مجله تحقيقات آب و خاک ايران (۴۲) ۲, ۱۳۹۰ (۲۴۸-۲۴۱)

برآورد پارامترهاي معادلة توده‌اي- پراکنشي تعادلي با استفاده از داده‌هاي هيدروليکي خاک

محمدعلي محمودي[۱]*، مهدي شرفا[۲]، مهدي همايي[۳]، عبدالمجيد لياقت[۴] و فريبرز عباسي[۵]

[۱] دانشجوي دکتري، [۲] استاديار، [۴] دانشيار پرديس کشاورزي و منابع طبيعي دانشگاه تهران [۳] استاد دانشکده کشاورزي دانشگاه تربيت مدرس [۵] عضو هيات علمي موسسه تحقيقات فني و مهندسي کشاورزي کرج

(تاريخ دريافت: ۱۳۸۹/۷/۱۶- تاريخ تصويب: ۱۳۹۰/۴/۱۵)

چکيده

پراکنش‌پذيري (λ) و تخلخل عبوري مؤثر (ϕ_{eff}) پارامترهاي ورودي شکل تعادلي معادلة توده‌اي- پراکنشي (CDE) مي‌باشند. به طور معمول اين پارامترها به روش معکوس از منحني رخنه به دست مي‌آيند. با اين حال تهيه منحني‌هاي رخنه در شرايط صحرايي اغلب عملي نيست. هدف اصلي اين تحقيق برآورد پارامترهاي λ و ϕ_{eff} از داده‌هاي هيدروليکي خاک بود. بدين منظور، يک مدل مفهومي (conceptual) تهيه شد که حرکت يک نمک واکنش‌ناپذير را بر اساس ويژگي‌هاي هيدروليکي خاک توصيف مي‌کند. شبيه‌سازي‌ها به دو روش دترمينستيک و استوکاستيک انجام شد. پارامترهاي انتقال املاح با استفاده از منحني‌هاي رخنه شبيه‌سازي شده و به روش معکوس برآورد شدند. نتايج نشان داد که اختلاف معني‌داري بين λ ي اندازه‌گيري شده و برآورد شده در روش استوکاستيک در $\alpha < ۰/۰۵$ وجود نداشت. با اين حال اين روش به ويژه در شکل دترمينستيک آن براي مقادير کم λ تمايل به بيش‌برآوردي و براي مقادير زياد آن تمايل به کم‌برآوردي دارد. مقادير ϕ_{eff} برآورد شده کمتر از تخلخل کل خاک (ϕ) بود که نشان مي‌دهد تنها بخشي از تخلخل کل خاک در انتقال املاح شرکت دارند. اين روش مي‌تواند براي برآورد λ و ϕ_{eff} از روي ويژگي‌هاي هيدروليکي خاک‌ها استفاده شود.

واژه‌هاي کليدي: برآورد پارامترها، داده‌هاي هيدروليکي خاک، معادلة توده‌اي- پراکنشي، منحني رخنه

مقدمه

مدل‌هاي زيادي براي توصيف حرکت املاح در خاک وجود دارد. در اين ميان، مدل موسوم به CDE (Convection-Dispersion Equation) بيشترين کاربرد را دارد (Perfect et al., 2002). براي حالت يک بعدي و جريان ماندگار آب و املاح واکنش‌ناپذير، اين مدل به صورت زير بيان مي‌شود:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v\frac{\partial C}{\partial z} \qquad (۱)$$

که در آن؛ C غلظت املاح در محلول خاک (ML^{-3})، v سرعت متوسط آب در منافذ خاک (LT^{-1})، z عمق خاک (L)، t زمان (T) و D ضريب پخشيدگي- پراکنشي ($L^2 T^{-1}$) است. مقدار v برابر است با:

$$v = \frac{q_w}{\varphi_{eff}} \qquad (۲)$$

که در آن؛ q_w شدت جريان حجمي آب (LT^{-1}) و ϕ_{eff} تخلخل عبوري مؤثر مي‌باشد ($L^3 L^{-3}$) (Elprince and Day, 1977). مقدار D برابر است با:

$$D = D_m + D_h \qquad (۳)$$

که در آن؛ D_m ضريب پخشيدگي مولکولي و D_h ضريب پراکندگي هيدرودناميکي است. معمولاً مقدار ضريب پخشيدگي مولکولي در برابر ضريب پراکندگي هيدرودناميکي ناچيز است (van Genuchten and Wierenga, 1986). ضريب پراکندگي هيدرودناميکي نيز تابعي از سرعت جريان است (Van Genuchten and Wierenga, 1986):

$$D_h = \lambda v^n \qquad (٤)$$

که در آن؛ n يک ثابت تجربي است و λ پراکنش‌پذيري (L) است که مي‌تواند کاملاً به ويژگي‌هاي محيط متخلخل مرتبط گردد (Fried and Combarnous, 1971).

مشکل اصلي در کاربرد مدل‌هاي انتقال املاح تعيين پارامترهاي آنها مي‌باشد. يکي از روش‌ها براي تعيين پارامترهاي مدل‌هاي انتقال املاح روش معکوس است. در اين روش، مدل انتقال املاح بر منحني رخنه تجربي برازش مي‌شود و پارامترهاي مدل با به حداقل رساندن مجموع مربعات خطا به دست مي‌آيد. در بيشتر موارد، تعيين منحني رخنه در شرايط مزرعه مشکل است. از اين رو، بايد به دنبال روش‌هايي بود که بتوان اين پارامترها را به صورتي مستقل و با استفاده از ويژگي‌هاي خاک تخمين زد (Perfect et al., 2002).

* پست الکترونيك نويسنده مسئول: m_mahmoodi81@yahoo.com

پراکندگي هيدروديناميکي املاح در خاک به وسيله توزيع اندازه و شکل منافذ خاک کنترل مي‌شود. از طرفي، هندسه منافذ خاک، نگهداشت و حرکت آب در خاک را نيز کنترل مي‌کند (Perfect et al., 2002). از آنجا که منحني رطوبتي و هدايت هيدروليکي خاک خود تجلي توزيع اندازه و شکل منافذ خاک مي‌باشد، مي‌توان با استفاده از اين ويژگي‌ها پارامترهاي انتقال املاح را به دست آورد (Xu and Eckstein, 1997).

