



اثر کیفیت آب بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع دو خاک با بافت متفاوت

مهناز ختار^{۱*}، محمد رضا مصدقی^۲، علی اکبر محبوبی^۳

^{۱*} - دانشجوی سابق کارشناسی ارشد، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

^۲ - استاد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

^۳ - استاد بازنشسته، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

چکیده

در این پژوهش تأثیر شوری (EC) و سدیمی بودن آب (SAR) بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع ($K(h)$) دو خاک رسی و لوم رسی شنی بررسی شد. تیمارهای ترکیبی کیفیت آب شامل ۳ سطح EC (۰، ۲/۵ و ۴ dSm⁻¹)، ۴ سطح SAR (۱۳، ۵، ۱۸ و ۱) و آب مقطر بود. خاک‌ها با آب‌های موردنظر پنج بار تر و خشک شدند. سپس هدایت هیدرولیکی خاک‌ها در دامنه مکش ماتریک ۰-۱۰۰ cm به روش میزان آب خروجی گاردنر اندازه‌گیری شد. اثر کیفیت آب بر $K(h)$ هر دو خاک معنی‌دار بود و این اثر در مکش‌های بالا، واضح‌تر بود. کم‌ترین میزان $K(h)$ در $EC=0/5 dSm^{-1}$ دیده شد. با افزایش EC، $K(h)$ هر دو خاک افزایش یافت و در dSm^{-1} $EC=4$ به بیش‌ترین مقدار رسید. درحالی‌که با افزایش غلظت سدیم، $K(h)$ هر دو خاک، به شدت کاهش یافت و کم‌ترین مقدار آن در $SAR=18$ دیده شد. میزان کاهش $K(h)$ با افزایش سدیم، بسته به میزان شوری متفاوت بود. در شوری‌های پایین ($EC < 2$) کاهش $K(h)$ چشم‌گیرتر بود. اما سطوح بالای شوری ($EC > 2$)، اثر تخریبی سدیم را کاهش داد. مقادیر $K(h)$ در خاک رسی بیش‌تر بود و اثر کیفیت آب بر $K(h)$ آن نیز مشهودتر از خاک لوم رسی شنی بود.

واژه‌های کلیدی: هدایت هیدرولیکی غیراشباع، کیفیت آب، شوری، سدیمی بودن

مقدمه

هدایت هیدرولیکی خاک به شدت تحت تأثیر کیفیت آب آبیاری قرار می‌گیرد. آبیاری با آب‌های کم کیفیت و سدیم‌دار، از طریق تورم و پراکندگی ذرات رس، شکسته شدن خاکدانه‌ها، کاهش تخلخل، و مسدود شدن منافذ، موجب کاهش هدایت هیدرولیکی خاک می‌گردد (Assouline et al., 2015). اثر تخریبی سدیمی بودن (SAR) آب آبیاری بر ویژگی‌های فیزیکی خاک، بستگی به شوری (EC) آب دارد، بطوری که با افزایش EC، حد بحرانی SAR نیز افزایش می‌یابد (Arienzo et al., 2012). زیرا شوری از طریق کاهش لایه پخشیده دوگانه (DDL)، موجب هم‌آوری ذرات و خاکدانه‌سازی شده و ساختار فیزیکی خاک را ارتقا می‌دهد (Bagarello et al., 2006). برزگر و همکاران (۱۳۸۶) دریافته‌اند که آب‌شویی با آب‌های شور حاوی کاتیون‌های دوظرفیتی، روشی مؤثر برای اصلاح خاک‌های سدیمی است و نسبت غلظت یون سدیم به کلسیم در این رابطه بسیار مهم است. Bagarello et al. (2006) اثر SAR و EC آب بر هدایت هیدرولیکی خاک را بررسی کرده و دریافته‌اند که با کاهش EC و افزایش SAR، هدایت هیدرولیکی به شدت کاهش می‌یابد. آن‌ها توصیه کردند که در صورت استفاده از آب‌های با EC کم و SAR بالا، تواتر آبیاری افزایش یابد. با افزایش مدت زمان آبیاری، تأثیر شوری آب بر هدایت هیدرولیکی خاک افزایش می‌یابد بطوری که بیش‌ترین مقدار آن در بالاترین سطح شوری و مدت زمان آبیاری مشاهده می‌شود (طرزی و همکاران، ۱۳۹۱).

در مناطق غرب کشور، منابع آب آبیاری کم و تبخیر بالقوه زیاد است و از این رو آبیاری با آب نامناسب در این مناطق باعث افزایش EC و SAR خاک شده است (Jalali, 2002). با وجود نیاز مبرم به شناخت اثر کیفیت آب بر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک و پژوهش‌های محدود در این زمینه و به ویژه در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک کشور، در این پژوهش اثر کیفیت آب بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع $K(h)$ دو خاک با بافت مختلف از استان همدان بررسی شده است.



