخش اعظم سطح خاک‌های ایران را پوشش داده است، تا کنون مدل‌سازی برای فرایندهای تجمع کربنات‌ها در این خاک‌ها صورت نگرفته است. فقط مهجوری (۱۹۷۵) با بررسی خاک‌های آهکی در مناطق مختلف ایران (دشت کوشک فارس، دشت کرج، دشت قزوین) یک طبقه‌بندی و توصیف برای تجمع کربنات‌ها در این خاک‌ها پیشنهاد کرده و سه نوع کال مورفوژنتیپ<sup>۱</sup> یا CMGT معرفی کرده است (جدول ۹).

جدول ۹. انواع تجمع کربنات در خاک‌های ایران (مهجوری ۱۹۷۵)

نوع تجمع کربنات	توصیف تجمع کربنات	بافت و زهکشی خاک
CMGT A	کربنات‌های پخشیده در ماتریس خاک و دارای تجمع در افق‌های A و بخش بالایی افق‌های B	بافت درشت و زهکشی خوب
CMGT B	کربنات‌ها به صورت پودری نرم در افق B به شکل نقاط گرد با ضخامت ۲ تا ۴ میلی‌متر و قطر ۵ تا ۸ میلی‌متر تشکیل می‌شوند.	بافت متوسط و زهکشی خوب
CMGT C	سخت‌دانه‌ها و نودول‌های ماکروسکوپی با قطر ۴ تا ۱۲ میلی‌متر در بخش میانی افق‌های B و گاهی هم در افق‌های C	بافت ریز و زهکشی متوسط

البته در این مطالعه فقط توصیف مورفولوژیکی کربنات‌های ثانویه بیان شده و بر خلاف مدل‌های مورفوژنتیکی روند تغییرات و تبدیل کربنات‌ها با زمان بیان نشده است. بنابراین، با وجود منابع فراوان خاک‌های آهکی در ایران پتانسیل بسیار قوی برای آزمون مدل‌های یادشده و ارائه مدل‌های مفهومی جدید وجود دارد.

## منابع

- Ahmad, I.B.H.J. (1978). "A water budget approach to the prediction of caliche depths", *Publications in Climatology*, 31(2), 53 p.
- Alonso, P., Dorronsoro, C., & Egido, J.A. (2004). "Carbonatation in palaeosols formed on terraces of the Tormes river basin (Salamanca, Spain)", *Geoderma*, 118, pp. 261–276.
- Alonso-Zarza, A. M. & Wright, V. P. (2010). Calcretes, pp. 225-268, In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and*

1. Calmorphogenotype



- Processes, Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Alonso-Zarza, A. M., Silva, P.G., Goy, J.L., & Zazo, C. (1998). "Fan surface dynamic sand biogenic calcrete development: Interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia)", *Geomorphology*, 24, pp. 147-167.
- Amit, R., Enzel, Y., Grodek, T., Crouvi, O., Porat, N., & Ayalon, A. (2010). "The role of rare rainstorms in the formation of calcic soil horizons on alluvial surfaces in extreme deserts", *Quaternary Research*, 74, pp. 177-187.
- Amundson, R. G. (2017). Pedological Modeling, pp. 1674-1676, in: Lal R., (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*, CRC Press, Boca Raton, FL, USA.
- Arakel, A. V. (1982). "Genesis of calcrete in Quaternary soil profiles, Hutt and Leeman Lagoons, western Australia", *Journal of Sedimentary Research*, 52(1), pp. 0109-0125.
- Arkley, R.J. (1963). "Calculation of carbonate and water movement in soil from climatic data", *Soil Science*, 96, pp. 239-248.
- Bachman, G. O. & Machette, M. N. (1977). Calcic soils and calcretes in the southwestern United States, U. S. Geological Survey Open-File Report, 77-794, 163 p.
- Barker, W. W., Welch, S. A., & Nanfield, J. F. (2018). Biogeochemical weathering of silicate minerals, pp. 391-428, In: Banfield, J. F. and K. H. Nealson (Eds.), *Geomicrobiology*, De Gruyter Publications, Berlin, Germany.
- Bayat, O., Karimi A., & Amundson, R. (2020). Stable isotope geochemistry of pedogenic carbonates in calcareous materials, Iran: A review and synthesis, In: (Bojar, A., Pelc, A. and C. Lecuyer (Eds.), *Stable Isotope Studies of Water Cycle and Terrestrial Environments*, Geological Society of London, Special Publication 507, London, The UK.
- Bayat, O., Karimi, A., & Khademi, H. (2017a). "Stable isotopic geochemistry of pedogenic carbonates in loess-derived soils of northeastern Iran: paleoenvironmental implications and correlation across Eurasia", *Quaternary International*, 429, pp. 52-61.
- Bayat, O., Karimzadeh, H. R., Karimi, A., Eghbal, M. K., & Khademi, H. (2017b). "Paleoenvironment of geomorphic surfaces of an alluvial fan in the eastern Isfahan, Iran, in the light of micromorphology and clay mineralogy", *Arabian Journal of Geosciences*, 10(4), p. 91.
- Bayat, O., Karimzadeh, H. R., Khademi, H., Eghbal, M. K., Karimi, A., & Amundson, R. (2018). "Calcic soils as indicators of profound Quaternary climate change in an arid region, eastern Isfahan, Iran", *Geoderma*, 315, pp. 220-230.
- Birkeland, P.W. (1999). *Soils and Geomorphology*, Oxford Univ, Press, Oxford.
- Bull, W.B. (1991). *Geomorphic Responses to Climatic Change*, Oxford University Press, Oxford.
- Buol, S. W., Southard, R. J., Graham, R. C., & McDaniel, P. A. (2011). *Soil Genesis and Classification*, Sixth Edition, John Wiley & Sons, Inc. Chichester, UK.
- Carlisle, D. (1983). Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcrettes, pp. 185-195, In: Wilson, R.C.L. (Ed.), *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*, Geological Society of London, Special Publication 11, London, The UK.
- Egli, M. & Fitze, P. (2001). "Quantitative aspects of carbonate leaching of soils with different ages and climates", *Catena*, 46, pp. 35-62.
- Fedoroff, N. & M. Courty, Soil and soil forming processes under increasing aridity, pp.73-108,

