هوازدگی و خاک‌ها

سیدمهدی خاتمی‌شال
سرگروه علوم تجربی منطقهٔ شاهرود خلخال

چکیده
هوازدگی فرایندی است که در آن، کانی‌ها و سنگ‌هایی که در دماها و فشارهای مختلف تشکیل شده‌اند، در شرایط سطحی زمین به تعادل شیمیایی می‌رسند. از آنجا که دماها و فشارهای پایین‌تر محیط سطحی با آب و اکسیژن اضافی همراه است، بازمانده‌های رسوبی تمایل به غنی شدن از کانی‌های آبدار دارند و در اغلب حالت‌های اکسیدان خود، حاوی عناصر چندظرفیتی هستند. کانی‌های رسی و هماتیت، مثال‌هایی از این گونه‌اند. هوازدگی شامل دو فرایند مکانیکی و شیمیایی است.
هوازدگی مکانیکی در هر نوع آب‌وهوایی انجام‌پذیراست، ولی هوازدگی شیمیایی بیشتر نیاز به رطوبت دارد.
نتیجهٔ کلی هوازدگی، تشکیل خاک است که در سه افق A، B و C صورت می‌گیرد. مطالعات نشان می‌دهد که در محیط رسوبی، نرخ دگرسانی یک قطعه کانی تازه و متعاقباً تشکیل خاک به‌وسیلهٔ چهار عامل ترکیب شیمیایی، یکپارچگی ساختاری، درجهٔ تبلور و ماهیت شیمیایی محیط تعیین می‌شود. فرایندهای هوازدگی باعث تشکیل نهشته‌های اقتصادی در اقلیم‌های کاملاً متفاوت نیمه‌خشک یا گرمسیری مرطوب می‌شوند. این نهشته‌ها شامل کالکریت (کالیچ)، لاتریت آهن‌دار (فریکریت)، لاتریت آلومینیم‌دار یا بوکسیت (آلومینوکریت) و سیلکریت هستند که در مجموع به آن‌ها نهشته‌های بر جا اطلاق می‌شود.

کلیدواژه‌ها: هوازدگی، هوازدگی مکانیکی، هوازدگی شیمیایی، افق خاک، نهشته‌های برجا

مقدمه

هوازدگی و تشکیل خاک، قدیمی‌ترین فرایندهای مؤثر بر روی قاره‌ها هستند. این موضوع که برای تشکیل یک افق خاک، ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ سال زمان نیاز است، نشان می‌دهد که در رخ‌نمون‌های قدیمی، خاک‌ها باید واحدهای سنگی متداول باشند. به زبان ساده، هوازدگی عبارت است از پاسخی که مواد سطح زمین در مقابل تغییر محیط از خود بروز می‌دهند. برای مثال بعد از میلیون‌ها سال بالاآمدگی و فرسایش، سنگ‌های موجود در سقف توده‌های نفوذی از بین می‌روند و توده در سطح زمین رخ‌نمون پیدا می‌کند. این تودهٔ متبلور که در دما و فشار زیاد و احتمالاً در چند کیلومتری زیر زمین تشکیل شده بود، اکنون در سطح زمین و در معرض شرایط کاملاً متفاوت قرار دارد. در چنین وضعیتی، تودهٔ سنگی به‌تدریج تغییر می‌یابد تا جایی که دوباره با شرایط جدید به حالت تعادل برسد. به چنین تغییراتی در سنگ، هوازدگی می‌گویند.

هوازدگی روی سنگ‌های منشأ به‌صورت فیزیکی، یا مکانیکی، و شیمیایی، هر دو، انجام می‌گیرد (شکل ۱)، در هوازدگی مکانیکی عوامل شیمیایی هیچ‌گونه دخالتی ندارند. برای مثال تغییرات درجه حرارت روز و شب در نواحی کویری باعث انقباض و انبساط می‌شود و هم‌چنین در هنگام روز بخارآب در درزها و شکاف‌ها نفوذ کند و در ساعات شب که دما کاهش می‌یابد یخ بزند و با افزایش حجم روبه‌رو شود که باعث خرد شدن سنگ‌ها می‌شود.

