نشریه پژوهش‌های خاک (علوم خاک و آب) / الف / جلد 29 / شماره 4 / 1394
DOI: http://dx.doi.org/10.22092/ijsr.2016.105908

تعیین رطوبت بحرانی برخی خاک‌های آبگریز استان گیلان

سیده مهرنوش میربابائی، محمود شعبانپور شهرستانی[1]، علی اصغر ذوالفقاری و کامبیز طاهری آبکنار

دانشجوی سابق کارشناسی ارشد خاک‌شناسی دانشگاه گیلان؛ mmirbabaei@yahoo.com
دانشیار گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان؛ Shabanpour@guilan.ac.ir
استادیار گروه بیابان‌زدایی، دانشکده کویرشناسی، دانشگاه سمنان؛ azolfaghari@semnan.ac.ir
دانشیار گروه جنگل‌شناسی دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان؛ Taherikambiz@yahoo.com

دریافت: 93/6/15 و پذیرش: 94/10/7

چکیده

آبگریزی یکی از ویژگی‌های خاک با تغییرات فصلی یا کوتاه‌مدت است که نفوذ آب در خاک را کاهش داده و یا از آن جلوگیری می‌کند. آبگریزی وابسته به رطوبت خاک است و در خاک‌های خشک بیشترین شدت را پیدا می‌کند. این مطالعه با هدف بررسی تغییرات آبگریزی و تعیین رطوبت بحرانی خاک‌ها در 10 منطقه جنگلی استان گیلان تحت پوشش‌های گیاهی مختلف از قبیل کاج تدا، توسکا، لرگ، گیاه آقطی، شمشاد، انجیلی، بلوط، راش، افرا و چمن پراکنده انجام شد. خاک‌ها در دو فصل پاییز و تابستان از عمق 0-5 سانتی‌متر نمونه‌برداری شدند. برای بررسی آبگریزی واقعی از آزمون زمان نفوذ قطره آب (WDPT) در رطوبت مزرعه و آبگریزی بالقوه پس از خشک کردن نمونه‌های دست‌نخورده در دمای 25 درجه سانتیگراد انجام شد. آبگریزی واقعی فقط در تابستان در مناطق جنگلی اندازه‌گیری گردید. گستره وسیعی از کلاس‌های آبگریزی خاک (خاک‌های آبدوست تا بینهایت آبگریز) در مناطق مورد مطالعه مشاهده شدند. نتایج نشان داد که در مناطقی که بافت شنی دارند شدت آبگریزی بیشتر می‌باشد. در این پژوهش همبستگی مثبتی بین *Log WDPT* با مقدار ماده آلی و درصد شن خاک (با r به‌ترتیب 0/42 و 0/27) تعیین شد. همبستگی *Log WDPT* با درصد رس خاک منفی (با r = -0/35) و رابطه‌ای بین *Log WDPT* و pH به دست نیامد. محدوده رطوبتی که خاک‌ها آبگریز می‌شوند (رطوبت بحرانی) برای هر یک از مناطق متفاوت و تابعی از ویژگی‌های خاک بود. محدوده رطوبت بحرانی در خاک‌های شنی در عمق 0-5 سانتی‌متر بین 6/7-4 درصد، در خاک‌های لوم رس سیلتی و لوم سیلتی بین 15/8-10/1 درصد و در خاک‌های لوم سیلتی و لوم رسی با میانگین ماده آلی بالا (14/6-11/2 درصد) بین 21/3-13/4 درصد ارزیابی شد. نتایج نشان می‌دهند که ماده آلی و بافت خاک بر مقدار رطوبت بحرانی خاک تأثیر دارند.

واژه‌های کلیدی: آبگریزی، آزمون زمان نفوذ قطره آب، آبگریزی واقعی، رطوبت بحرانی خاک

---

[1] نویسنده مسئول، آدرس: رشت، دانشگاه گیلان، دانشکده کشاورزی، گروه خاک‌شناسی

مقدمه

به طور طبیعی، خاک‌های خشک به‌سهولت آب جذب می‌کنند و اشباع می‌شوند. در واقع یک کشش قوی بین ذرات معدنی خاک و آب وجود دارد. نیروی کشش بین ذرات خاک و آب باعث می‌شود که مولکول‌های آب پیوستگی خود را از دست دهند (فیلیپ، 1969)، یعنی گرایش به آن که به شکل قطره آب باقی بمانند از بین می‌رود و آب در امتداد سطح ذرات حرکت می‌کند و خاک را خیس می‌کند (اوستوندی[1] و همکاران، 2013). بعضی از خاک‌ها (خاک آبگریز[2]) این ویژگی (قابلیت خیس شدن) را به طوری متفاوت نشان می‌دهند. اگر نیروهای کششی بین آب و خاک به دلیل حضور پوشش آبگریز روی دانه‌های شن یا یک خاک‌دانه، بسیار کم شود و یا از بین برود، وقتی قطره آب روی سطح خاک آبگریز قرار می‌گیرد آب به صورت قطره کروی روی سطح خاک باقی می‌ماند و خاک آبگریز نامیده می‌شود (فیلیپ، 1969؛زایگاس و همکاران،2005؛ اوستوندی و همکاران، 2013). آبگریزی اثرات متعددی روی هیدرولوژی و ژئومورفولوژی خاک دارد. آبگریزی ویژگی از خاک است که توانایی خاک را برای جذب آب کاهش می‌دهد (جوردن و همکاران، 2008؛ دایل[3]، 2013).

در نتیجه سرعت نفوذ برای دوره‌های زمانی از چند ثانیه تا ساعت‌ها و روزها کاهش می‌یابد (جوردن و همکاران، 2013). به این ترتیب زمان مورد نیاز برای ایجاد رواناب کاهش و شدت جریان رواناب افزایش می‌یابد (دوئر و همکاران، 2000؛ سینوگا و همکاران، 2010). آبگریزی باعث ایجاد الگوی‌های خیس شدن ناهمگن و توسعه مسیرهای جریان ترجیحی، تسریع آبشویی عناصر و افزایش خطر آلودگی آب‌های زیر زمینی و بعلاوه اثراتی در مورد فراهمی (در دسترس بودن) آب برای جذب توسط گیاه و تغذیه گیاه می‌شود. (لیتون‌بوسی[4] و همکاران، 2005؛ هاردی و همکاران، 2013). به هر حال آبگریزی خاک فقط اثرات منفی ندارد برخی از محققان اثرات مثبتی از آبگریزی گزارش کرده‌اند برای مثال آبگریزی باعث افزایش پایداری خاکدانه‌ها (ماتایکس سولرا و دوئر، 2004؛ فرو و همکاران، 2012)، افزایش نسبت ترسیب کربن آلی[5] (گوبل و همکاران، 2012) و کاهش تلفات آب خاک به‌وسیله تبخیر می‌شود (شکری و لیمن، 2009).