Perfect et al. (2002) منحني رخنه و منحني رطوبتي را براي خاک‌هاي مختلف اندازه‌گيري کردند. آنها رابطه‌اي را بين λ و پارامترهاي معادله منحني رطوبتي کمپل به دست آوردند. مدل آنها توانست حدود ۵۰ درصد از تغييرات مشاهده شده در مقدار λ را توصيف نمايد. Vervoort et al. (1999) با انجام آزمايش‌هايي ارتباط بين پراکنش‌پذيري و خصوصيات هيدروليکي خاک را بررسي کردند. آنها دريافتند که با کاهش پارامتر شيب در معادله منحني رطوبتي وان‌گنوختن، پراکنش‌پذيري به صورت لگاريتمي افزايش مي‌يابد. Xu and Eckstein (1997) مشاهده کردند که تخلخل و شاخص يکنواختي اندازه ذرات بيشترين تأثير را بر روي λ دارند. نتايج مطالعات آنها نشان داد که λ با ضريب يکنواختي نسبت مستقيم و با تخلخل نسبت عکس دارد. پژوهش‌هاي گفته شده منحصر به يک سري روابط آماري تقريبي مي‌شوند که اغلب داراي ضريب همبستگي کم بوده و تنها براي خاک‌هايي با ويژگي‌هاي مشابه کاربرد دارند (Perfect et al., 2002). Perfect (2003) مشاهده کرد که مقادير پراکنش‌پذيري پيش‌بيني شده توسط تابع انتقالي Perfect et al. (2002) اختلاف معني‌داري با مقادير اندازه‌گيري شده آن دارد. به علاوه مقدار پراکنش‌پذيري برآورد شده با استفاده از اين گونه توابع انتقالي براي يک مقياس معيني بوده و جهت استفاده بايد با استفاده از روابط ديگري مقياس‌گذاري (scaling) شوند. يکي از اين گونه روابط يک رابطه تجربي است که توسط Neuman (1990) بر مبناي اندازه‌گيري پراکنش‌پذيري خاک‌هاي مختلف در مقياس‌هاي متفاوت ارائه شده است. اين رابطه نيز محدوديت‌هاي گفته شده در بالا را دارا مي‌باشد.

اخيراً Mohammadi et al. (2009) با استفاده از منحني رطوبتي خاک منحني‌هاي رخنه را براي يک نمک واکنش‌ناپذير شبيه‌سازي کرده‌اند. نتايج آنها نشان داد منحني‌هاي رخنه شبيه‌سازي شده در زمان‌هاي اوليه تطابق خوبي با منحني‌هاي رخنه اندازه‌گيري شده براي خاک‌هاي دست‌خورده دارد، اما با گذشت زمان انحراف اين دو از هم بيشتر مي‌شود. اين نوع غلظت‌ها که غلظت ميانگين جرياني (flux averaged concentration) نام دارند تنها مبين غلظت محلول خروجي يا همان منحني‌هاي رخنه مي‌باشند (Warrick, 2002; Das et al., 2005) و روش مورد استفاده توسط اين محققين برآوردي از غلظت‌هاي موضعي (resident concentration) املاح در خاک يا همان غلظت‌هاي ميانگين حجمي را به دست نمي‌دهد. دانستن غلظت‌هاي موضعي براي به دست آوردن تغييرات مقدار املاح در خاک و نيمرخ غلظت املاح ضروري است. بر طبق قانون بقاي جرم اختلاف بين مقدار املاح ورودي به خاک و خروجي از آن بايد برابر مقدار املاح ذخيره شده در خاک باشد که در اين شبيه‌سازي‌ها نامعلوم است. از اين رو در اين روش نمي‌توان از بيلان جرم در خاک اطمينان داشت. به طور کلي، هدف از انجام اين پژوهش ارائه يک روش مفهومي است که به کمک حرکت املاح در خاک را بر مبتاي ويژگي‌هاي هيدروليکي آن شبيه‌سازي کرد و سپس پراکنش‌پذيري املاح در خاک و تخلخل عبوري مؤثر را از روي آن تخمين زد.

مواد و روش‌ها

مدل انتقال املاح

براي تخمين پارامترهاي انتقال املاح، ابتدا حرکت يک نمک واکنش‌ناپذير در شرايط جريان ماندگار آب در خاک (اشباع يا غيراشباع) به کمک ويژگي‌هاي هيدروليکي خاک شبيه‌سازي مي‌شود؛ سپس به کمک آن پارامترهاي انتقال املاح برآورد مي‌شوند. با توجه به اين که هدف تخمين λ است، لذا از اين پس پخشيدگي املاح در نظر گرفته نمي‌شود. به هنگام نبود پخشيدگي، جريان توده‌اي تنها عامل حرکت املاح در خاک است که معادله عمومي آن به صورت زير نوشته مي‌شود:

$$J_m = q_w C \quad (۵)$$

که در آن؛ J_m شدت جريان توده‌اي املاح ($ML^{-2}T^{-1}$) مي‌باشد.

از آنجا که خاک داراي منافذ با اشکال، اندازه‌ها و جهات مختلف است، سرعت‌هاي موضعي (local velocity) آب در درون اين منافذ متفاوت است. اين گونه تغييرات سرعت موجب مي‌شود که املاح در جهت کاهش شيب پتانسيل آبي با سرعت‌هاي متفاوت حرکت کنند. در اثر اين پديده که به پراکندگي هيدروديناميکي موسوم است، سرعت متوسط مولکول‌هاي آب و املاح با هم برابر نيست. با در نظر گرفتن پراکندگي هيدروديناميکي شدت جريان املاح در خاک به صورت زير تخمين زده مي‌شود:

$$J_s = Q q_w C \quad (۶)$$

که در آن؛ J_S شدت جريان املاح در خاک و Q ضريبي است بي‌بعد که جهت وارد کردن اثر پراکندگي هيدروديناميکي اعمال شده است و مقدار آن برابر است با:

$$Q(z,t)=\frac{v_s(z,t)}{v} \qquad (۷)$$

كه در آن؛ v سرعت متوسط آب و v_s سرعت متوسط املاح در منافذ خاک است. مقدار v_s و در نتيجه Q تابعي از زمان و مكان است. از تركيب معادله شدت جريان املاح با معادله پيوستگي، معادله انتقال املاح به دست مي‌آيد كه به صورت زير است:

$$\theta\frac{\partial C}{\partial t}=-q_w Q\frac{\partial C}{\partial z}-q_w\frac{\partial Q}{\partial z}C \qquad (۸)$$

