התפתחות קרקעות דוחות מים בכרמי זיתים בישראל:

אפיון וניתוח ההשפעה על משטר זרימת המים בקרקע

עבודת גמר

מוגשת לפקולטה לחקלאות, מזון ואיכות הסביבה,
האוניברסיטה העברית ירושלים
לשם קבלת תואר "מוסמך למדעי החקלאות"
מאת

תאודור בוגיצ'י

כסלו, תשע"ב רחובות דצמבר, 2011

עבודה זאת נעשתה בהדרכתם של

פרופ' רוני וולך
המחלקה למדעי הקרקע והמים
לפקולטה לחקלאות, מזון וסביבה,
האוניברסיטה העברית, בירושלים.

וד"ר אלן גרבר
המכון למדעי הקרקע, המים והסביבה
מינהל המחקר החקלאי
מרכז וולקני, בית- דגן.

תקציר

קרקעות דוחות מים (הידרופוביות) הן קרקעות שאינן נרטבות באופן מיידי אלא במהלך המגע של חלקיקי הקרקע עם המים (בין שניות ספורות לשעות) עקב אפיניות חלשה בינן לבין המים. מהספרות ידוע שצמחים מסוימים גורמים לקרקעות מסוימות להפוך להידרופוביות. הזית אינו נכלל עד כה ברשימה זו. מדידות של זמן חידור טיפה (WDPT) שבצענו במספר כרמי זיתים בגליל, בשפלה ובנגב הצביעו על כך שסוגי קרקע שונים בעלי הרכב מכני שונה הפכו להידרופוביים. במחקר פרטני שהתבצע בכרם רביבים ושכלל מספר שיטות להערכת דרגת ההידרופוביות בחנו את השפעת גיל הכרם על דרגת ההידרופוביות בהשוואה לקרקע בור סמוכה. המדידות הצביעו על כך שקרקע בחלקה הבוגרת היא בעלת רמת הידרופוביות גבוהה באופן בולט מהקרקע שבחלקה הצעירה ושתיהן נבדלות מקרקע הבלתי מעובדת שהייתה בת- הרטבה לחלוטין. התוצאות של אנליזות כימיות שכללו את ריכוזי החומר האורגני וחומצות השומן שנועדו לבחון את ההשערה שחומצות השומן הן גורם מרכזי בהפיכת הקרקע לדוחת מים לא גילו קשר מובהק לרמת דחיית המים של הקרקעות. מדידות ישירות של זווית המגע בין המים לקרקע באופן ישיר (צילום) ובאופן עקיף (עלייה קאפילרית) הראו שבקרקע החלקה הבוגרת של כרם הזיתים ברביבים זווית המגע היא גבוהה יותר וגם קצב השינוי שלה עם הזמן איטי יותר בהשוואה לקרקע החלקה הצעירה. במדידות שדה ומעבדה באינפילטרומטר יניקה נמצא קשר חזקה בין ה-WDPT לערכי הספוגיות (Sorptivity) ולערכי שטף החידור בזמנים ארוכים בקרקעות אלה. ניסויים בתאי זרימה שקופים שבהן נבדקה ההשתנות המרחבית והעיתית של פירוס הרטיבות ממקור מים נקודתי בפני הקרקע הצביעו על הבדלים גדולים ומהותיים בין שלושת הקרקעות הנ"ל. הפרוס המרחבי של תכולת הרטיבות בפרופיל הקרקעות ההידרופוביות הצביע על התפתחות זרימה לא יציבה המתאפיינת בגרדיינט רטיבות שלילי בין מקור המים לחזית ההרטבה (overshoot saturation). ניתוח של מכלול התוצאות מצביע על כך שכרמי זיתים הופכים בהדרגה קרקע בת הרטבה לקרקע הידרופובית. קרקעות אלה מעלות את הסיכוי להיווצרות נגר עילי מוגבר, ומשפיעות על הפרוס המרחבי והעיתי של תכולת הרטיבות בפרופיל הקרקע ועל זמינות המים לעצים. מדידות האינפילטרומטר ותאי הזרימה נמצאו ככלים טובים לחיזוי זרימה בלתי יציבה בשדה כתוצאה מקרקע דוחת מים.

תוכן עניינים

תקציר ....3........
1. סקירת ספרות ....6........
1.1 מהן קרקעות דוחות מים ....6........
1.2 התפתחות קרקעות הידרופוביות ....8........
1.2.1 הגורמים והחומרים הגורמים להיווצרות קרקעות הידרופוביות- הקדמה ....8........
1.2.2 גורמים המשפיעים על ההידרופוביות בקרקע ....14........
1.3 תנועת מים בקרקע הידרופובית ....17........
1.3.1 תנועת המניסקוס בקאפילרה גלילית וזווית ההרטבה ....17........
1.3.2 זרימה לא יציבה וזרימה מועדפת ....18........
1.3.3 קצב אינפילטרציה בקרקע דוחת מים ....21........
2. השערות מחקר ....23........
3. מטרות מחקר ....23........
4. שיטות ....24........
4.1 איתור חלקות ודיגום ....24........
4.2 בדיקת זמן חדירת טיפה (WDPT, Water Drop Penetration Time) ....25........
4.3 חומר אורגני ....26........
4.4 מיצוי ואנליזת חומצות שומן ....27........
4.5 מיצוי ארגוסטרול ....28........
4.6 מדידת זווית מגע בצורה ישירה ....28........
4.7 עלייה קאפילרית ....29........
4.9 הרכב מכני ומוליכות הידראולית ....31........
4.10 ניסויי תאי זרימה ....31........
5.2 חומר אורגני בקרקע ....35........
5.3 חומצות שומן בקרקע ....37........
5.4 תוצאות מיצוי ארגוסטרול ....44........
5.5 הרכב מכני ומדידה ישירה של זווית המגע ....44........
5.6 עלייה קאפילרית ....47........
5.8 תאי זרימה ....55........
6. דיון ....65........

6.1 התפתחות קרקע דוחת מים בכרמי זיתים 65
6.2 השפעת רמת דחיית המים על משטר הזרימה 68
7. סיכום ומסקנות 73
רשימת ספרות 75
Abstract 84

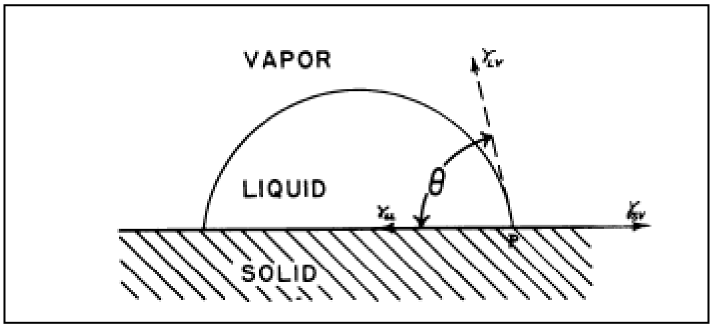
1. סקירת ספרות

1.1 מהן קרקעות דוחות מים

קרקעות דוחות מים (הידרופובית) הן קרקעות אשר האפיניות בינן לבין המים חלשה כך שאינן נרטבות באופן ספונטני אלא לאחר זמן ממושך של מגע עם מים (בין שניות ספורות לעשרות שעות). תופעת דחיית מים בקרקעות רווחת באזורים בעלי אקלים צחיח למחצה אך קיימת במגוון אקלימים. המיפוי של קרקעות דוחות מים איננו כלול בדרך כלל בסקרי קרקע כלליים אך היא משפיעה על שטחי קרקע רבים בעולם. בהולנד, לדוגמא, 75% משטחי הגידול והמרעה נמצאו כדוחות מים ברמות שונות (Dekker and Ritsema, 1994) ובאוסטרליה , 50 מיליון דונמים מושפעים מן התופעה המביאה לידי אבדן תפוקה חקלאית של עד 80% (House, 1991). לתופעה יש השלכות רבות, הן חקלאיות והן הידרולוגיות.