آبگریزی خاک تحت تأثیر تغییرات فصلی و رطوبت خاک است. به طور کلی آبگریزی در فصل خشک سال شدت می‌یابد و در طی فصل مرطوب سال کاهش می‌یابد و یا به طور کلی از بین می‌رود (مولر و دورر، 2011؛ اوستوندی و همکاران، 2013) این تغییرات فصلی ممکن است در نتیجه تغییرات رطوبتی خاک باشد خاک‌های آبگریز بسته به توالی دوره‌های خشک و مرطوب شدن می‌توانند آبگریز و یا آبدوست باشند (اوستوندی و همکاران، 2013). اصطلاح رطوبت بحرانی برای خاک‌های آبگریز به‌وسیله دکر و ریتسما (1994) بیان شد. رطوبت بحرانی به‌صورت یک آستانه ثابت نیست بلکه به صورت محدوده‌ی رطوبتی تعیین می‌شود و آن محدوده‌ای است که در رطوبت بالاتر از آن خاک آبگریز، قابل خیس شدن است و در رطوبت کمتر از آن، خاک آبگریز است. در واقع رطوبت بحرانی خاک آبگریز محدوده‌ای است که خاک از حالت آبگریز به حالت قابل خیس شدن تغییر حالت می‌دهد (دکر و همکاران، 2001؛ تایمر و همکاران، 2005؛ زایگاس و همکاران، 2005؛ اوستوندی و همکاران، 2013) است. با مشخص کردن محدوده رطوبت بحرانی خاک می‌توانیم وجود آبگریزی را تحت شرایط رطوبتی متفاوت تعیین کنیم (چو و همکاران، 2014). هدف از این مطالعه بررسی وجود و تغییرات فصلی آبگریزی واقعی[6] و بالقوه در برخی از مناطق جنگلی استان گیلان است. در این تحقیق رابطه آبگریزی با برخی از خصوصیات خاک بررسی شد. همچنین محدوده رطوبت بحرانی خاک‌های آبگریز در هر یک از مناطق تعیین شد.

مواد و روش‌ها

این مطالعه در 10 منطقه جنگلی استان گیلان انجام شد (شکل 1). موقعیت جغرافیایی هر یک از مناطق در جدول 2 آورده شده است. مناطق یک و دو تحت پوشش کاج تدا و منطقه سه جنگل تحت پوشش درختان توسکا (*Alnus subcordata*)، لرگ (*Pterocarya fraxinifolia*) و گیاه علفی آقطی (*Sambucus ebulus*) بودند. منطقه چهار تحت پوشش چمن و در برخی قسمت‌ها بایر بود. مناطق پنج، شش، هفت و هشت تحت پوشش کاج تدا بودند. منطقه نه تحت پوشش شمشاد (*Boxus sempervirens*)، انجیلی (*Parotia persica*) و

1. Oostindie
2. Water repellent soil
3. Diehl
4. Leighton-Boyce
5. Carbon sequestration rates
6. Actual water repellency

بلوط (*Quercus castanefolia*) و منطقه 10 تحت پوشش راش (*Fagus orientalis*) و افرا (*Acer SP.*) بود.

بر طبق اطلاعات ایستگاه هواشناسی استان گیلان میانگین بارش سالانه (بر طبق دوره‌ی آماری 20 ساله) 1289/5 میلی‌متر است. کمترین مقدار بارش در تیر ماه با مقدار متوسط 37/2 میلی‌متر و بیشترین مقدار بارش در شهریور ماه با مقدار متوسط 184/5 میلی‌متر گزارش شده است. بر طبق اطلاعات ایستگاه هواشناسی دوره‌ی خشکی در منطقه در تیر ماه مشاهده می‌شود (سایت هواشناسی گیلان).

شکل 1- موقعیت مناطق مورد مطالعه در استان گیلان

در این مطالعه نمونه‌های خاک در دو فصل مرطوب (اواخر شهریور و پاییز) و خشک سال (تیر ماه) از مناطق جمع‌آوری شدند. در هر یک از مناطق در ابتدا لایه لاشبرگ (لاشبرگ‌های پوسیده نشده و تجزیه شده) کاملاً از سطح خاک کنار زده شد و آبگریزی واقعی در صحرا روی سطح خاک معدنی به‌وسیله آزمون زمان نفوذ قطره آب[1] (WDPT) اندازه‌گیری شد. بدین صورت که با استفاده از قطره چکان پزشکی 5 قطره آب مقطر بر سطح صاف خاک قرار گرفت و متوسط زمان نفوذ این قطره‌ها به داخل خاک اندازه‌گیری شد. در صورتی که آزمون تعیین آبگریزی خاک در رطوبت واقعی خاک در صحرا صورت گیرد آبگریزی واقعی و اگر آزمون آبگریزی در آزمایشگاه و بر روی نمونه‌های دست‌نخورده خشک شده در آون انجام شود آبگریزی بالقوه به دست می‌آید (لتی و همکاران، 2000).

در هر نقطه‌ای که آبگریزی واقعی در صحرا اندازه‌گیری شد نمونه دست‌نخورده با استفاده از سیلندر نمونه‌برداری به قطر 5/5 و ارتفاع 5 سانتی‌متر از عمق 5-0 سانتی‌متر برداشته شد. سر و ته نمونه‌های دست‌نخورده‌ی برای حفظ رطوبت کاملاً توسط ورقه‌ی آلومینیوم پوشانده شد و داخل نایلون قرار گرفت. از همان مکان نمونه برداری نمونه خاک دست خورده نیز جهت بررسی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی تهیه گردید. نمونه‌های دست‌نخورده پس از انتقال به آزمایشگاه به سرعت وزن شدند و در آون در دمای 25 درجه قرار گرفتند. رطوبت خاک به وسیله روش وزنی (خشک کردن نمونه در دمای 105 درجه) اندازه‌گیری شدند. کلاس بندی آبگریزی خاک با استفاده از روش بیسدوم و همکارن (1993) انجام شد (جدول 1). با اندازه‌گیری رطوبت خاک در زمان نمونه‌برداری و بررسی آبگریزی واقعی خاک می‌توان محدوده رطوبت بحرانی خاک را در هر منطقه تعیین نمود. (دکر و همکاران، 2001؛ زایگاس و همکاران، 2005؛ اوستوندی و همکاران، 2013). در این پژوهش بافت خاک به روش هیدرومتر (گی و اُر، 2002)، کربن آلی به روش والکلی-بلاک (نلسون و سامر، 1996) و pH خاک در نسبت 1 به 2/5 خاک به محلول $CaCl_2$ و با استفاده از pH متر (توماس، 1996) اندازه‌گیری شد.

