

## اثر افزایش شوری آب آبیاری در روند توسعه ترک‌های ناشی از خشک‌شدگی در خاک‌های شالیزاری

فاطمه سلحشور دلیوند<sup>1</sup>، ناصر دوات‌گر، محمدرضا یزدانی، امیرحسین ناظمی

و علی‌اشرف صدرالدینی

کارشناس طرح‌های توسعه منابع آب شرکت سهامی آب منطقه‌ای گیلان: Ph\_salahshoor@yahoo.com

استادیار پژوهش موسسه تحقیقات خاک و آب: N\_davatgar@yahoo.com

استادیار پژوهش موسسه تحقیقات برنج کشور: Smryazdany@yahoo.ca

دانشیار گروه مهندسی آب دانشگاه تبریز: Ahnazemi@yahoo.com

دانشیار گروه مهندسی آب دانشگاه تبریز: Alisadraddini@yahoo.com

دریافت: 94/2/22 و پذیرش: 95/3/9

### چکیده

خشکسالی‌های متعدد سال‌های اخیر و نیز ساخت و بهره‌برداری از سدهای متعدد در حوضه آبریز رودخانه سپیدرود کمیت و کیفیت (افزایش شوری) آب این رودخانه را که منبع اصلی تأمین آب استان گیلان می‌باشد، به طور محسوسی کاهش داده است. پیش‌بینی می‌شود در سال‌های آتی با افزایش فاصله آبیاری در هر تناوب، بروز ترک به دلیل نوع و محتوای بالای رس خاک‌های شالیزاری استان گیلان اجتناب‌ناپذیر و هدر رفت آب در خاک‌های ترک‌دار یکی از مهم‌ترین مشکلات مطرح باشد. از سوی دیگر شور شدن آب آبیاری نیز بر خواص فیزیکی مرتبط با انقباض خاک و توسعه ترک مؤثر است. در مطالعه حاضر روند ترک‌برداری خاک‌های شالیزاری با سطوح شوری 2، 3، 4 و 5 دسی‌زیمنس بر متر در اثر خشک‌شدگی در آزمایشگاه و در مزرعه بدون حضور گیاه برنج و با استفاده از منحنی مشخصه انقباض مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد تغییر حجم خاک با انقباض عمودی (نشست) آغاز شده و بروز ترک در همه تیمارها در رطوبت نزدیک به اشباع (50 تا 55 درصد وزنی برای خاک مورد مطالعه) رخ می‌دهد. هم‌چنین کلوخه‌های ایجاد شده در سطح خاک همه تیمارها شکل‌های هندسی منظم داشتند. با افزایش شوری خاک متوسط پهنا و عمق ترک‌ها افزایش یافت، به گونه‌ای که در پایان دوره آزمایش در تیمار با شوری 5 دسی‌زیمنس بر متر متوسط عرض و عمق ترک به ترتیب 5 و 17 سانتی‌متر بود. بنابراین در صورتی که سخت لایه شخمی از ضخامت کافی برخوردار باشد، عمق ترک منجر به شکاف در سخت لایه شخمی نخواهد شد. در این شرایط هدر رفت آب از راه نفوذ عمقی حداقل خواهد بود، اما نفوذ جانبی آن قابل ملاحظه است. روند تغییرات شاخص شدت ترک در طول دوره خشک‌شدگی نشان داد که تیمار با شوری 2 دسی‌زیمنس بر متر کم‌ترین مقدار توسعه ترک‌ها را داشت و با افزایش مقدار شوری این شاخص افزایش نشان داد.

واژه‌های کلیدی: شاخص شدت ترک، خشک‌شدن خاک، شوری، نیروی کششی

<sup>1</sup> نویسنده مسئول، آدرس: رشت، شرکت سهامی آب منطقه‌ای گیلان، معاونت طرح و توسعه، دفتر مهندسی طرح‌های توسعه منابع آب

## مقدمه

خاک، حجم خاک کاهش نمی‌یابد و کاهش آب برابر با افزایش حجم هوا در کلوخه است (برونزویک، 1991). عوامل مؤثر بر ترک‌خوردگی خاک‌ها به دو بخش بیرونی و درونی (ذاتی) طبقه‌بندی می‌گردند (وی‌جی‌اسکرا و پاپادوپولو، 2001). عوامل بیرونی شامل تغییرات دما، پوشش گیاهی سطح خاک، رطوبت نسبی و سرعت باد است؛ در حالی که وضعیت رطوبتی خاک، ساختار مواد معدنی تشکیل دهنده ذرات خاک، ضخامت افق، درجه تراکم و خصوصیات شیمیایی خاک از شرایط ذاتی می‌باشند (مین و وو، 2008). مطالعات زیادی در آزمایشگاه و مزرعه به منظور بررسی چگونگی توسعه ترک‌های ناشی از خشک‌شدگی در خاک‌های مختلف انجام پذیرفته است (موریس و همکاران، 1992، ووگل و همکاران، 2005، تانگ و همکاران، 2008 و 2010 و آتیکو و سانچز، 2011). مقدار و نوع رس از جمله خصوصیات فیزیکی خاک است که انقباض خاک را به صورت گسترده تحت تأثیر قرار می‌دهد (بووین و همکاران، 2004). داسوگ و همکاران (1988) علاوه بر رطوبت و پتانسیل انبساط خاک، پوشش گیاهی و مدیریت را از عوامل اصلی در پتانسیل ترک‌خوردگی خاک برشمردند. یوشیدا و آداجی (2001) نشان دادند در مزرعه‌ای که گیاه برنج به صورت ردیفی و با فاصله‌های معین کشت شده است، با وقوع تبخیر و تنش خشکی، ترک‌ها در امتداد و مرکز ردیف‌ها توسعه و با افزایش فاصله بین ردیف‌ها محدوده ترک خورده افزایش می‌یابد. شوری اثر هم‌ارایی بر خاک دارد و منجر به نزدیک شدن ذرات خاک به یکدیگر می‌شود. هم‌ارایی زمانی تقویت می‌گردد که شوری محلول خاک نزدیک به  $1/5$  دسی‌زیمنس بر متر یا شوری آب آبیاری بیش از  $0/5$  دسی‌زیمنس بر متر گردد (هانسون و همکاران، 1999). افزایش نسبی غلظت املاح منجر به نزدیک‌تر شدن کاتیون‌های جذب سطحی شده در سطح ذرات خاک، کاهش ضخامت لایه دوگانه پخشیده شده و در نتیجه نزدیکی ذرات خاک به یکدیگر می‌شود. اثر خالص این پدیده توسعه ترک‌ها و بزرگ شدن منافذ بین خاکدانه‌ها نسبت به منافذ درون خاکدانه‌ها می‌باشد و در نتیجه نفوذپذیری بیش‌تر می‌گردد (باربور و همکاران، 1998). روادز و همکاران (1997) نشان دادند استفاده از آب شور در خاک‌هایی با بافت سنگین موجب افزایش بیش‌تر شوری خاک می‌گردد، اما به سبب ایجاد ترک و شکاف‌های ناشی از خشک‌شدن خاک، آبشویی این خاک‌ها راحت‌تر است و پیش از فصل کشت بعدی