مواد و روش‌ها

این پژوهش به صورت آزمایش فاکتوریل و با طرح پایه کاملاً تصادفی با سه تکرار اجرا شد. دو خاک با بافت‌های رسی و لوم رسی شنی غیرشور و غیرسدیمی، از لایه ۰-۳۰ سانتی‌متری مزارع کشاورزی استان همدان نمونه برداری شدند. سپس نمونه‌های خاک هوا-خشک شده و بدون کوبیدن از الک ۲ میلی‌متری گذرانده شد تا خاک‌دانه‌های ریز در آن حفظ شوند. ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها با استفاده از روش‌های رایج تعیین گردیدند (جدول ۱). سپس سیلندرهایی به قطر و ارتفاع ۵ سانتی‌متر تا ارتفاع ۳ سانتی‌متر از خاک‌ها پر شده و تخلخل (نسبت پوکی) اولیه آن‌ها به طور یکنواخت به مقدار $0.55 (1/2)$ رسانده شد، تا درصد منافذ اولیه دو خاک یکسان باشد.

جدول ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی

سری خاک	بافت	رس	سیلت	شن	pH	OM%	EC (dS m ⁻¹)	CCE	ps (Mg m ⁻³)
حسام آباد	لوم رسی شنی	۲۷/۱	۱۸/۸	۵۳/۱	۷/۵۹	۱/۸۷	۰/۱۹۸	۱۵/۰	۲/۵۷
امیر آباد	رسی	۴۱/۴	۲۰/۰	۳۸/۶	۷/۷۵	۱/۷۰	۰/۲۰۰	۱۵/۰	۲/۵۵

تیمارهای ترکیبی آب شامل مقادیر EC برابر $۰.۵/۲$ و $۴ dSm^{-1}$ و مقادیر SAR برابر ۱، ۵، ۱۳ و ۱۸ و همچنین آب مقطر بود که ۱۳ آب با کیفیت متفاوت را ایجاد نمود. برای ساخت محلول‌های مذکور از نمک‌های خالص NaCl و CaCl₂ استفاده شد. دامنه‌های EC و SAR مورد استفاده، بر اساس دامنه گزارش شده برای منابع آب سطحی و زیرزمینی استان همدان انتخاب شدند (Jalali, 2002). برای محاسبه مقدار مورد نیاز نمک‌های NaCl و CaCl₂ جهت ساخت محلول‌ها از دو معادله دو مجهولی زیر استفاده شد:

$$SAR = \frac{[Na^+]}{\sqrt{[Ca^{2+}]/2}} \quad (1)$$

$$TC = [Na^+] + [Ca^{2+}] = 10(EC) \quad (2)$$

SAR نسبت جذب سدیم $(meq^{0.5}L^{-0.5})$ ، $[Na^+]$ و $[Ca^{2+}]$ به ترتیب غلظت یون‌های سدیم و کلسیم $(meqL^{-1})$ ، TC غلظت کل کاتیون‌ها $(meqL^{-1})$ و EC رسانایی الکتریکی $(dS m^{-1})$ می‌باشند. برای اعمال تیمارهای آب، سیلندرهایی بازسازی شده خاک با محلول مورد نظر ۵ بار تر و خشک شدند تا ترکیب سطوح تبادل خاک با محلول‌های ساخته شده به تعادل برسند. سپس برای آخرین بار سیلندرهایی خاک با محلول‌های نظیرشان اشباع شده و وزن اشباع آن‌ها یادداشت شد.

برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی غیراشباع $(cm h^{-1})$ از روش میزان آب خروجی استفاده شد (گاردنر، ۱۹۵۵):

$$\ln(Q_0 - Q) = \ln\left(\frac{8Q_0}{\pi^2}\right) - \left(\frac{\pi}{2L}\right)Dt \quad (3)$$