[1] water drop penetration time

جدول 1- طبقه‌بندی آب‌گریزی خاک بر اساس زمان نفوذ قطره‌ی آب در خاک (بیسدوم و همکاران، 1993)

کلاس WDPT	0	1	2	3	4
WDPT	کمتر از 5 ثانیه	5-60 ثانیه	60-600 ثانیه	600-3600 ثانیه	بیشتر از 3600 ثانیه
درجه آبگریزی	آبدوست	به طور جزئی آبگریز	به طور قوی آبگریز	به شدت آبگریز	بینهایت آبگریز

نتایج و بحث

برخی از ویژگی‌های مناطق مطالعه شده در جدول 2 آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که تغییرات بافت، pH و مقدار ماده آلی خاک در مناطق مورد مطالعه زیاد می‌باشد (جدول 2). بافت خاک در مناطق یک، دو، سه و چهار شنی و در مناطق شش، هشت و نه لوم‌سیلتی و در مناطق پنج و هفت لوم‌رس‌سیلتی و در منطقه‌ی 10 لوم-رسی می‌باشد (جدول 2) نتایج نشان داد که تغییرات مقادیر ماده‌ی آلی خاک بسیار زیاد می‌باشد (جدول 2). بیش‌ترین مقدار ماده‌ی آلی مربوط به منطقه‌ی 10 با مقدار میانگین 14/6 درصد و کم‌ترین مقدار ماده‌ی آلی در منطقه‌ی چهار با مقدار میانگین 1/1 درصد مشاهده شد. pH خاک در مناطق مختلف بین 4/1 تا 7/2 متغیر بود. بیش‌ترین مقدار pH مربوط به منطقه‌ی چهار و کم‌ترین مقدار pH خاک مربوط به منطقه‌ی پنج است.

جدول 2- میانگین برخی مشخصات و پارامترهای اندازه‌گیری شده در مناطق مورد مطالعه

منطقه	تعداد نمونه	موقعیت	بافت	O.M (%)	pH	شن (درصد)	رس (درصد)	WDPT(s)
1	41	39s0318419 UTM4194723	شنی	2/7±1/6 ef (0/7-7/2)	6/9±0/16 b (6/5 – 7/1)	90/6 ±0/40b (90/1-91/0)	5 ±0 f (5-5)	577/4±1176 abc (4 – 5400)
2	43	39s0317383 UTM4199657	شنی	3/8±2/4 ed (0/7-11/6)	6/9±0/2 b (6/6-7/2)	91/3±1/3 b (90-94)	4/6 ± 0/8 f (3-5)	878/8±1481 ab (3-7200)
3	52	39s0317585 UTM4198087	شنی	4/3±1/8 ed (1/0-10/2)	6/9±0/1 b (6/5-7/2)	91/1±1/3 b (90-93)	4/5 ±0/8 f (3- 5/5)	1307/7±1553 a (4 -6000)
4	11	39s0328172 UTM4199657	شنی	1/1±0/4 f (0/7-1/9)	7/2±0/03 a (7/1-7/2)	93/5±0 a (93/5-93/5)	3 ±0 g (3-3)	58 ±76/2 bc (4- 240)
5	10	39s0328172 UTM4199657	لوم‌رس-سیلتی	5/8±0/8 cd (4/5 -7/1)	4/1±0/04 f (4/1-4/2)	9/8 ±3/4 e (7 -17)	32/5±2/6 b (30-35)	107 ±108/1 bc (4-360)
6	13	39s0331729 UTM4161647	لوم‌سیلتی	6/9±1/2 c (5/2- 8/8)	5±0/1 d (4/8-5/1)	28/4 ±4/1 c (23/5- 31/5)	18/4 ±1/38 d (17 -20)	217/4±209/1bc (4- 480)
7	10	39s0312658 UTM4234260	لوم‌رس-سیلتی	5/1±0/2 e (4/8 -5/4)	5/1±0/2 d (4/7-5/2)	11/2±0/5 e (10 -11/5)	35/4±0/4 a (35 – 36)	7/1±5/1 c (4-20)
8	10	39s0313972 UTM4200592	لوم‌سیلتی	5/1 ±0/5 e (4/1- 5/8)	5/1±0/1 d (5- 5/2)	18/4±0/4 d (18- 19)	26/7 ±0/5c (26-27)	7/8 ±8/8 c (3-30)
9	50	39s0326376 UTM4167682	لوم‌سیلتی	11/2±2/8 b (7/7- 19/5)	4/7±0/4 e (3/8 -5/5)	27/3±2/3 c (21/7-28/5)	17/3±1/0 e (15-19)	625±561/6 abc (4 -2160)
10	33	39s0307619 UTM4172713	لوم‌رسی	14/6±4/8 a (6/2- 21/5)	5/5±0/5 c (4/5-6/1)	28±2/1 c (26/5-29)	32/9 ±1/3b (28- 33/5)	495/1±567/4 bc (3-2040)

حروف متفاوت در هر ستون نشان‌دهنده‌ی معنی‌دار بودن اختلاف میانگین‌ها در سطح 1 درصد است. اعداد داخل پرانتز نشان‌دهنده‌ی حداکثر و حداقل پارامتر اندازه‌گیری شده در منطقه است.

ریتسما و دکر (1994) بیان کردند که اندازه-گیری آبگریزی نمونه‌های خشک شده در آون (آب‌گریزی بالقوه) برای مقایسه‌ی شدت آبگریزی خاک‌ها، شاخص مناسب‌تری است چون به این ترتیب تفاوت‌های رطوبتی نمونه‌ها حذف می‌شود. در مطالعه حاضر بالاترین میانگین آبگریزی بالقوه در منطقه‌ی سه تعیین شد (جدول 2). متوسط WDPT در این منطقه برابر با 1307 ثانیه بود و بالاترین مقدار WDPT در این منطقه برابر با 6000 ثانیه

تعیین شد. البته در برخی از نقاط مناطق یک و دو آبگریزی با WDPT 5400 و 7200 ثانیه نیز مشاهده شد اگرچه میانگین این مناطق به نسبت منطقه سه کوچکتر بود. کم‌ترین متوسط آبگریزی (WDPT) در دو منطقه هفت و هشت به ترتیب با مقادیر 7/1 تا 7/8 ثانیه مشاهده شد. همچنین در منطقه چهار متوسط آبگریزی جزئی با مقدار 58 ثانیه اندازه‌گیری شد. همبستگی بین آبگریزی اندازه‌گیری شده (Log WDPT) و پارامترها در273 نمونه‌دست‌نخورده جمع‌آوری شده از مناطق مطالعه شده به‌وسیله آزمون ضریب همبستگی پیرسون بررسی شد (جدول 3).

همبستگی بین Log WDPT با ماده آلی خاک مثبت و در سطح یک درصد معنی‌دار به دست آمد (جدول 3). این نتیجه با یافته‌های ماتایکس سولرا و دوئر (2004) و زاوالا و همکاران (2009) هماهنگی دارد. در این مطالعه رابطه‌ی ضعیفی بینLog WDPT و pH به دست آمد (جدول 3). وجلمن و همکاران (2010) رابطه معنی‌داری بینLog WDPTو pH به دست نیاوردند. البته زاوالا و همکاران (2009) و ماتایکس سولرا و همکاران (2007) رابطه منفی بین Log WDPT و pH گزارش کردند. رابطه بین Log WDPT با درصد رس خاک منفی و درسطح 5 درصد معنی‌دار و رابطه بین Log WDPT با درصد شن مثبت و در سطح 5 درصد معنی‌دار به دست آمد (جدول 3). ماکزیک و همکاران (2002) همبستگی بین رس وLog WDPT را منفی و برابر 0/14- به دست آوردند و مشاهده کردند که با افزایش رس به خاک شنی آبگریز ، آبگریزی خاک کاهش می‌یابد. جونگ و همکاران (1999) رابطه مثبتی را بین مقدار شن خاک و شدت آبگریزی در خاک و رابطه منفی را بین مقدار رس و شدت آبگریزی در خاک به‌دست آوردند.

