تأثیر آبگریزی بر پارامترهای انتقال برومید در خاک

حسین بیرامی[۱]، محمدرضا نیشابوری[۲]، امیرحسین ناظمی[۳]، فریبرز عباسی[۴]
[۱]-استادیار، مرکز ملی تحقیقات شوری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، یزد، ایران
[۲]-استاد گروه علوم و مهندسی خاک دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
[۳]-استاد گروه گروه علوم و مهندسی آب دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
[۴]-استاد مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، کرج، ایران
مسئول مکاتبه، ایمیل: beyrami.h@hotmail.com

چکیده

گزارش‌های زیادی بیانگر حضور آبگریزی در خاک‌های متنوع در شرایط اقلیمی متفاوت می‌باشند، اما مطالعات چندانی در ارتباط با تأثیر آبگریزی بر روی پارامترهای مدل‌های انتقال املاح صورت نگرفته است. در تحقیق حاضر دو خاک با بافت‌های لوم‌رسی و لوم‌شنی از اطراف شهرستان کلیبر استان آذربایجانشرقی نمونه‌برداری و به‌صورت مصنوعی با اسید استئاریک در پنج غلظت متفاوت برای حصول پنج درجه مختلف آبگریزی (صفر تا ۴) آبگریز شده و اثر آن بر پارامترهای مدل‌های انتقال برومید (مدل روان- انتشار (CDE) و مدل روان- ساکن (MIM)) بررسی گردید. چگونگی انتقال برومید در خاک با استفاده از محلول برومید کلسیم (۰/۰۱ مولار) برای به دست آوردن منحنی رخنه برومید در ستون‌های دست‌خورده بررسی و پارامترهای مدل‌های انتقال فوق‌الذکر با نرم‌افزار CXTFIT به دست آمد. نتایج نشان‌دهنده کاهش مقادیر سرعت نفوذ متوسط (V) و پخشیدگی هیدرودینامیکی (D) با افزایش آبگریزی بود. همچنین افزایش آبگریزی موجب افزایش ضریب انتشار پذیری(λ) گردید.

واژه‌های کلیدی: آبگریزی، برومید، مدل‌های انتقال املاح، منحنی رخنه.

مقدمه

خاک آبگریز خاکی است که وقتی قطره‌ای از آب روی آن قرار گیرد، سریع خیس نمی‌گردد. آبگریزی خاک‌ها یک ویژگی مؤثر بر رشد گیاهان، هیدرولوژی سطحی، زیرسطحی و فرسایش خاک می‌باشد و مطالعات بی‌شماری در مورد اثرات هیدرولوژیکی آن منتشر شده است (بیرامی و همکاران a، b ۱۳۹۴). عامل اصلی آبگریزی، مواد آبگریز آزادشده توسط گیاهان، فعالیت قارچی، تجزیه مواد آلی و آتش‌سوزی جنگل‌ها (Dekker and Ritsema 1996، Doerr et al. 2006) می‌باشد. آبگریزی خاک به‌صورت موضعی به علت نشت مواد نفتی و روغنی نیز ایجاد می‌شود. اخیراً مشاهده شده که آبیاری متوالی با استفاده از آب فاضلاب می‌تواند به توسعه آبگریزی خاک به علت مواد آلی محلول در آب فاضلاب بیانجامد (Arye et al. 2011). در رابطه با آبگریزی و اثر آن بر روی مدل‌های انتقال املاح مطالعات معدودی وجود دارد. Ritsema and Dekker (2003) نیز در مطالعات خود، در بلندمدت چگونگی رخنه برومید در پروفیل خاک آبگریز را با نمونه‌برداری سیلندری بررسی کردند ولی به بررسی منحنی رخنه برومید در کوتاه‌مدت نپرداختند. Clothier et al. (2000) در تحقیقات خود که در ستون‌های خاک انجام دادند بیشتر به بررسی تغییرات سرعت نفوذ آب و غلظت خروجی و باقیمانده برومید در ستون خاک آبگریز توجه کردند و به بررسی مدل‌های انتقال املاح و پارامترهای آن‌ها نپرداختند. محققانی مانند Lipsius and Mooney (2006) وجود جریان ترجیحی در خاک آبگریز را به‌صورت کیفی با استفاده از آنالیز تصویری بررسی نمودند و به کمیت و چگونگی وقوع جریان ترجیحی توجهی نداشتند. Jarvis et al. (2008) از مدل‌های انتقال املاح در بررسی انتقال کلرید در خاک آبگریز استفاده نمودند. اما به‌صورت کمی شاخص‌های جریان ترجیحی را بررسی ننمودند. همچنین در تحقیق آنان رابطه بین شاخص‌های جریان ترجیحی در پارامترهای انتقال املاح مورد توجه قرار نگرفت. با توجه مطالعات انجام یافته در مورد تأثیر آبگریزی روی انتقال املاح و به‌خصوص پارامترهای مدل‌های انتقال املاح پژوهش‌های کمی صورت گرفته است. همچنین در مطالعات مذکور نیز بررسی‌های انجام شده، غالباً به‌صورت کیفی بوده است. با توجه به این موارد و خلأ تحقیق در این زمینه، سعی شد تا اثر آبگریزی خاک بر انتقال املاح در قالب مدل‌های