اصول آبیاری و زهکشی در خاک‌های ترک‌دار متفاوت از خاک‌های غیرترک‌دار است. نه تنها مقدار آب و املاح حل شده در خاک‌های ترک‌دار در مکان و زمان متغیر هستند بلکه فاز جامد املاح نیز در مکان و زمان متفاوت است. تشکیل ترک‌ها در خاک سطحی به علت تبخیر و از دست دادن آب یک فرآیند طبیعی معمول است که می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای ساختار خاک را در کاربردهای ژئوتکنیکی، کشاورزی و زیست‌محیطی تحت تأثیر قرار دهد (تانگ و همکاران، 2011a). رشد گیاه نیز می‌تواند تحت تأثیر ترک تشکیل شده در خاک قرار گیرد. در دوره‌های تر، مقدار زیادی از آب حاصل از بارش از طریق ترک‌ها به خاک تحت‌الارض منتقل و در نتیجه مقدار بیش‌تری آب برای گیاه نگهداری می‌شود. برعکس در دوره‌های خشک، عمق خاک در ترک‌ها در مجاورت هوا قرار گرفته و منجر به تبخیر بیش‌تر آب می‌شود. به علاوه، وجود ترک‌ها در خاک منجر به افزایش مقاومت مکانیکی توده خاک و توانایی آن برای افزایش فشردگی می‌شود (موریس و همکاران، 1992). ترک‌ها به طور معنی‌داری بر خواص هیدرولیکی خاک مؤثر بوده (آلایر و همکاران، 2009) و هدایت هیدرولیکی در خاک‌های ترک‌دار، چند برابر بیش‌تر از خاک‌های بدون ترک است (آلبرخت و بنسون، 2001). ترک در اثر انقباض یا غلبه تنش کششی در خاک سطحی نسبت به نیروی پیوندی بین ذرات خاک به وجود می‌آید (کورت و هیگاشی، 1960). منحنی انقباض خاک تا حد زیادی به شناخت فرآیند پیچیده ترک‌خوردگی کمک می‌نماید و محققان متعددی با استفاده از این منحنی به بررسی خصوصیات مختلف فیزیکی خاک پرداخته و بعضاً روش‌های ساده‌ای را برای استخراج مراحل ترک‌خوردگی ارائه نموده‌اند (بووین و همکاران، 2004، مین و وو، 2007 و 2008). منحنی انقباض خاک شامل چهار فاز ساختمانی، پایه، باقی‌مانده و صفر است. چون خاک سطحی شالیزاری فاقد ساختمان است فاز انقباض ساختمانی در این خاک مشاهده نمی‌شود. در فاز انقباض نرمال حجم آب از دست رفته از منافذ بین ذرات خاک برابر با حجم خاک منقبض شده است، بنابراین رابطه  $1:1$  بین نسبت رطوبت (حجم آب در فضای منافذ به حجم خاک) و نسبت منافذ (حجم منافذ به حجم ذرات جامد) وجود دارد (ویلدینگ و تیسر، 1998 و باندیوآدهایا و همکاران، 2003). انقباض باقی‌مانده مرحله‌ای است که در آن تغییر در حجم خاک کم‌تر از حجم آب از دست رفته می‌باشد (استریک، 1954). در انقباض صفر، با از دست دادن بیش‌تر رطوبت

شوری کم‌تری را نسبت به دیگر بافت‌ها خواهند داشت. پائوچارد و همکاران (1999) اثر شوری در الگوهای ترک ناشی از خشک‌شدگی ذرات سوسپانسیون را بررسی نمودند. آنان دریافتند بسته به اندازه شوری سوسپانسیون، انواع مختلفی از الگوهای ترک‌خوردگی قابل مشاهده است. کریسمانو و همکاران (2002) نشان دادند در خاک‌های ترک‌دار راندمان آبشویی وابسته به حجم ترک است.

زمین‌های کشاورزی استان گیلان به سبب شرایط آب و هوایی و نوع خاک، مستعد کشت گیاه برنج می‌باشند. میزان رس موجود در بیش‌تر خاک‌های شالیزاری استان گیلان زیاد و کانی غالب در این خاک‌ها از نوع متورم شونده (اسمکتیت) است (کاوسی، 1378 و دوات‌گر و همکاران، 1384)، بنابراین خاک‌های این استان از پتانسیل بالایی برای انقباض و بروز ترک برخوردارند. منبع اصلی تأمین آب در استان گیلان رودخانه سپیدرود می‌باشد که در سال‌های اخیر به سبب خشکسالی‌های پی در پی و برنامه احداث سدهای متعدد در قسمت‌های بالادست حوضه، کاهش دبی و کیفیت آب این رودخانه مورد انتظار است. اگرچه ظهور ترک نقطه آغاز تشکیل ساختمان در خاک است اما در سیستم غرقابی کشت برنج می‌تواند منجر به مشکلات جدی در اتلاف آب گردد. بنابراین شناخت مراحل مختلف ترک‌خوردگی در خاک‌های شالیزاری و تعیین حدود رطوبت بحرانی می‌تواند در پیش‌گیری از هدر رفت آب مؤثر باشد. از سوی دیگر شور شدن آب آبیاری و اثر آن بر خواص فیزیکی مرتبط با انقباض خاک و توسعه ترک به خوبی تبیین نشده است. از آنجا که چگونگی ترک‌برداری خاک‌های شالیزاری در ایران کم‌تر مورد توجه قرار گرفته، مطالعه حاضر با هدف بررسی چگونگی توسعه ترک، خصوصیات هندسی ترک‌ها و اثر شوری خاک بر بروز و توسعه ترک در خاک‌های سطحی شالیزاری انجام پذیرفت.

## مواد و روش‌ها

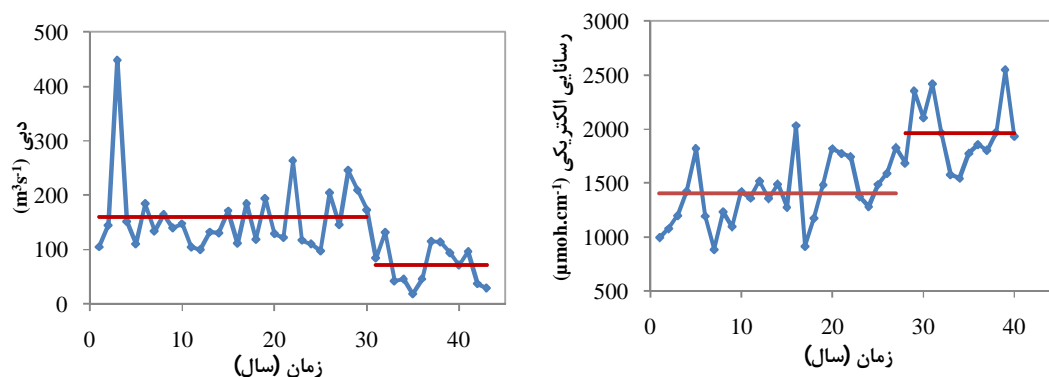
این مطالعه در موسسه تحقیقات برنج کشور (رشت) که در واحد فیزیوگرافی دشت‌های آبرفتی استان گیلان واقع است، اجرا گردید. میانگین دما و رطوبت نسبی سالانه به ترتیب 15/8 درجه سلسیوس و 80 درصد و میانگین بارندگی ده ساله 1132 میلی‌متر می‌باشد. در طول دوره‌ی آزمایش میانگین دمای هوا، تبخیر و رطوبت نسبی به ترتیب 28 درجه سلسیوس، 6/51 میلی‌متر در روز و 70/52 درصد بود. از ویژگی‌های این منطقه، وجود آب زیرزمینی در عمق کم‌تر از 10 متر و حالت اشباع در

افق‌های سطحی خاک (تا عمق 2 متر) در اثر بارندگی و آبیاری است (بغدادی، 1377 و محمدی، 1349). ویژگی‌های شیمیایی، فیزیکی و مکانیکی افق سطحی گلخراب، سخت‌لایه شخمی و افق غیراشباع در خاک مورد مطالعه که کانی غالب آن از نوع اسمکتیت است (کاوسی، 1378) در جدول یک نشان داده شده است. همه‌ی آزمایش‌های تعیین خواص فیزیکی و مکانیکی خاک بر اساس استاندارد ASTM انجام شده است. حد انقباض خاک نیز از روش پیشنهادی کاساگرانده با استفاده از شاخص خمیری و حد مایع تعیین شد (طاحونی، 1389). برای اندازه‌گیری هدایت‌های هیدرولیکی افقی و عمودی به روش بار افتان، پروفیلی به صورت پلکانی و به عمق 70 سانتی‌متر حفر و از افق گلخراب سطحی، سخت‌لایه شخمی و خاک غیراشباع زیرین به صورت دست‌نخورده نمونه‌برداری شد.

به منظور تعیین روند تغییرات شوری و آورد رودخانه سپیدرود به عنوان مهم‌ترین منبع آب آبیاری استان گیلان، داده‌های مربوط به ویژگی‌های کیفیت آب و دبی متوسط ماهانه و سالانه 43 سال این رودخانه (1388-1345 هجری شمسی) در ایستگاه شاخص رودبار از بانک اطلاعاتی شرکت آب منطقه‌ای گیلان تهیه شد. ارزیابی کمی و کیفی مقادیر ثبت شده نشان داد که روند آورد و شوری آب به ترتیب کاهشی و افزایشی است (شکل 1). برای شبیه‌سازی کیفیت آب آبیاری و به منظور تعیین املاح غالب رودخانه سپیدرود از داده‌های اندازه‌گیری شده کیفیت آب این رودخانه (شامل کاتیون‌های  $\text{Na}^+$ ،  $\text{Ca}^{2+}$ ،  $\text{Mg}^{2+}$  و  $\text{K}^+$  و آنیون‌های  $\text{Cl}^-$ ،  $\text{CO}_3^{2-}$ ،  $\text{HCO}_3^-$  و  $\text{SO}_4^{2-}$ ) به همراه pH استفاده شد. با محاسبه نسبت کاتیون‌ها و نیز نسبت آنیون‌ها به یکدیگر و مقایسه آنها، املاح غالب رودخانه سپیدرود کلرید سدیم (NaCl) و سولفات کلسیم ( $\text{CaSO}_4$ ) به نسبت دو به یک شناسایی شد. به منظور تهیه آب آبیاری با هدایت‌های الکتریکی 2، 3 و 4 و 5 دسی‌زیمنس بر متر از نمک‌های شیمیایی آزمایشگاهی کلرید سدیم و سولفات کلسیم با رعایت نسبت تعیین شده استفاده شد. بدین منظور مقدار نمک مورد نیاز برای سطوح مختلف شوری بر حسب میلی‌گرم بر لیتر تعیین و این مقدار نمک در هر تیمار در یک لیتر آب مقطر حل شد. کنترل دستیابی به هدایت‌های الکتریکی تعیین شده با استفاده از دستگاه EC متر انجام پذیرفت. ویژگی‌های شیمیایی آب‌های تهیه شده در جدول 2 نشان داده شد.