اما تخریب شیمیایی به‌وسیلهٔ مواد محلول در آب صورت می‌گیرد که باعث می‌شوند تا قسمتی از کانی‌های تشکیل دهندهٔ سنگ تجزیه شوند و کانی‌های جدید به‌وجود آیند و نیز قسمتی به‌صورت محلول در آب درآید. برای مثال می‌توان از انحلال کربنات کلسیم در آب یا تجزیهٔ فلدسپات‌ها که باعث تشکیل کانی‌های رسی می‌شود، نام برد.

مهم‌ترین عامل مؤثر بر سرعت هوازدگی، عوامل آب‌وهوایی است. از عوامل آب‌وهوایی، به‌ویژه درجهٔ حرارت و رطوبت، اهمیت ویژه‌ای در سرعت هوازدگی سنگ‌ها دارند. بهترین محیط برای هوازدگی شیمیایی، آب‌وهوای گرم و مرطوب است

شکل ۱: (بالا) هوازدگی فیزیکی، (پایین) هوازدگی شیمیایی

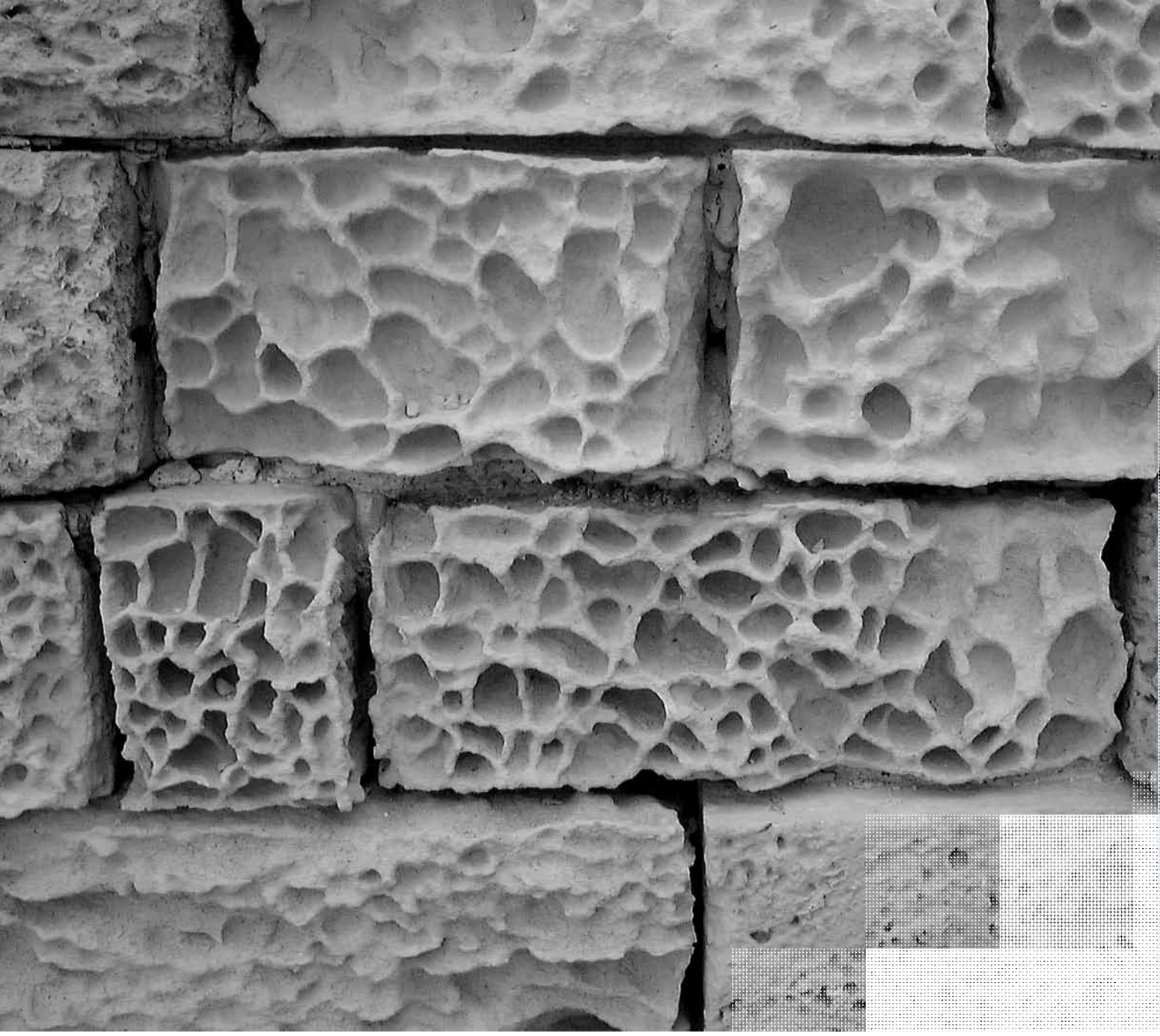
سرعت هوازدگی سنگ‌ها

سرعت هوازدگی سنگ‌ها به عوامل زیادی بستگی دارد. یکی از این عوامل اندازهٔ ذرات سنگ است. هر اندازه سنگ در طی هوازدگی فیزیکی به ذرات کوچک‌تری خرد شود اثر عوامل شیمیایی بر آن بیشتر خواهد بود و درنتیجه تودهٔ سنگی سریع‌تر هوازده می‌شود. جنس کانی‌های سازندهٔ سنگ‌ها نیز عامل دیگری به‌حساب می‌آید. این عامل را می‌توان از مقایسهٔ سنگ‌قبرهایی که از جنس‌های مختلف تراشیده شده‌اند، معلوم داشت. مثلاً سنگ‌قبرهای گرانیتی در مقابل هوازدگی شیمیایی بسیار مقاوم‌اند درحالی‌که سنگ‌قبرهایی که از مرمر ساخته شده‌اند، در مدت کوتاهی در اثر