جدول 3- ضرایب همبستگی بین Log WDPT با پارامترهای اندازه‌گیری شده در 273 نمونه خاک

تعداد نمونه	Log WDPT و ماده آلی	Log WDPT و pH	Log WDPT و درصد رس	Log WDPT و درصد شن
273	0/42**	0/03	0/35**	0/27**

* و ** بیانگر سطوح معنی‌دار به ترتیب 5 و 1 درصد است

تغییرات فصلی آبگریزی و ارزیابی رطوبت بحرانی خاک

جدول 4 آبگریزی واقعی و بالقوه اندازه‌گیری شده در فصل‌های خشک و مرطوب سال بر حسب درصد فراوانی نشان می‌دهد. در پاییز همه نمونه‌های جمع‌آوری شده از مناطق مورد مطالعه در کلاس صفر (WDPT کمتر از 5 ثانیه) جای داشتند. برخی از نمونه‌های دست‌نخورده‌ی جمع‌آوری شده از هر یک از مناطق پس از انتقال به آزمایشگاه و خشک شدن در آون در دمای 25 درجه سانتیگراد آبگریز بودند (جدول 4). بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری کرد که در این زمان نیز خاک مناطق به صورت بالقوه آبگریز بودند اما به علت رطوبت بالای خاک در این زمان آبگریزی خاک در صحرا مشاهده نشد. این نتیجه با یافته‌های دکر و همکاران (2001) هماهنگ است. البته این مسئله قابل توجه است که خشک کردن تاثیری بر آبگریزی بالقوه یک نمونه ندارد و در واقع نمونه‌هایی که آبدوست هستند با خشک شدن آبگریز نمی‌شوند، بلکه فقط در مورد یک خاک که آبگریز است خشک شدن آن در آون و رسیدن رطوبت نمونه به کم‌تر از رطوبت بحرانی باعث می‌شود که پتانسیل آبگریزی خاک نمایان شود (دکر و همکاران، 2001).

در مناطق یک، دو و سه پس از خشک کردن نمونه‌ها در دمای 25 درجه 4 تا 10 درصد نمونه‌ها کلاس صفر (آبدوست) و در سایر نمونه‌ها کلاس 1، 2، 3 و 4 آبگریزی (آبگریزی بالقوه) مشاهده شد. در مناطق پنج و شش در 20-13 درصد از نمونه‌های خشک شده در آون کلاس صفر آبگریزی و سایر نمونه‌ها کلاس 1 و 2 آبگریزی اندازه‌گیری شد و در مناطق نه و10 در 14-6 درصد از نمونه‌ها خشک شده کلاس صفر آبگریزی و در سایر نمونه‌ها کلاس 2 و 3 آبگریزی مشاهده شد (جدول 4). در نمونه‌های خشک شده مناطق چهار، هفت و هشت آبگریزی جزئی دیده شد، در این مناطق در نمونه‌برداری تابستان هم آبگریزی قابل ملاحظه‌ای مشاهده نشد و خاک‌های این مناطق تقریباً قابلیت خیس شدن را داشتند.

در شرایط مزرعه آبگریزی خاک تحت تأثیر تغییرات فصلی و رطوبت خاک است. به طور کلی آبگریزی در طول فصل خشک سال (تابستان) بیشترین شدت را دارد و در طی فصل‌های مرطوب سال (زمستان و پاییز) کاهش می‌یابد و یا از بین می‌رود (زاوالا و همکاران، 2009؛ جیمینو گارسیا و همکاران، 2011؛ اوستوندی و همکاران، 2013؛ سیزاچور و لیچنر، 2013). شکل 2 کلاس آبگریزی واقعی اندازه‌گیری شده و رطوبت

خاک در هر کلاس را در مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد. با توجه به این نمودار می‌توان رطوبت بحرانی برای هر یک از مناطق را تعیین نمود (دکر و همکاران، 2001؛ زایگاس و همکاران، 2005؛ اوستوندی و همکاران، 2013). البته چون در منطقه 4، 7 و 8 آبگریزی قابل توجهی مشاهده نشد محدوده‌ی رطوبت بحرانی نیز در این مناطق تعیین نشد.

جدول 4- فراوانی(%) آبگریزی واقعی (act) و آبگریزی بالقوه (pot) اندازه‌گیری شده در مناطق مطالعه شده در عمق 5-0 سانتی‌متر

منطقه	موقع سال	تعداد نمونه	آب‌گریزی پتانسیل و واقعی (درصد نمونه‌ها)									
			ثانیه 5 > کلاس 0		ثانیه 60-5 کلاس1		ثانیه 600 - 60 کلاس 2		ثانیه3600-600 کلاس 3		ثانیه3600< کلاس 4	
			act	pot	act	pot	act	pot	act	pot	act	pot
1	پاییز	20	100	10	-	40	-	50	-	-	-	-
1	تابستان	21	6	3	28	-	-	30	66	50	-	-
2	پاییز	22	100	4	-	33	-	3	-	35	-	25
2	تابستان	21	15	12	57	12	25	28	3	40	-	8
3	پاییز	27	100	5	-	24	-	44	-	27	-	-
3	تابستان	25	5	2/5	20	10	37	25	38	37/5	-	25
4	پاییز	11	100	30	-	50	-	20	-	-	-	-
4	تابستان	10	80	75	20	20	-	5	-	-	-	-
5	پاییز	10	100	13	-	37	-	50	-	-	-	-
5	تابستان	10	60	50	35	40	5	10	-	-	-	-
6	پاییز	13	100	20	-	12	-	68	-	-	-	-
6	تابستان	10	51	45	24	5	25	50	-	-	-	-
7	پاییز	10	100	97	-	3	-	-	-	-	-	-
7	تابستان	10	100	98	-	2	-	-	-	-	-	-
8	پاییز	10	100	96	-	4	-	-	-	-	-	-
8	تابستان	10	100	97	-	3	-	-	-	-	-	-
9	پاییز	35	100	6	-	-	-	20	-	74	-	-
9	تابستان	15	3	3	-	-	43	10	54	87	-	-
10	پاییز	19	100	14	-	-	-	51	-	31	-	4
10	تابستان	14	15	12	27	24	17	41	41	23	-	-