- In: A. Singhvi and E. Derbyshire (Eds.), *Paleoenvironmental Reconstruction in Arid Lands*, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Foley, K.K., Lyons, W.B., Barrett, J.E., & Virginia, R. A. (2006). Pedogenic carbonate distribution within glacial till in Taylor Valley, Southern Victoria Land, Antarctica, pp. 89-104, In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*, Geological Society of America, Special Paper 416, Boulder, USA.
- Forman, S. L. & Miller, G. H. (1984). "Time-dependent soil morphologies and pedogenic processes on raised beaches, Broggerhalvoya, Spitsbergen, Svalbard Archipelago", *Arctic and Alpine Researches*, 16, pp. 381-394.
- Gile, L. H., Peterson, F. F., & Grossman, R. B. (1966). "Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils", *Soil Science*, 101, pp. 347-360.
- Gile, L.H. (1961). "A classification of Ca horizons in the soils of a desert region, Dona Ana County, New Mexico", *Soil Science Society of America Proceedings*, 25, pp. 52-61.
- Goodie, A. S. (1996). "Organic agency in calcrete development", *Journal of Arid Environments*, 32, pp. 103-110.
- Hawker, H. W. (1927). "A study of the soils of Hildago County, Texas, and the stages of their soil lime accumulation", *Soil Science*, 23, pp. 475-485.
- Hirmas, D.R., Amrhein, C., & Graham, R.C. (2010). "Spatial and process-based modeling of soil inorganic carbon storage in an arid piedmont", *Geoderma*, 154(3-4), pp. 486-494.
- Itkin, D., Goldfus, H., & Monger, H. C. (2016). Human induced calcretisation in anthropogenic soils and sediments: Field observations and micromorphology in a Mediterranean climatic zone, Israel, *Catena*, 146, pp. 48-61.
- Jenny, H. & Leonard, C. D. (1934). "Functional relationships between soil properties and rainfall", *Soil Science*, 38, pp. 363-381.
- Jiménez-Espinosa, R. & Jiménez-Millán, J. (2003). "Calcrete development in Mediterranean colluvial carbonate system from SE Spain", *Journal of Arid Environments*, 53, pp. 479-489.
- Kapur, S., Çavuscedillağil, V. S., Scedillaenol, M., Gürel, N., & Fitzpatrick, E. A. (1990). "Geomorphology and pedogenic evolution of Quaternary calcretes in the northern Adana Basin of southern Turkey", *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34(1), pp. 49-59.
- Kirk, G. J. D., Versteegen, A., Ritz, K., & Milodowski, A. E. (2015). "A simple reactive-transport model of calcite precipitation in soils and other porous media", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 165, pp. 108-122.
- Klappa, C.F. (1980). "Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance", *Sedimentology*, 27, pp. 613-629.
- Klappa, C.F. (1983). A process-response model for the formation of pedogenic calcretes, pp. 211-220, In: R.C.L. Wilson (Ed.), *Residual deposits: Surface related weathering processes and materials*, Geological Society of London, Special Publication 11, London, The UK.
- Kolosz, B. W., Sohi, S. P., & Manning, D.A.C. (2019). CASPER: A modeling framework to link mineral carbonation with the turnover of organic matter in soil, *Computers and Geosciences*, 124, pp. 58-71.
- Lal, R. & Kimble, J. M. (2000). Pedogenic carbonates and the global carbon cycle, pp. 1-14 In: Lal, R., Kimble, J. M., Eswaran, H. and B.A. Stewart (Eds.) *Global Climate Change and*