كه در آن؛ θ رطوبت خاک (L^3L^{-3}) است. معادله فوق حركت املاح در خاک را بر اساس ويژگي‌هاي هيدروليكي آن در حالتي كه جريان آب در خاک ماندگار و املاح واكنش‌ناپذير باشد، تخمين مي‌زند. مهمترين مسأله در كاربرد اين معادله تعيين ضريب Q است. هرچند كه تعيين Q در سيستم‌هاي پيچيدۀ آب و املاح مشكل است، اما در برخي از سيستم‌هاي ساده‌تر مي‌توان آن را تخمين زد. به عنوان نمونه ستوني از خاک اشباع را در نظر بگيريد كه جريان ماندگار آب در آن برقرار است. در اين حالت مي‌توان نوشت:

$$q_w=-K_s\frac{\partial H}{\partial z}=K_s \qquad (۹)$$

كه در آن؛ H پتانسيل هيدروليكي (L) و K_s هدايت هيدروليكي اشباع (LT^{-1}) است. بنابراين در چنين سيستمي شدت جريان با ضريب آبگذري اشباع خاک برابر است. سرعت متوسط آب در منافذ خاک برابر است با:

$$v=\frac{q_w}{\theta_s}=\frac{K_s}{\theta_s} \qquad (۱۰)$$

كه در آن؛ θ_s رطوبت اشباع خاک است. تصور كنيد كه در اين خاک رطوبت به اندازه dθ كاهش يابد، در اين صورت بخشي از منافذ هادي آب خاک از دسترس خارج شده و لذا ضريب آبگذري به اندازه dK كاهش مي‌يابد. در چنين حالتي سرعت موضعي حركت آب در منافذي كه از آب خالي شده‌اند (V) برابر است با:

$$V=\frac{dK}{d\theta} \qquad (۱۱)$$

چنانچه رابطۀ هدايت هيدروليكي و رطوبت خاک بر مبناي مدل Campbell (1974) باشد،

$$K(\theta)=K_s\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \qquad (۱۲)$$

كه در آن؛ K_s هدايت هيدروليكي اشباع، θ_s رطوبت اشباع و b (بدون بعد) پارامتري تجربي مي‌باشد، در اين صورت مقدار V به عنوان تابعي از θ به صورت زير خواهد بود:

$$V=(2b+3)\frac{K_s}{\theta_s}\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+2} \qquad (۱۳)$$

فرض كنيد خاک مذكور با محلول يک نمک واكنش‌ناپذير به صورت يک مرحله‌اي (step input) آبشويي گردد. اگر غلظت اوليه نمک در خاک صفر باشد، در اين صورت انتظار مي‌رود در هر زمان و هر عمق تمام منافذي كه سرعت حركت آب در آنها از z/t بيشتر است به وسيله محلول ورودي (حاوي نمک) جايگزين شوند. سرعت متوسط حركت املاح در اين منافذ برابر است با نسبت شدت جريان آب عبوري از آنها به فراواني آنها و لذا:

$$v_s(z,t)=\frac{K_s-K(\boldsymbol{\theta}(z,t))}{\theta_s-\boldsymbol{\theta}(z,t)} \qquad (۱۴)$$

كه در آن؛ **θ** (پر رنگ) متغيري است كه تابع عمق و زمان است و مقدار آن از رابطه زير به دست مي‌آيد:

$$\frac{z}{t}=(2b+3)\frac{K_s}{\theta_s}\left(\frac{\boldsymbol{\theta}}{\theta_s}\right)^{2b+2} \qquad (۱۵)$$

براي حل معادله (۸) شرايط اوليه و حد بالا بايد تعريف شوند. شرايط اوليه و حدي براي سيستم مذكور به صورت زير نوشته مي‌شوند:

$$C=0 \qquad t=0,\quad 0<z<L \qquad (۱٦)$$

$$C=C_{in} \qquad z=0,\quad t>0 \qquad (۱۷)$$

كه در آن C_{in} غلظت نمک در محلول ورودي است. مدل فوق حركت املاح در ستون خاک مذكور را بر اساس ويژگي‌هاي هيدروليكي خاک توصيف مي‌كند. با توجه به معادله شدت جريان (معادله ٦)، در اين مدل رابطۀ بين غلظت‌هاي موضعي (C) و غلظت‌هاي ميانگين جرياني (C_f) به صورت زير مي‌باشد:

$$C_f=\frac{J_s}{q_w}=QC \qquad (۱۸)$$

غلظت‌هاي ميانگين جرياني غلظت املاح در محلول خروجي مي‌باشند كه در آزمايش‌هاي انتقال املاح تحت عنوان منحني‌هاي رخنه اندازه‌گيري مي‌شوند (Warrick, 2002; Das et al., 2005).