هوازدگی تجزیه می‌شوند. ترتیب هوازدگی کانی‌های سیلیکاته مطابق با ترتیب تبلور آن‌هاست. کانی‌هایی که زودتر از همه متبلور می‌شوند، یعنی در دما و فشار بالا تشکیل شده‌اند، نسبت به کانی‌هایی که بعداً متبلور شده‌اند، در سطح زمین پایداری کمتری دارند. با بررسی سری واکنش‌های باون[1] مشاهده می‌کنیم که الیوین قبل از همه متبلور می‌شود و بنابراین در برابر هوازدگی از همه ناپایدارتر و کوارتز، یعنی آخرین کانی این سری از همه پایدارتر است. مهم‌ترین عامل مؤثر بر سرعت هوازدگی، عوامل آب‌وهوایی است. از عوامل آب‌وهوایی، به‌ویژه درجهٔ حرارت و رطوبت، اهمیت ویژه‌ای در سرعت هوازدگی سنگ‌ها دارند. بهترین محیط برای هوازدگی شیمیایی، آب‌وهوای گرم و مرطوب است.

کاتیون	شعاع (A)	پتانسیل یونی	ترکیبات غالب b	شکل بلورین
k+	۱/۳۳	۰/۷۵	K+	یون‌های محلول
Na+	۰/۹۷	۱	Na+	
Ca۲+	۰/۹۹	۲	Ca۲+	
Mn۲+	۰/۸۰	۲/۵	Mn۲+	
Fe۲+	۰/۷۴	۲/۷	Fe۲+	
Mg۲+	۰/۶۶	۳	Mg۲+	
Fe۳+	۰/۶۴	۴/۷	Fe(OH)۳	هماتیت
Al۳+	۰/۵۱	۵/۹	Al(OH)۳	گیبسیت
Mn۴+	۰/۶۰	۶/۷	Mn(OH)۴	پیرولوزیت
Si۳+	۰/۴۲	۹/۵	Si(OH)۴	کوارتز
B۳+	۰/۲۳	۱۳		یون‌های محلول
P۵+	۰/۳۵	۱۴/۳		
S۶+	۰/۳۰	۲۰		
C۴+	۰/۱۶	۲۵		

جدول ۱: ویژگی کاتیون‌های اصلی در محلول‌های آبی (Z بار یونی و r شعاع یونی است. b در سطح زمین در شرایط اکسیدی و مقادیر PH نزدیک به خنثی است).