מושג דחיית המים הוא מושג יחסי. תמיד יש מידה מסוימת של כוחות משיכה בין המוצק למים ולעולם אין דחיית מים מוחלטת. למעשה לא קיים משטח מוצק שהוא באמת הידרופובי (Tschapek, 1984). משטח הידרופילי מאפשר למים להשתטח על פניו בעוד המשטח ההידרופובי גורם למים להתכדר. את ההידרופוביות של משטח חלק ואת דרגתה מאפיינת זווית המגע בין פני המשטח לבין טיפת מים המונחת עליו. המשטח נחשב הידרופובי כאשר זווית מגע זו גדולה מ- 90^{o}. זווית מגע בין טיפת נוזל כלשהוא לבין המשטח נוצרת כתוצאה ממאזן האנרגיה של פני שטח המגע בין שלושת הפאזות. אנרגיה זו מבוטאת באמצעות מתח הפנים של פני הביניים: γ_{LV} עבור נוזל-אוויר, γ_{SV} מוצק-אוויר ו- γ_{SL} מוצק-נוזל. הקשר בין האנרגיה של פני שטחי המגע לבין זווית המגע, θ, במצב שיווי משקל מבוטאת ע"י משוואת Young (Young, 1805) :

$$\gamma_{SV} - \gamma_{SL} = \gamma_{LV}\cos\theta \qquad [1]$$



תרשים1.1.1: מתחי הפנים של פני הביניים מים-אויר(γ_{LV}), מים מוצק (γ_{SL}), ואוויר מוצק (γ_{SL}), (Zisman, 1964)

אם פני השטח של גרגירי מצע נקבובי (קרקע) הינם הידרופוביים, חידור מים אל תוך התווך יעוכב. המים יכולים להיכנס אל בין החלקיקים אך לא ירטיבו את שטח פני החלקיקים הבודדים, בעוד שבקרקע הידרופילית בת- הרטבה (wettable) חלקיקי המצע הנקבובי יהיו מכוסים בפילם של מים. מולקולות המים הן בעלות מבנה די-פולארי חזק . לכן יש אדהזיה טובה בין מים לבין רוב המשטחים הטבעיים מפני שהם מכילים יונים חיוביים ושליליים הנמשכים לקצוות החיוביים או השליליים של מולקולות המים. בפן הביניים מים- אוויר- קרקע, מתח הפנים של המים יגרום להם להתכדר פנימה, מולקולות המים נמשכות אל פני שטח המוצק ונדחקות מן האוויר ולכן פני שטח המים קעורים. כדי להגדיל את שטח הנוזל, דרושה עבודה. העבודה הקשורה במתח הפנים של המים השווה בקירוב ל- 72.8×10^{-3} N/m בטמפרטורה של 20˚C, אשר יורד עם העלייה בטמפרטורה. אותם העקרונות תקפים גם לגבי מוצקים, למרות שמטבעם אינם מתעוותים ומתכדרים. לכן, מתח פנים של מוצקים מוביל לכוחות צידיים על פני השטח. ערכים נפוצים למתח פני מוצקים הוא כ- $500\text{-}5000\times10^{-3}$ N/m ועולה עם קשיחות החומר וטמפרטורת ההיתוך (Zisman, 1964). כדי שמים יתפרשו על פני השטח של מוצק , כוחות האדהזיה בינם לבין המוצק צריכים להיות חזקים מכוחות הקוהזיה בגוף המים. לכן, משטחים עם אנרגיה חופשית גבוהה מ- $72.8*10^{-3}$N/m יהיו הידרופיליים. לכל מינראלי הקרקע העיקריים מתח פנים גבוה יותר בהרבה ולכן הם הידרופיליים (Tschapek, 1984), בעוד לרוב המוצקים האורגניים, חומרים שעוניים (waxes) ופולימרים אורגנים יש מתח פנים נמוך מ-$72.8*10^{-3}$N/m ולכן הם הידרופוביים.

חקר יכולת ההרטבה של קרקעות מורכב והמנגנון עדיין לא ידוע די צרכו. מלבד הגיאומטריה הקשה למידול של מצע הקרקע הנקבובי, דחיית המים היא בעלת שינוי עיתי עקב טבעו של ציפוי הקרקע ההידרופובי (Dekker *et al.*, 2001; Leighton-Boyce *et al.*, 2005) ומשתנה עם זמן המגע של פני שטח החלקיקים ההידרופוביים עם המים. השיטה הנפוצה והמיידית להערכת דרגת דחיית מים של קרקע היא בדיקות זמן חידור טיפה (WDPT). בדיקה זו מהווה בדיקה ראשונית ואיכותית המראה על מידת ההידרופוביות (דחיית המים) של הקרקע. היא מתבצעת על ידי טפטוף טיפה בנפח קבוע על פני הקרקע ונמדד הזמן שחולף עד לחדירת הטיפה במלואה (השיטה מפורטת בסעיף 2.2).

אחד מן הגורמים העיקריים האחראים להיווצרות קרקעות הידרופוביות הוא הצטברות תרכובות אורגניות שמקורן בצומח ולכן, בדרך כלל חזקה ובולטת יותר תופעת דחיית המים בשכבת הקרקע העליונה (מסנטימטרים בודדים ועד עשרות סנטימטרים), שם ריכוז נשר הצמחים והחומר האורגני גבוה יותר. בעקבות שריפות חורש ועשב יתכן אידוי ופעפוע רב של חומרים אל עומק הקרקע המחריף מאוד את התופעה (DeBano, 1981; Morley *et al.*, 2005).

דחיית מים נפוצה יותר בקרקעות גסות מרקם. סביר להניח שבהינתן כמות מסוימת של חומרים הידרופוביים היכולים לצפות את חלקיקי הקרקע, קרקעות קלות בעלות שטח פנים סגולי קטן יהפכו להידרופוביות במידה רבה ביחס לקרקעות כבדות ואכן יש עדויות לעלייה בדרגת ההידרופוביות עם העלייה בגודל החלקיקים באותה דוגמת קרקע ואף נקבע שהתפתחות קרקע הידרופובית תיתכן יותר בקרקעות בעלות פחות מ-10% חרסית (DeBano, 1991). למרות הסיכויים הרבים יותר להתפתחות הידרופוביות בקרקעות גסות מרקם, ישנן עדויות מצטברות לכך שגם קרקעות עם 25% ועד

40% חרסית ויותר יכולות להיות הידרופוביות מאוד (Crockford *et al.*, 1991). מחקרים מסוימים מצאו שפרקציות קטנות יותר של קרקע הידרופובית היו בעלות רמת הידרופוביות גבוהה יותר משל הפרקציות הגדולות בגלל ספיגה גדולה יותר של תרכובות אורגניות על- ידי הפרקציות הקטנות (Doerr *et al.*, 1996) הסבר נוסף הוא שתתכן תכולה של חומר אורגני חלקיקי בפרקציה הדקה הגורמת להידרופוביות (de Jonge *et al.*, 1999). ניתן לומר באופן כללי שבקרקע הידרופובית- הפרקציה הדקה יכולה להיות בעלת רמת הידרופוביות גבוהה משל הפרקציה גסת מרקם אך קרקע גסת מרקם בדרך – כלל נידונה להיהפך לדוחת מים בקלות רבה יותר בגלל שטח הפנים הקטן שלה ליחידת נפח (Crockford *et al.*, 1991; Doerr *et al.*, 1996).