حل معادلات مدل و الگوهاي شبيه‌سازي

معادله (۸) به صورت عددي با استفاده از روش تفاضل محدود (صريح-ضمني) با درجه ضمنيت ۰/۷ حل شد. ساير معادلات داراي حل تحليلي مي‌باشند. با حل مدل تغييرات غلظت‌هاي موضعي با عمق و زمان (نيمرخ غلظت براي هر زمان) و غلظت‌هاي ميانگين جرياني با زمان (منحني رخنه) براي هر خاک شبيه‌سازي شد. در تمام موارد، مقدار خطاي بيلان جرم براي چک كردن روش عددي كنترل شد. اين مدل به دو صورت دترمينستيک و استوكاستيک مورد استفاده قرار گرفت. در روش دترمينستيک ميانگين پارامترهاي هيدروليكي به عنوان پارامترهاي ورودي در نظر گرفته شد. در روش استوكاستيک از

روش مونت کارلو استفاده شد. بدين صورت که يک يا ترکيبي از پارامترهاي ورودي با در نظر گرفتن ميانگين، واريانس، توزيع آماري مربوطه و يک مقدار حداکثر و حداقل به تعداد ۱۰۰۰ بار تصادفي شد. پارامترهاي مدل به صورت مستقل از هم در نظر گرفته شدند و هر بار مدل با اين پارامترهاي تصادفي شده اجرا شد. بدين ترتيب، ۱۰۰۰ منحني رخنه به دست آمد و ميانگين اين منحني‌ها به عنوان منحني رخنه خاک در نظر گرفته شد. توزيع آماري پارامترهاي هيدروليکي بر اساس توصيه‌هاي Meyer et al. (1997) تعيين شد. الگوريتم حل اين مدل به صورت يک برنامه کامپيوتري تهيه و مورد استفاده قرار گرفت.

تخمين پارامترهاي انتقال املاح و ارزيابي مدل

از منحني‌هاي رخنه شبيه‌سازي شده براي تخمين پارامترهاي مدل CDE استفاده شد. اين کار با استفاده از نرم‌افزار CXTFIT (Toride et al., 1995) انجام گرفت. اين نرم‌افزار حل تحليلي مدل CDE را با کمينه کردن مجموع مربعات خطا بر منحني رخنه برازش مي‌دهد. برازش مدل CDE با هر دو پارامتر D و v انجام شد و پراکنش‌پذيري به عنوان نسبت D/v محاسبه شد.

به منظور ارزيابي دقت روش ارائه شده در برآورد پارامترهاي انتقال املاح، از داده‌هاي Perfect et al. (2002)، استفاده شد. آنها ويژگي‌هاي هيدروليکي و نيز مقدار λ را براي ۹ خاک مختلف دست‌نخورده در آزمايشگاه اندازه‌گيري کرده‌اند. در اين آزمايش‌ها منحني‌هاي رخنه با استفاده از ستون‌هاي خاک دست‌نخورده به طول ٦cm و قطر ۵/۳۷cm در شرايط اشباع و با استفاده از يون کلريد اندازه‌گيري شده‌اند. منحني رطوبتي نيز با استفاده از معادله Campbell (1997) پارامتربندي شده است. در جدول (۱) ويژگي‌هاي هيدروليکي اين خاک‌ها ارائه شده است. براي ارزيابي روش ارائه شده مقادير پراکنش‌پذيري برآورد شده با اين روش با مقادير اندازه‌گيري شده توسط Perfect et al. (2002) مقايسه شدند.

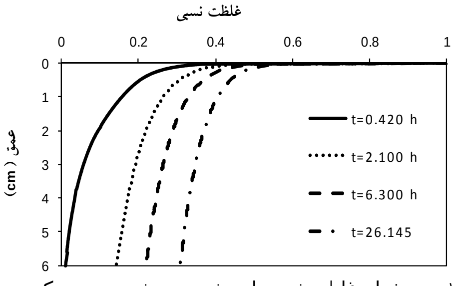
جدول ۱- ميانگين ويژگي‌هاي هيدروليکي خاک‌ها (پرفکت و همکاران، ۲۰۰۲)

کد	Φ ($m^3 m^{-3}$)	ψ_a (kPa)	b	K_s (10^{-6} m s^{-1})
A	۰/۴۴ (۰/۰۴)	۳/۰ (۱/٦)	٤/۹ (۰/٦)	۱/۷ (۳/۵)
B	۰/۵۹ (۰/۰۳)	۲/٦ (۱/٦)	۲/۵ (۰/۸)	۱۲/٤ (۲/٤)
J	۰/٤۸ (۰/۰۳)	۱۳/۲ (۲۷/۷)	۵/۱ (۱/٦)	٦/۱ (۷/۱)
K	۰/٤۹ (۰/۰۳)	۳٤/۵ (۳۰/۰)	٦/٤ (۳/۷)	۰/۷ (۰/٤)
$M_{ct,0}$	۰/۵۳ (۰/۰۷)	۱/۰ (۰/۵)	٦/۹ (۲/۰)	٦/۵ (٦/۲)
$M_{ct,336}$	۰/۵٦ (۰/۰٦)	۰/۷ (۰/۲)	٦/۵ (۰/۷)	۹/۱ (٦/۵)
$M_{nt,0}$	۰/۵۱ (۰/۰٤)	۱/٦ (۱/۰)	۷/۵ (۱/۳)	۳/۹ (۳/۳)
$M_{nt,336}$	۰/٦۱ (۰/۰٤)	۰/۷ (۰/٦)	٦/۷ (۱/۷)	۱۵/۱ (۲۲/٤)
P	۰/۵٤ (۰/۰٤)	۸/۸ (۹/۳)	٤/۸ (۱/٤)	۱/٦ (۱/۵)

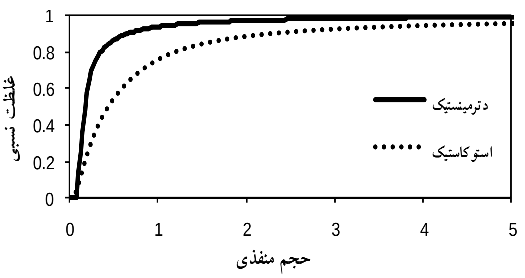
* اعداد داخل پرانتز انحراف معيار مي‌باشند.

نتايج و بحث

در شکل (۱) نيمرخ‌هاي غلظت در زمان‌هاي مختلف و در شکل (۲) منحني‌هاي رخنه شبيه‌سازي شده براي خاک Allegheny نشان داده شده است. بايد توجه داشت که در اين پژوهش منحني‌هاي رخنه شبيه‌سازي شده را نمي‌توان با منحني‌هاي رخنه اندازه‌گيري شده مقايسه کرد، زيرا شرايط مفروض براي شبيه‌سازي منحني‌هاي رخنه با شرايطي که اين منحني‌ها در آن اندازه‌گيري شده‌اند يکسان نيست. البته مقايسه دو منحني نيز فايدۀ زيادي ندارد، زيرا تغيير کمي در شکل منحني‌هاي رخنه مي‌تواند منجر به تغييرات زيادي در پارامترهاي انتقال املاح از جمله پراکنش‌پذيري گردد. با استفاده از منحني‌هاي رخنه شبيه‌سازي شده مقادير v و D براي خاک‌هاي مختلف برآورد شد که در جدول (۲) ارائه شده‌اند. مقادير بيشتر R^2 در روش استوکاستيک در مقايسه با روش دترمينستيک نشان مي‌دهند که مدل CDE برازش بهتري بر منحني‌هاي رخنه شبيه‌سازي شده در روش استوکاستيک دارد.