Q (cm^3) حجم تجمعی محلول خروجی از نمونه در زمان t ، Q_0 (cm^3) کل حجم تجمعی محلول خروجی (پس از تعادل)، L (cm) طول نمونه خاک، D میانگین پخشیدگی آبی خاک در دامنه پتانسیل ماتریک (یا رطوبت) مورد نظر می‌باشند. خاک اشباع در دستگاه جعبه شن قرار داده شد و مکش ۲ سانتی‌متر روی نمونه اعمال شد (زمان صفر) و در زمان‌های مختلف (۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۶۰، ۱۲۰، ۲۴۰، ... و زمان تعادل) پس از اعمال مکش $(0-2 cm)$ ، نمونه‌ها توزین شده و میزان آب خروجی از نمونه‌ها اندازه‌گیری شد. همین کار برای دامنه مکش‌های ۲-۵، ۵-۱۰، ۱۰-۲۰، ۲۰-۵۰، ۵۰-۷۰ و ۷۰-۱۰۰ تکرار شد. تفاوت وزن نمونه در هر زمان با وزن اولیه آن بیان‌گر حجم تجمعی آب خروجی (Q) و تفاوت وزن‌های اولیه و تعادلی نمونه بیانگر کل حجم تجمعی آب خروجی (Q_0) است. سپس مقادیر $\ln(Q_0 - Q)$ در برابر t رسم شده و با توجه به معادله ۳، شیب این رابطه $(\pi D/2L)$ بدست آمد و میزان D ، در دامنه مکش ماتریک اعمال شده، محاسبه شد. سپس با فرض رابطه خطی مقدار رطوبت و مکش ماتریک بر اساس فرمول (۴)، میانگین هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک $(K(h))$ محاسبه شد:

$$K(h) = D \times \frac{\Delta h}{\Delta \theta} \quad (4)$$

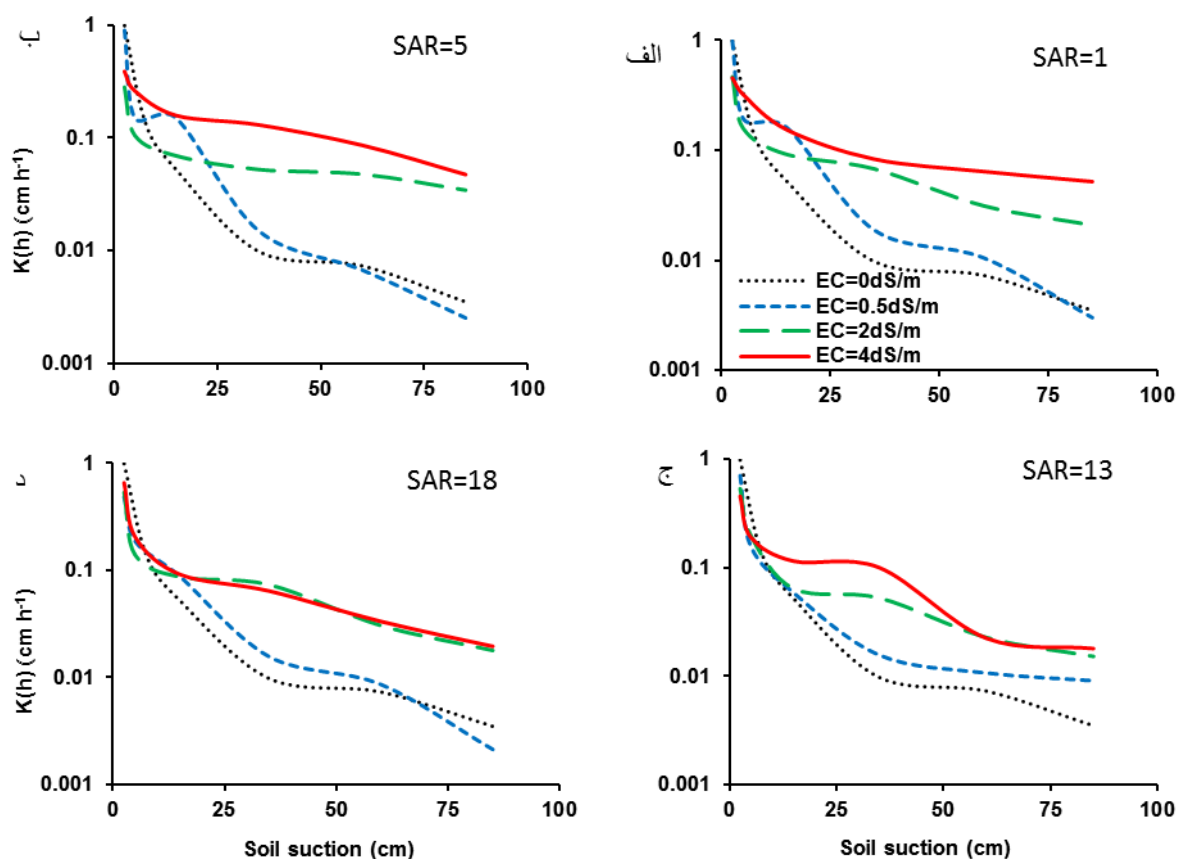


تجزیه و تحلیل آماری با نرم افزار SAS و مقایسه میانگین‌ها به روش دانکن انجام گرفت. رسم شکل‌ها توسط نرم افزار Excel انجام شد.