انتقال روان ـ انتشار (CDE) و روان ـ ساکن (MIM) به‌صورت جامع مورد بررسی قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

برای تحقق اهداف پژوهش حاضر به علت اینکه آبگریزی بیشتر در خاک‌های جنگلی و درشت‌بافت مشاهده شده است (Dekker et al. 2009) یک خاک با کلاس بافت لوم‌رسی (عرض شمالی "۳۰٫۳۶ ′۵۰ °۳۸ و طول شرقی "۰۲٫۷۵ ′۰۳ °۴۶) (بافت غالب خاک منطقه) و خاک دیگری با کلاس بافت لوم‌شنی (در عرض شمالی "۴۳٫۷۸ ′۵۱ °۳۸ و طول شرقی "۰۰٫۴۶ ′۰۴ °۴۷) به ترتیب از جنگل و مرتع تبدیل شده به زراعت دیم، در منطقه کلیبر استان آذربایجان‌شرقی انتخاب شدند. نمونه‌های خاک پس از جمع‌آوری از عمق صفر الی ۲۰ سانتی‌متر، آماده‌سازی و تعیین وضعیت آبگریزی اولیه با استفاده از محلول اسید استئاریک در پنج غلظت متفاوت به درجات مختلف آبگریز شدند. برای ایجاد درجات مختلف آبگریزی از غلظت‌های متفاوت استئاریک اسید استفاده شد. با توجه به حلالیت بسیار کم اسید استئاریک در آب (Leelamanie et al. 2008) از استون به‌عنوان حلال در اضافه نمودن اسید استئاریک به خاک استفاده شد. ابتدا مقدار اسید استئاریک لازم برای هر کیلوگرم از خاک جهت رسیدن به درجات آبگریزی متفاوت به‌صورت تجربی تعیین شد. سپس با آزمون و خطا و تغییر غلظت اضافه شده اسید استئاریک و اندازه‌گیری WDPT، مقدار دقیق اسید استئاریک لازم برای رسیدن به هر درجه آبگریزی حاصل شد. در نهایت با توجه به کلاس‌بندی درجه آبگریزی Dekker and Ritsema (1994) بر اساس مقادیر WDPT، چهار درجه مختلف آبگریزی برای هر یک از دو خاک لوم شنی و لوم رسی انتخاب شد (جدول ۱). خاک بدون تیمار اسید استئاریک به‌عنوان شاهد (آبگریزی درجه صفر) در آزمایش‌ها استفاده گردید.

جدول۱- مقدار اسید استئاریک مورد نیاز برآورد شده با آزمون WDPT جهت ایجاد درجه‌های مشخص آبگریزی در دو خاک مورد نظر