شکل ۱- نيمرخ‌هاي غلظت شبيه‌سازي شده به روش دترمينستيک در چند زمان براي خاک **Allegheny**



شکل ۲- منحني‌هاي رخنۀ شبيه‌سازي شده به دو روش دترمينستيک و استوکاستيک براي خاک **Allegheny**

مقدار v بستگي به شدت جريان آب در آزمايش‌هاي جابجايي اختلاط‌پذير دارد. بايد توجه داشت که شدت جريان آب در شبيه‌سازي منحني‌هاي رخنه برابر ضريب آبگذري آب در خاک است که لزوماً با شدت جريان ايجاد شده در آزمايش‌هاي جابجايي اختلاط‌پذير توسط Perfect et al. (2002) برابر نيست. لذا، نمي‌توان مقادير اين دو پارامتر را در اين دو مطالعه با هم

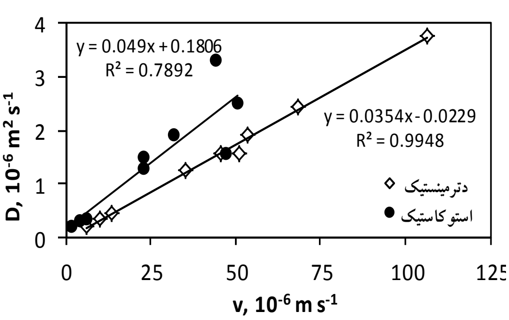
مقايسه كرد. پس از محاسبه v مقدار تخلخل عبوري مؤثر از رابطۀ (۲) محاسبه شد.

نتايج شبيه‌سازي نشان مي‌دهد كه مقدار پارامتر ϕ_{eff} (جدول ۲) كمتر از مقدار پارامتر ϕ (جدول ۱) مي‌باشد. اين نشان مي‌دهد كه طبق مدل CDE تنها بخشي از منافذ خاک در انتقال املاح شركت دارند. چنين نتيجه‌اي توسط محققين مختلف از جمله Elprince and Day (1997) از آزمايش‌هاي انتقال املاح نيز گزارش شده است. Perfect et al. (2007) در آزمايش‌هاي خود در بيشتر خاک‌ها مقدار ϕ_{eff} را بيشتر از ϕ به دست آورده‌اند. دليل اين امر آن است كه آنها در آزمايش‌هاي جابجايي اختلاط‌پذير از يون كلريد استفاده كرده‌اند. از اينرو $\phi_{eff} > \phi$ را به جذب آنيون كلريد در اين خاک‌ها نسبت داده‌اند، پديده‌اي كه به ندرت در خاک اتفاق مي‌افتد. از آنجا كه در اين تحقيق شبيه‌سازي‌ها با نمک را واكنش‌ناپذير انجام شده است، لذا مقادير $\phi_{eff} < \phi$ قابل انتظار است. به عبارت ديگر ϕ_{eff} برآورد شده در اين روش تنها متأثر از ويژگي‌هاي هيدروليكي خاک است در حالي كه مقادير اندازه‌گيري شده توسط Perfect et al. (2002) متأثر از برهمكنش‌هاي آنيون و خاک نيز مي‌باشد.

جدول ۲- مقادير پارامترهاي برآورد شده و ميانگين اندازه‌گيري شده آنها

كد	برآورد شده (روش دترمينستيک)					برآورد شده (روش استوكاستيک)					اندازه‌گيري شده *	
	v $(10^{-6}\ m\ s^{-1})$	D $(10^{-6}\ m^2\ s^{-1})$	λ $(10^{-3} m)$	Φ_{eff} $(m^3\ m^{-3})$	R^2	v $(10^{-6}\ m\ s^{-1})$	D $(10^{-6}\ m^2\ s^{-1})$	λ $(10^{-3} m)$	Φ_{eff} $(m^3\ m^{-3})$	R^2	λ $(10^{-3} m)$	Φ_{eff} $(m^3\ m^{-3})$
A	۱۳/۵٤	۰/٤۷	۳٤/٦۱	۰/۱۳	۰/۹۷	٤/۰۲	۰/۳۲	۸۰/۰۱	۰/٤۲	۰/۹۹	٤۱	۰/۵۳
B	۵۱/۰٦	۱/۵۷	۳۰/۷۹	۰/۲٤	۰/۹۷	٤۷/۱۹	۱/۵۸	۳۳/۳۸	۰/۲٦	۰/۹۸	۱	۰/۵٦
J	٤۵/٦۷	۱/۵۸	۳٤/٦۵	۰/۱۳	۰/۹۷	۲۳/۲۱	۱/٤۹	٦٤/۱۷	۰/۲٦	۰/۹۹	٤۹	۰/۷٦
K	۵/۹٤	۰/۲۱	۳۵/٦۷	۰/۱۲	۰/۹۷	۱/٤۳	۰/۲۰	۱۳۷/۵۲	۰/٤۷	۰/۹۷	۱۹۲	۰/٤۳
$M_{ct,0}$	۵۳/۷۵	۱/۹۳	۳۵/۸۵	۰/۱۲	۰/۹۷	۳۱/٦٤	۱/۹۲	٦۰/۵٤	۰/۲۱	۰/۹۸	۵۱	۰/۵۹
$M_{ct,336}$	٦۸/۳۳	۲/٤۵	۳۵/۹۲	۰/۱۳	۰/۹۷	۵۰/۵۸	۲/۵۰	٤۹/٤٦	۰/۱۸	۰/۹۸	٤٦	۰/٦۵
$M_{nt,0}$	۳۵/۵٦	۱/۲۷	۳۵/٦۳	۰/۱۱	۰/۹۷	۲۲/۹۲	۱/۲۹	۵٦/۳۰	۰/۱۷	۰/۹۸	٦۷	۰/۵٦
$M_{nt,336}$	۱۰٦/۲۵	۳/۷٦	۳۵/۳۷	۰/۱٤	۰/۹۷	٤٤/۳۹	۳/۳۱	۷٤/٦٦	۰/۳٤	۰/۹۹	۵٦	۰/٦۳
P	۱۰/۲٤	۰/۳۵	۳٤/۳۸	۰/۱٦	۰/۹۷	٦/۰٤	۰/۳۵	۵۷/۵٦	۰/۲٦	۰/۹۸	٦٤	۰/٦۵