نتایج و بحث

تجزیه واریانس نشان داد که اثر بافت خاک و EC بر $K(h)$ ، در همه مکش‌ها در سطح آماری یک درصد معنی‌دار است. SAR در مکش‌های ماتریک ۱۵، ۶۰ و ۸۵ cm، در سطح آماری ۱ درصد و در مکش ۳۵ cm، در سطح آماری ۵ درصد، اثر معنی‌داری بر $K(h)$ دارد. اثر برهم‌کنش SAR و EC بر $K(h)$ ، در مکش‌های ماتریک ۲/۵ و ۷/۵ cm کمتر ($p < 0/05$) از سایر مکش‌ها است ($p < 0/01$).

تغییرات $K(h)$ خاک رسی و لوم رسی شنی، به صورت تابعی از مکش ماتریک خاک، در EC و SARهای مختلف، به ترتیب در شکل‌های ۱ (الف-د) و ۲ (الف-د) آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که با افزایش مکش ماتریک خاک (۲/۵-۸۵ cm)، $K(h)$ کاهش می‌یابد و شیب کاهشی آن در ECهای پایین، بیش‌تر است (شکل‌های ۱ و ۲).



شکل ۱- تغییرات هدایت هیدرولیکی غیراشباع ($K(h)$) خاک رسی بصورت تابعی از مکش ماتریک خاک تحت ECهای مختلف در مکش‌های ماتریک کم ($h=2/5$ cm)، تغییرات $K(h)$ با شوری روند مشخصی ندارد (شکل‌های ۱ و ۲). اما در مکش‌های بالاتر ($h>2/5$ cm)، شوری موجب افزایش $K(h)$ می‌شود و بیش‌ترین میزان آن در $EC=4$ dS m⁻¹ دیده می‌شود (جدول ۲). به عنوان نمونه در خاک رسی و مکش ۸۵ cm، تحت SAR=۱، میزان $K(h)$ در $EC=4$ dS m⁻¹ برابر $0/052$ cm h⁻¹ و در $0/5$ dS m⁻¹ برابر $0/003$ cm h⁻¹ است (شکل ۱، الف). با افزایش مکش خاک، تفاوت $K(h)$ در سطوح مختلف EC، افزایش یافته و در مکش ۸۵ cm، به حداکثر میزان می‌رسد (شکل‌های ۱ و ۲). بررسی جدول ۲ نشان می‌دهد که در مکش ۸۵ cm، با افزایش EC از $0/5$ تا 4 dS m⁻¹، $K(h)$ ۹۰ درصد افزایش می‌یابد در حالی که افزایش آن در مکش ۷/۵ cm، تنها ۲۹ درصد است.