جدول 1- ویژگی‌های شیمیایی، فیزیکی و مکانیکی خاک مورد مطالعه

متغیرها	واحد	افق سطحی گل‌خواب (0-15 سانتی‌متر)	سخت لایه شخمی (15-40 سانتی‌متر)	افق غیر اشباع (40-65 سانتی‌متر)
هدایت الکتریکی عصاره اشباع	$\text{dS.m}^{-1}$	0/94	0/48	0/54
pH	-	7/19	7/20	6/30
کربن آلی	%	1/87	0/58	0/40
شن	%	10	6	16
سیلت	%	37	40	38
رس	%	53	54	46
رطوبت اشباع	$\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$	0/649	0/689	0/653
هدایت هیدرولیکی اشباع افقی	$\text{mmd}^{-1}$	1/90	0/18	2/27
هدایت هیدرولیکی اشباع عمودی	$\text{mmd}^{-1}$	1/90	0/23	3/41
جرم مخصوص ظاهری	$\text{gcm}^{-3}$	1/00	1/05	1/27
جرم مخصوص حقیقی	$\text{gcm}^{-3}$	2/56	2/54	2/52
حد روانی	$\text{gg}^{-1}$	57	71	88
حد پلاستیک	$\text{gg}^{-1}$	24	26	29
حد انقباض	$\text{gg}^{-1}$	12/00	11/64	11/50
شاخص خمیری	%	33	45	59
فعالیت رس	-	0/75	1/00	2/38



شکل 1- سری زمانی داده‌های دبی (Q) و رسالتی الکتریکی (EC) متوسط سالانه رودخانه سپیدرود طی 43 سال در ایستگاه رودبار

جدول 2- ویژگی‌های شیمیایی آب آبیاری

رسالتی الکتریکی ( $\text{dSm}^{-1}$ )					ویژگی‌های شیمیایی ( $\text{meq}^{-1}$ )
5	4	3	2	1 (ب معمولی)	
36/72	30/61	24/58	14/93	4	Na
36/86	30/53	24/25	15/10	5/20	Cl
10/50	8/93	8/13	6/45	9/10	Ca+Mg
16/02	14/48	12/17	8/33	1/88	SAR

پس از ناپدید شدن آب از سطح خاک میزان شوری در هر یک از تیمارها با اندازه‌گیری قابلیت هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک در فاصله‌های عمقی ده سانتی‌متری از لایه‌های مطالعه شده، تعیین شد. ابعاد ترک در 450 سانتی‌متر مربع از سطح خاک (با استفاده از یک چهارچوب 30×15 سانتی‌متر) و در دو تکرار برای هر تیمار اندازه‌گیری شد. محل قرارگیری هر چهارچوب به صورت تصادفی در سطح کرت انتخاب گردید. عمق ترک با استفاده از یک سیم فلزی با قطر 2 میلی‌متر مطابق با روش پیشنهادی داسوگ و شاشیده‌هارا (1993) اندازه‌گیری شد. از چگونگی توسعه ترک خاک ابتدا به صورت روزانه و پس از کند شدن سرعت توسعه ترک با فاصله‌های زمانی دو، سه، پنج و هفت روز تصویربرداری گردید. پهنای ترک و مساحت ترک خورده با استفاده از تصاویر دیجیتالی و به کمک نرم‌افزار AutoCad2009 اندازه‌گیری شدند. به منظور کمی نمودن گسترش ترک‌خوردگی در طول فرآیند خشک‌شدن، از شاخص شدت ترک (میلر و همکاران، 1998) که عبارت از نسبت سطح ترک به کل سطح خاک در چهارچوب است، استفاده گردید. همچنین داده‌های برداشت شده برای رطوبت وزنی خاک و مولفه‌های ترک (عمق، پهنای و شاخص شدت ترک) در طول دوره خشک‌شدگی به صورت فاکتوریل بر پایه طرح بلوک‌های کامل تصادفی با استفاده از نرم‌افزار MSTATC مورد تجزیه آماری قرار گرفت. رسم نمودارها نیز با استفاده از نرم‌افزار Excel2007 انجام شد.

## نتایج و بحث

### منحنی انقباض خاک

شکل 2 منحنی مشخصه انقباض خاک سطحی را که با استفاده از آبی با هدایت الکتریکی یک دسی‌زیمنس بر متر (آب معمولی) اشباع و در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده است، نشان می‌دهد. چون خاک مورد مطالعه پس از اشباع کردن و تخریب ساختمان خاک به صورت خمیری روان، کاملاً همگن و بدون خاک‌دانه آماده شده بود (همانند شرایط گلخراپ در مزرعه) و از سوی دیگر استحکام پیوندهای بین ذرات سست بوده و امکان تشکیل منافذ پایدار نیز در این مرحله وجود نداشت، فاز انقباض ساختمانی مشاهده نشد.

منحنی مشخصه انقباض خاک از برآزش تغییرات نسبت پوکی (e) به رطوبت آن ( $\theta$ ) در آزمایشگاه تعیین شد. برای این منظور خاک افق سطحی با آب‌هایی با شوری‌های یاد شده اشباع و از رینگ‌های مخصوص اندازه‌گیری جرم مخصوص ظاهری (قطر و ارتفاع به ترتیب 7/5 و 4 سانتی‌متر) برای بررسی تغییرات رطوبت و حجم خاک در سه تکرار استفاده شد. نسبت منافذ و درجه اشباع خاک ( $S_r$ ) با استفاده از رابطه‌های 1 و 2 محاسبه گردیدند (نانگ و همکاران، 2011a) که در این رابطه‌ها  $\rho_s$  جرم مخصوص حقیقی خاک ( $\text{gcm}^{-3}$ )،  $\theta$  رطوبت وزنی خاک ( $\text{gg}^{-1}$ ) و  $\rho$  جرم مخصوص ظاهری خاک خشک ( $\text{gcm}^{-3}$ ) است.

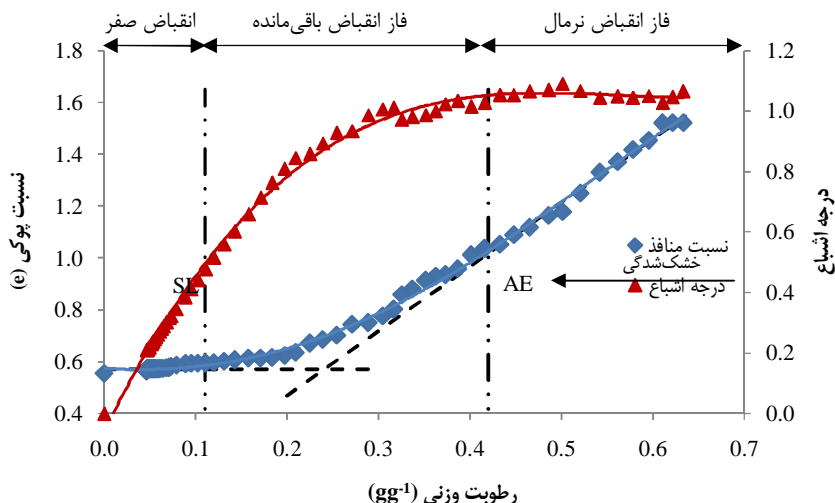
(1)

$$e = \frac{\rho_s(1+0.01\theta)}{\rho} - 1$$

(2)

$$S_r = \frac{\theta\rho_s}{e}$$

بررسی روند توسعه ترک خاک‌های شالیزاری با استفاده از چهار کرت آزمایشی به ابعاد 165×175 سانتی‌متر که به روش رایج در منطقه شخم زده و گلخراپ شدند، انجام گردید. فاصله کرت‌ها از یکدیگر 50 سانتی‌متر بوده و به سبب اجتناب از ورود جریان‌های زیرسطحی جانبی به کرت‌ها، اطراف هر کرت تا عمق 2 متر توسط ورق پلی‌اتیلن ضخیم دو لایه پوشانده شد. همچنین برای حفظ شرایط غرقاب و جلوگیری از ورود رواناب‌های سطحی به کرت‌ها، مرزهایی به ارتفاع 20 و عرض 30 سانتی‌متر ایجاد و این مرزها نیز توسط پلی‌اتیلن پوشانده شدند. برای اندازه‌گیری وضعیت رطوبت خاک در سه افق یاد شده، لوله‌های دستگاه TDR در هر کرت نصب گردید. واسنجی دستگاه TDR با استفاده از نمونه‌برداری و اندازه‌گیری رطوبت خاک به روش وزنی در عمق‌های مشخص از هر لایه هنگام نصب لوله‌ها و سپس قرائت‌ها با استفاده از دستگاه TDR در همان نقاط انجام پذیرفت. در یک بازه زمانی یک ماهه، چهار کرت آزمایشی با آب‌هایی با هدایت‌های الکتریکی 2، 3، 4 و 5 دسی‌زیمنس بر متر به طور کامل آبیاری شدند. در آخرین آبیاری اجازه داده شد تا رطوبت خاک به تدریج در اثر تبخیر و نفوذ عمقی کاهش یافته و توسعه ترک آغاز گردد.