به طور كلي با افزايش مقدار پارامتر v مقدار D نيز افزايش مي‌يابد (شكل ۳)، كه مشابه روندي است كه از اندازه‌گيري اين پارامترها گزارش شده است. معروفترين مدل‌ها براي اين رابطه مدل‌هاي خطي و تواني هستند. در اين مطالعه نيز مدل خطي بهترين برازش را بر داده‌هاي به دست آمده دارد، كه با نتايج اندازه‌گيري شده توسط Perfect et al. (2002) در مورد اين خاک‌ها و نيز Perfect and Sukop (2001) در آزمايش‌هاي ديگر مطابقت دارد. چنين رابطه‌اي به ويژه در روش دترمينستيک از همبستگي بالايي برخوردار است. هر چند كه رابطۀ به دست آمده در روش استوكاستيک شباهت بيشتري با رابطه به دست آمده توسط Perfect et al. (2002) براي اين خاک‌ها دارد.



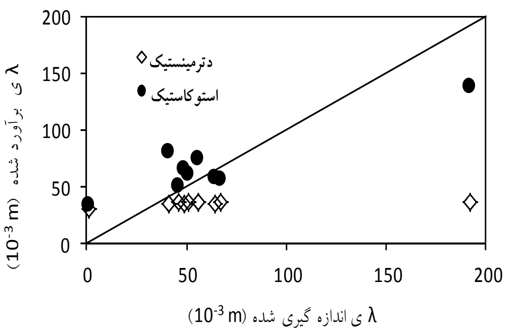
شكل ۳- رابطه بين **D** و **v** براي خاک‌هاي مختلف

از آنجا كه در شبيه‌سازي منحني‌هاي رخنه فرايند پخشيدگي مولكولي در نظر گرفته نشده است، ضريب D محاسبه شده تنها معادل ضريب پراكندگي هيدروديناميكي است و ضريب پخشيدگي مولكولي را شامل نمي‌شود. هر چند كه پراكنش‌پذيري برابر نسبت D_h/v است، اما چون مقدار ضريب پخشيدگي مولكولي در برابر پراكندگي هيدروديناميكي ناچيز است، Perfect et al. (2002) آن را به عنوان نسبت D/v در نظر گرفته‌اند.

مقدار پراكنش‌پذيري اندازه‌گيري شده و برآورد شده در اين مطالعه براي خاک‌هاي مختلف در جدول (۲) ارائه شده است. از آنجا كه پراكنش‌پذيري يكي از ويژگي‌هاي مشخصه خاک است كه به ويژگي‌هاي محيط متخلخل بستگي دارد، لذا، توانايي روش ارائه شده در تخمين اين پارامتر مبناي ارزيابي آن قرار مي‌گيرد. مقايسه بين پراكنش‌پذيري اندازه‌گيري شده و پيش‌بيني شده (شكل ٤) نشان مي‌دهد كه در روش دترمينستيک دامنه تغييرات مقادير پيش‌بيني شده در مقايسه با مقادير اندازه‌گيري شده كم است و اين روش نمي‌تواند اختلاف بين خاک‌هاي مختلف را به خوبي نشان دهد. همچنين اين روش مقادير كم λ را بيشتر از مقدار واقعي و مقادير زياد λ را كمتر از مقدار واقعي آن برآورد مي‌كند. آزمون F براي اين فرض

که خط رگرسیون بین مقادیر اندازه‌گیري شده و برآورد شده داراي شیب ۱ و عرض از مبدأ صفر باشد، نشان داد که این خط اختلاف معني‌داري با خط ۱:۱ در ۰/۰۱ > α دارد.

میزان تغییرات مقادیر پیش‌بیني شدۀ پراکنش‌پذیري در خاک‌هاي مختلف در روش استوکاستیک بیشتر از روش دترمینستیک است. همچنین ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) در روش استوکاستیک (m ۲/۹۸×۱۰$^{-۳}$) کمتر از روش دترمینستیک (۴/۳۲×۱۰$^{-۳}$$m$) است. همان طور که شکل (۴) نیز نشان مي‌دهد روش استوکاستیک تخمین بهتري از پراکنش‌پذیري را به دست مي‌دهد. هرچند که این روش نیز در مقادیر کم λ داراي بیش‌برآوردي و در مقادیر زیاد آن داراي کم‌برآوردي است. آزمون F نشان مي‌دهد که خط رگرسیون بین مقادیر اندازه‌گیري شده و برآورد شده اختلاف معني‌داري با خط ۱:۱ در ۰/۰۵ > α ندارد (جدول۳). این بدان معني است که روش استوکاستیک در ۰/۰۵ > α برآورد قابل قبولي از پارامترهاي مدل CDE را به دست مي‌دهد.



شکل ۴- مقادیر پراکنش‌پذیري برآورد شده در برابر اندازه‌گیري شده

در روش استوکاستیک در شبیه‌سازي‌هاي بالا پارامترهاي K_s و b تصادفي شدند. با این حال مي‌توان ترکیب دیگري از پارامترهاي ورودي را تصادفي کرد. همچنین مقدار حداقل براي این پارامترها در توزیع‌هاي نرمال و لوگ‌نرمال برابر p = ۰/۱ و مقدار حداکثر برابر p = ۰/۹ (p احتمال وقوع آن پارامتر در توزیع مربوطه مي‌باشد) انتخاب شدند، هر چند که مي‌توان از مقادیر دیگري نیز استفاده کرد. در جدول (۴) الگوهاي مختلف شبیه‌سازي در روش استوکاستیک بر اساس RMSE بین مقادیر پراکنش‌پذیري اندازه‌گیري شده و برآورد شده با هم مقایسه شده‌اند. نتایج نشان مي‌دهد که تصادفي کردن θ_v تأثیري در بهبود پیش‌بیني‌ها ندارد. این ممکن است به این دلیل باشد که برخلاف دیگر پارامترها، θ_v داراي توزیع متقارن (نرمال) است، قطعیت آن بیشتر و حساسیت مدل نسبت به آن کمتر است.