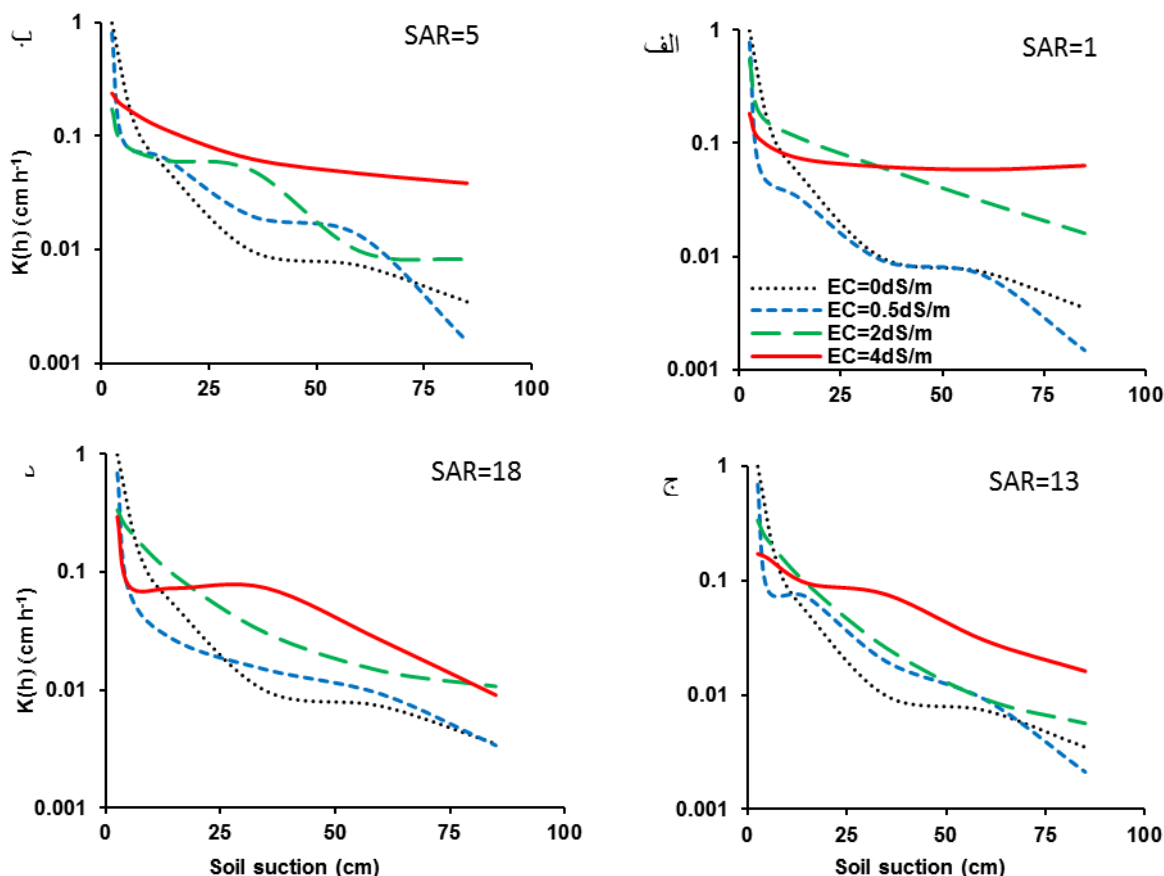


جدول ۲- مقایسه میانگین اثر تیمارهای بافت خاک و کیفیت آب بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک (cm h^{-1})

مکش ماتریک						تیمار آزمایشی	
۸۵	۶۰	۳۵	۱۵	۷/۵	۲/۵		
۰/۰۲۱ ^a	۰/۰۳۱ ^a	۰/۰۵۷ ^a	۰/۱۰۷ ^a	۰/۱۸۸ ^a	۰/۵۶۹ ^a	رسی	بافت
۰/۰۱۴ ^b	۰/۰۲۲ ^b	۰/۰۴۱ ^b	۰/۰۷۵ ^b	۰/۱۲۹ ^b	۰/۴۳۷ ^b	لوم رسی شنی	
۰/۰۰۳ ^c	۰/۰۱۰ ^c	۰/۰۱۶ ^c	۰/۰۸۱ ^c	۰/۱۲۳ ^b	۰/۷۵۴ ^a	۰/۵	شوری (dS m^{-1})
۰/۰۱۹ ^b	۰/۰۲۸ ^b	۰/۰۵۳ ^b	۰/۰۹۰ ^b	۰/۱۷۷ ^a	۰/۴۰۹ ^b	۲	
۰/۰۳۰ ^a	۰/۰۴۱ ^a	۰/۰۷۹ ^a	۰/۱۰۳ ^a	۰/۱۷۵ ^a	۰/۳۴۶ ^b	۴	
۰/۰۲۶ ^a	۰/۰۳۵ ^a	۰/۰۵۴ ^a	۰/۱۰۳ ^a	۰/۱۷۰ ^a	۰/۵۶۸ ^a	۱	قلیابیت
۰/۰۲۱ ^b	۰/۰۳۳ ^a	۰/۰۵۰ ^{ab}	۰/۱۰۳ ^a	۰/۱۴۶ ^a	۰/۴۶۴ ^a	۵	
۰/۰۱۳ ^c	۰/۰۲۰ ^b	۰/۰۴۸ ^{ab}	۰/۰۸۲ ^b	۰/۱۶۹ ^a	۰/۴۸۳ ^a	۱۳	
۰/۰۱۱ ^c	۰/۰۱۸ ^b	۰/۰۴۵ ^b	۰/۰۷۶ ^b	۰/۱۵۰ ^a	۰/۴۹۸ ^a	۱۸	

* در هر ستون و در هر گروه، میانگین‌هایی که حداقل یک حرف مشترک دارند، در سطح آماری ۵ درصد اختلاف معنی‌داری ندارند.

نتایج نشان می‌دهد که در مکش‌های کم ($2/5-7/5 \text{ cm}$)، SAR اثر معنی‌داری بر $K(h)$ ندارد. اما در مکش‌های بالاتر (cm)، افزایش SAR موجب کاهش معنی‌دار $K(h)$ می‌شود و کم‌ترین میزان آن در $\text{SAR} = 18$ دیده می‌شود (جدول ۲). برای مثال در خاک لوم رسی شنی و تحت $\text{EC} = 4 \text{ dS m}^{-1}$ و مکش 85 cm ، $K(h)$ در SARهای ۱، ۵، ۱۳ و ۱۸ به ترتیب برابر 0.009 ، 0.016 ، 0.039 ، 0.063 cm h^{-1} است (شکل ۲، الف-د).