درجه آبگریزی	درجه‌بندی آبگریزی دکر و ریتسما (۱۹۹۴)	خاک لوم شنی			خاک لوم رسی		
	WDPT (s)	غلظت اسید استئاریک ($g\ L^{-1}$)	مقدار اسید استئاریک ($g\ kg^{-1}$ soil)	WDPT* (s)	غلظت اسید استئاریک ($g\ L^{-1}$)	مقدار اسید استئاریک ($g\ kg^{-1}$ soil)	WDPT* (s)
صفر (بدون آبگریزی)	<۵	صفر	صفر	<۵	صفر	صفر	<۵
۱ (آبگریزی جزئی)	۵-۶۰	۲۰	۸	۱۷	۲۸	۱۴	۲۰
۲ (آبگریزی زیاد)	۶۰-۶۰۰	۲۲٫۵	۹	۱۸۰	۲۹	۱۴٫۵	۱۵۰
۳ (آبگریزی شدید)	۶۰۰-۳۶۰۰	۲۴٫۲۵	۹٫۷	۱۵۹۰	۳۰	۱۵	۱۳۴۰
۴ (آبگریزی خیلی شدید)	>۳۶۰۰	۳۷٫۵	۱۵	>۳۶۰۰	۴۰	۲۰	>۳۶۰۰

* مقادیر WDPT میانگین زمان نفوذ قطره آب برای ۵ تکرار می‌باشد.

آزمایش‌های تزریق محلول $CaBr_2$ به ستون‌های خاک

ستون‌های تهیه شده از خاک آبگریز و هوا خشک شده به قطر ۱۰ و ارتفاع ۱۰ سانتی‌متر با چگالی ظاهری ($g\ cm^{-3}$) ۱٫۴ در خاک لوم شنی و ($g\ cm^{-3}$) ۱٫۳ در خاک لوم رسی جهت آزمایش‌های رخنه برومید به کار رفتند. Kamra and Lennartz (2005) گزارش نمودند که طول حدود ۱۰ سانتی‌متر ستون خاک آزمایشگاهی می‌تواند شبیه‌سازی قابل قبولی از شرایط مزرعه‌ای باشد. کف این ستون‌ها در داخل یک قیف پلاستیکی بر روی اسکاچ و تور سیمی تثبیت گردید. نقش تور سیمی و اسکاچ برای نگهداری و تحمل وزن ستون خاک و جلوگیری از شسته شدن احتمالی ذرات خاک از انتهای ستون خاک بود. برای ممانعت از جریان ترجیحی در مجاورت دیواره ستون‌ها، دیواره داخلی ستون‌های خاک به پارافین مذاب آغشته شده بود. آزمایش رخنه برومید در حالت اشباع (بار آبی ۳ سانتی‌متر) انجام شد. با توجه به آبگریزی خاک و زمان زیادی که باید صرف اشباع نمودن ستون‌ها از قسمت پایین با محلول زمینه ۰٫۰۱ مولار $Ca(NO_3)_2$ می‌شد، این عمل با اشباع ستون‌ها از بالا به‌وسیله همین محلول و تا جایی که شدت جریان اشباع ثابت محلول در ستون برقرار شود، انجام یافت. محلول ردیاب $CaBr_2$ با غلظت ۰٫۰۱ مولار (C_0) برابر با یک حجم منفذی (معادل ۳۶۱ و ۳۹۲ میلی‌لیتر به ترتیب در خاک لوم شنی و لوم رسی) به‌صورت پالسی وارد ستون‌های اشباع‌شده از محلول زمینه گردید. با شروع ورود پالس به ستون‌های خاک، نمونه‌های محلول خروجی به حجم ۰٫۱ حجم منفذی

به همراه درج زمان جهت تعیین غلظت برومید در ظروف پلاستیکی جمع‌آوری شد. پس از ورود کامل پالس ردیاب ($CaBr_2$) دوباره جریان اشباع ماندگار (با استفاده از ظرف ماریوت) محلول زمینه ($Ca(NO_3)_2$) در ستون‌ها برقرار شد. غلظت برومید با استفاده از یک دستگاه pH متر مجهز به الکترود انتخاب‌گر برومید شرکت Crison اسپانیا اندازه‌گیری گردید. شدت جریان دارسی (q_d) با ثبت و توزین نمونه‌های جریان خروجی، اندازه‌گیری شد (Jarvis et al. 2008). آزمایش تا جایی ادامه یافت که غلظت برومید اندازه‌گیری شده در محلول خروجی به صفر رسید. غلظت‌های اندازه‌گیری شده تبدیل به غلظت نسبی (C/C_0) گردید و منحنی‌های رخنه از رسم C/C_0 در مقابل زمان (t) و یا تعداد حجم منفذی (T بی‌بعد) به دست آمد. هر حجم منفذی (V_p) عبارت است از حجم کل منافذ اشغال‌شده توسط سیال به حجم کل (V_t) در ستون خاک بوده و از رابطه زیر محاسبه شد:

$$V_p = \theta_s \times V_t \quad , \quad T = V_e/V_p \qquad (۱)$$

در رابطه مذکور θ_s رطوبت حجمی اشباع ($cm^3\,cm^{-3}$) و V_e حجم تجمعی محلول خروجی از انتهای ستون (cm^3) از لحظه تزریق محلول ردیاب (برومید کلسیم) است. به‌منظور محاسبه پارامترهای مدل CDE (D و R) در معادله ۲ و ۳ و مدل MIM (D، β و ω) در معادله‌های ۴ و ۵ از نرم‌افزار CXTFIT استفاده شد (Toride et al. 1999). نرم‌افزار CXTFIT با برازش معادله حاصل از حل تحلیلی معادلات CDE و MIM بر داده‌های تجربی منحنی رخنه (C/C_0، T)، بقیه پارامترهای دو مدل را محاسبه می‌کند. در برازش دو معادله مذکور، مقدار V به‌صورت ثابت و برابر با مقدار q_d/θ_s وارد برنامه CXTFIT گردید و بنابراین معادلات CDE و MIM به ترتیب به معادلات دو و سه پارامتری تبدیل شدند. ثابت در نظر گرفتن V در عمل صحت برآورد دیگر پارامترها را بالا می‌برد (Kamra and Lennartz 2005).

مدل انتقال روان-انتشار[1] (CDE)

این مدل برای خاک‌های همگن (هموژن) مناسب بوده و معادله آن برای انتقال املاح واکنش ناپذیر مثل Br- و در حالت یک‌بعدی به‌صورت زیر ارائه شده است (Lapidus and Amundson 1952):

$$\frac{\partial(C\theta)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\theta V C) + \frac{\partial}{\partial z}(\theta D \frac{\partial C}{\partial z}) \qquad (۲)$$

C غلظت املاح در محلول خاک ($M\,L^{-3}$)، θ رطوبت حجمی ($L^3\,L^{-3}$)، V میانگین سرعت آب در منافذ خاک (LT^{-1})، D ضریب انتشار هیدرودینامیکی نمک مورد نظر در خاک ($L^2\,T^{-1}$)، z فاصله (L) و t زمان (T) می‌باشد. در شرایط اشباع ($\frac{\partial\theta}{\partial t} = 0$) و ماندگار آب ($\frac{\partial V}{\partial t} = 0$) مقادیر θ ، V و D ثابت هستند و مدل CDE به‌صورت زیر در می‌آید:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - V\frac{\partial C}{\partial z} \qquad (۳)$$

مدل روان- راکد[2] (MIM)

این مدل رطوبت خاک را به دو بخش روان و راکد تقسیم می‌نماید و به مدل دو ناحیه‌ای نیز معروف است. رطوبت روان شامل رطوبتی است که در منافذ بین خاکدانه‌ای (درشت) جای گرفته است و وضعیت پویا دارد و انتقال املاح به‌وسیله جریان توده‌ای و پخشیدگی هیدرودینامیکی در آن‌ها صورت می‌گیرد. رطوبت راکد رطوبتی است که در منافذ ریز مثل منافذ درون خاکدانه‌ای واقع است و ساکن فرض می‌شود و حرکت املاح در آن تنها به‌وسیله انتشار مولکولی است. حرکت آب و به‌تبع آن انتقال املاح در بخش روان سریع ولی انتقال املاح از بخش روان به بخش راکد و یا برعکس از طریق انتشار مولکولی بوده و بسیار کند است (Jury and Horton 2004). این مدل در ابتدا توسط Coats and Smith (1964) برای بررسی مسائل مهندسی نفت به کار گرفته شد و بعدها متخصصان فیزیک خاک از آن برای بررسی مسائل آب خاک استفاده کردند. معادله MIM برای جریان ماندگار آب در خاک ($\frac{\partial V}{\partial t} = 0$) به‌صورت زیر است.

$$\theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \theta_m D \frac{\partial^2 C_m}{\partial z^2} - V_m \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial z} \qquad (۴)$$