شکل 2- منحنی مشخصه انقباض خاک سطحی مورد آزمایش

مرحله انقباض صفر شروع می‌شود که در آن خاک به متراکم‌ترین حالت خود رسیده و از این مرحله به بعد، حجم منافذ غیرقابل تغییر است یعنی با خشک‌شدگی بیش‌تر خاک، حجم آن تغییر نمی‌یابد. محتوای کم رطوبت خاک در حد انقباض منحنی، نشان‌دهنده‌ی پتانسیل بالای انبساط و انقباض خاک مورد مطالعه می‌باشد. حد انقباض گزارش شده ( $12\text{gg}^{-1}$ ) در جدول 1 تقریباً به مقدار حاصل از منحنی انقباض برای این پارامتر نزدیک می‌باشد. همچنین مشاهده شد که محل تلاقی خط‌های مماس بر منحنی انقباض در فازهای انقباض نرمال و صفر، برابر با حد پلاستیک ( $24\text{gg}^{-1}$ ) خاک مورد آزمایش است. نقطه ورود هوا و حد انقباض حاصل از منحنی انقباض در نمونه‌های خاک سطحی که با استفاده از آب‌هایی با هدایت‌های الکتریکی 1، 2، 3، 4 و 5 دسی‌زیمنس بر متر اشباع و به صورت گل‌خراب در آزمایشگاه آماده شدند، در جدول 3 آمده است.

در مرحله انقباض نرمال، متناظر با قسمت خطی منحنی نسبت منافذ نشان داده شده در شکل 2، کاهش حجم خاک برابر با حجم آب از دست رفته است، اما خاک هنوز کاملاً اشباع می‌باشد (برونزویک و اورزورمیر، 1990). با پیش‌روی فرآیند خشک‌شدگی، شیب منحنی انقباض کاهش شدیدتری یافته و در رطوبت معادل  $1\text{gg}^{-1}$  (نقطه ورود هوا (AE))، فاز انقباض باقی‌مانده شروع شده است. تانگ و همکاران (2011b) نشان دادند هنگامی که خاک اشباع است، نرخ ثابتی از تبخیر تدریجی آب اتفاق می‌افتد. زمانی که خاک شروع به خروج از حالت اشباع می‌نماید، یعنی در محتوای آب نزدیک به نقطه ورود هوا ناحیه نرخ ثابت تبخیر به انتها می‌رسد. با رسیدن به نقطه ورود هوا بزرگ‌ترین منافذ نزدیک سطح خاک از آب تخلیه و سرانجام با خشک‌شدگی بیش‌تر منافذ کوچک‌تر سطحی نیز خالی می‌شوند. هنگامی که رطوبت خاک به حد انقباض (SL) ( $11\text{gg}^{-1}$ ) می‌رسد،

جدول 3- مولفه‌های رطوبت در حد انقباض و نقطه ورود هوا در منحنی انقباض خاک سطحی گل‌خراب شده با آب‌هایی با هدایت‌های الکتریکی متفاوت

هدایت الکتریکی ( $\text{dSm}^{-1}$ )					واحد	متغیر
5	4	3	2	1		
0/58	0/57	0/57	0/55	0/42	$\text{gg}^{-1}$	رطوبت در نقطه ورود هوا
0/06	0/07	0/07	0/08	0/11	$\text{gg}^{-1}$	رطوبت در حد انقباض

شوری خاک، فاز انقباض نرمال کوتاه شده، اما فاز انقباض باقی‌مانده که در آن تغییر در حجم خاک کم‌تر از حجم آب از دست رفته می‌باشد، دوره طولانی‌تری را شامل می‌گردد. به نظر می‌رسد با افزایش شوری خاک، همارایی

با افزایش شوری خاک خروج از حالت اشباع در زمان سریع‌تر و در مقدار رطوبت وزنی بالاتری اتفاق می‌افتد اما مقدار رطوبت حد انقباض کم و در زمان طولانی‌تری به وجود می‌آید. به بیان دیگر با افزایش

انقباض عمودی و افقی به ترتیب در رطوبت بالاتر و کم‌تری اتفاق می‌افتد. اگرچه شواهدی وجود دارند که نشان می‌دهند، خاک‌ها همیشه انقباض برابر از همه جهات ندارند (دینکا و لاسکانو، 2012). پنگ و همکاران (2006) انقباض افقی و عمودی را غیرهمسان و کابیدوچه و اوزیر-لافونتنین (1995) جابه‌جایی‌های عمودی را کمی بزرگ‌تر از حرکت‌های افقی می‌دانند. همان‌طور که در جدول 4 نشان داده شده است برای خاک غیرشور، انقباض عمودی کمی بیش از انقباض افقی است، اما با افزایش شوری خاک انقباض عمودی کاهش یافته و انقباض افقی افزایش می‌یابد. کابیدوچه و اوزیر-لافونتنین (1995) نشان دادند، با افزایش شوری، اندازه‌ی انقباض عمودی کاهش می‌یابد. همچنین، مطالعات نشان می‌دهند، با افزایش شوری، پهنا و عمق ترک به ترتیب گرایش به افزایش و کاهش دارد (گریزمر، 1992). افزایش انقباض افقی با شوری خاک بیانگر آن است که در خاک‌های با شوری بالاتر، پهنای ترک‌های ایجاد شده بیش‌تر خواهد بود. اگرچه انقباض افقی در خاک‌های شور دیرتر آغاز می‌شود، اما توسعه‌ی ترک در این خاک‌ها سریع‌تر می‌باشد.

ذرات بیش‌تر شده و در نتیجه اندازه منافذ در حالت اشباع بزرگ و این منافذ در سطوح رطوبتی بالاتری از آب تخلیه می‌گردند. به تدریج با کاهش رطوبت خاک، ذرات رس از حالت هیدراته کامل خارج می‌شوند. در این زمان از یک سو با کاهش ضخامت لایه دوگانه پخشیده، ذرات کلوییدی خاک به یکدیگر نزدیک گردیده و از سوی دیگر غلظت کاتیون‌های دو ظرفیتی نسبت به کاتیون‌های یک ظرفیتی افزایش می‌یابد که در نتیجه منجر به کاهش پتانسیل زتا، نزدیکی بیش‌تر ذرات رس به یکدیگر و کوچک‌تر شدن اندازه منافذ می‌شود (لعل و شوکلا، 2004). بنابراین رطوبت وزنی که در آن حد انقباض اتفاق می‌افتد کم‌تر بوده و زمان بیش‌تری طول خواهد کشید تا این رطوبت حاصل گردد.