مزیت روش ارائه شده نسبت به توابع انتقالي آن است که به کمک آن مي‌توان پارامترهاي مدل‌هاي انتقال املاح را در حالت اشباع یا غیر اشباع، در هر مقیاس و بر اساس هر کدام از مدل‌هاي موجود براي توصیف ویژگي‌هاي هیدرولیکي خاک برآورد نمود، هر چند که براي ارزیابي کارایي آن در همه این حالت‌ها باید بررسي‌هاي بیشتري انجام گیرد. در حالي که توابع انتقالي معمولاً پارامترهاي مدل‌هاي انتقال املاح را براي یک مقیاس معین برآورد مي‌کنند و معمولاً بر اساس یکي از مدل‌هاي توصیف کنندۀ ویژگي‌هاي هیدرولیکي خاک بنا نهاده شده‌اند. به علاوه روش ارائه شده در این پژوهش یک روش مفهومي است که بر مبناي اصول فیزیکي استوار است و درک خوبي از تأثیر ویژگي‌هاي هیدرولیکي خاک بر حرکت املاح به دست مي‌دهد.

جدول ۳- ضرایب رگرسیون مربوط به مقادیر پراکنش‌پذیري برآورد شده در روش استوکاستیک بعنوان تابعي از مقادیر اندازه‌گیري شده *

	مقدار	حد پایین ۰/۹۵	حد بالاي ۰/۹۵
شیب	۰/۸۶۹	۰/۶۱۹	۱/۱۱۹
عرض از مبدأ	۰	-	-
R^2	۰/۸۸۹ **	-	-
R^2_{adj}	۰/۷۶۴	-	-

* خط Y=aX بر داده‌هاي شکل (۴) برازش شده است.

جدول ۴- الگوهاي مختلف شبیه‌سازي

الگو	پارامترهاي تصادفي شده	حداکثر	حداقل	RMSE (10^{-3} m)
۱	هیچکدام *	-	-	٤/۳۲
۲	θv, K, b	p = ۰/۹۵	p = ۰/۰۵	٤/۲٦
۳	θv, K, b	p = ۰/۹	p = ۰/۱	٤/۱۷
٤	K, b	p = ۰/۹	p = ۰/۱	۲/۹۸
٥	K	p = ۰/۹	p = ۰/۱	٤/۲۰
٦	b	p = ۰/۹	p = ۰/۱	٤/۲٦

* این همان روش دترمینستیک است.

آنالیز حساسیت

به منظور بررسي اثر پارامترهاي هیدرولیکي خاک بر پارامترهاي انتقال املاح آنالیز حساسیت براي خاک Allegheny انجام شد. براي این کار پارامترهاي انتقال املاح براي مقدار واقعي و همچنین مضرب‌هایي از مقدار واقعي پارامترهاي هیدرولیکي (ورودي) برآورد شد. هر بار شبیه‌سازي با تغییر یکي از پارامترها در حالیکه بقیه پارامترها داراي مقدار واقعي‌شان بودند، انجام گرفت (Abbasi, 2007). شبیه‌سازي به روش دترمینستیک انجام شد.

آنالیز حساسیت (جدول ۵) نشان مي‌دهد که با افزایش K_s پارامترهاي v و D افزایش و مقدار λ کاهش مي‌یابد؛ در حالي که پارامتر Ψ_a (پتانسیل ورود هوا) در مدل کمپل تأثیري بر حرکت املاح در خاک و لذا پارامترهاي مدل‌هاي انتقال املاح ندارد. با این حال بر مبناي نتایج .Perfect et al (2002) با افزایش Ψ_a

مقدار λ افزايش مي‌يابد. اين تناقض ظاهري را مي‌توان به تأثير غيرمستقيم Ψ_a بر λ نسبت داد. مقادير زياد پتانسيل ورود هوا بيانگر قطر کمتر براي بزرگترين منافذ خاک است و اين در خاک‌هاي ريزبافت اتفاق مي‌افتد که مقدار b در آنها زياد است (Cosby et al., 1984) با افزايش b نيز، همانطور که آناليز حساسيت نشان مي‌دهد، مقدار λ افزايش مي‌يابد.

جدول ۵- نتايج آناليز حساسيت براي خاک **Allegheny** *

سطح	ضريب حساسيت	حساسيت به K_s			حساسيت به θ_v			حساسيت به b		
		v/v_0	D/D_0	λ/λ_0	v/v_0	D/D_0	λ/λ_0	v/v_0	D/D_0	λ/λ_0
۱	۰/۸	۰/۸۰	۰/۸٤	۱/۰٤	۱/۲٤	۱/۲۰	۰/۹۷	۰/۸۷	۰/۸٦	۰/۹۸
۲	۰/۹	۰/۹۰	۰/۹۳	۱/۰۳	۱/۱۰	۱/۱۱	۱/۰۰	۱/۹٤	۱/۹۳	۰/۹۹
۳	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
٤	۱/۱	۱/۰۹	۱/۱۰	۱/۰۱	۰/۹۱	۰/۹٤	۱/۰۳	۱/۰٦	۱/۱۰	۱/۰٤
۵	۱/۲	۱/۱۹	۱/۱۷	۰/۹۸	۰/۸٤	۰/۸۸	۱/۰۵	۱/۱۲	۱/۱٦	۱/۰٤
٦	۱/۳	۱/۲۹	۱/۲۳	۰/۹٦	۰/۷۷	۰/۸۱	۱/۰۵	۱/۱۸	۱/۲۳	۱/۰٤

* v_0، D_0 و λ_0 پارامترهاي برآورد شده در حالتي هستند که همهٔ پارامترهاي ورودي داراي مقدار واقعي خود مي‌باشند.