در نمونه‌برداری پاییز در مناطق یک، دو و سه دامنه تغییرات رطوبت بین 5/3-11/5 درصد وزنی متغیر بود (جدول 5) که نتایج مربوط به آبگریزی نشان داد که آبگریزی واقعی در این شرایط در مناطق مشاهده نمی‌شود (جدول 4). در حالی که در نمونه‌برداری تابستان دامنه تغییرات رطوبت در این مناطق بین 6/7–3/7 درصد وزنی بود (جدول 5). در این شرایط رطوبتی خاک در مناطق مذکور کلاس آبگریزی 1، 2 و 3 در صحرا مشاهده شد (جدول 4). در منطقه یک در برخی از نمونه‌های این منطقه با رطوبت 4 تا 4/7 درصد و مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 4 درصد، کلاس 3 آبگریزی (WDPT 2400 ثانیه) و در مواردی که دارای رطوبت 5/5 درصد و مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 7 درصد بودند کلاس 4 آبگریزی در صحرا مشاهده شد. در شکل 2 مقدار رطوبت و کلاس آب‌گریزی واقعی نمونه‌های دست‌نخورده‌ی جمع‌آوری شده برای مشخص کردن محدوده‌ی رطوبت بحرانی رسم شده است. محدوده‌ی رطوبت بحرانی در این منطقه با توجه به این نمودار بین 4/8 (کم‌ترین رطوبتی که در آن نمونه‌ای با WDPT < 5 ثانیه مشاهده شده است) تا 5/6 (بیشترین رطوبتی که در آن نمونه‌ی با WDPT > 5 ثانیه یعنی نمونه‌ی آبگریز مشاهده شده است) با هاشور مشخص شده است.

در منطقه دو در قسمت‌هایی از این منطقه که رطوبت خاک کم‌تر از 5/1 درصد و مقدار ماده‌ی آلی بیشتراز 3/3 درصد بود کلاس 2 آبگریزی مشاهده شد. در قسمت‌هایی که رطوبت تا 5/6 درصد و مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 5/1

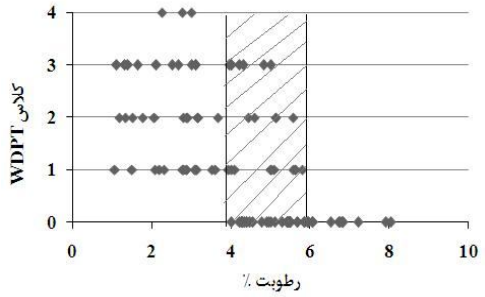
درصد بود کلاس آبگریزی 1 آبگریزی و در بخش‌هایی که رطوبت 6/1 درصد داشتند حتی با ماده‌ی آلی بیشتر از 11 درصد هم آبگریزی مشاهده نشد. اما در قسمت‌هایی که رطوبت 5/8 درصد و ماده‌ی آلی بیشتر از 11 درصد داشتند کلاس 1 آبگریزی مشاهده شد. این نتایج نشان می‌دهد که اگر چه مقدار ماده آلی خاک یکی از عوامل مؤثر در ایجاد خاک‌های آبگریزی می‌باشد (جدول 3) اما رطوبت بالای خاک می‌تواند تأثیر مواد آلی خاک را در ایجاد آبگریزی کاهش دهد. البته نمونه‌های دست‌نخورده‌ی جمع‌آوری شده از این قسمت‌ها پس از خشک شدن در دمای 25 درجه سانتیگراد کلاس 4 آبگریزی را نشان دادند (WDPT > 6000 ثانیه). محدوده‌ی رطوبت بحرانی با توجه به شکل 2 در این منطقه بین 5/8-4 درصد متغیر بود (شکل 2، جدول 5).

جدول 5- تغییرات رطوبت، ماده آلی و دامنه رطوبت بحرانی ارزیابی شده در برخی از مناطق مورد مطالعه

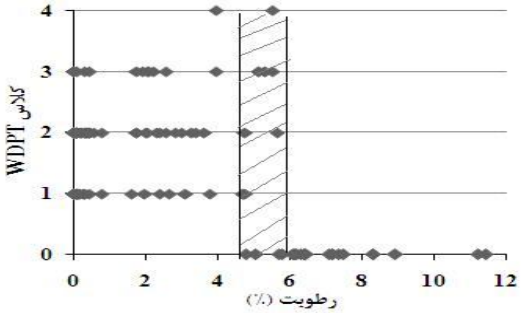
منطقه	عمق cm	موقع سال	رطوبت (%)	ماده آلی (%)	دامنه رطوبت بحرانی (%)
1	0-5	پاییز	5/7-11/5		
1	0-5	تابستان	4-5/5	0/7-7/2	4/8-5/6
2	0-5	پاییز	5/3-8		
2	0-5	تابستان	4–6/1	0/7-11/6	4-5/8
3	0-5	پاییز	6/4–11/2		
3	0-5	تابستان	3/8-6/7	1-10/2	4/1-6/7
5	0-5	پاییز	13/3-19/1		
5	0-5	تابستان	10/7-15/8	4/5-7/1	11/6-15/8
6	0-5	پاییز	12/9-17/1		
6	0-5	تابستان	8/4-14/1	5/2-8/8	10/1-12/8
9	0-5	پاییز	17/0-23/0		
9	0-5	تابستان	7/6-21/3	7/7-19/5	15/1-21/3
10	0-5	پاییز	15/5-21/9		
10	0-5	تابستان	7/0-14/8	6/3-21/3	13/4-14/8

در منطقه سه در آزمون صحرایی در نقاطی که دارای ماده‌ی آلی بیشتر از 1درصد بودند آبگریزی مشاهده شد، برای مثال در قسمت‌های با ماده‌آلی 2/1 درصد و رطوبت 5/2 درصد کلاس 1 آبگریزی در صحرا مشاهده شد. در نقاطی با ماده‌آلی 5/8 درصد و رطوبت 5/1 درصد و یا ماده آلی 6/4 درصد و رطوبت 5/1 درصد کلاس 3 آبگریزی و در قسمتی با ماده‌آلی 8 درصد و رطوبت 4/9 درصد کلاس 4 آبگریزی مشاهده شد. محدوده‌ی رطوبت بحرانی این منطقه با توجه به شکل 2 بین 6/7-4/1 درصد متغیر بود. باید توجه داشت که رطوبت بحرانی بستگی به مقدار ماده‌ی آلی خاک دارد (اوستوندی و همکاران، 2013). برای مثال در نمونه‌ای با رطوبت 5/1 درصد با ماده‌ی آلی 5/1 درصدآبگریزی مشاهده شد اما در همین منطقه در قسمتی با رطوبت کم‌تر (رطوبت 4/1 درصد) آب‌گریزی مشاهده نشد چون مقدار ماده‌ی آلی خاک 1/4 درصد بود. بنابراین تأثیر رطوبت خاک بر شدت آبگریزی با مقدار ماده آلی خاک مرتبط می‌باشد. این نتیجه با یافته‌های دکر و همکاران (2001) و اوستوندی و همکاران (2013) هماهنگ است.

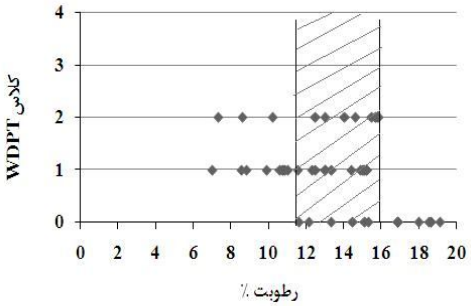
در منطقه پنج و شش در نمونه‌برداری پاییز دامنه تغییرات رطوبت بین 19/1 – 12/9 درصد متغیر بود (جدول 5). آزمون WDPT در نمونه‌های بدست آمده در پاییز نشان داد که این مناطق در پاییز آبگریز نمی‌باشد (جدول 4). در نمونه‌برداری تابستان دامنه تغییرات رطوبت در این مناطق بین 15/1- 8/4 درصد بود (جدول 5).