بررسی روند تغییرات رطوبت برای شروع فرآیندهای انقباض افقی و عمودی خاک مورد مطالعه نسبت به زمان در شوری‌های مختلف نشان داد که این فرآیندها همسان‌گرد نبوده و ترک در خاک‌های با شوری‌های مختلف در مقدارهای متفاوتی از رطوبت اتفاق افتاده است (جدول 4). تغییر حجم خاک با انقباض عمودی (نشست) آغاز شده و با افزایش شوری خاک،

جدول 4- مولفه‌های انقباض خاک سطحی گلخراب شده با آب‌هایی با هدایت‌های الکتریکی متفاوت

هدایت الکتریکی ( $\text{dSm}^{-1}$ )					واحد	جهت	متغیر
5	4	3	2	1			
11	11	11	11	11		عمودی	زمان بروز انقباض از شروع آزمایش
51/6	36/9	36/9	36/9	36/9	h	افقی	
0/61	0/61	0/61	0/60	0/59		عمودی	رطوبت وزنی در شروع انقباض
0/49	0/54	0/54	0/55	0/59	$\text{gg}^{-1}$	افقی	
8/08	8/16	8/31	8/49	8/48		عمودی	بیش‌ترین انقباض
9/09	8/96	8/73	8/50	8/30	mm	افقی	
493	493	493	493	445		عمودی	زمان بروز بیش‌ترین انقباض از شروع آزمایش
601	601	601	601	469	h	افقی	

برنج به سبب شرایط غرقابی و حرکت یک جانبه رو به پایین آب، شوری ناحیه ریشه متناسب با شوری آب آبیاری خواهد بود. قابلیت هدایت الکتریکی سخت‌لایه شخمی که در عمق 40-15 سانتی‌متری خاک قرار داشت، نسبت به افق سطحی گلخراب کم‌تر است. سخت‌لایه شخمی دارای هدایت هیدرولیکی اشباع افقی و عمودی کم‌تری نسبت به لایه بالایی است (جدول 1). بنابراین به عنوان یک لایه به نسبت غیرقابل نفوذ مانع از حرکت آب

#### اثر آبیاری با شوری‌های مختلف بر توزیع املاح و رطوبت در نیم‌رخ خاک

قابلیت هدایت الکتریکی اندازه‌گیری شده در عمق‌های مختلف خاک، در جدول 5 نشان داده شده است. در افق سطحی گلخراب (عمق 0-15 سانتی‌متر) قابلیت هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک متناسب با رسانایی الکتریکی آب آبیاری روند افزایشی نشان داد. فوگات و همکاران (2010) نیز نشان دادند که در کشت

سطح خاک و حرکت کاپیلاری آب و املاح به سوی سطح خاک نیز در تجمع املاح در افق سطحی گلخراپ، مؤثر است. ویلسون و همکاران (2000) نیز نشان دادند در اراضی شالیزاری تجمع املاح در سطح خاک بیش‌تر از اعماق است.

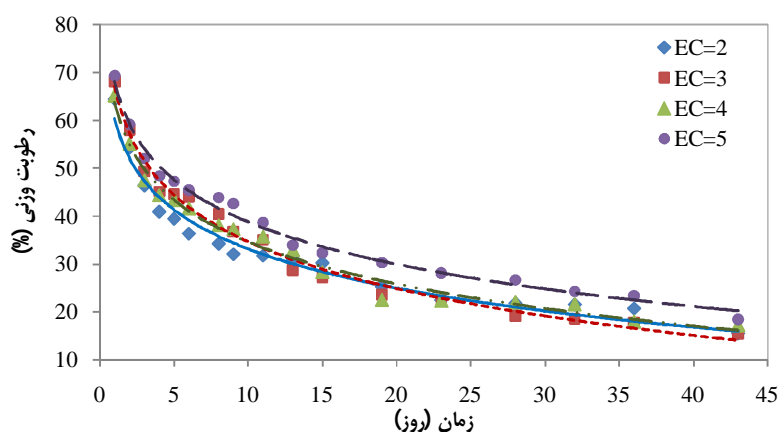
و املاح به سوی لایه‌های پایینی می‌شود. از سوی دیگر با جذب سطحی یون‌های حاصل از املاح در ذرات رس افق سطحی گلخراپ، غلظت املاح در خاک‌های تحت‌الارض کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که هدایت الکتریکی عصاره اشباع در عمق‌های زیرین خاک کم‌ترین مقدار را به خود اختصاص داده است. هم‌چنین تبخیر از

جدول 5- هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک در عمق‌های مختلف از تیمارهای آزمایشی

تیمار/عمق (cm)	افق سطحی گلخراپ	سخت لایه شخم	افق غیراشباع زیرین
	0-15	15-40	40-60
EC=2	2/21	1/03	0/51
EC=3	3/87	1/44	0/66
EC=4	5/53	2/29	1/06
EC=5	7/51	2/72	1/54

کاسته شده و در نتیجه به دنبال کاهش تبخیر آب، رطوبت بیش‌تری در خاک باقی می‌ماند. میزان تبخیر آب از سطح خاک نیز به صورت معنی‌داری تحت تأثیر عامل‌های متعددی مانند دما، بافت خاک، رطوبت نسبی، سرعت باد، تشعشع خورشیدی، غلظت نمک‌ها، اندازه منافذهای خاک، ضخامت لایه و مکش خاک قرار می‌گیرد (کوی و همکاران 2005، پرات و همکاران 2006).

تغییرات رطوبت وزنی خاک کرت‌ها نسبت به زمان سپری شده از آغاز خشک‌شدگی در لایه سطحی (گلخراپ) در شکل 4 نشان داده شده است. در بازه‌ی زمانی آزمایش، خاک با بیش‌ترین میزان شوری ( $EC=5 \text{ dSm}^{-1}$ ) دارای رطوبت به نسبت بالاتری نسبت به دیگر تیمارها بود که این موضوع با یافته‌های آزمایشگاهی مطابقت دارد (جدول 4). در واقع، با افزایش غلظت املاح از پتانسیل شیمیایی و توانایی انجام کار آب



شکل 4- تغییرات رطوبتی تیمارها در طول زمان سپری شده از آغاز خشک‌شدگی

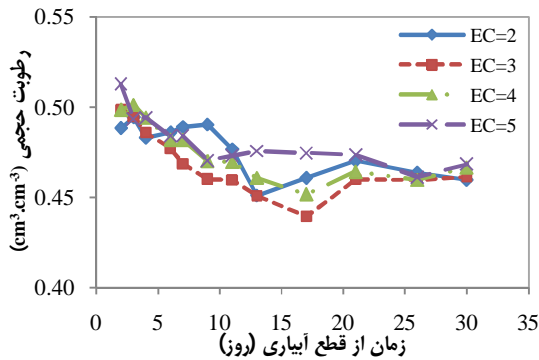
هیدرولیکی بسیار کوچک سخت‌لایه شخم (0/23 میلی‌متر در روز) بیانگر آن است که در خاک شالیزاری مورد مطالعه، افق دوم به عنوان لایه غیرقابل نفوذ عمل نموده و تغییرات رطوبتی در آن نسبت به لایه گلخراپ

پایش زمانی تغییرات رطوبت خاک در سخت‌لایه شخمی و خاک غیراشباع زیرین نشان داد که تغییرات رطوبت با گذشت زمان ناچیز و متأثر از افزایش غلظت املاح نبوده است (شکل‌های 5 و 6). هدایت

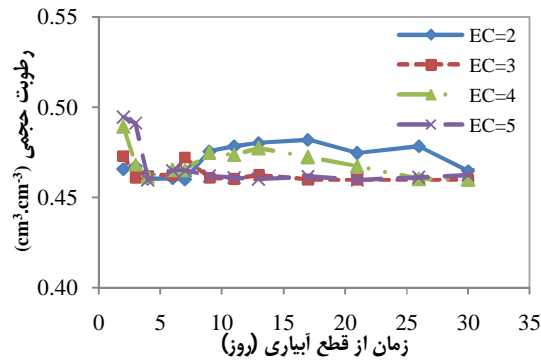


سطحی ناچیز است. هم‌چنین سخت‌لایه مانع از انتقال آب به خاک غیراشباع زیرین شده و تغییرات رطوبتی با

گذشت زمان در لایه غیراشباع ناچیز خواهد بود.