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \omega(C_m - C_{im}) \qquad (۵)$$

[1] Convection-dispersion equation
[2] Mobile–immobile model

در روابط فوق، θ_m رطوبت بخش روان ($L^3\ L^{-3}$)، θ_{im} رطوبت ناحیه راکد($L^3\ L^{-3}$)، C_m غلظت بخش روان ($M\ L^{-3}$)، C_{im} غلظت ناحیه راکد ($M\ L^{-3}$)، V_m میانگین سرعت آب در ناحیه روان ($L\ T^{-1}$) و ω ضریب تبادل جرم بین ناحیه روان و راکد ($1\ T^{-1}$) می‌باشد. قابلیت انتشارپذیری[3] ردیاب مورد نظر در خاک (λ) با واحد طول (L) از رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$\lambda = \frac{D}{V} \qquad (۶)$$

D و V به ترتیب ضریب انتشار هیدرودینامیکی ($L^2\ T^{-1}$) و متوسط سرعت جریان ($L\ T^{-1}$) در منافذ خاک هستند. از این رابطه می‌توان استنباط کرد که افزایش ضریب λ با V ثابت نشان‌دهنده افزایش نقش پخشیدگی هیدرودینامیکی در انتقال می‌باشد.

نتایج و بحث

تخمین پارامترهای مدل‌های CDE و MIM و دقت برآورد C/C_0 از مدل‌ها

پارامترهای مدل CDE و مدل MIM در حالت رطوبت اشباع (با بار آبی ۳+ سانتی‌متر و درجه‌های آبگریزی صفر تا سه) از طریق برازش داده‌های منحنی رخنه (BTC) به روش حل معکوس با استفاده از نرم‌افزار CXTFIT (Toride et al. 2003) تخمین زده شدند. نتایج حاصل در جدول ۲ ارائه شده است. به علت مقدار بسیار کم حجم خروجی محلول از انتهای ستون‌ها (حتی خروجی صفر)، در درجه آبگریزی چهار امکان اندازه‌گیری منحنی رخنه و تعیین پارامترهای مدل CDE و مدل MIM میسر نشد. جدول۲ مقادیر سرعت نفوذ متوسط (V)، پخشیدگی هیدرودینامیکی (D) و ضریب تبیین (R^2) برازش دو مدل CDE و MIM (میانگین سه تکرار) را برای هر دو خاک نشان می‌دهد. سرعت نفوذ متوسط (V) داده تجربی است که با استفاده از شدت جریان دارسی برای هر درجه آبگریزی در هر یک از خاک‌ها محاسبه و وارد مدل شده است (بنابراین در هر درجه آبگریزی در دو مدل CDE و MIM یکسان می‌باشد). همان‌طور که در جدول ۲ دیده می‌شود، مقادیر V و D با افزایش درجه آبگریزی عموماً کاهش یافته است. علت این امر می‌تواند کاهش سطح مقطع مسیر جریان آب و همچنین افزایش کج و معوجی مسیر باشد). با توجه به فقدان مطالعات جامع در زمینه تأثیر آبگریزی بر روی پارامترهای مدل‌های CDE و MIM امکان مقایسه این نتایج با نتایج سایر محققان میسر نشد.

جدول ۲- پارامترهای حاصل از برازش دو مدل CDE و MIM بر داده‌های تجربی خاک لوم‌شنی و لوم رسی