در محیط رسوبی، نرخ دگرسانی یک قطعه کانی تازه با چهار عامل تعیین می‌شود: ترکیب شیمیایی، یکپارچگی ساختاری، درجهٔ تبلور و ماهیت شیمیایی محیط



واکنش‌های مؤثر بر هوازدگی و محصولات این واکنش‌ها

در محیط رسوبی، نرخ دگرسانی یک قطعه کانی تازه با چهار عامل تعیین می‌شود: ترکیب شیمیایی، یکپارچگی ساختاری، درجهٔ تبلور و ماهیت شیمیایی محیط. یون‌های با پتانسیل یونی بین ۳ تا ۱۲ خیلی نامحلول‌اند و اغلب در مقادیر PH متوسط کل آن‌ها رسوب می‌کنند (جدول ۱).

ترکیب شیمیایی: در کانی‌های سیلیکاته، نیروهای پیوندی میان کاتیون‌ها و آنیون‌ها، عموماً از نوع یونی یا کوالانسی است. پیوندهایی که ماهیت غالباً یونی دارند، در بین گسترهٔ وسیعی از عناصر ستون‌های جدول تناوبی دیده می‌شوند؛ برای مثال بین پتاسیم (ستون ۱) و کلر (ستون ۷) یا کلسیم (ستون ۲) و اکسیژن (ستون ۶). پیوندهای با ماهیت غالباً کوالانسی نیز در میان عناصر واقع در ستون‌های مجاور هم در جدول تناوبی برقرار می‌شود؛ برای مثال بین سیلسیم (ستون ۴) و اکسیژن (ستون ۶) یا میان آلومینیم (ستون ۳) و اکسیژن (ستون ۶).

در بحث هوازدگی، مهم‌ترین تفاوت میان پیوندهای یونی و کوالانسی، حساسیت آن‌ها به شکسته شدن با مولکول‌های دوقطبی آب است. پیوندهای یونی به آسانی شکسته می‌شوند (مثل سدیم‌کلرید)، اما پیوندهای کوالانسی (مثلاً در کوارتز) این‌گونه نیستند. ساختارهای سیلیکاته (Si-O) و آلومینیوسیلیکاته (AL-O) در آب نسبتاً نامحلول‌اند، زیرا پیوندهای AL-O و Si-O هر دو کوالانسی هستند.

یکپارچگی ساختاری: از آنجا که خوردگی شیمیایی در امتداد سطوح صورت می‌گیرد، پس بلورهای دارای رخ‌ها، شکستگی‌ها، مرزهای فازی، نسبت به بلورهایی که فاقد این علائم‌اند سریع‌تر متلاشی می‌شوند. درنتیجه بلورهای کوچک‌تر که دارای نسبت سطح به حجم بیشتری هستند، سریع‌تر از بلورهای

بزرگ‌تر متلاشی می‌شوند. قطعات چندبلوری در امتداد مرزهای بلور دگرسان و به کانی‌های سازندهٔ آن تفکیک می‌شوند.

درجهٔ تبلور: بلوری با استوکیومتری مطلوب که فاقد نقایص بلوری باشد، دارای پایدارترین حالت مقاومت در برابر هوازدگی است. با افزایش جانشینی عنصری و نقایص شبکهٔ بلوری، پایداری کانی کاهش می‌یابد. بدین ترتیب یک فلدسپات پتاسیم‌دار که دارای مقداری سدیم به‌صورت محلول جامد است به اندازهٔ فلدسپات پتاسیم‌دار خالص پایدار نیست و کلسیت منیزیم‌دار نیز به اندازهٔ کلسیت خالص پایدار نخواهد بود.