תופעת דחיית המים על- ידי הקרקע גורמת לשינוי בהידרולוגיה של השדה ובין היתר לירידה ביכולת האינפילטרציה (Adamson, 1990; Van Dam *et al.*, 1990; Imeson *et al.*, 1992), נגר עילי וסחף מוגברים (McGhie and Posner, 1981; Crockford *et al.*, 1991), חלחול בנתיבים מועדפים והרטבה לא אחידה (Bauters *et al.*, 1998; Ritsema and Dekker, 2000)

1.2 התפתחות קרקעות הידרופוביות

1.2.1 הגורמים והחומרים הגורמים להיווצרות קרקעות הידרופוביות- הקדמה

בדרך כלל קשה לזהות את ההרכב הכימי המדויק של החומרים ההופכים את הקרקע להידרופובית, חומרים אלה הם בדרך כלל חומרים אורגניים שמצטברים על חלקיקי הקרקע וביניהם. חומרים אורגניים בעלי תכונות הידרופוביות נפוצים בביוספרה וחלקם משוחררים בהדרגה אל הקרקע (Dekker *et al.*, 2009). חומרים אלה יכולים להיות חומרים שעוניים שמקורם בעלים (Passialis and Voulgaridis, 1999), הפרשות שורשים (Dekker and Ritsema, 1996b; Doerr, 1998), פטריות (Fidanza *et al.*, 2007), חיידקים (Hallett and Young, 1999) וחומר אורגני על תוצרי פירוקו (McGhie and Posner, 1981). כמו- כן קרקע הידרופובית יכולה להתפתח במהירות בעקבות שריפות יער המאדות חומרים היכולים לגרום להידרופוביות אשר מפעפעים אל עומק הקרקע (DeBano, 2000). מקובל בספרות המחקר של דחיית מים על ידי קרקעות קשורה בשכבות דקות של תרכובות אורגניות על פני שטח חלקיקי קרקע ו/או חומר אורגני חלקיקי במרווחים שבין חלקיקי הקרקע (McGhie and Posner, 1981; Doerr *et al.*, 2000; Franco *et al.*, 2000). חומרים אלה מקורם בחומרי העלים השעווניים, תוצרי פירוק של חומר אורגני, הפרשות שורשים, ותוצרי הפירוק הביולוגיים שלהם או מפעילות פטרייתית ובקטריאלית (McGhie and Posner, 1981; Ma'Shum *et al.*, 1988; Franco *et al.*, 2000; Horne and McIntosh, 2000; Hallett *et al.*, 2006).

מחקרים רבים ניסו לבודד את התרכובות האחראיות לדחיית מים בקרקעות. קבוצות החומרים העיקריות הנחשבות כאלה התורמות לתופעה כוללות אלקאנים (Ma'Shum *et al.*, 1988; Horne and McIntosh, 2000; Roy and McGill, 2000), חומצות שומן והתצורה האסטרית שלהם (Ma'Shum *et al.*, 1988; Franco *et al.*, 2000; Horne

and McIntosh, 2000; Graber *et al.*, 2009), פיתנולים, פיתאנים וסטרולים (Franco *et al.*, 2000), אמידים, אלדהידים, קטונים ומולקולות מורכבות יותר המכילות טבעות (Morley *et al.*, 2005). משימת גילוי ואפיון כלל התרכובות והמנגנונים הגורמים להידרופוביות בקרקעות עדיין לא שלמה. כמו כן, המנגנון של היקשרות התרכובות לפני החלקיקים איננו ברור די צרכו. הימצאות החומרים ההידרופוביים כשלעצמה איננה מובילה בהכרח לביטויים של דחיית מים של הקרקע אלא נדרש ארגון מולקולארי מסוים של התרכובות האורגניות לשם כך (Roy and McGill, 2000). התרכובות האורגניות השכיחות הגורמות להידרופוביות הקרקע מתחלקות ל aliphatic hydrocarbons לא פולאריים שאינם מתמוססים במים ולקבוצת חומרים אורגניים פולאריים בעלי מבנה אמפיפילי עם שרשרת פחמנים הידרופובית וקבוצה פונקציונאלית הידרופילית. שתי הקבוצות ידועות ככאלה האחראיות להידרופוביות הקרקע (Hudson *et al.*, 1994) אך ההשערה היא שהחומרים הפולאריים , כלומר חומצות שומן וחומרים שעווניים אחרים, הם בעלי התרומה המכרעת לציפוי ההידרופובי של חלקיקי הקרקע (Ma'Shum *et al.*, 1988) . חומרים אלה יכולים ליצור ציפוי הידרופובי של חלקיקי הקרקע על ידי היקשרות האזורים הפולאריים לפני שטח הקרקע.

בזיהוי התרכובות האורגניות האחראיות ליצירת ההידרופוביות ישנה מורכבות גדולה גם משום שבקרקעות בנות- הרטבה המשמשות כביקורת במחקרים השונים ישנן תרכובות דומות לאלה שיש בקרקעות דוחות המים. שני מיני המיצויים, אלה של הקרקעות ההידרופוביות ואלה של ההידרופיליות, הם בעלי יכולת להשרות הידרופוביות על קרקע בת-הרטבה לחלוטין שנשטפה לפני כן בחומצה מכל חומריה האורגניים כדי שתהיה בת-הרטבה לחלוטין (Ma'Shum *et al.*, 1988; Doerr *et al.*, 2005; Morley *et al.*, 2005).

1.2.1.1 צמחיה

התפתחות קרקעות דוחות מים קשורה בקשר הדוק לסוג הצמחייה המכסה את הקרקע. על קשר זה עמדו חוקרים מאז שנות הארבעים במחקרים שהתבצעו על מדשאות ובקרקע פרדסי הדרים (Jamieson, 1942) ובשני העשורים האחרונים מחקרים בנושא מתרבים ומקבלים משנה תוקף. מחקר שנערך בדרום אפריקה (Scott, 2000) אשר השווה בין סוג הקרקע והצמחייה לבין דרגת ההידרופוביות הראה שעיקר ההידרופוביות קיימת בקרקעות קלות יותר אך למין הצמחייה השפעה גדולה יותר. במחקר זה עצי אקליפטוס ועצים מחטניים היו הגורמים העיקריים שתרמו להתפתחות הקרקע ההידרופובית החומרים העיקריים הגורמים להידרופוביות מתחלקים לקבוצת חומרי השעווה הפולאריים אשר נמצאים על חלקיקי הקרקע וקבוצת חומרי שעווה לא-פולאריים שהם מאוד הידרופוביים. חומרים אלו דומים לחומרים שמוצו מחומר צמחי באזור, בעיקר מעצי אקליפטוס. מיצוי החומרים ההידרופוביים הללו אובחנו במכשיר GC-MS ונמצא שעיקר מרכיביו הם חומצות שומן מותמרות ושאינן מותמרות בעלות 16עד 36 פחמנים, אלקאנים, פיתנולים, פיתאנים וסטרולים. מחקר אחר שנערך במטעי אקליפטוסים בפורטוגל (Leighton-Boyce *et al.*, 2005) הראה שההידרופוביות כמעט ונעלמת בחודשי החורף הגשומים כשלקרקע תכולת רטיבות גדולה ומתבססת מחדש בחודשים השחונים וכמו כן שהידרופוביות חזקה מתבססת לרוב במטעים ותיקים, כלומר שהקרקע הופכת להידרופובית כתלות

בזמן שבו מתווספות תרכובות הידרופוביות שמקורן בצמח והפעילות הביולוגית- כימית הנלווית לתוספת החומרים הללו לקרקע.