شکل 5- تغییرات رطوبت حجمی سخت لایه شخمی در تیمارهای آزمایشی



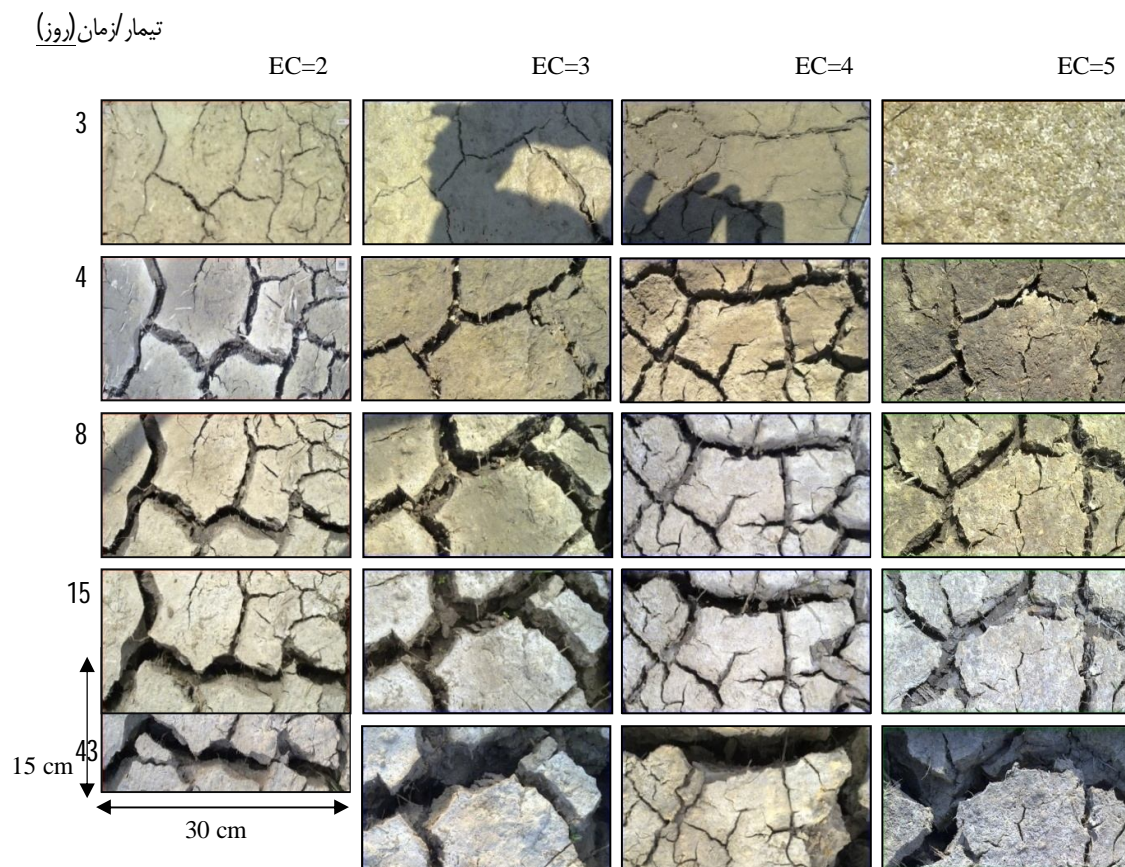
شکل 6- تغییرات رطوبت حجمی لایه غیراشباع در تیمارهای آزمایشی

#### اثر شوری خاک بر توسعه ترک

تانگ و همکاران (2008) و آتیکو و سانچز (2011) نشان دادند که ترک‌ها در محل تقاطع‌ها به شکل «T» و یا «+» هستند که نتایج حاصل از تحقیق حاضر با این موضوع مطابقت دارد. هم‌چنین مشاهده شد اولین ترک‌های ایجاد شده در سطح خاک لزوماً ترک‌های اصلی یا تعیین کننده نیستند و با گسترش پهنای ترک‌های اصلی، به تدریج از پهنای عمق ترک‌های فرعی کاسته و حتی تعدادی از ترک‌ها در اثر جابجایی‌ها یا حرکات جانبی خاک بسته می‌شوند. تبیین علت این رفتار نیاز به بررسی بیشتر دارد که در مطالعه حاضر مقدر نشد.

به منظور کمی نمودن نتایج، تجزیه واریانس اثر شوری خاک بر تغییرات رطوبت وزنی و مولفه‌های ترک (عمق، پهنای شاخص شدت ترک) در شش زمان از دوره خشک‌شدگی منطبق با آنچه که در شکل شماره 7 نشان داده شده است (روزهای اول، سوم، چهارم، هشتم، پانزدهم و چهل و سوم) انجام پذیرفت که جزییات آن در جدول شماره 6 آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود اثر شوری خاک، زمان از قطع آبیاری و اثر متقابل این دو فاکتور بر متغیرهای رطوبت وزنی، عمق، پهنای شاخص شدت ترک در سطح یک درصد معنی‌دار است.

خاک گستره‌ای ناهمگن از موادی با پیوندهای بین ذره‌ای دارای استحکام متفاوت است و معمولاً ترک‌ها از نقاط ضعیف در سطح خاک آغاز می‌گردند (وینبرگر 1999 و زاباط و همکاران 1997). شکل 7 چگونگی توسعه ترک‌ها را در زمان‌های مختلف از طول دوره خشک‌شدگی نشان می‌دهد. فاقد ترک بودن خاک سطحی کرت با شوری 5 دسی‌زیمنس بر متر در سومین روز از قطع آب بیانگر تأخیر در توسعه ترک نسبت به دیگر تیمارها است. تانگ و همکاران (2011b) نشان دادند که تبخیر آب خاک با افزایش مکش مویینه و گسترش نیروی کششی در سطح ذرات خاک، عامل مهمی در شروع ترک است. تداوم تبخیر آب از حد فاصل آب-هوا در سطح خاک اشباع کرت‌ها منجر به افزایش مکش مویینه در لایه سطحی می‌شود. همراه با افزایش مکش مویینه و تنش موثر بین ذرات رس، خاک تحکیم یافته و منقبض می‌گردد. با افزایش شوری خاک در محدوده‌ی نزدیک به اشباع، مکش رطوبت متناظر با مکش ورود هوا افزایش می‌یابد (جدول 3) و در نتیجه افزایش مکش مویینه، تحکیم و انقباض خاک که منجر به ظهور ترک می‌گردد، دیرتر اتفاق می‌افتد. با گذشت زمان و پیشرفت خشک‌شدگی توسعه ترک‌ها بیشتر گردید، اما این توسعه در خاک‌های با شوری بیشتر محسوس‌تر بود.



شکل 7- روند بروز و تغییر شکل الگوی ترک‌ها از آغاز دوره خشک‌شدگی

جدول 6- تجزیه واریانس اثرات شوری خاک بر رطوبت وزنی و مولفه‌های ترک در دوره خشک‌شدگی

شاخص شدت ترک	میانگین مربعات			درجه آزادی	منابع تغییر
	پهنای ترک	عمق ترک	رطوبت وزنی		
95/02**	0/07**	1/09**	57/05**	3	شوری خاک
2634/49**	23/00**	184/01**	2325/88**	5	زمان از قطع آبیاری
34/31**	0/17**	3/46**	4/03**	15	شوری* زمان
0/02	0/00	0/02	0/89	23	خطای آزمایش
0/61	3/74	2/84	2/30	-	ضریب تغییرات

\* معنی‌دار در سطح احتمال 5 درصد، \*\* معنی‌دار در سطح احتمال 1 درصد، ns بی‌معنی

مطابقت دارد. تانگ و همکاران (2011b) نیز نشان دادند تقریباً 90 درصد ترک‌خوردگی هنگامی که خاک هنوز اشباع است، اتفاق می‌افتد که این موضوع نیز به روشنی از عکس‌های سومین روز از زمان قطع آب در شکل 7 قابل رویت می‌باشد. هم‌چنین مین و وو (2008) نشان دادند که ترک‌ها در محتوای آب ثقلی نزدیک به حد روانی اتفاق می‌افتد که این موضوع نیز با نتایج حاصل از این پژوهش

روند تغییرات مولفه‌های ترک (عمق، پهنای و شاخص شدت ترک) نسبت به زمان و رطوبت در شوری‌های مختلف در شکل 8 نشان داده شده است. بروز ترک در همه تیمارها در محتوای رطوبتی 50 تا 55 درصد وزنی و نزدیک به اشباع اتفاق افتاده است. این موضوع با نتایج تحقیقات پرون و همکاران (2009) که نشان دادند در لحظه بروز ترک، رطوبت خاک نزدیک به اشباع است،

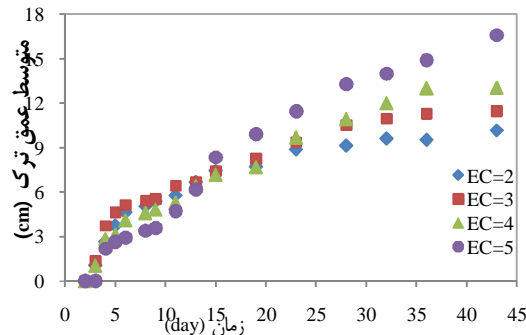
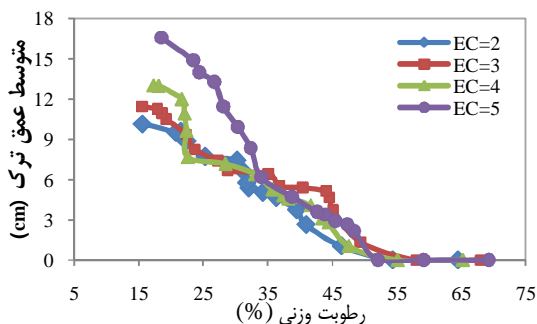
سانتی‌متری خاک قرار دارد) را قطع نمودند. بنابراین در شرایط بروز ترک سخت لایه شخم ماهیت خود را حفظ نموده و می‌تواند به عنوان بستری به نسبت غیرقابل نفوذ مانع از نفوذ عمقی آب باشد اما حرکت افقی آب از ترک‌ها همچنان ادامه دارد و چنانچه از نشت جانبی پیش‌گیری گردد، می‌توان تا حد زیادی از هدر رفت آب جلوگیری نمود. روند تغییرات شاخص شدت ترک در طول دوره خشک‌شدگی نشان داد در کرت با شوری 2 دسی‌زیمنس بر متر توسعه ترک‌ها کم‌تر از کرت‌های با شوری 3، 4 و 5 دسی‌زیمنس بر متر است. در کرت با شوری 2 دسی‌زیمنس بر متر سطح ترک خورده در زمان کوتاه‌تری به مقدار نهایی خود نزدیک شده و به ثبات رسیده است. اما در تیمارهای با شوری 3، 4 و 5 دسی‌زیمنس بر متر اگرچه روند افزایشی مساحت ترک خورده رشد سریع اولیه را نداشت اما عمق و پهنای ترک در آنها بیش‌تر بود.