ماهیت شیمیایی محیط: کانی‌های سیلیکاتی در محیط‌های اسیدی نسبت به محیط‌های قلیایی، ناپایدارترند. همچنین در اقلیم‌های گرم‌تر و بارش‌های سالیانهٔ بیشتر نیز در مقایسه با محیط‌های سردتر با بارش کمتر ناپایدارترند. خاک اقلیم‌های نیمه‌خشک، قلیایی و دارای انباشتگی‌هایی از کلسیت در افق B است، درحالی‌که خاک اقلیم‌های مرطوب‌تر، به‌دلیل رشد و فساد مواد آلی و انحلال دی‌اکسیدکربن جو در آب، اسیدی است.

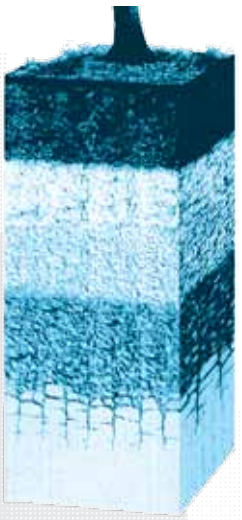
افق‌های خاک (نیم‌رخ)

نتیجهٔ هوازدگی فیزیکی و شیمیایی تشکیل خاک است. خاک دارای سه افق اصلی است که از بالا به پایین به ترتیب عبارت است از A، B و C. به مجموع افق‌های A و B روی هم سلوم (خاک حقیقی) گفته می‌شود.

افق A سطحی‌ترین افق خاک است که خاک رأسی نیز نامیده می‌شود. گیاهان در این افق ریشه دارند. در این افق میزان گیاه خاک زیاد، اما مقدار رس و مواد محلول در آن کم است، زیرا این مواد با آب باران شسته می‌شوند و به افق‌های زیرین می‌روند.

افق B زیر افق A قرار دارد. به این افق خاک زیرین نیز گفته می‌شود. بیشتر مواد محلول و رس که با آب باران از افق A شسته می‌شوند، در این افق تجمع می‌یابند.

افق C زیر سلوم قرار گرفته و افقی است که در آن بخشی از سنگ‌های بستر تخریب می‌شود. در این افق، مواد آلی یا اصلاً وجود ندارد یا بسیار ناچیز است. اگرچه سنگ مادر آن‌چنان به سلوم تجزیه می‌شود که ویژگی‌های اصلی آن تشخیص داده نخواهند شد، اما در افق C، سنگ مادر به آسانی قابل تشخیص است. مرز بین افق‌های خاک ممکن است بسیار واضح یا تدریجی باشد. به‌علاوه بعضی از خاک‌ها کلاً فاقد این افق‌ها هستند. بعضی از خاک‌ها نابالغ‌اند، زیرا فرایندهای لازم برای تشکیل خاک کوتاه‌اند. این خاک‌ها مخصوص دامنه‌های پرشیب‌اند، چون فرسایش، خاک‌ها را از جا می‌کند و فرصت کامل شدن به آن‌ها نمی‌دهد (شکل ۲).



شکل ۲: افق‌های خاک

انواع خاک

در ساده‌ترین رده‌بندی، خاک‌های عهد حاضر را به دو گروه پدالفرها[۲] و پدوکال‌ها[۳] تقسیم می‌کنند. پدالفرها خاک‌هایی غنی از آلومینیم و سیلسیم هستند و علت نام‌گذاری این دسته از خاک‌ها نیز به وجود همین عناصر برمی‌گردد. واژهٔ یونانی پدالفر مرکب از کلمهٔ «پدون»[۴]، به معنای خاک، و علائم شیمیایی آلومینیم (AL) و آهن (Fe) است. پدالفرها با تجمع اکسیدهای آهن و رس‌های غنی از آلومینیم در افق B مشخص می‌شوند. این خاک‌ها دارای رنگ قهوه‌ای یا قرمز مایل به قهوه‌ای هستند و در مناطق جنگلی گسترش زیادی دارند.