הוכח שהוספת חומר צמחי יבש ממגוון רב של גידולים יכול להפוך את קרקע חולית ובת –הרטבה שהוסר ממנה כל החומר האורגני בתחילת התהליך – לקרקע עם דרגת הידרופוביות גדולה מאוד (McGhie and Posner, 1981). למרות ניסיונות פשטניים שכאלה להפוך קרקעות להידרופוביות, המנגנון שבאמצעותו הקרקע הופכת להידרופובית עדיין איננו ברור לחלוטין ואינו מסביר מספר תופעות של שינויים בדרגת ההידרופוביות כתוצאה משינויים סביבתיים ועונתיים. בנוסף לנשר הצמחי ותוצרי פירוקו הגורמים לדחיית מים יש מחקרים שמצביעים דווקא על תרומה רבה של פעילות השורשים לתופעת דחיית המים בקרקע (Doerr *et al.*, 1996). הידרופוביות בקרקע שמקורה בחומר הצמחי תהיה חזקה ביותר בשכבת הקרקע העליונה העשירה יותר בתרכובות אורגניות שמקורן בנשר הצמחי ותלך ותרד עם עומק הפרופיל.

ישנו שפע של מחקרים בנושא הקשור בעצי אקליפטוס, עצים מחטניים ודשא ומעט במיני צומח אחרים אך מעט מאוד ידוע על התפתחות קרקעות הידרופוביות בכרמי זיתים למרות הפוטנציאל של התרכובות האורגניות השומניות של עצי ופירות הזית ולמרות שידוע שדישון הקרקע בגפת זיתים והשקיה במי קולחין שמקורם בתעשיית הזיתים עלולים לגרום לקרקע להפוך להידרופובית (Abu-Zreig and Al-Widyan, 2002). העובדה שבישראל ובעולם יש דרישה ויצור הולכים וגוברים של שמן זית, וכרמי זיתים מושקים הולכים ומתרבים, יש לתת את הדעת על התפתחות קרקע הידרופובית בכרמים והשלכות אפשריות על צריכת המים של העצים, יעילות ההשקיה והמלחת מי התהום עקב חלחול בנתיבים מועדפים. מן המחקרים הבודדים שבוצעו בספרד ויוון והשוואה בין קרקעות בעלות כיסוי צמחייה שונה עולה שגם עצי הזית עלולים להפוך קרקעות לדוחות מים ולגרום לתופעה של נגר עילי וסחף מוגברים בעקבות כך (Ziogas *et al.*, 2005; Jordán *et al.*, 2008).

סוג הצמחייה שלרוב גורם להידרופוביות בקרקע הוא עצים ירוקי-עד אך מיני צומח נוספים הידועים ביכולתם להפוך קרקע להידרופובית היא דשא, מיני שיחים ואף גידולי שדה (Bond and Harris, 1964; McGhie and Posner, 1981; Giovannini *et al.*, 1987). יתכן ולתרכובות האורגניות ההידרופוביות יש תפקידים נוספים מלבד התפקידים הפיזיולוגים בצמח עצמו ועל ידי הפיכת הקרקע בסיבתו להידרופובית הוא תורם לדיכוי נביטה של מיני צומח מתחרים ומתעל את המים דרך שורשיו שלו בנתיבים מועדפים ובאותו הזמן גם מקטין את האוופורציה מסביבתו (Moore and Blackwell, 1998). תופעות חיוביות נוספות שיכולות להיות לרמת הידרופוביות נמוכה של הקרקע הן תרומה למבנה הקרקע בגלל היווצרות אגרגטים יציבים דוחי-מים, ושמירה על מאגרי פחמן אורגני בתוך האגרגטים (Blanco-Canqui, 2011).

1.2.1.2 פטריות קרקע ומיקרואורגניזמים

הקשר בין דחיית מים ומיני צומח אינו בלעדי בהכרח. גם פטריות קרקע ומיקרואורגניזמים יכולים לתרום ליצירתה של קרקע הידרופובית. מגוון גדול של מיני פטריות ומיקרואורגניזמים קשורים לדחיית מים כמו לדוגמא *Penicillium nigricans* ו- *Aspergillus sydowi* (Savage *et al.*, 1972) או *Actinomycetes* (מיקרואורגניזם עם תכונות פטרייתיות ובקטריאליות) (Jex *et al.*, 1985). מיקרואורגניזמים ופטריות הנחשבים כאחראים על הידרופוביות הקרקע כתוצאה מתוצרי פירוק היא בדרך- כלל תלוית מין, כאשר ישנם מינים המגבירים את ההידרופוביות וכאלה המקטינים אותה (McGhie and Posner, 1981) אך גם ההשפעה של כל מין אינה עקבית. פטריות ובקטריות יכולות לגרום להידרופוביות הקרקע באופן עקיף בגלל תוצרי פירוק של חומר אורגני כגון אלקאנים ארוכי שרשרת ומונוקטונים (Doerr *et al.*, 2000). ועל פי המאמר הסוקר את המחקרים הקושרים פעילות בקטריאלית לדחיית מים בקרקע אין קשר מובהק היכול לקשור פעילות בקטריאלית להידרופוביות.

מלבד השפעת תוצרי פירוק, פטריות ידועות ביצור חומרים פעילי שטח, כגון חלבוני הידרופובינים המשמשים להתמודדות עם עקה ובנוסף גם משתמשים בחלבונים אלה כסורפקטנטים להורדת מתח הפנים של המים בנקבובים כדי לעזור לתפטירי הפטרייה לחדור את מי הקרקע ולהגיע לחללים מאווררים. ההשפעה של ההידרופובינים על הידרופוביות הקרקע תלויה גם בתכונות המצע הנקבובי והחלק היחסי של החלקיקים המצופים באותם חלבונים (Morales *et al.*, 2010).

1.2.1.3 החומר האורגני בקרקע

במשך שנים רבות ישנה הכרה בכך שקרקע דוחת מים היא פונקציה של החומר האורגני והסרתו בשריפה כימית או תרמית מסירה את ההידרופוביות. עם זאת, תוצאות מחקרים מצביעים על חוסר עקביות בקשר שבין חומר אורגני או פחמן אורגני לדרגת דחיית המים של הקרקע. ישנם מחקרים המצביעים על קורלציה חיובית (McKissock *et al.*, 1998), שלילית (Teramura, 1980), או ללא קורלציה כלל (Wallis *et al.*, 1993). הסיבה לכך היא שהכמות המעטה יחסית של תרכובות אורגניות הדרושה הפיכת הקרקע לדוחת מים אינה פרופורציונאלית לכמות החומר האורגני הכללי בקרקע. לכן, דרגת ההידרופוביות של הקרקע קשורה דווקא בסוג החומר האורגני ובפרקציה מסוימת שלו ולא בכלל החומר האורגני (Wallis *et al.*, 1993). קרקעות בעלות דרגת דחיית מים גבוהה מאוד התגלו בדרך- כלל תחת שכבת נשר עמוקה של נשר או הומוס- מור שאופייני ליערות מחטניים (Crockford *et al.*, 1991). כמו כן, כאשר יעילות תהליכי הפירוק גבוהה יותר כמות השומנים ההידרופוביים בקרקע תהיה נמוכה יותר. יתכן שמעורבות החומר ההומי בקרקע שולית מבחינת דרגת דחיית המים אך ידוע שגם החומצות ההומיות הופכות להידרופוביות יותר עם תהליך ההומיפיקציה וחלקן יכול לגרום להידרופוביות של הקרקע (Kumada, 1987). גם אם לא ברור עדיין כיצד החומר

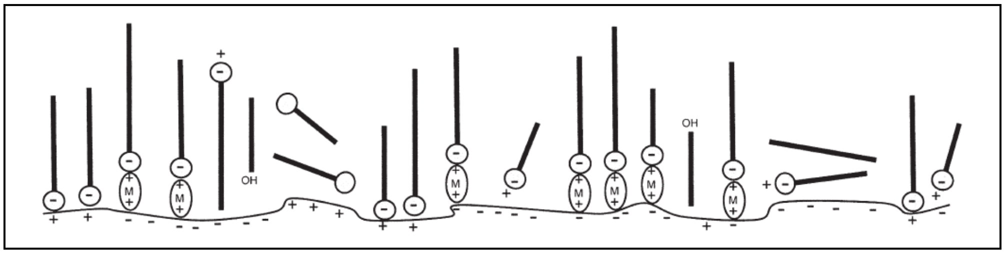
האורגני משפיע על רמת ההידרופוביות מקובל שתרכובות אורגניות הנצמדות אל שטח פני חלקיקי הקרקע גורמות להידרופוביות. ההידרופוביות איננה תלויה רק בתרכובות ספציפיות אלא בתהליך פירוק איטי תחת צמחייה. (Franco *et al.*, 2000) הציע שפעילות מיקרוביאלית סלקטיבית היא המפתח בהתפתחות הידרופוביות בקרקע ולהצטברות חומרי שעווה פולריים מתוך מאגר של חומרי שעווה צמחיים הנמצאים בקרקע. לכן, זיהוי התרכובות ומקורותיהם אינו מספיק לצורך ההבנה של התפתחות הקרקע ההידרופובית.