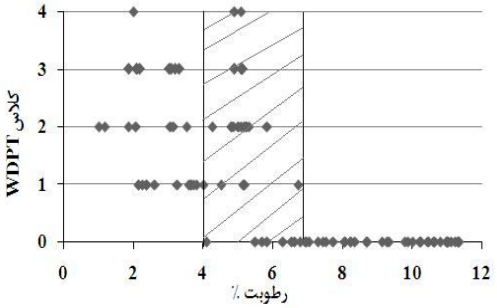
(2) منطقه 2



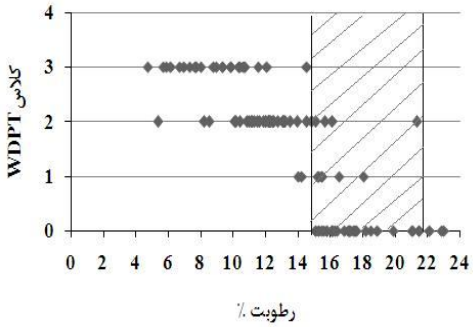
(1) منطقه 1



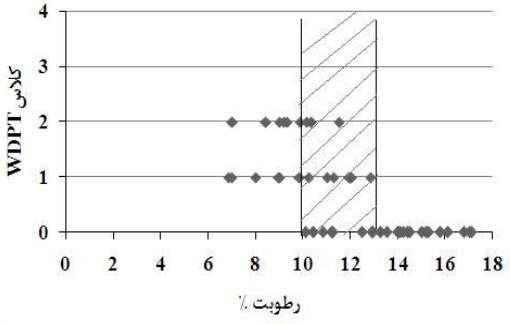
(4) منطقه 5



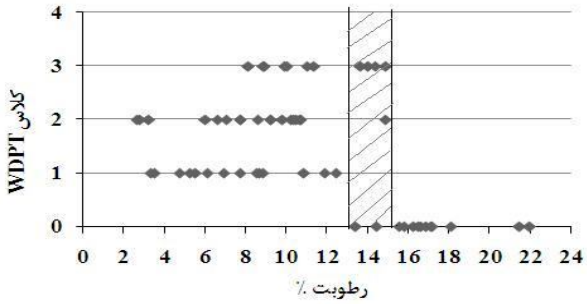
(3) منطقه 3



(6) منطقه 9



(5) منطقه 6



(7) منطقه 10

شکل 2- رابطه بین مقدار رطوبت خاک و پایداری آبگریزی (کلاس WDPT) در نمونه‌های جمع‌آوری شده از مناطق 1، 2، 3، 5، 6، 9 و 10.(قسمت هاشور خورده بیانگر محدوده‌ی رطوبت بحرانی است).

(WDPT class 0 = <5 s; 1 = 5–60 s; 2 = 60–600 s; 3 = 600–3600 s; 4 = >3600 s)

در منطقه پنج در صحرا در قسمت‌هایی که رطوبت 10/8-15/8 درصد و مقدار ماده آلی خاک بین5/5-7/1 درصد بود کلاس 1 و 2 آبگریزی و سایر نمونه‌ها در این دامنه تغییرات رطوبتی کلاس صفر و 1 آبگریزی را نشان دادند. محدوده‌ی رطوبت بحرانی این منطقه بین 11/6-15/8 درصد تعیین شد. در منطقه شش در نقاطی که رطوبت 8/4-12/8 درصد و مقدار ماده آلی بین 7/7-8/8 درصد داشتند، کلاس 2 آبگریزی و سایر نمونه‌هایی که ماده آلی بین 6-6/9 درصد داشتند در این دامنه رطوبت کلاس صفر و یک آبگریزی را نشان دادند. محدوده‌ی رطوبت بحرانی این منطقه نیز بین 10/1-12/8 درصد تعیین شد (شکل 2).

در مناطق نه و 10 در نمونه‌برداری پاییز دامنه تغییرات رطوبت خاک بین 15/5-23 درصد بود (جدول 5). خاک‌های این مناطق در پاییز قابل مرطوب شدن می‌باشند (جدول 4). در نمونه‌برداری تابستان رطوبت این 2 منطقه بین 7 -21/3 درصد بود (جدول 5). در منطقه 9 در قسمت‌هایی از این منطقه که مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 18 درصد بود حتی با رطوبت 21/3 درصد نیز کلاس 2 آب‌گریزی مشاهده شد و همین نمونه‌ها پس از خشک شدن در آون کلاس 3 آبگریزی را نشان دادند. در قسمت‌هایی که ماده‌ی آلی بیشتر از 13 درصد و رطوبت کم‌تر از 8 درصد داشتند آبگریزی کلاس 3 در صحرا مشاهده شد و در سایر قسمت‌ها کلاس 1 و2 آبگریزی مشاهده شد. در این منطقه نیز با افزایش درصد ماده‌ی آلی خاک رطوبت بحرانی خاک افزایش یافت به طوری که در این جنگل برای قسمت‌های با ماده‌ی آلی بیشتر از 18 درصد رطوبت بحرانی بیشتر از 21/3 درصد بود در حالی که در قسمت‌های با درصد ماده‌ی آلی کم‌تر در این رطوبت آبگریزی مشاهده نمی‌شد. محدوده‌ی رطوبت بحرانی از روی نمودار بین 15/1-21/3 درصد مشخص شده است.

در منطقه 10 در نمونه‌برداری تابستان در آزمون صحرایی در قسمت‌هایی که مقدار ماده‌ی آلی بین 6/3 تا 7 درصد بود در صحرا آبگریزی مشاهده نشد. در قسمت‌هایی که مقدار ماده‌ی آلی 13/5 درصد داشتند و رطوبت 8/6 درصد بود کلاس 1 آبگریزی و در قسمت‌های با مقدار ماده‌ی آلی بین 14/9-19/8 درصد با رطوبت 9/9-14/8 درصد کلاس 2 و 3 آبگریزی مشاهده شد. البته در رطوبت بیشتر از 13/6 درصد فقط در مناطقی که مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 16 درصد داشتند آبگریزی مشاهده شد. محدوده‌ی رطوبت بحرانی این منطقه بین 13/3-14/8 درصد تعیین شد.

در این تحقیق ملاحظه شد که خاک‌های شنی مناطق ساحلی یک، دو و سه رطوبت بحرانی بین 4-6/7 درصد داشتند در حالی‌که محدوده‌ی رطوبت بحرانی به دست آمده برای مناطق نه و 10 که دارای بافت متوسط بودند و درصد ماده‌ی آلی بالایی داشتند بین 13/4- 21/3 درصد متغیر بود. همچنین محدوده رطوبت بحرانی به دست آمده برای مناطق پنج و شش که درصد رس در آنها بین 18/4- 32/5 درصد بود بین 10/1- 15/8 درصد تعیین شد. بررسی‌ها نشان می‌دهند که بافت خاک بر محدوده‌ی رطوبت بحرانی خاک برای آبگریز شدن تأثیر می‌گذارد. چو و همکاران (2014) نیز محدوده‌ی رطوبت بحرانی در خاک‌های مختلف را متفاوت به‌دست آوردند و بیان کردند که رطوبت بحرانی خاک فاکتور ثابتی نیست. آنها در مناطق با بافت ریزتر رطوبت بحرانی بالاتری به دست آورند.