	درجه آبگریزی	CDE				MIM				
		V	D	R_f	R^2	V	D	β	ω	R^2
خاک لوم شنی	صفر	۰٫۰۵۷۷	۰٫۱۵۰۱	۰/۳۷	۰٫۹۷۹۷	۰٫۰۵۷۷	۰٫۰۸۹۴	۰٫۴۵	۴٫۸	۰٫۹۸۰۵
	۱	۰٫۰۴۳۸	۰٫۱۳۷۷	۰/۳۵۲	۰٫۹۷۸۷	۰٫۰۴۳۸	۰٫۰۷۰۹	۰٫۳۷	۴٫۴۳	۰٫۹۸۲۴
	۲	۰٫۰۳۲۲	۰٫۱۵۸۰	۰/۳۲۳	۰٫۹۷۱۷	۰٫۰۳۲۲	۰٫۰۷۷۹	۰٫۲۹	۳٫۷۶	۰٫۹۸۱۲
	۳	۰٫۰۱۵۲	۰٫۰۷۴۹	۰/۲۹	۰٫۹۶۹۳	۰٫۰۱۵۲	۰٫۰۲۶۴	۰٫۲۶	۳٫۱۲	۰٫۹۷۳۳
خاک لوم رسی	صفر	۰٫۰۳۳۴	۰٫۰۹۱۴	۰/۵۱	۰٫۹۸۹۳	۰٫۰۳۳۴	۰٫۰۵۲۹	۰٫۳۹	۵٫۴	۰٫۹۸۷۹
	۱	۰٫۰۲۵۳	۰٫۰۷۱۲	۰/۴۷	۰٫۹۸۳۱	۰٫۰۲۵۳	۰٫۰۲۸۶	۰٫۳۲	۴٫۳	۰٫۹۸۱۴
	۲	۰٫۰۱۸۲	۰٫۰۵۱۸	۰/۴۲	۰٫۹۷۸۷	۰٫۰۱۸۲	۰٫۰۱۵۴	۰٫۲۵۶	۴٫۲	۰٫۹۷۹۱
	۳	۰٫۰۱۳۹	۰٫۰۵۴۷	۰/۳۸	۰٫۹۸۵۱	۰٫۰۱۳۹	۰٫۰۱۱۱	۰٫۲۵	۲٫۴	۰٫۹۸۴۸

ω ضریب تبادل مرتبه اول، β جزء نسبی آب ساکن، V میانگین سرعت آب در منافذ (cm/min)، D ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی (cm^2/min)، R_f ضریب تأخیر.

همچنین همان‌گونه که در جدول‌های ۲ مشاهده می‌شود، ضریب تبیین برازش مدل CDE و مدل MIM در تمامی خاک‌ها بالا بوده و حداقل آن ۰٫۹۶۹۳ است. R^2 حاصل برای تمامی نمونه‌های خاک لوم‌شنی و لوم‌رسی در سطح احتمال ۵ درصد معنی‌دار است که نشان می‌دهد مدل‌های CDE و MIM به خوبی بر آن‌ها برازش یافته‌اند. فاکتور تأخیر (R_f) برای یون بروماید در مدل CDE با استفاده از نرم‌افزار CXTFIT برآورد گردید (در مدل MIM نیز از R_f محاسبه شده برای CDE استفاده شد (Kamra et al. 2001).

با استفاده از معادله ۶ ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی به ضریب انتشارپذیری[4] تبدیل می‌شود. ضریب انتشار پذیری (λ)

[3] Dispersivity
[4] Dispersivity

نشان‌دهنده مقدار ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی به ازای واحد سرعت متوسط در منافذ خاک است. λ پارامتر تجربی بوده و به عوامل مختلفی از جمله بافت، مقدار ناهمگنی خاک، شدت جریان آب در خاک، مقدار رطوبت، مقیاس آزمایش و غیره بستگی دارد (عباسی ۱۳۹۲). λ در خاک‌های همگن کمتر از خاک‌های ناهمگن است. همچنین با کاهش رطوبت در خاک، λ_{CDE} افزایش می‌یابد که در جدول ۴ نیز با افزایش آبگریزی (افزایش λ دیده می‌شود. با تغییر درجه آبگریزی تغییرات غیریکنواختی در λ_{MIM} مشاهده شد. Toride et al. (2003) نیز نتایج مشابهی در افزایش λ با کاهش رطوبت گزارش نموده‌اند.

جدول ۴- ضریب انتشار پذیری (λ) (cm) مدل CDE در درجه‌های مختلف آبگریزی برای دو خاک لوم‌شنی و لوم‌رسی

درجه آبگریزی	مدل CDE		مدل MIM	
	لوم شنی	لوم رسی	لوم شنی	لوم رسی
صفر	۲٫۶۰	۲٫۷۴	۱٫۵۵	۱٫۵۸
۱	۳٫۱۴	۲٫۸۱	۱٫۶۲	۱٫۱۳
۲	۴٫۹۱	۲٫۸۵	۲٫۴۲	۰٫۸۵
۳	۴٫۹۳	۳٫۹۴	۱٫۷۴	۰٫۸۰