בנוסף לחומר הצמחי ישנם עוד גורמים סביבתיים העלולים לתרום להתפתחות קרקעות דוחות מים, ביניהן גם השקיה בקולחין (Wallach *et al.*, 2005; Tarchitzky *et al.*, 2007) .

1.2.1.4 תפקידן של חומצות שומן

גם כשידועים חלק מהחומרים האורגניים הגורמים לקרקע להפוך להידרופובית, עדיין קיימים פערי ידע גדולים ביחס למנגנונים הפיזיקו-כימיים האחראיים להידרופוביות ובמיוחד להפיכת הקרקע ההידרופובית להידרופילית במהלך המגע של חלקיקי הקרקע עם מים. יכולתן של חד- שכבות של חומצות שומן להפוך פני שטח של מוצקים הידרופיליים להידרופוביים ידועה זה מכבר (Langmuir, 1938). לנגמיר לקח מוצקים הידרופיליים לחלוטין וטבל אותם במים בעלי חד- שכבה של חומצה אוליאית בחלקן העליון. המוצקים יצאו כשהם מצופים בשכבה אחידה וצפופה של חומצת השומן. שכבה זו, לאחר ייבוש, הייתה ספוחה היטב לפני שטח המוצקים ועמידה בפני שטיפה במים. חד- שכבה זו הפכה את פני שטח המוצקים מהידרופיליים לחלוטים עם זווית מגע אוויר-מים-מוצק של 0° לזווית מגע של 18° עבור מינרל מיקה, 45° עבור זכוכית ו-70° עבור סידן. זווית המגע הייתה תלויה בטבעו של המשטח המוצק ובאנרגיה החופשית שלו. כאשר חומצות השומן ספוחות לשטח פני המוצק דרך ראש המולקולה הקרבוקסילי בצפיפות מרבית שטח הפנים שתופסת כל מולקולה שווה ל- 20Å. אם נמיר זאת ליחידות מוליות אזי יש צורך ב- $8.3\ \frac{\mu\text{mol (fatty acids)}}{\text{m}^2\text{(surface area)}}$ על מנת להשיג כיסוי מלא של שטח הפנים. במחקר שבחן את התלות בזמן של זווית המגע ו- WDPT (זמן חידור טיפה לקרקע, אשר גדל עם עלייה ברמת דחיית המים) בחול סיליקתי תעשייתי שעבר תהליך הידרופוביזציה עם חומצת שומן סטיארית 18:0[CH3- (CH)16-COOH] החול הגיע לרמת הידרופוביות מקסימלית (WDPT גבוה משעה) עם ריכוז חומצה סטיארית גבוה מ-1g/Kg (Leelamanie and Karube, 2009). על פי נתוני החול התעשייתי במאמר זה (קוטר הגרגירים, והנחה שהגרגירים כדוריים) ניתן לחשב ולהמיר את הריכוז המשקלי לריכוז של כ-$15\ \frac{\mu\text{mol (fatty acids)}}{\text{m}^2\text{(surface area)}}$. ריכוז זה הוא בוודאי גבוה מהריכוז המקסימלי בצפיפות מירבית שחושב לעיל אך יש להניח כי בריכוז זה שהוסף לקרקע הושגה צפיפות מירבית בקרקע זו. ריכוז חומצה סטיארית נמוך בחצי מזה שהביא את הקרקע לרמת הידרופוביות מירבית גרם להידרופוביות נמוכה מאוד בקרקע כמעט עד לרמה של קרקע בת- הרטבה (WDPT< 5s).

לאחרונה, הוצע מודל המציע מנגנון אפשרי שבו הופכות קרקעות להידרופוביות. על פי המודל, הידרופוביות נוצרת על ידי שכבה של חומצות שומן ארוכות-שרשרת. אלה נצמדות אל פני שטח טעונים שלילית דרך גשרי קטיונים דו- ערכיים או ישירות דרך קבוצת הראש הטעונה שלילית אל פני שטח טעונים חיובית (Graber *et al.*, 2009). על- פי מודל זה, קרקעות דוחות מים יכולות להתפתח במגוון רחב של סביבות. קבוצות הראש של חומצות השומן מתיינות ב- pH נמוך מאוד בנוכחות Al^{+3} (pK_a=3.8) וגבוה יותר בנוכחות Ca^{+2} (pK_a=6.8). בסביבה בסיסית ובהעדר קטיונים דו או רב- ערכיים, עלייה ב-pH גורמת לאי סדר רב בין חומצות השומן בגלל כוחות הדחייה שבין קבוצות הראש הטעונות שלילית אך שכבות של חומצות שומן ארוכות- שרשרת מיוצבות על ידי יוני מתכת דו- ערכיים (Langmuir and Schaefer, 1936). קבוצות הראש של חומצות השומן נצמדות לשטחי פנים טעונים חיובית או לשטחי פנים טעונים שלילית בתיווך קטיון דו-ערכי כאשר שרשראות חומצות השומן פונות החוצה וגורמות לשטח הפנים להפוך הידרופובי (תרשים 2). במגען עם מים, חומצות השומן עלולות לעבור רה- אוריינטציה ממצב שבו השרשרת האלקילית פונה כלפי חוץ למצב שבו הראש ההידרופילי פונה כלפי חוץ. חומצות שומן אלה חוזרות למצבן הראשוני שבו פונה הזנב ההידרופובי כלפי חוץ בקצב איטי לאחר מגע עם מים. התפתחות השכבה ההידרופובית ויציבותה תלויות בסוג חומצות השומן וצפיפותן על שטחי הפנים, מינרלוגיה של הסובסטרט והכימיה של תמיסת הקרקע.



תרשים 1.2.1.1: מודל קונספטואלי עבור פני שטח של קרקעות דוחות מים. חומצות שומן בעלות שרשראות אלקיליות שונות מסודרות בניצב לפני השטח בגלל אינטראקציות של קבוצות הראש המיוננות ישירות עם פני השטח או דרך גשר קטיוני דו- ערכי. חומצות שומן לא מיוננות, או קשורות קטיון חד- ערכי וכמו כן מולקולות אורגניות אחרות נמצאים באי- סדר על פני השטח (Graber and Tagger, 2009).

לקרקעות דוחות מים יש מספר דפוסי היעלמות והתבססות מחדש אשר יכולים להיות מוסברים על ידי מנגנון התנהגות חומצות השומן בקרקע. בקרקע יש חוסר עקביות בדרגת דחיית המים לאחר מחזור של חימום וקירור (Dekker *et al.*, 1998). חוסר עקביות זה יכול להיות תוצאה מהתנהגות תלוית טמפרטורה של חומצות שומן ומלחי חומצות שומן. כאשר מחוממות, חומצות שומן מסוימות עלולות לעבור שינוי פאזה, אידוי או פולימריזציה (Osman and Suter, 2002). התרכובות העוברות רה- אוריינטציה בעקבות החימום יכולות להסתדר מחדש על שטחי הפנים כאשר הקרקע מקוררת שוב. כמו- כן, נתגלה קשר חיובי בין קצביי קיבוע גבוהים של חומצות שומן על פני שטח מתכתיים וערכי לחות יחסית (Yiannos, 1962). עובדה זו יכולה להסביר גם את התצפיות שמראות התמדה ועמידות גדולה יותר של ההידרופוביות בתנאי לחות יחסית גבוהה (Wallach and Graber, 2007). כתוצאה מעלייה בקיבוע של חומצות השומן דחיית המים

תגדל גם היא. קצבי הריאקציה השונים בין קבוצות הראש הפונקציונאליות של חומצות השומן והסובסטרטים השונים יכולים להסביר מדוע ערכי WDPT עולים עם העלייה בלחות היחסית (Jex *et al.*, 1985; Wallach and Graber, 2007).