نتيجه‌گيري کلي

در اين پژوهش روشي ارائه شده است که به کمک آن مي‌توان پراکنش‌پذيري و تخلخل عبوري مؤثر را با استفاده از ويژگي‌هاي هيدروليکي خاک‌ها برآورد نمود. مقدار پراکنش‌پذيري برآورد شده با استفاده از اين روش اختلاف معني‌داري با مقدار اندازه‌گيري شدهٔ آن در $\alpha < ۰/۰۱$ نداشت. نتايج نشان داد که با افزايش b پراکنش‌پذيري افزايش پيدا مي‌کند، اما ψ_a تأثيري بر پارامترهاي انتقال املاح ندارد. مقادير تخلخل عبوري موثر برآورد شده کمتر از تخلخل کل خاک بود که نشان مي‌دهد تنها بخشي از تخلخل کل خاک در انتقال املاح شرکت دارند. نتايج حاصل از اين پژوهش در مورد پارامترهاي انتقال املاح با نتايج پژوهش‌هاي پيشين که از اندازه‌گيري مستقيم اين پارامترها به دست آمده‌اند، همخواني داشت.

فهرست علائم

علامت	بعد	تعريف
b	بي بعد	توان معادله کمپل
C	ML^{-3}	غلظت موضعي املاح در خاک
C_f	ML^{-3}	غلظت ميانگين جرياني املاح (در محلول خروجي)
C_0	ML^{-3}	غلظت اوليه املاح در خاک
C_{in}	ML^{-3}	غلظت محلول ورودي
D	L^2T	ضريب پخشيدگي-پراکنشي
D_h	L^2T	ضريب پراکندگي هيدروديناميکي
D_m	L^2T	ضريب پخشيدگي مولکولي
J_m	$ML^{-2}T^{-1}$	شدت جريان توده‌اي املاح در خاک
J_s	$ML^{-2}T^{-1}$	شدت جريان املاح در خاک
K	LT^{-1}	هدايت هيدروليکي
K_s	LT^{-1}	هدايت هيدروليکي اشباع
L	L	طول ستون خاک
n	بي بعد	مرتبه رابطه ضريب پراکندگي با سرعت جريان آب
Q	بي بعد	ضريب اعمال کنندهٔ اثر پراکندگي هيدروديناميکي
q_w	LT^{-1}	شدت جريان آب در خاک
t	T	زمان
v	LT^{-1}	سرعت متوسط آب در منافذ خاک
V	LT^{-1}	سرعت موضعي آب در يک منفذ
v_s	LT^{-1}	سرعت متوسط املاح در منافذ خاک
z	L	عمق خاک
θ	$L^3 L^{-3}$	رطوبت خاک
θ_s	$L^3 L^{-3}$	رطوبت اشباع
λ	L	پراکنش‌پذيري
ψ_a	L	پتانسيل ورود هوا
Φ	$L^3 L^{-3}$	تخلخل کل خاک
Φ_{eff}	$L^3 L^{-3}$	تخلخل عبوري مؤثر

REFERENCES

Abbasi, F. (2007). *Advanced soil physics*. University of Tehran Press (In Farsi).

Campbell, G.S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117, 311–314.

Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B. and Ginn, T.R. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Recourses Researches,* 20,682–690.

Das, B.S., Wraith, J.M., Kluitenberg, G.J., Langner, H.M., Shouse, P.J. and Inskeep, W.P. (2005). Evaluation of mass recovery impacts on transport parameters using least-squares optimization and moment Analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 1209–1216.

Elprince, A.M., and Day, P.R. (1977). Fitting solute breakthrough equations to data using two adjustable parameters. *Soil Science Society of America Journal*, 41, 39–41.

Fried, J.J., and Combarnous, M.A. (1971). Dispersion in porous media. *Advanced Hydroscience*, 7,169–282.

Meyer, P.D., Rockhold, M.L. and Gee, G.W. (1997). Uncertainty analyses of infiltration and subsurface flow and transport for SDMP sites., Pacific

Northwest National Laboratory Richland. *U.S. Nuclear Regulatory Commission Office of Nuclear Regulatory Research Washington,* DC 20555-0001.

Mohammadi, M.H., Neishabouri, M.R. and Rafahi, H. (2009). Predicting the solute breakthrough curve from soil hydraulic properties. *Soil Science*, 174 (3), 165-173.

Neuman, S.P. (1990). Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. *Water Resources Researches*, 26, 1749-1758.

Perfect, E. (2003). A pedotransfer function for predicting solute dispersivity: Model testing and upscaling. In *scaling methods in soil physics*. CRC Press.

Perfect, E., and Sukop, M.C. (2001). Models relating solute dispersion to pore space geometry in saturated media: A review. pp. 77–146. In H.M. Selim and D.L. Sparks (ed.) *Physical and chemical processes of water and solute transport/retention in soils*. SSSA Special Publ. 56. SSSA, Madison WI.

Perfect, E., Sukop, M.C. and Haszler, G.R. (2002). Prediction of dispersivity for undisturbed soil columns from water retention parameters. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 696–701.

Toride, N., Leij, F.J. and van Genuchten, M.Th. (1995). The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments. Version 2.0. *Research Report. 137*. U.S. Salinity Lab., ARS-USDA, Riverside, CA.

van Genuchten, M.Th., and Wierenga, P.J. (1986). Solute dispersion coefficient and retardation factors. In *methods of soil analysis*. Part 1. A. Klute, (ed.), 2nd ed. Agronomy. Monograph. 9. Madison, Wisconsin: ASA and SSSA. 1025-1054.

Vervoort, R.W., D.E. Radcliffe, and L.T. West. (1999). Soil structure development and preferential solute flow. *Water Resources Researches*, 35, 913–928.

Warric, A.W. (2002). *Soil physics companion*. CRC Press.

Xu, M., and Y. Eckstein. (1997). Statistical analysis of the relationships between dispersivity and other physical properties of porous media. *Hydrogeology Journal*, 5,4–20.