از معادله ۶ می‌توان استنباط کرد که افزایش مقادیر ضریب انتشارپذیری در هر دو مدل ناشی از کاهش V یا افزایش D است. بالا بودن λ (در هر دو مدل) بیانگر این است که انتقال بروماید بیشتر تحت تأثیر حضور منافذ درشت قرار گرفته است. Lee et al. (2001) در خاک‌های دست‌نخورده (بافت لوم سیلتی، ساختمان بلوکی بدون گوشه) برای ستون‌های حاوی جریان ترجیحی نسبت به ستون‌های فاقد جریان ترجیحی ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی بزرگ‌تری به دست آوردند. پارامتر ω (جدول ۲) بیانگر میزان تبادل جرمی املاح (در این مطالعه Br^-) بین دو ناحیه روان و راکد در مدل MIM می‌باشد. در مدل MIM فرض بر این است که تبادل املاح بین دو ناحیه روان و راکد تنها در اثر فرآیند انتشار مولکولی صورت می‌گیرد و شدت این تبادل به سطح تماس دو ناحیه، شدت جریان، حجم و ویژگی‌های هندسی منافذ ناحیه راکد بستگی دارد (عباسی ۱۳۹۲). کاهش میانگین سرعت آب و املاح در منافذ بین خاکدانه‌ای (V) باعث می‌شود که تبادل املاح بین دو ناحیه روان (منافذ بین خاکدانه‌ای یا درشت) و راکد (منافذ درون خاکدانه‌ای یا ریز) به علت طولانی‌تر شدن زمان اقامت بروماید در خاک به مقدار بیشتری انجام بگیرد در نتیجه ω افزایش می‌یابد (Ersahin et al. 2002). این محققان به این نتیجه رسیدند که افزایش ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی در خاک و افزایش ضریب تبادل جرمی بین دو ناحیه روان و راکد نشانگر رخنه سریع ردیاب در خاک است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در ستون‌های حاوی جریان ترجیحی ω و λ بزرگ‌تری خواهیم داشت. با این حال، حضور آبگریزی و افزایش آن در تحقیق جاری احتمالاً موجب پوشانیده شدن بیشتر خاکدانه‌ها با ماده آبگریز و از دسترس خارج شدن این منافذ درون خاکدانه‌ای در انتقال آب می‌شود که موجب کاهش ضریب ω با کاهش V و D شده است که در جدول ۲ نیز قابل مشاهده است.

منابع

بیرامی ح.، نیشابوری م.ر.، عباسی ف. و ناظمی ا.ح. ۱۳۹۴. تأثیر آبگریزی خاک بر منحنی نگهداری رطوبت و شاخص کیفیت فیزیکی در دو خاک با بافت متفاوت، دانش آب و خاک، جلد ۲۵ شماره ۴/۱، صفحه‌های ۱۷ تا ۲۶.

بیرامی ح.، نیشابوری م.ر.، ناظمی ا.ح. و عباسی ف. ۱۳۹۴. تأثیر آبگریزی خاک بر مشخصات نفوذ در دو خاک لوم رسی و لوم شنی، دانش آب و خاک، جلد ۲۵ شماره ۲، صفحه‌های ۱۷۷ تا ۱۹۹.

عباسی ف.، ۱۳۹۲. فیزیک خاک پیشرفته. انتشارات دانشگاه تهران.

Arye G., Tarchitzky J. and Chen Y. 2011. Treated wastewater effects on water repellency and soil hydraulic properties of soil aquifer treatment infiltration basins. J. Hydrol. 397:136–145.

Clothier B.E., Vogeler I., and Magesan G.N. 2000. The breakdown of water repellency and solute transport through a hydrophobic soil. J Hydrol 231–232:255–264.

Coats K.H. and Smith, B. D. 1964. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. Soc. Petrol. Eng. J. 4: 73-84.