בעצי הזית, ובעיקר בפירותיהם ישנו ריכוז גדול של חומצות שומן כשהנפוצה היא החומצה האוליאית המהווה כ- 57-78% מסך חומצות השומן בשמן הפרי והשנייה בתפוצתה היא החומצה הלינוליאית המהווה כ- 7-19% ((Hatzopoulos *et al.*, 2002)- חומצות שומן בלתי רוויות בעלות 18 הפחמנים. בקרקעות, חומצת השומן הנפוצה היא החומצה הפאלמיטית, הרוויה, בעלת 16 פחמנים.

1.2.2 גורמים המשפיעים על ההידרופוביות בקרקע

1.2.2.1 שריפה וחום

שריפה וטמפרטורות גבוהות יכולות לגרום להידרופוביות בקרקע שהייתה הידרופילית וגם להשפיע על קרקע הידרופובית, להוריד או להעלות בה את רמת ההידרופוביות, הדבר תלוי במידה רבה בטמפרטורות, בסוג הנשר הצמחי ובלחות הקרקע לפני השריפה (Savage *et al.*, 1972). החומרים האורגניים ההידרופוביים בנשר ובשכבת הקרקע העליונה מתנדפים בטמפרטורות הגבוהות, חלק מהחומרים יפעפעו מטה על פי גרדיאנט הטמפרטורה ומתעבים על פני החלקיקים. מלבד פיזור מחדש וריכוז החומרים ההידרופוביים בקרקע, חום השריפה יכול גם לשפר את הקשירה של חומרים אלה לחלקיקי הקרקע (Savage *et al.*, 1972) ולהפכם ליותר הידרופוביים על ידי פירוליזה (Giovannini, 1994). בעקבות שריפות יער , השכבה שמתחת לפני השטח יכולה להפוך להידרופובית. עומק השכבה דוחת המים ומידת דחיית המים תלויים בסוג הצמחייה, משך השריפה ועוצמתה, כמות החומר האורגני בקרקע (Imeson *et al.*, 1992), . כך נוצרת שכבה דוחת מים שבדרך- כלל מכוסה בשכבת אפר. כמעט ואין שינוי במידת דחיית המים של קרקע לאחר חשיפה לטמפרטורה של מתחת ל- 175°C ואילו מידת דחיית המים הרבה ביותר נוצרת בטמפרטורות של בין 175-200°C. דחיית המים נעלמת לאחר חשיפה לטמפרטורות של למעלה מ-280°C (DeBano, 2000).

1.2.2.2 השפעת תכולת רטיבות

דחיית מים על ידי הקרקע היא תכונה המשתנה בזמן ותלויה בעיקר בתכולת רטיבות הקרקע. לרוב, ההידרופוביות תהיה חזקה יותר בקרקעות יבשות ותלך ותרד עם העלייה בתכולת הרטיבות עד לערך קריטי של תכולת רטיבות ממנו והלאה תהיה הקרקע הידרופילית (DeBano, 1971; Dekker and Ritsema, 1994). הקשר בין תכולת רטיבות לדרגת הידרופוביות הוא מורכב ומחקרים שונים מראים תוצאות שונות ולעיתים סותרות. תתכן הידרופוביות עם תכולת רטיבות

משקלית של עד 22% בסילט חולי (Doerr and Thomas, 2000), 38% רטיבות נפחית עבור חרסית (Dekker and Ritsema, 1996c) אך רק כ-2% נפחיים עבור חול דיונה (Dekker and Ritsema, 1994). הסיבה לכך היא שאדי המים יכולים לנוע באופן חפשי בקרקע ההידרופובית אך מספר המולקולות היכולות להתעבות על פני שטח החלקיקים מוגבל. יתכן שחלק מן המים מתעבים על גבי אזורים וחלקיקים הידרופיליים מבלי להשפיע על פני השטח ההידרופוביים.

ישנן שתי סיבות אפשריות להיעלמות ההידרופוביות עם מגע המים בקרקע; (1) מכיוון שההידרופוביות נגרמת בעיקר בשל ציפוי של מולקולות אמפיפיליות על חלקיקי הקרקע, משיכת המים לקצוות הפולאריים של מולקולת אלה מחלישה את קשרי הקרקע- מולקולת נוזל וכתוצאה מכך נוצר ניתוק של התרכובות האורגניות מפני שטח החלקיקים (Tschapek, 1984; Ma'shum and Farmer, 1985). מנגנון זה עדיין לא מובן די צרכו וקשה מאוד לקבוע במה תלוי משך הזמן של מגע המים עד שההידרופוביות 'נשברת'. (2) דחיית המים יכולה להיעלם אם החומרים הפעילים בפני השטח נודדים מן הקרקע אל תוך המים ומורידים את מתח הפנים שלהם למידה כזאת שמאפשרת את חדירת המים. החומרים פעילי השטח יכולים להיות חומצות הומיות או פולביות הנמצאות בקרקע. חומצות הומיות מסיסות ב-מעל 6.5 בלבד בעד חומצות פולביות מסיסות בכל pH, לכן ניתן לשער שלאחרונות תפקיד מרכזי בהורדת מתח הפנים של המים (Chen and Schnitzer, 1978), אך הורדת מתח הפנים של המים בלבד לא יכולה להפוך את הקרקע מהידרופובית להידרופילית אלא רק שינוי במתח הפנים מוצק- נוזל או מוצק- גז יכול לגרום לשינוי שכזה (Graber *et al.*, 2007).

דחיית מים של קרקעות נחשבת לתופעה עונתית, שנעלמת בתנאים של רטיבות ממושכת והיא מחמירה תחת תנאיי יובש ממושכים ולכן התופעה מתבססת מחדש עם התייבשות הקרקע לאחר הרטבה (Crockford *et al.*, 1991; Mahmoud *et al.*, 2010; Imeson *et al.*, 1992). תחת ייבוש של הקרקע, המולקולות האמפיפיליות נמשכות שוב בזנבן הפולרי אל שטח פני מינרלי הקרקע והקצוות הלא פולאריים פונים כלפי חוץ וכך משרים דחיית מים בזמן ההתייבשות. בשדה ובמעבדה, ייבוש והרטבה אינם מעלימים ומעוררים הידרופוביות באופן עקבי (Crockford *et al.*, 1991). זה מרמז על כך שהסידור מחדש של המולקולות האמפיפיליות איננו תלוי בתהליך הייבוש בלבד. יתכן שחומרי שעווה נודדים בקרקע בזמן היובש, יתכנו מנגנונים מיקרוביולוגיים או תוספת של חומרים הידרופוביים כדי לבסס את דרגת דחיית המים לאחר ייבוש עם ערכים הדומים לאלה שקדמו להרטבה. הערך הקריטי של תכולת רטיבות שבו נעלמת ההידרופוביות משתנה רבות בין קרקע לקרקע וקשור קשר הדוק למרקם הקרקע. ערך הסף של תכולת הרטיבות והמנגנונים שבאמצעותם הקרקע הופכת הידרופילית וחוזרת להיות הידרופובית עדיין אינם ברורים. הבנה טובה יותר של מנגנונים אלה יכולה לתרום לתכנון השקיה בעונות היבשות בצורה שתפחית מההידרופוביות על ידי שמירה על לחות מינימאלית בקרקע (Miller and Wilkinson, 1977).