شکل ۲- تغییرات هدایت هیدرولیکی غیراشباع ($K(h)$) خاک لوم رسی شنی بصورت تابعی از مکش ماتریک خاک تحت ECهای مختلف بررسی اثر برهم کنش EC و SAR بر $K(h)$ ، حاکی از آن است که با افزایش SAR، اثر EC کاهش یافته و در $\text{SAR} = 18$ به حداقل مقدار می‌رسد. برای نمونه در خاک لوم رسی شنی و مکش 85 cm ، تحت $\text{SAR} = 1$ ، تفاوت $K(h)$ بین ECهای 0.5 و 4 dS m^{-1} برابر 0.062 است، در حالی که این تفاوت در $\text{SAR} = 18$ به 0.006 کاهش می‌یابد (شکل ۲ الف و د). تغییرات $K(h)$



با تیمارهای ترکیبی EC و SAR در مکش‌های ۲/۵-۷/۵ cm دارای روند مشخصی نیست. اما در سایر مکش‌ها، کم‌ترین مقدار $K(h)$ در $EC = 0.5 \text{ dS m}^{-1}$ و $SAR = 18$ دیده می‌شود (جدول ۳).

جدول ۳- مقایسه میانگین اثر برهم‌کنش EC و SAR بر هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک (cm h^{-1})

مکش ماتریک (cm)						تیمار آزمایشی	شوری (dS m^{-1})
۸۵	۶۰	۳۵	۱۵	۷/۵	۲/۵	قلیابیت	
۰/۰۰۲ ^h	۰/۰۰۹ ^f	۰/۰۱۷ ⁱ	۰/۰۰۹ ^{b-d}	۰/۱۲۶ ^{cd}	۰/۸۸۱ ^a	۱	۰/۵
۰/۰۰۲ ^h	۰/۰۱۰ ^{ef}	۰/۰۱۷ ^f	۰/۰۰۶ ^{a-c}	۰/۱۲۱ ^d	۰/۵۸۲ ^a	۵	۰/۵
۰/۰۰۵ ^{gh}	۰/۰۱۴ ^{ef}	۰/۰۱۷ ^f	۰/۰۰۶ ^{fg}	۰/۱۲۰ ^d	۰/۶۹۸ ^{ab}	۱۳	۰/۵
۰/۰۰۲ ^h	۰/۰۰۸ ^f	۰/۰۱۳ ^f	۰/۰۰۵ ^g	۰/۱۲۷ ^{cd}	۰/۵۸۷ ^{bc}	۱۸	۰/۵
۰/۰۱۸ ^{de}	۰/۰۳۰ ^c	۰/۰۶۴ ^{bc}	۰/۱۰۱ ^{a-c}	۰/۱۷۰ ^{a-d}	۰/۵۰۷ ^{cd}	۱	۲
۰/۰۳۶ ^b	۰/۰۴۷ ^b	۰/۰۵۷ ^{cd}	۰/۰۰۹ ^{c-e}	۰/۱۴۵ ^{b-d}	۰/۲۵۹ ^f	۵	۲
۰/۰۱۰ ^{fg}	۰/۰۱۵ ^e	۰/۰۳۹ ^e	۰/۰۰۷ ^{ef}	۰/۲۱۳ ^a	۰/۴۳۶ ^{c-f}	۱۳	۲
۰/۰۱۴ ^{ef}	۰/۰۲۳ ^d	۰/۰۵۱ ^{de}	۰/۰۰۹ ^{c-e}	۰/۱۸۳ ^{ab}	۰/۴۳۳ ^{c-f}	۱۸	۲
۰/۰۵۷ ^a	۰/۰۶۱ ^a	۰/۰۷۳ ^b	۰/۱۱۳ ^a	۰/۲۱۴ ^a	۰/۳۱۷ ^{d-f}	۱	۴
۰/۰۲۷ ^c	۰/۰۴۸ ^b	۰/۰۹۰ ^a	۰/۱۰۹ ^{ab}	۰/۱۷۳ ^{a-c}	۰/۲۸۰ ^{ef}	۵	۴
۰/۰۱۷ ^{de}	۰/۰۲۶ ^{cd}	۰/۰۸۷ ^a	۰/۱۰۵ ^{a-c}	۰/۱۷۴ ^{a-c}	۰/۳۱۳ ^{d-f}	۱۳	۴
۰/۰۲۰ ^d	۰/۰۲۹ ^c	۰/۰۶۸ ^{bc}	۰/۰۸۲ ^{de}	۰/۱۴۰ ^{b-d}	۰/۴۷۵ ^{c-e}	۱۸	۴

*در هر ستون و در هر گروه، میانگین‌هایی که حداقل یک حرف مشترک دارند، در سطح آماري ۵ درصد اختلاف معنی‌داری ندارند.