Dekker L.W. and Ritsema C.J. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency. Water Resour. Res. 30:2507–2517.
Dekker L.W. and Ritsema C.J. 1996. Uneven moisture patterns in water repellent soils. Geoderma. 70:87-99.
Dekker L.W. Ritsema C.J., Oostindie K., Moore D. and Wesseling, J.G. 2009. Methods for determining soil water repellency on field-moist samples. Water Resour. Res. 45: W00D33, 1-6.
Doerr S.H., Shakesby R.A., Blake W.H., Chafer C.J., Humphreys G.S. and Wallbrink P.J. 2006. Effects of differing wildfire severities on soil wettability and implications for hydrological response. J. Hydrol. 319: 295–311.
Ersahin S., Papendick R.I., Smith J.L. Keller C.K. and Manoranjan V.S. 2002. Macropore transport of bromide as influenced by soil structure differences. Geoderma 108: 207-223.
Jarvis N., Etana A. and Stagnitti F. 2008. Water repellency, near-saturated infiltration and preferential solute transport in a macroporous clay soil. Geoderma 143:223–230.
Jury W. and Horton R. 2004. Soil Physics. John Wiley and Sons, Inc. Hoboken, New Jersey, USA.
Kamra S.K., Lennartz B., van Genuchten M.T. and Widmoser P. 2001. Evaluating non-equilibrium solute transport in small soil columns. J. Contam. Hydrol. 48: 189- 212.
Kamra S.K. and Lennartz B. 2005. Quantitative indices to characterize the extent of preferential flow in soils. Environmental Modeling & Software 20:903- 915.
Lapidus L. and Amundson N.R. 1952. A descriptive theory of leaching. Mathmatics of adsorption beds. J. Phys. Chem. 56: 984- 988.
Lee J., Horton R., Noborio K. and Jaynes, D.B. 2001. Characterization of preferential flow in undisturbed structured soil columns using a vertical TDR probe. J. Contam. Hydro. 51: 131- 14.
Leelamanie D.A.L., Karube J. and Yoshida A. 2008. Characterizing water repellency indices: Contact angle and water drop penetration time of hydrophobized sand. Soil Sci. Plant Nutr. 54:179–187.
Lipsius K. and Mooney S.J. 2006. Using image analysis of tracer staining to examine the infiltration patterns in a water repellent contaminated sandy soil. Geoderma 136:865–875.
Ritsema C.J. and Dekker L.W. 1998. Three-dimensional patterns of moisture, water repellency, bromide and pH in a sandy soil. J. Contam. Hydrol. 31:295–313.
Ritsema C.J. and Dekker L.W. 2003. Soil Water Repellency: Occurrence, Consequences and Amelioration. Elsevier, 352pp.
Toride N., Leij F.J. and Van Genuchten M.T. 1999. The CXTFIT Code for Estimating Transport Parameters from Laboratory or Field Tracer Experiments. Version 2.1.
Toride N., Inoue M. and Leij F.J. 2003. Hydrodynamic dispersion in an unsaturated dune sand. Soil Sci. Soc. Am. J. 67:703- 712.

Effects of water repellency on Bromide transport parameters in soil

Hossein Beyrami[1*], Mohammad Reza Neyshabouri[2], Amir Hossein Nazemi[3], Fariborz Abbasi[4]
[1-] Assistant Professor, National Salinity Research Center, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Yazd, Iran
[2-] Professor, Soil Science Department, University of Tabriz, Iran
[3-] Professor, Water Engineering Department, University of Tabriz, Iran
[4-] Professor, Agricultural Engineering Research Institute, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Karaj, Iran

Abstract
Several reports indicate presence of water repellency in various soils at different types of climate. However, few investigations have been carried out studying the effect of water repellency on solute transport models parameters. In this research, two clay loam and sandy loam soils were sampled from the areas around Kaleybar city, East-Azarbaijan province (Iran), and artificially hydrophobized by stearic acid at different concentrations to yield five various degrees (0 to 4) of water repellency and their effects on bromide transport models (convection–dispersion (CDE) and mobile-immobile model (MIM)) parameters were investigated. Bromide transport in soil was examined by using calcium bromide solution (0.01 M) to obtain the bromide breakthrough curve in disturbed experimental soil columns and the CDE and MIM transport parameters were determined using the CXTFIT software. Results indicated that the average infiltration rate (V) and hydrodynamic dispersion (D) decreased with increasing the degree of water repellency. Also, increasing the degree of water repellency caused increasing in dispersivity index (λ).

Keywords: Breakthrough curve, Bromide, solute transport models, Water repellency.