1.2.2.3 השפעות נוספות: טמפרטורה, לחות יחסית, הטרוגניות כימית וחספוס

תכונות סביבתיות שונות יכולות להשפיע על מידת ההידרופוביות ומדידותיה עלייה בטמפרטורה וירידה בלחות היחסית מקטינים את ההידרופוביות של פני שטח הקרקע. ירידה בטמפרטורה מביאה לעלייה במתח פני הנוזל, γ_{LV} , ולעלייה בדרגת דחיית המים (Bachmann *et al.*, 2002). העלייה בלחות היחסית אל ערכים גבוהים של מעל 90% גורמת גם היא לעלייה ברמת ההידרופוביות (Jex *et al.*, 1985; Wallach and Graber, 2007). הסיבה לעליה איננה ברורה די צורכה ויש המקשרים אותה להשפעה על הפעילות המיקרוביאלית (Jex *et al.*, 1985) או לתפיחה של חומר אורגני ומינרלי החרסית (Wallach and Graber, 2007)

הטרוגניות כימית וחספוס הן תכונות של המצע הנקבובי המשפיעות על דרגת דחיית המים (Hillel, 2004). אם פני השטח עשויים טלאים של חלקיקים בעלי שתי זוויות מגע שונות, θ_a ו-θ_b ורק חלק משטח המוצק *f*, בא במגע עם המים (איור 3), אזי זווית המגע הנדמית, θ_e, ניתנת על ידי המשוואה החצי אמפירית של קייסי (Cassie and Baxter, 1944):

$$\cos\theta_e = f\cos\theta_a + (1-f)\cos\theta_b \qquad [2]$$

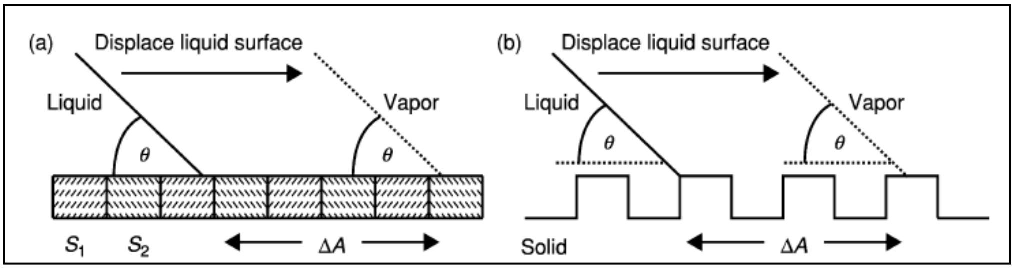
אם כן, קרקע בעלת מספר גרגרים הידרופוביים גדול יותר תציג זווית מגע גדולה יותר עם נוזל. את הכלל הזה ניתן להרחיב ולקבוע שעבור מצע נקבובי זווית המגע הנדמית תהיה פרופורציונית לנקבוביות, n:

$$\cos\theta_e = (1-n)\cos\theta_a - n \qquad [3]$$

הסימן השלילי הקשור בנקבוביות נמצא בגין תכונת החללים הלא מרטיבים ($\cos\theta_{air} = -1$) לחוק קייסי השלכות על תאחיזת המים ויכול להשפיע על התכונות ההידראוליות של קרקע בלתי רוויה בעלת פני שטח דוחי מים ברמות שונות. חספוס של שטח הפנים גם הוא יכול להשפיע על זווית המגע ולשנות את זווית המגע הנצפית ביחס לזווית מגע שהייתה נוצרת על משטח חלק בעל אותן תכונות שטח פנים כימיות. (Wenzel, 1949):

$$\cos\theta_e = r\cos\theta \qquad [4]$$

כאשר θ היא זווית המגע הסטטית עבור משטח חלק בעל אותן תכונות כימיות, r הוא מקדם החספוס ו- θ_e היא זווית המגע הנמדדת. אם כן, החספוס , המרקם והמבנה הגיאומטרי של הקרקע יכול להשפיע במידה ניכרת על דרגת דחיית המים של קרקע בעלת ציפוי הידרופובי.

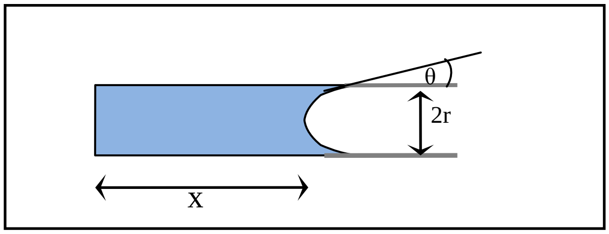


איור 1.2.2.1- תרשים סכמטי של היווצרות זווית מגע על (a) משטח הטרוגני מבחינה כימית ו- (b) משטח מחוספס עם $r = \Delta A/\Delta A_0$, כאשר A_0 הוא שטח ההיטל על פני משטח חלק (McHale and Newton, 2002).

1.3 תנועת מים בקרקע הידרופובית

1.3.1 תנועת המניסקוס בקפילרה גלילית וזווית ההרטבה

השיטה הנפוצה למדידת זווית ההרטבה בין הקרקע למים באופן עקיף מבוססת על התיאוריה של וושבורן (Washburn 1921) שהיא הכללה של מודל אגד קאפילרות ונקבובי הקרקע מתוארים על- ידי קאפילרות גליליות ארוכות כמתואר באיור 1.3.1.1:



איור 1.3.1.1- מניסקוס בקפילרה צילינדרים בעלת רדיוס r
על- פי (Czachor and Flis-bujak, 2008)

התיאוריה [כמפורט ב- (Czachor and Flis-bujak, 2008)] מגדירה את מהירות תנועת המניסקוס בקאפילרה מאוזנת כ:

$$v(t) = \frac{\gamma r cos\theta}{4\eta x} \qquad [5]$$

על-ידי אינטגרציה נקבל:

$$x(t) = \sqrt{\frac{\gamma r t cos\theta}{2\eta}} \qquad [6]$$

כאשר r הוא רדיוס הקאפילרה, γ -מתח פני הנוזל, η- צמיגות הנוזל, θ- זווית ההרטבה, ו- t הוא הזמן.

משוואה [6] מראה את התלות של החידור המצטבר ב- $\sqrt{t}$. פיליפ (phillip 1957) גילה קשר זה בתיאורו את ספיחת המים על- ידי קרקעות. הוא הראה שהחידור המצטבר(I) משתנה עם $\sqrt{t}$ עם תלות בספיגות, S.

$$\mathrm{I}(t) = S\sqrt{t} \qquad [7]$$

עבור קאפילרה אידיאלית, הספיגות קשורה לנוזל ולמצע הנקבובי באופן הבא:

$$\mathrm{S} = \sqrt{\frac{\gamma r cos\theta}{2\eta}} \qquad [8]$$

אם כך, הספיגות, S, היא פרמטר התלוי בפירוס גודל החלקיקים, זווית הרטבה, θ, ותכונות הנוזל המיושם: מתח הפנים, γ, והצמיגות הדינמית, η. על פי גישה זו, יכולה ההירטבות של קרקע תלויה בזווית ההרטבה שלה, θ. זווית ההרטבה של מים בקרקע, θ_w, יכולה להיות מחושבת מן המשוואה הבאה (Hartman and H, 1975):

$$cos\theta_w = (\frac{S_w}{S_a})^2 \frac{\eta_w}{\eta_a} \times \frac{\gamma_a}{\gamma_w} \qquad [9]$$

כאשר w ו- a מתייחסים למים ולנוזל מרטיב לחלוטין כגון כוהל כלשהוא, בהתאמה. ההנחה היא שהנוזל הכוהלי הוא א-פולרי בעל מתח פנים נמוך ולכן מרטיב את הקרקע באופן מושלם, כלומר: $\theta_a=0°$. עם זאת, מודל אגד הקאפילרות רחוק מאוד מגיאומטריה הקרקע במציאות. נקבובי הקרקע הם בעלי פיתוליות ושטח חתך משתנה. הנקבובים השונים גם מחוברים אחד לשני וכך יוצרים רשת נקבובים ולא אגד קאפילרות עגולות בודדות.