دکرو ریتسما (1994) رطوبت بحرانی یک خاک شنی تلماسه‌ای[1] در هلند را 2 درصد به دست آوردند. سوتو و همکاران (1994) رطوبت بحرانی یک خاک با بافت متوسط را در اسپانیا 21 درصد به دست آوردند. دکر و ریتسما (1996) رطوبت بحرانی را برای خاک‌های پیت رسی هلندی[2] 38 -34 درصد بیان نمودند. برگلوند و پرسون (1996) برای بعضی خاک‌های آلی در سوئد رطوبت بحرانی50 درصد گزارش نمودند. دوئر و توماس (2000) بیان کردند که خاک‌های با رطوبت بالاتر از 28 درصد هم می‌توانند آبگریز باشند. ماده آلی خاک هم عامل مهمی در رطوبت بحرانی خاک است مشاهدات نشان می‌دهند که در هر یک از مناطق مورد مطالعه، نمونه‌های با مقدار ماده آلی بالاتر تا رطوبت بیشتری نسبت به نمونه‌های با مقدار ماده آلی کمتر آبگریز بودند و رطوبت بحرانی بالاتری داشتند. دکر و همکاران (2001) و تایمر و همکاران(2005) محدوده رطوبت بحرانی را تابعی از مقدار ماده آلی خاک بیان کردند آنها در بررسی رابطه رطوبت و آبگریزی مشاهده کردند که نمونه‌های با مقدار بیش‌تر ماده آلی تا رطوبت بالاتری به حالت آبگریز باقی مانده بودند. دوئر و توماس (2000) بیان کردند بافت خاک و مقدار ماده‌ی آلی خاک بر مقدار رطوبت بحرانی خاک آبگریز تأثیر می‌گذارند. وسولک و همکاران (2009) کراناروونا و همکاران (2010) کجی‌یورا و همکاران (2012) گزارش کردند که با در نظر گرفتن مقدار ماده آلی خاک و رطوبت بحرانی با هم آبگریزی خاک را بهتر می‌توان توضیح داد.

---

1. Dutch dune sands
2. Dutch clayey peats

نتیجه‌گیری

در این تحقیق آبگریزی خاک در برخی ازمناطق جنگلی استان گیلان بررسی شد. در بررسی صورت گرفته از کل مناطق مورد مطالعه از نظر بافت، pH و مقدار ماده آلی خاک تنوع زیادی وجود داشت. وجود آبگریزی خاک به‌وسیله آزمون زمان نفوذ قطره آب (WDPT) در صحرا (آبگریزی واقعی) و در نمونه‌های خشک شده (آبگریزی بالقوه) بررسی شد. در مناطق با بافت شنی و تحت پوشش کاج تدا و پوشش پهن برگ توسکا و آقطی آبگریزی شدید تا بینهایت مشاهده شد. همچنین در دو منطقه جنگلی با بافت لوم سیلتی و لوم رسی که درصد ماده آلی بالایی داشتند، آبگریزی شدید اندازه‌گیری شد. رابطه بین ماده‌آلی خاک و درصد شن خاک با آبگریزی مثبت و معنی‌دار و رابطه بین درصد رس خاک با آب-گریزی منفی و معنی‌دار به دست آمد. رابطه بین pH و آبگریزی در معنی‌دار به دست نیامد. در مناطق مورد مطالعه آبگریزی در صحرا در فصل مرطوب مشاهده نشد اما در تابستان آبگریزی در صحرا دیده شد. بررسی‌ها نشان دادند که آبگریزی دارای تغییرات فصلی است و یک ویژگی استاتیک درخاک نیست. رطوبت خاک یک فاکتور کنترل کننده مهم در خاک‌های آبگریز است. در این مطالعه دامنه رطوبت بحرانی در خاک‌های شنی 6/7-4 درصد و در خاک‌های با بافت لوم‌رس‌سیلتی، لوم‌سیلتی و لوم‌رسی بین 10/1-21/3 درصد تعیین شد. تعیین محدوده رطوبت بحرانی خاک یک منطقه آبگریز دارای اهمیت زیادی می‌باشد. اهمیت این مسئله جهت پیش‌بینی حجم و فراوانی رواناب در مناطق با خاک آبگریز است (چو و همکاران، 2014). زیرا این محدوده مشخص کننده رفتار خاک آبگریز تحت شرایط رطوبتی است. یک خاک با محدوده رطوبت بحرانی بالا به علت اینکه تا رطوبت بالاتری آبگریز باقی می‌مانند برای ایجاد جریان ترجیحی و رواناب مستعدتر هستند (چو و همکاران، 2014). همچنین اندازه‌گیری این محدوده در مدیریت کاربری اراضی این خاک‌ها اهمیت زیادی دارد در واقع مسئله این است که خاک‌های آبگریز تحت کشت نباید به آستانه محدوده رطوبت بحرانی برسند. نتایج این مطالعه نشان داد که خاک برخی از مناطق جنگلی گیلان آبگریز می‌باشند و اکثر این مناطق در تابستان آبگریزی شدیدی را از خود نشان می‌دهند لذا باران‌های ابتدایی در اواخر شهریور و اوایل پاییز می‌تواند سبب ایجاد رواناب زیادی در برخی از جنگل‌های این استان شود.

فهرست منابع:

1. Berglund, K., and L. Persson. 1996. Water repellence of cultivated organic soils. Acta Agric. Scand. Sect. B Soil Plant Sci. 46:145–152.
2. Bisdom, E.B.A., L.W. Dekker, and J.F.Th. Schoute. 1993. Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. Geoderma. 56:105-118.
3. Chau, H.W., A. Biswas, V. Vujanovic, and B. Cheng Si. 2014. Relationship between the severity, persistence of soil water repellency and the critical soil water content in water repellent soils. Geoderma. 221-222:113-120
4. Czachor, H.,and L. Lichner. 2013. Temperature influences water sorptivity of soil aggregates. Journal of Hydrology and Hydromechanics. 61:84–87.
5. Dekker, L.W., and C.J. Ritsema. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency, Water Resour. Res. 30:2507–2517.
6. Dekker, L.W., and C.J. Ritsema. 1996. Preferential flow paths in a water repellent clay soil with grass cover. Water Resources Research. 32:1239–1249.
7. Dekker, L.W., S.H. Doerr, K. Oostindie, A.K. Ziogas, and C.J. Ritsema. 2001. Water repellency and critical soil water content in a Dune sand . Soil Sci. Soc. Am. J. 65:1667-1674.
8. Diehl, D. 2013. Soil water repellency: Dynamics of heterogeneous surfaces. Colloids and Surfaces A: Physicochem. Eng. Aspects 432: 8-18.
9. Doerr, S.H., and A.D. Thomas. 2000. The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal, J. Hydrol. 231–232 (2000) 134–147.