با افزایش مکش ماتریک، منحنی $K(h)$ برای تیمار آب مقطر نسبت به سایر تیمارها با شدت بیشتری کاهش می‌یابد و کم‌ترین مقدار $K(h)$ در این تیمار مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲). مقایسه دو خاک نیز نشان می‌دهد که مقدار $K(h)$ با میزان رس، رابطه مثبت و معنی‌داری دارد و در همه مکش‌ها، مقدار آن در خاک رسی بیش‌تر است (جدول ۲) ولی بطور کلی روند تغییرات $K(h)$ در هر دو خاک مشابه است (شکل‌های ۱ و ۲).

$K(h)$ بستگی به توزیع اندازه منافذ، پیوستگی و اعوجاج منافذ و مقدار رطوبت خاک دارد. با کاهش مقدار رطوبت، آب از منافذ درشت خاک خارج شده و منافذ کوچک در انتقال آب مؤثرند. بنابراین به علت کاهش پیوستگی منافذ، آب با سرعت کم‌تری در خاک منتقل می‌شود و در رطوبت‌های پایین، $K(h)$ تقریباً به صفر می‌رسد (She et al., 2015). خاک رسی به دلیل داشتن درصد بالای منافذ ریز و متوسط، که مجاری اصلی هادی آب در خاک‌های غیراشباع هستند (ختار و همکاران، ۱۳۹۱)، دارای $K(h)$ بیشتری نسبت به خاک لوم رسی شنی است و این تفاوت با افزایش مکش ماتریک، مشهودتر می‌شود. به طور کلی در هر دو بافت، تغییرات کیفیت آب آبیاری، ساختمان خاک را تحت تأثیر قرار داده و موجب تغییر $K(h)$ می‌شود (Rengasamy and Marchuk, 2011; Ezlit et al., 2013). در این پژوهش هدایت هیدرولیکی در نزدیکی رطوبت اشباع بررسی شده است؛ بنابراین آثار مشاهده‌شده مربوط به ساختمان خاک است. با افزایش شوری آب ناشی از یون‌هایی با شعاع هیدراته کم (Ca^{++})، ضخامت DDL کاهش یافته و ذرات خاک هم‌آوری می‌شوند. این امر موجب بهبود ساختمان خاک و افزایش درصد پیوستگی منافذ شده و متعاقباً $K(h)$ افزایش می‌یابد (Buelow et al., 2015). در EC برابر 0.5 dS m^{-1} ، شیب منحنی‌های $K(h)$ زیاد است، ولی با افزایش EC ، شیب آن کاهش می‌یابد. زیرا در EC برابر 0.5 dS m^{-1} ، غلظت نمک‌های محلول خاک کم بوده و اثر یون سدیم تقویت می‌شود. طبق قانون تبادل کاتیونی، یونی که غلظت بالاتری دارد، بیش‌تر جذب سطوح می‌شود. بنابراین به دلیل غلظت زیاد سدیم در تیمارهای با SAR بالا، بیش‌تر سطوح کلئیدی با این یون اشباع می‌شوند. به دلیل شعاع هیدراته بزرگ یون سدیم، ضخامت DDL اطراف کلئیدها افزایش یافته و عدم نزدیکی ذرات، باعث آماس خاک می‌گردد. این عوامل موجب پراکندگی ذرات، کاهش اندازه و پیوستگی منافذ و هم‌چنین تخریب و افزایش اعوجاج منافذ خاک می‌شود (Li et al., 2010). از طرف دیگر با افزایش سطح ذرات، آب با انرژی بیش‌تری جذب ذرات خاک شده و تمام این عوامل باعث کاهش قابل توجه $K(h)$ می‌گردد (Arienzo et al., 2012). اثر EC و SAR بر هدایت هیدرولیکی بستگی به بافت خاک دارد و با ریزش بافت خاک، اثر EC و SAR افزایش می‌یابد (Ezlit et al., 2013).



همچنین به دلیل ناچیز بودن یون‌های محلول در تیمار آب مقطر، کاهش $K(h)$ نسبت به سایر تیمارها شدیدتر است. افزایش ضخامت DDL در این تیمار باعث کاهش نیروی جاذبه بین ذرات کلوئیدی و پراکنده شدن ذرات خاک می‌گردد. ذرات پراکنده شده به همراه آب حرکت کرده و در منافذ بین خاکدانه‌ای قرار می‌گیرند. این امر سبب کاهش منافذ مؤثر در انتقال آب و افزایش اعوجاج منافذ می‌شود. همچنین آماس ذرات نیز باعث بسته شدن منافذ ریز و درون خاکدانه‌ای می‌گردد. این فرایندها کاهش حجم و پیوستگی منافذ را سبب شده و موجب افت شدید $K(h)$ می‌شوند (ختار و همکاران، ۱۳۹۱). بر اساس این نتایج می‌توان بیان کرد که در صورت استفاده از آب‌هایی با SAR بالا، جهت حفظ ساختمان و هدایت هیدرولیکی مناسب خاک به ویژه در خاک‌های ریزبافت، باید از آب‌هایی با شوری بیش‌تر استفاده شود.