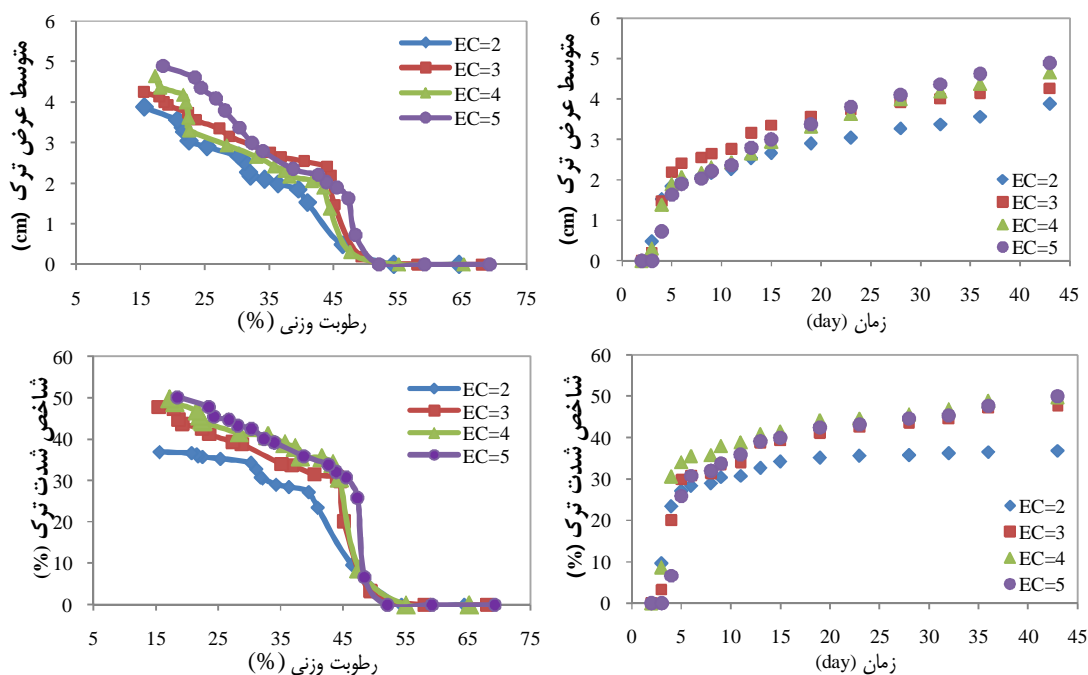
#### نتیجه‌گیری

ارزیابی‌ها نشان می‌دهد کاهش دبی معمولاً با کاهش کیفیت آب همراه است. کمبود آب در خاک‌های شالیزاری با پتانسیل انقباض و انبساط زیاد، منجر به توسعه ترک و تلفات آب می‌شود. اثر شوری آب آبیاری بر چگونگی توسعه ترک‌ها نشان داد که افزایش شوری آغاز توسعه ترک را با تأخیر مواجه ساخته اما در خاک‌های شورتر با گذشت زمان از ابتدای خشک‌شدن پهنای ترک بیش از خاک‌های با شوری کم‌تر خواهد بود و حتی در این حالت نیز عمق ترک سخت لایه شخم را قطع نخواهد نمود. در این شرایط جریان ترجیحی نقش مهمی در فرآیندهای هیدرولوژی و انتقال املاح خواهند داشت و املاح با سرعت و مقدار آب بیش‌تری به زهکش‌های جانبی راه می‌یابند که می‌تواند بر کیفیت آب‌های سطحی اثرگذار باشند.

در توافق است. کرت با شوری 2 دسی‌زیمنس بر متر در طول دوره خشک‌شدگی کم‌ترین عرض و عمق ترک را به خود اختصاص داده است (شکل 8). با گذشت زمان از آغاز خشک‌شدگی و بدون در نظر گرفتن شوری خاک، توسعه ترک با در نظر گرفتن مولفه‌های عمق، پهنای و شدت ترک، ابتدا به سرعت افزایش و پس از رسیدن به یک رطوبت معین (که در خاک‌های با شوری‌های مختلف در روزهای متفاوتی از خشک‌شدن اتفاق می‌افتد) این توسعه با سرعت کم‌تری انجام می‌شود (شکل 8). با کاهش رطوبت خاک از حد اشباع روند افزایش عمق، پهنای و شاخص شدت ترک در ابتدا به سرعت و سپس با نرخ کم‌تری افزایش پیدا کرد. استیوارت (2013) نشان داد که فرآیند توسعه‌ی ترک پیچیده و دارای رابطه غیرخطی با رطوبت خاک است. با افزایش شوری در خاک، پهنای و عمق ترک توسعه بیش‌تری نسبت به شرایط غیرشور نشان داد. کانی غالب در خاک مطالعه شده از نوع انبساط‌پذیر اسمکتیت است (کاوسی، 1378) که کاتیون غالب بین لایه‌ای آن از نوع سدیم و سپس کلسیم است (مونتیس، 2005). با گسترش خشک‌شدگی، در خاک‌های با شوری بالا غلظت کلسیم بر سدیم در فضای بین لایه‌ای چیره گشته و ظرفیت الکتریکی بالاتر منجر به نزدیک‌تر شدن لایه‌های رس و در نتیجه انقباض بیش‌تر خاک می‌گردد که برآیند آن توسعه ترک از نظر عمق و پهنای است. محمد و مصطفی (2000) نشان دادند که انقباض حجمی با افزایش شوری افزایش می‌یابد. بیش‌ترین پهنای ترک اندازه‌گیری شده در کرت‌های با شوری 2، 3، 4 و 5 دسی‌زیمنس بر متر به ترتیب 4/84، 5/57، 6/16 و 6/46 سانتی‌متر بود که نشان می‌دهد با افزایش شوری خاک، پهنای ترک افزایش می‌یابد.

بیش‌ترین عمق ترک اندازه‌گیری شده در کرت‌های با شوری 2، 3، 4 و 5 دسی‌زیمنس بر متر به ترتیب 27/4، 28/50، 32 و 30/20 سانتی‌متر بود که نشان می‌دهد حتی در بدترین شرایط، در خاک مورد بررسی ترک‌ها سخت لایه شخم (که در عمق 15 تا 40





شکل 8- نحوه تغییر عمق، عرض، شاخص شدت ترک با محتوای رطوبت وزنی خاک

#### فهرست منابع:

1. بغدادی، م. 1377. بررسی خاک‌های شمال ایران (استان گیلان)، طرح تهیه نقشه جامع خاک‌های ایران. وزارت کشاورزی. سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، موسسه تحقیقات خاک و آب. نشریه فنی 1045.
2. دوات‌گر، ن.، کاوسی، م.، علی‌نیا، م.ح. و پیکان، م. 1384. بررسی وضعیت پتاسیم و اثر خواص فیزیکی و شیمیایی خاک بر آن در شالیزارهای استان گیلان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. 9 (4): 71-87.
3. طاحونی، ش. 1389. اصول مهندسی ژئوتکنیک (جلد اول)، مکانیک خاک. پارس آئین. 831.
4. کاوسی، م. 1378. مطالعه عوامل مؤثر در جذب پتاسیم از خاک توسط گیاه برنج و تعیین عصاره‌گیر مناسب برای پتاسیم در برخی از شالیزارهای گیلان. رساله دکتری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
5. محمدی، م. 1349. گزارش خاکشناسی تفضیلی مزرعه نمونه طرح بهبود برنج. موسسه خاکشناسی و حاصلخیزی خاک، استان گیلان، نشریه شماره 269، 60 ص.
6. Albercht, B.A., and C.H. Benson. 2001. Effect of desiccation on compacted natural clay. *Journal of Geotechnical and Geo-environmental Engineering*, 127(1):67-75.
7. Allaire, S.E., S. Roulier and A.J. Cessna. 2009. Quantifying preferential flow in soils: a review of different technique. *Journal of Hydrology*, 378, 179-204.
8. Atique, A., and Sanchez, M. 2011. Analysis of cracking behavior of draying soil. 2<sup>nd</sup> international conference on environmental science and technology. IPCBEE vol.6. IACSIT press, Singapore.
9. Bandyopadhyay, K.K., M. Mohanty, D.K. Painuli, A.K. Misra, K.M. Hati, K.G. Mandal, P.K. Ghosh, R.S. Chaudhary and C.L. Acharya. 2003. Influence of tillage practices and nutrient management on crack parameters in a vertisol of Central India. *Soil Tillage Res.*, 71(2): 133-142.
10. Barbour, M.G., J.H. Burk, W.D. Pitts, F.S. Gillian and M.N. Schwartz. 1998. *Terrestrial Plant Ecology*. Benjamin/Cummings. Menlo Park, California.