10. Doerr, S.H., S.H. Shakesby, and R.P.D. Walsh. 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. Earth-Science Reviews. 51:33-55.
11. Ferro, N.D., A. Berti, O. Francioso, E. Ferrari, G.P. Matthews, and F. Morari. 2012. Investigating the effects of wettability and pore size distribution on aggregate stability: the role of soil organic matter and the humic fraction, Eur. J. Soil Sci. 63: 152–164.
12. Gee, G. W., and D. Or. 2002. Particle-size analysis. P. 255-293. In Dane, J. H. and Topp, G.C (Eds.), Methods of Soil Analysis, Part 4- Physical Methods. Agronomy Monograph (vol. 9). ASA and SSA, Madison, WI.
13. Gimeno-Garcia, E., J.A. Pascual, and J. Llovet. 2011. Water repellency and moisture content spatial variations under Rosmarinus officinalis and Quercus coccifera in a Mediterranean burned soil. Catena. 85:48-57.
14. Goebel, M.O., S.K. Woche, and J. Bachmann. 2012. Quantitative analysis of liquid penetration kinetics and slaking of aggregates as related to solid–liquid interfacial properties, J. Hydrol. 442:63–74.
15. Hardie, M., S. Lisson, R. Doyle, and W. Cotching. 2013. Determining the frequency, depth and velocity of preferential flow by high frequency soil moisture monitoring, J. Contam. Hydrol. 144:66–77.
16. http://www.ir.imo.ir/farsi/amar/map/province/guilan.asp.
17. Jong, L.W., O.H. Jacobsen, and P. Moldrup. 1999. Soil water repellency: effects contents temperature and particle size. Soil. Sci. Soc. Am. J. 63:437-442.
18. Jordan, A., L. Martinez-Zavala, and N. Bellinfante. 2008. Heterogeneity in soil hydrological response from different land cover types in southern Spain. Catena. 74:137–143.
19. Jordan, A., L.M. Zavala, J. Mataix-Solera, and S.H. Doerr. 2013. Soil water repellency: Origin, assessment and geomorphological consequences. Catena. 108:1–5.
20. Kajiura, M., T. Tokida, and K. Seki. 2012. Effects of moisture conditions on potential soil water repellency in a tropical forest regenerated after fire, Geoderma. 181:30–35.
21. Karunarathna, A.K ., K. Kawamoto, P. Moldrup, L.W. de Jonge, and T. Komatsu. 2010. A simple beta-function model for soil–water repellency as a function of water and organic carbon contents, Soil Sci. 175:461–468.
22. Leighton-Boyce, G., S.H. Doerr, R.A. Shakesby, R.P.D. Walsh, A.J.D. Ferreira, A.K. Boulet, and C.O.A. Coelho. 2005. Temporal dynamics of water repellency and soil moisture in eucalypt plantations, Portugal. Australian Journal of Soil Research 43:269–280.
23. Letty, J., M.L.K. Carrillo, and X.P. Pang. 2000. Approaches to characterize the degree of water repellency. J. Hydrol. 231-232:61-65.
24. Mataix-Solera, J., and S.H. Doerr. 2004. Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in south-eastern Spain. Geoderma. 118:77–88.
25. Mataix-Solera, J., V. Arcenegui, C. Guerrero, A.M, Mayoral, J. Morales, J. Gonzalez, F. García-Orenes, and I. Gomez. 2007. Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment. Hydrological Processes 21:2300–2309.
26. McKissock, I., R.J. Gilkes, and E.L. Walker. 2002. The reduction of water repellency by added clay is influenced by clay and soil properties. Applied Clay Science. 20:225–241.
27. Muller, K., Deurer, M., 2011. Review of the remediation strategies for soil water repellency. Agriculture, Ecosystems and Environment. 144:208–221.

28. Nelson, D.W., and L.E. Sommers. 1996. Total carbone (organic carbone) and organic matter. P. 961-1010. In D. L. Sparks (Eds), Methods of Soil Analysis , Part 3- Chemical Methods. Agronomy Monograph (vol. 9). ASA and SSSA, Madison, WI.
29. Oostindie, K., L.W. Dekker, J.G. Wesseling, C.J. Ritsema, and V. Geissen. 2013. Development of actual water repellency in a grass-covered dune sand during a dehydration experiment. Geoderma. 204-205:23-30.
30. Philip, J.R. 1969. Theory of infiltration. IV. Advances in Hydroscience 5:216–291.
31. Ritsema, C.J., and L.W. Dekker. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil: 2. Dynamics of fingered flow. Water Resources Research 30:2519–2531.
32. Shokri, N., P. Lehmann, and D. Or. 2009. Characteristics of evaporation from partially wettable porous media, Water Resour. Res. 45 Issue 2.
33. Sinoga, J.D.R., A.R. Diaz, E.F. Bueno, and J.F.M. Murillo. 2010. The role of soil surface conditions in regulating runoff and erosion processes on a metamorphic hillslope (Southern Spain) Soil surface conditions, runoff and erosion in Southern Spain, Catena. 80:131–139.
34. Soto, B., R. Basanta, E. Benito, R. Perez, and F.Diaz-Fierros. 1994. Runoff and erosion from burnt soils in northwest Spain. P. 91-98. In: Sala, M., Rubio, J.F. (Eds.), Selection of Papers from the International Conference on Soil Erosion and Degradation as a Consequence of Forest Fires, 1991, Barcelona, Spain. Geoforma Ediciones, Logrono, Spain.
35. Taumer, K., H. Stoffregen, and G. Wessolek. 2005. Determination of repellency distribution using soil organic matter and water content. Geoderma 125:107–115.
36. Thomas, G.W. 1996. Soil pH and soil activity. P. 475-490. In. Sparks, D.L.,(Eds), Methods of soil analysis, Part 3- Chemical Methods.Agronomy Monograph, vol. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
37. Vogelmann, E.S., J.M. Reichert, D.J. Reinert, M.I. Mentges, D.A. Vieira., C.A.P. de Barros,and J.T. Fasinmirin. 2010. Water repellency in soils of humid subtropical climate of RioGrande do Sul, Brazil. Soil Tillage Research. 110:126–133.
38. Wessolek, G., H. Stoffregen, and K. Taumer. 2009. Persistency of flow patterns in a water repellent sandy soil: conclusions of TDR readings and a time-delayed double tracer experiment. Journal of Hydrology. 375:524–535.
39. Zavala, L.M., F.A. Gonzalez, and A. Jordan. 2009. Intensity and persistence of water repellency in relation to vegetation types and soil parameters in Mediterranean SW Spain. Geoderma. 152:361–374.
40. Ziogas, A.K., L.W. Dekker, K. Oostindie, and C.J. Ritsema. 2005. Soil water repellency in north-eastern Greece with adverse effects of drying on the persistence. Australian Journal of Soil Research. 43:281–289.