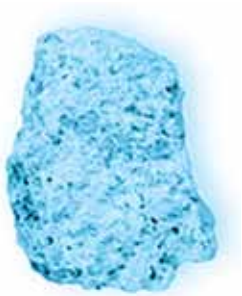
واژهٔ یونانی پدوکال نیز مرکب از واژهٔ «پدون» به‌معنای خاک و قسمت اول کلمهٔ کلسیت است. چنانچه از نامشان پیداست، پدوکال‌ها با تجمع کربنات کلسیم (کلسیت) مشخص می‌شوند. این خاک در مناطق خشک گسترش دارد و چون شدت هوازدگی شیمیایی در مناطق خشک‌تر کمتر است، بنابراین معمولاً در پدوکال درصد کانی‌های رسی کمتر از پدالفر است. البته خاک‌شناسان دریافته‌اند که نیازمند طبقه‌بندی خاک‌ها در یک سیستم رده‌بندی دقیق، همچون سیستم مورد استفاده در طبقه‌بندی موجودات زنده هستند. ما ۱۱ رده، ۴۷ زیررده، ۲۳۰ گروه بزرگ، ۱۲۰۰ زیرگروه، ۶۶۰۰ خانواده و ۱۶۸۰۰ سری خاک داریم، اما در توالی‌های سنگی پیش از کواترنری، فرسایش و برهم‌نهشت خاک‌های تشکیل شده به‌طور تقریباً هم‌زمان (در مقیاس زمانی زمین‌شناسی)، طبقه‌بندی دقیق آن‌ها را غیرممکن می‌سازد.

هوازدگی و نهشته‌های معدنی

هوازدگی در ایجاد برخی از نهشته‌های معدنی مهم نقش دارد، زیرا عناصر فلزی پراکنده در سنگ مادر را در یک‌جا جمع می‌کند. به چنین نقل و انتقالی اغلب غنی‌شدگی گفته می‌شود. غنی‌شدگی به دو روش انجام می‌شود: در روش اول، هوازدگی شیمیایی به‌همراه آب نفوذی، موادی را که مناسب نیستند از سنگ در حال تجزیه جدا می‌کند. لذا عناصر مطلوب در افق‌های بالایی خاک باقی می‌مانند. روش دوم، درست عکس روش اول است. بنابراین عناصر مطلوبی که تراکم آن‌ها در افق نزدیک سطح زمین کم است، با رسوب مجدد، غلظت آن‌ها افزایش می‌یابد. نهشته‌های حاصل از هوازدگی عبارت‌اند از: کالکریت[۵]، فریکریت[۶]، آلومینوکریت[۷] و سیلکریت[۸].

کالکریت (کالیچ)[۹]: تجمعی از کربنات کلسیم در سطح یا نزدیکی سطح زمین است که می‌تواند در نواحی دارای بارش سالانه تا صد

از آنجا که خوردگی شیمیایی در امتداد سطوح صورت می‌گیرد، پس بلورهای دارای رخ‌ها، شکستگی‌ها، مرزهای فازی، نسبت به بلورهایی که فاقد این علائم‌اند سریع‌تر متلاشی می‌شوند. درنتیجه بلورهای کوچک‌تر که دارای نسبت سطح به حجم بیشتری هستند، سریع‌تر از بلورهای بزرگ‌تر متلاشی می‌شوند

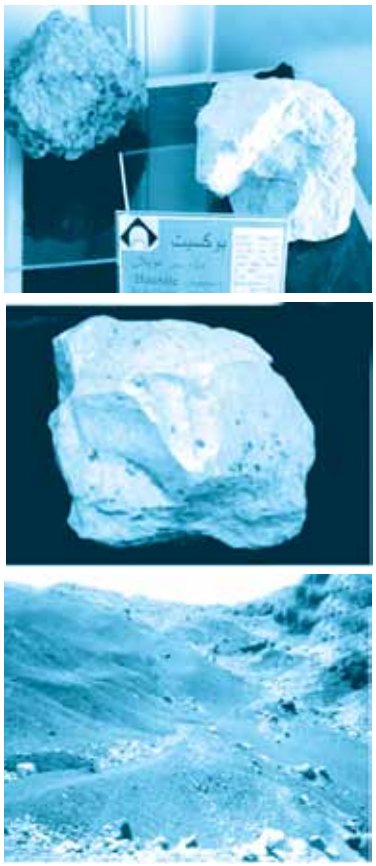


سانتی‌متر مکعب ایجاد شود، ولی بهترین شرایط برای تشکیل آن نواحی خشک‌تر با بارش سالیانهٔ کمتر از پنجاه سانتی‌متر مکعب است(شکل ۳، الف).