11. Boivin, P., P. Garnier and D. Tessier. 2004. Relationship between clay content, clay type, and shrinkage properties of soil samples. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68:1145-1153.
12. Bronswijk, J.J.B. 1991. Relation between vertical soil movements and water-content changes in cracking clays. *Soil Science Society of American Journal*, 55(5): 1220-1226.
13. Bronswijk, J.J.B., and J.J. Evers-vermeer. 1990. Shrinkage of Dutch clay soil aggregates. *Neth. J. Agric. Sci.* 38, 175,194.
14. Cabidoche, Y.M., and H. Ozier-Lafontain. 1995. There are: I:matric water content measurements through thickness variation in Vertisols. *Agricultural Water Management*, 28(2):133-147.
15. Corte, A., and A. Higashi. 1960. Experimental research on desiccation cracks in soil. Research report 66, U.S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment. Wilmette, Illinois.
16. Crescimanno, G., G. Provenzano and H.W.G. Bultink. 2002. The effect of alternating different water qualities on accumulation and leaching of solutes in Mediterranean cracking soil. *Hydrol. Processes* 16:717-730.
17. Cui, Y.J., Y.F. Lu, P. Delage and M. Riffard. 2005. Field simulation of in-situ water content and temperature changes due to ground-atmospheric condition. *Geotechnique*, 55(7):557-567.
18. Dasog, G.S., and G. B. Shashidhara. 1993. Dimension and volume of crack in a vertisol under different crop covers. *Soil Sci.* 156:424-428.
19. Dasog, G., D. Acton, A. Mermut and E. De Jong. 1988. Shrink-swell potential and cracking in clay soils of Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science*, 68:251-260.
20. Dinka, T.M., and R.J. Lascano. 2012. Review paper: challenges and limitation in studying the shrink-swell and crack dynamics of vertisol soils. *Open Journal of Soil Science*, 2:82-90, doi:10.4236/ojss.2012.22012.
21. Grismer, M.E. 1992. Cracks in irrigated clay soil may allow some drainage. *California Agriculture*, 46(5):9-11.
22. Hanson, B., S.R. Grattan and A. Fulton. 1999. *Agricultural Salinity and Drainage*. University of California Irrigation Program. University of California, Davis.
23. Miller, C.J., H. Mi and N. Yesiller. 1998. Experimental analysis of desiccation crack propagation in clay liner. *Journal of American Water Resources Association*, 34(3): 677-686.
24. Lal, R. and A. Shukla. 2004. *Principles of soil physics*. Marcel Dekker, Inc. New York, pp 716.
25. Min, T.N., and Vo, D.N. 2007. A simple model of shrinkage cracking development for Kaolinite. *Journal of the KGS*. 23(9):29-37.
26. Min, T.N., and Vo, D.N. 2008. A graphical method for evaluation of stages in shrinkage cracking using S-shape curve model. *Journal of the KGS*. 24(9):41-48.
27. Mohamed, M.A. and Mustafa, M.A. 2000. Shrinkage of vertisols as affected by clay content, salinity and sodicity. *U. of K. J. Agric. Sci.* 8(1):14-25.
28. Montes, G.H. 2005. Swelling-shrinkage measurements of bentonite using coupled environmental scanning electron microscopy and digital image analysis. *J. Colloid Interface Sci.* 284:271-277.
29. Morris, P.H., J. Graham and D.J. Williams. 1992. Cracking in drying soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 29:263-277.
30. Pauchard, L., F. Parris and C. Allain. 1999. Influence of salt content on crack patterns formed through colloidal suspension desiccation. *The American Physical Society Journal*, 59(3): 3737-3740.

31. Peng, X., R. Horn, S. Peth and A. Smucker. 2006. Quantification of soil shrinkage in 2D by digital image processing of soil surface. *Soil Tillage Res.*, 91(1-2): 173-180.
32. Phogat, V., A.K. Yadav and R.S. Malik. 2010. Simulation of salt and water movement and estimation of water productivity of rice crop irrigated with saline water. *Paddy water Environ.* 8:333-346.
33. Prat, P.C., A. Ledesma and M.R. Lakshmikantha. 2006. Size effect in the cracking of drying soil. In: Gdoutos, E.E. (Ed.), *Proceeding of 16<sup>th</sup> European Conference of Fracture*, Springer.
34. Rhoades, J.D., S.M. Lesch, S.L. Burch, J. Letey, R.D. LeMert, P.J. Shouse, J.D. Oster and T.H. O'Halloran. 1997. Salt distribution in cracking soils and salt pickup by runoff water. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 123(5): 323-328.
35. Peron, H., Herchel, T., Laloui, L. and Hu, L.B. 2009. Fundamentals of desiccation cracking of fine-grained soils: experimental characterization and mechanism identification. *Canadian Geotechnic Journal*, 46:1177-1201.
36. Stewart, R.D. 2013. Characterization of hydrologic parameters and processes in shrink-swell clay soils. A dissertation of doctor philosophy. Oregon State University.
37. Strik, G. 1954. Some aspects of soil shrinkage and the effect of cracking upon water entry into the soil. *Australian Journal of Agricultural Research*, 5(2): 279-29.
38. Tang, C.S., B. Shi, C. Liu, L. Zhao and B.J. Wang. 2008. Influencing factors of geometrical structure of surface shrinkage cracks in clay soils. *Engineering Geology*, 101:204-217.
39. Tang, C.S., B. Shi, C. Liu, W.B. Suo and L. Gao. 2011b. Experimental characterization of shrinkage and desiccation cracking in thin clay layer. *Applied Clay Science J.* 52:69-77.
40. Tang, C.S., Y.J. Cui, A.M. Tang and B. Shi. 2010. Experimental evidence on the temperature dependence of desiccation cracking behavior of clayey soils. *Engineering Geology*, 114:261-266.
41. Tang, C.S., Y.J. Cui, B. Shi, A.M. Tang and C. Liu. 2011a. Desiccation and cracking behavior of clay layer from slurry state under wetting-drying cycles. *Geoderma J.* 166:111-118.
42. Vogel, H.J., H. Hofmann and K. Roth. 2005. Studies of crack dynamics in clay soil I. Experimental methods, results and morphological quantification. *Geoderma*, 125:203-211.
43. Weinberger, R. 1999. Initiation and growth of cracks during desiccation of stratified muddy sediments. *Journal of Structural Geology*, 21: 379-386.
44. Wijeyesekera, D.C. and M.C. Papadopolou. 2001. Cracking in clays with an image analysis perspective. *Clay Science for Engineering*, Adachi & Fukue (eds) Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5809 175 9, pp. 437-482.
45. Wilding, L.P. and D. Tessier. 1998. Genesis of vertisol shrink-swell phenomena. In: L.P. Wilding and R. Puentes, Eds., *Vertisols: Their distribution, properties, classification, and management*. Texas A&M University Printing Center, College Station, 55-79.
46. Wilson, C.E., T.C. Keisling, D.M. Miller, C.R. Dillon, A.D. Pearce, D.L. Frizcell and P.A. Counce. 2000. Tillage influence on soluble salt movement in silt loam cropped to paddy rice. *Soil Science Society of America Journal*, 46:1771-1776.
47. Youshida, S., and Adachi, K. 2001. Effects of cropping and puddling practices on the cracking patterns in paddy fields. *Soil Sci. Plant Nutr.* 47(3):519-532.
48. Zabat, M., M. Vayer-Besancon, R. Harba, S. Bonnamy and H. Van Damme. 1997. Surface topography and mechanical properties of smectite films. *Progress in Colloid and Polymer Science*. Springer, Berlin, 96-102.