- Pedogenic Carbonates, CRC Press: USA.
- Machette, M.N. (1985). Calcic soils of southwestern United States, pp. 1-21, In: Weide, C.L. (Ed.), *Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States*, Geological Society of America, Special Paper 203.
- Mahjoory, R.A. (1975). "Clay mineralogy, physical and chemical properties of some soils in arid regions of Iran", *Soil Science Society of America Proceedings*, 39, pp. 11457-1164.
- Marbut, C.F. (1928). "Subcommission II. Classification, nomenclature, and mapping of soils in the United States", *Soil Science*, 25, pp. 61–71.
- Marion, G. M., Schlesinger, W. H., & Fonteyn, P. J. (1985). "CALDEP: A regional model for soil CaCO<sub>3</sub> (caliche) deposition in Southwestern deserts", *Soil Science*, 139, pp. 468–481
- Marion, G. M., Verburg, P. S. J., McDonald, E. V., & Arnone, J. A. (2008). "Modeling salt movement through a Mojave Desert soil", *Journal of Arid Evironments*, 72, pp. 1012-1033.
- Marion, G.M. & Schlesinger, W.H. (1994). Quantitative modeling of soil forming processes in deserts: the CALDEP and CALGYP models, In: Bryant, R.B., Arnold, R.W. (Eds.), *Quantitative Modeling of Soil Forming Processes*. SSSA Special Publication 39, Madison, WI, pp. 129–145.
- Marion, G.M. (1989). "Correlation between long-term pedogenic CaCO<sub>3</sub> formation rate and modern precipitation in deserts of the American Southwest", *Quaternary Research*, 32, pp. 291-295.
- Mayer, L. (1986). The distribution of calcium carbonate in soil: a computer simulation using program CALSOIL, US Geological Survey Open File, Report 86-155.
- Mayer, L., McFadden, L. D., & Harden, J.W. (1988). "Distribution of calcium carbonate in desert soils: A model", *Geology*, 16, pp. 303–306.
- McDonald, E. V., Pierson, F. B., Flerchinger, G. N., & McFadden, L. D. (1996). "Application of a soil-water balance model to evaluate the influence of Holocene climate change on calcic soils, Mojave Desert, California, USA", *Geoderma*, 74, pp. 167–192.
- McFadden, L. D. & Amundson, R. G. (2017). Inorganic Carbon: Modeling, pp. 1213-1216, in: Lal R., (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*, CRC Press, Boca Raton, FL, USA.
- McFadden, L. D., Amundson, R. G., & Chadwick, O. A. (1991). Numerical Modeling Chemical, and Isotopic Studies of Carbonate Accumulation in of Arid Regions, pp. 17-35, In : W.D. Nettleton, W. D. (Ed.) *Occurrence, Characteristics, and Genesis of Carbonate, Gypsum, and Silica Accumulations in Soils*, Soil Science Society of America, Special Publication 26, Madison, USA.
- McFadden, L.D. & Tinsley, J.C. (1985). Rate and depth of pedogenic carbonate accumulation in soils: Formulation and testing of a compartment model, pp. 23-42, In: Weide, C.L. (Ed.), *Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States*, Geological Society of America, Special Paper 203.
- McFadden, L.D. (1982). "The Impacts of temporal and spatial climatic changes on alluvial soils genesis in southern California", PhD Dissertation, University of Arizona, Tucson, USA.
- McFadden, L.D., McDonald, E.V., Wells, S.G., Anderson, K., Quade, J., & Forman, S. L. (1998). "The vesicular layer and carbonate collars of desert soils and pavements: formation, age and relation to climate change", *Geomorphology*, 24, pp. 101–145