بوکسیت(آلومینوکریت)[1]: خاکی است که تماماً از هیدروکسید آلومینیوم بی‌شکل یا بلورین تشکیل شده و معمولاً پیزولیتی است. چنین خاک‌هایی تنها در مناطق گرمسیری مرطوب تا نیمه گرمسیری، همچون حوضه‌های رودهای آمازون و کنگو تشکیل می‌شوند. بوکسیت‌ها می‌توانند روی هر سنگ والد آلومینیم‌دار تشکیل شوند، ولی روی بسترهای آلومینیوم‌دار بهتر و با ضخامت بیشتر می‌توانند تشکیل شوند (شکل ۳، ب).

لاتریت آهن‌دار (فریکریت): شاید به‌دلیل رنگ آن، متداول‌ترین نهشتهٔ قدیمی شناخته شده باشد و به‌دلیل فراوانی و اهمیت آن در کشورهای فقیر از منابع معدنی، مطالعه‌شده‌ترین قشرهای خاکی عهدحاضر است. همانند سایر نهشته‌ها فریکریت نیز دارای ظاهری صحرایی است که به‌دلیل فرسایش و رسوب‌گذاری مجدد قشرهای اولیه پیچیده شده، اما ویژگی اصلی آن‌ها، یعنی غنی بودن از آهن باقی مانده است (شکل ۳، پ).

سیلکریت: آلومینوکریت و فریکریت، خاک‌های برجامانده‌ای هستند که پس از انتقال تمام سازنده‌های دیگر نهشته می‌شوند. درمقابل، سیلکریت اساساً یک نهشتهٔ سیلیسی ثانویه است و از رسوب شیمیایی اپال، کلسدونی، چرت و کوارتز به نسبت‌های مختلف تشکیل می‌شود. کوارتز تخریبی نیز ممکن است در آن وجود داشته باشد. تشکیل سیلکریت شامل رسوب‌گذاری از محلول‌های سطحی یا زیرزمینی است. این امر یا به‌صورت مستقیم از طریق رشد بلور انجام می‌شود یا به‌صورت غیرمستقیم از آب‌زدایی ژل سیلیسی و سپس تبلور آن به چرت یا کلسدونی صورت می‌گیرد (شکل ۴، ت).



شکل ۳: الف) کالکریت، ب) بوکسیت، پ) فریکریت، ت) سیلکریت

نتیجهٔ هوازدگی فیزیکی و شیمیایی تشکیل خاک است. خاک دارای سه افق اصلی است که از بالا به پایین به ترتیب عبارت است از A، B و C. به مجموع افق‌های A و B روی هم سلوم (خاک حقیقی) گفته می‌شود

پی‌نوشت‌ها

1. Bowen 2. Pedalfer 3. Pedocal 4. Pedon
5. Calcrete 6. Ferricrete
7. Aluminocrete 8. Silcrete
9. Caliche 10. Bauxite

منابع

۱. بلت، ه.، تریسی، ر. و اونز، ب.، ترجمهٔ لنکرانی، م.، قاسمی، ح. و همام، س. م. (۱۳۸۹)، پترولوژی سنگ‌های رسوبی، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۸۷ ص.
۲. موسوی حرمی، ر. (۱۳۸۳)، رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، ۴۷۴ ص.
۳. جی. تاربوک، ا. ک.، لوتگن، ف، ترجمهٔ اخروی، ر. (۱۳۸۲)، مبانی زمین‌شناسی، انتشارات مدرسه، ۳۹۱ ص.