منابع

- برزگر ع. ر.، امیریان ع. ر. و ناصری ا. ا. ۱۳۸۶. بررسی علل عدم آبشویی املاح در برخی قسمت‌های مزارع نیشکر جنوب اهواز. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۱۴، شماره ۱، صفحه‌های ۱ تا ۱۱.
- ختار م.، مصدقی م. ر. و محبوبی ع. ا. ۱۳۹۱. اثر کیفیت آب آبیاری بر مقدار آب قابل استفاده برای گیاه و توزیع اندازه منافذ دو خاک آهکی با بافت متفاوت. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۱۶، شماره ۶۰، صفحه‌های ۱۵۹ تا ۱۷۲.
- طرزی ا. معاضد ه. و فراستی م. ۱۳۹۱. بررسی خصوصیات هیدرولیکی خاک اشباع تحت شرایط آبیاری با کیفیت‌های متفاوت. مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، جلد ۱۹، شماره ۳، صفحه‌های ۲۳۷ تا ۲۴۳.
- Arienzo M., Christen E.W., Jayawardane N.S., and Quayle W.C. 2012. The relative effects of sodium and potassium on soil hydraulic conductivity and implications for winery wastewater management. *Geoderma*, 173: 303–310.
- Assouline S., Russo, D., Silber, A. and Or D. 2015. Balancing water scarcity and quality for sustainable irrigated agriculture, *Water Resource Research*, 51: 3419–3436.
- Bagarello, V., Iovino, M., Palazzolo, E., Panno, M., Reynolds, W.D., 2006. Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. *Geoderma*, 130: 1–13.
- Buelow M.C., Steenwerth K., and Parikh S.J. 2015. The effect of mineral-ion interactions on soil hydraulic conductivity. *Agriculture Water Management*, 152: 277–285.
- Ezlit Y.D., Bennett J.M., Raine S.R., and Smith R.J. 2013. Modification of the McNeal clay swelling model improves prediction of saturated hydraulic conductivity as a function of applied water quality. *Soil Science Society America Journal*, 77: 2149–56.
- Gardner W.R. 1955 Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. *Soil Science Society America Journal*, 15: 317–320.
- Jalali M. 2002. Composition of irrigation waters in west of Iran. 17th world congress of soil science in Bangkok, 17: 2184: 1–4.
- Li F.H., Yang S.M., and Peng C. 2010. Effects of domestic sewage water and ameliorant effectiveness on soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society America Journal*, 74: 461–468.
- Rengasamy P. and Marchuk A. 2011. Cation ratio of soil structural stability (CROSS). *Soil Research*, 49: 280–285.
- She D., Gao X., Wang P., Xu W., Liu Y. and Liu, Y. 2015. Comparison of soil hydraulic properties with different levels of soil salinity and sodicity, *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 5351–5360.



Effect of water quality on unsaturated hydraulic conductivity of two soils with different texture

M. Khataar¹, M. R. Mosaddeghi², A. A. Mahboubi³

1- Former MSc Student, Department of Soil Science, College of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamadan

2- Professor, Department of Soil Science, College of Agriculture, Isfahan University of Technology

3- Emeritus Professor, Department of Soil Science, College of Agriculture, Bu-Ali Sina University, Hamadan

Abstract

This study was done to investigate the impact of water salinity (EC) and sodicity (SAR) on unsaturated hydraulic conductivity ($K(h)$) of two clay and sandy clay loam soils. Combined treatments of water quality included three levels of EC (0.5, 2, 4 and 8 dS m⁻¹) and four levels of SAR (1, 5, 13 and 18) and distilled water (as control). The soils were wetted and dried five times with the mentioned waters. Then, soil hydraulic conductivity in the matric suction range of 0–100 cm was determined using Gardner's outflow method. The effect of water quality on $K(h)$ of both soils was significant and was greater at higher matric suctions. The lowest $K(h)$ was determined at EC of 0.5 dS m⁻¹. With an increment in EC, $K(h)$ of both soils increased with the highest value recorded at EC of 4 dS m⁻¹. With an increase in sodium concentration, $K(h)$ of both soils significantly decreased and the lowest value was recorded at SAR of 18. Decrease of $K(h)$ with sodicity would depend on water salinity. At low salinities (EC < 2 dS m⁻¹), the effect was greater but at high salinities (EC > 2 dS m⁻¹), the destructive effect of sodium on soil structure was minimized. The $K(h)$ values were greater in clay soil and the effect of water quality on $K(h)$ was more evident for the clay soil than for the sandy clay loam.

Keywords: Unsaturated hydraulic conductivity, Water quality, Salinity, Sodicity