- Meyer, N. A. (2012). "Simulating the accumulation of calcite in soils using the soil hydraulic model HYDRUS-1D", PhD Dissertation, University of Texas, Austin, USA.
- Meyer, N. A., Breecker, D. O., Young, M. H., & Litvak, M. E. (2014). "Simulating the effect of vegetation in formation of pedogenic carbonate", *Soil Science Society of America Journal*, 78, pp. 914-924.
- Monger, H. C. & Wilding, L. P. (2017). Inorganic Carbon: Composition and Formation, pp. 1199-1202, in: Lal R., (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*, CRC Press, Boca Raton, FL, USA.
- Monger, H. C., Kraimer, R. A., Khresat, S., Cole, D. R., Wang, X., & Wang, J. (2015). "Sequestration of inorganic carbon in soil and groundwater", *Geology*, 43, pp. 375-378.
- Rabenhorst, M. C. & Wilding, L. P. (1986). "Pedogenesis on the Edwards Plateau, Texas: III. New Model for the Formation of Petrocalcic Horizons", *Soil Science Society of America Journal*, 50, pp. 693-699.
- Reheis, M. C. (1988). "pedogenic replacement of aluminosilicate grains by CaCO<sub>3</sub> in Ustollic Haplargids, south-central Montana, USA", *Geoderma*, 41, pp. 243-261.
- Retallack, G.J. (1994). The environmental factor approach to the interpretation of paleosols, pp. 31-64, In: Amundson, R., J. Harden J., and M. Singer (Eds.), *Factors of soil formation: a fiftieth anniversary retrospective*, Soil Science Society of America, Special Publication 33.
- Retallack, G.J. (2005). "Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols", *Geology*, 33(4), pp. 333-336.
- Royer, D.L. (1999). "Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator" *Geology*, 27, pp. 123-1126.
- Sanderman, J. (2012). "Can management induced changes in the carbonate system drive soil carbon sequestration? A review with particular focus on Australia", *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 155, pp. 70-77.
- Schaetzl, T. J. & Thompson, M. L. (2015). *Soils Genesis and Geomorphology*, Cambridge University Press, Cambridge, USA.
- Sheldon, N.D. & Tabor, N.J. (2009). Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols: *Earth-Science Reviews*, Vol.. 95, pp. 1-52.
- Šimůnek, J., Šejna M., Satio H., Sakai M., & Th. van Genuchten, M. (2009). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 4.0, Department of Environmental Sciences, University of California, Riverside, USA.
- Sposito, G. (2008). *The Chemistry of Soils*, Oxford University Press, New York, USA.
- Tandon, S.K. & Kumar, S. (1999). Semi – Arid / Arid Zone Calcretes: A review. pp.109-152, In: A.K. Singhvi, E. Derbyshire (Eds.), *Paleoenvironmental Reconstruction in Arid Lands*, A.A. Balkema, Amesterdam, The Netherlands.
- Treadwell–Steitz, C. & McFadden, L.D. (2000). "Influence of parent material and grain size on carbonate coating in gravelly soils, Palo Duro Wash, New Mexico", *Geoderma*, 94, pp. 1-22.
- Tucker, M. E. (1991). *Sedimentary Petrology*, Blackwell Science, Malden, USA.
- Verrecchia, E. P. (1990). New micromorphological interpretation of Nari-calcrete (Israel), pp. 677-682, In: Douglas, L. A. (Ed.), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*, Developments in Soil Science 19, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

- Wang, Y., Nahon, D., & Merino, E. (1994). "Dynamic model of the genesis of calcretes replacing silicate rocks in semi-arid regions", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(23), pp. 5131-5145.
- West, T. L., Wilding, L. P., & Hallmark, C. T. (1988). "Calcsutolls in central Texas: genesis of calcic and petrocalcic horizons", *Soil Science Society of America Journal*, 52, pp. 17313-1740.
- Wieder, M., Sharabani, M., & Singer, A. (1994). Phases of calcrete (Nari) development as indicated by micromorphology, pp. 37-49, In: A. J. Ringrose-Voase and G.S. Humphreys (Eds.), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis, Developments in Soil Science, Volume 22*, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Wright, V. P., Platt, N. H., Marriot, S. B., & Beck, V. H. (1995). A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France, *Sedimentary Geology*, 100, pp. 143-158.
- Wright, V.P. (2007). Calcretes, pp. 10-45, In: D.J. Nash and S.J. McLaren, (Eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwell, Oxford, The UK.
- Zhou, J. & Chafetz, H. S. (2009). "Biogenic caliches in Texas: The role of organisms and effect of climate", *Sedimentary Geology*, 222, pp. 207-225.