1.3.2 זרימה לא יציבה וזרימה מועדפת

שתי התצפיות הנפוצות בקרקעות דוחות מים הן: (1) המים מתנגדים לחידור אל הקרקע והם 'מתגלגלים' ממנה ו-(2) קרקע רטובה מאוד יכולה להימצא ליד קרקע יבשה מאוד למרות ששתיהן קיבלו את אותה מנת משקעים או השקיה (Letey, 2004). בסקירה של מחקרים שבחנו את תנועת המים בקרקעות הידרופוביות (Letey *et al.*, 1975; DeBano, 1981) נמצא שקצב החידור לקרקעות דוחות מים איטי יותר מאשר בקרקעות בנות- הרטבה, דפוסי ההרטבה בקרקעות דוחות המים בלתי סדירים ובלתי שלמים, ושלדחיית המים יש האפקט החזק ביותר בקרקעות יבשות.

לקרקעות בנות- הרטבה פוטנציאל מטריצי שלילי כאשר אינן רוויות, כלומר לקרקע יש כושר יניקת מים בגלל כוחות משיכה בין שטח פני חלקיקי הקרקע והמים ולכן המים חודרים אלים באופן ספונטני ואילו בקרקעות דוחות מים המצב הוא הפוך –לקרקע פוטנציאל מטריצי חיובי כאשר היא יבשה והמים לא יחדרו אל הקרקע מיד אלא רק לאחר שמגע

המים עם הקרקע לאורך זמן ימוסס או ישנה את קונפיגורציית החומר האורגני ובכך יהפוך את הקרקע להידרופילית או שהמים ימצאו נתיב זרימה מועדף, איזור בעל צפיפות גושית נמוכה יותר, סדק או שורש ודרכם יוכלו לחלחל במהירות.

לירידה החדה ביכולת חידור המים ולזרימה המועדפת השלכות חמורות על התפתחות הצומח, שימור הקרקע ועל תופעות הידרולוגיות שונות, ביניהן עליה בנגר העילי וכתוצאה מכך סחף קרקע מוגבר, דפוסי הרטבה בלתי אחידים של הקרקע והתפתחות זרימה מועדפת וחלחול מואץ של אגרו-כימיקלים בנתיבי הזרימה המועדפת אל מי התהום (Stahl and Parkin, 1996; Van Dam *et al.*, 1996; Imeson *et al.*, 1992). את התצפיות בדבר דפוסי הרטבה לא אחידים בקרקעות דוחות מים ניתן להסביר על ידי הבנת התנאים להתפתחות חזית הרטבה לא אחידה.

זרימה לא יציבה, בעיקר אי יציבות של חזית ההרטבה מתרחשת לרוב במעבר המים המחלחלים מקרקע דקת מרקם בשכבה העליונה לשכבה גסת מרקם במקום להתקדם כחזית אחידה, המים המחלחלים עשויים להתרכז בנקודות מסוימות על מנת לחדור אל השכבה הנמוכה בצורה דמוית אצבעות במקום דרך כל השכבה באופן אחיד. את התצפיות בדבר דפוסי הרטבה לא אחידים בקרקעות דוחות מים ניתן להסביר על ידי תיאוריה להתפתחות חזית הרטבה לא אחידה (Hillel and Baker, 1988). תיאוריה כללית פותחה עבור גורמים שונים היכולים לגרום לחזיתות הרטבה בלתי יציבות בקרקעות לא רוויות: הידרופוביות, לחץ אויר גדול לפני חזית ההרטבה, חידור מים מגשם שאינו מתאגם (Infiltration of nonponding rainfall), קרקע משוכבת וקרקע בעלת מוליכות הידראולית בלתי אחידה (Hill and Parlange, 1972; Raats, 1973; Philip, 1975). יציבות חזית ההרטבה תלויה בקצב שינוי מהירות חזית ההרטבה (u) ביחס לעומקה (L). הפרעה קטנה בחזית הרטבה מישורית מלכתחילה תלך ותגדל אם המהירות תגדל עם העומק, ותטה להעלם אם מהירות חזית ההרטבה תרד עם העומק. על ידי שימוש במשוואת גרין ואמפט (Green and Ampt, 1911) ראטס (Raats, 1973) פיתח את הביטוי הבא לשינוי של u עם L :

$$\frac{du}{dL} = -\frac{K_s}{L^2(\emptyset_s - \emptyset_i)}(h_0 - h_L) \qquad [10]$$

כאשר u היא מהירות חזית ההרטבה, L הוא עומק הקרקע, K_s הוא המוליכות הידראולית בחלק הרטוב של הפרופיל, ϕ_i היא תכולת רטיבות התחילית, ϕ_s היא תכולת רטיבות הקרקע המורטבת, h_0 הוא עומד הלחץ בפני שטח הקרקע ו-h_L הוא עומד הלחץ האפקטיבי בחזית ההרטבה.

המהירות (u) תגדל עם העומק אם:

$$h_0 - h_L < 0 \qquad [11]$$

בהנחה שניתן לתאר את הקרקע כאגד קפילרות צינוריות, הלחץ הקפילארי האפקטיבי בחזית ההרטבה ניתן על ידי משוואת יאנג -לאפלס (Young –Laplace):

$$h_{cL} = 2\gamma \frac{cos\,\theta}{\rho g r} \qquad [12]$$

כאשר γ הוא מתח הפנים של המים, θ היא זווית המגע של המערכת אויר-מים-קרקע, ρ היא צפיפות המים, g הוא קבוע הגרביטציה ו-r הוא רדיוס העקמומיות של שטח המגע אויר-מים (שלילי).אם זווית המגע היא מעל 90^o אזי עומד המים בחזית ההרטבה h_{cL} הוא חיובי ועל פי משוואה [11] יגרום לחוסר יציבות כאשר h_0 יישאר קטן. מכאן ניתן להסיק שחזיתות הרטבה בלתי יציבות יתפתחו בזמן חידור מי גשם והשקיה אל קרקע הידרופובית יבשה.

בעיית אי- יציבות חזית ההרטבה הוערכה על ידי פיליפ *(*Philip, 1975*)*, אשר השתמש במודל גרין ואמפט והציע קריטריון שונה ליציבות וקבע שהתכונה הפיסיקאלית העיקרית של המערכת שרלוונטית ליציבות היא גרדיאנט הלחץ מאחורי חזית ההרטבה. כאשר הגרדיאנט בכיוון הזרימה, הזרימה יציבה. כאשר הוא בכיוון ההפוך, הזרימה בלתי- יציבה. אם נבחן את ההשלכות של קריטריון זה למטרות מעשיות, פיליפ הציע שזרימה עשויה להפוך בלתי יציבה אם (1) חזית ההרטבה מגיעה לשכבה דוחת מים במידה כזאת שעומד הלחץ הנחוץ כדי לחדור אליה הוא חיובי; (2) אוויר כלוא ודחוס לפני חזית ההרטבה גורם לעלייה בלחץ האוויר שם; (3) לחץ כניסת האוויר שלילי יותר מפוטנציאל חזית ההרטבה בזמן הרה- דיסטריבוציה (הניקוז הפנימי); או (4) מוליכות הידראולית הגדלה עם העומק באופן חד דיו. בכל המקרים שפיליפ מנה, חיוני שהזרימה תהיה בעזרת גרביטציה.

ניתוח של אינפילטרציה אל פרופיל משוכב הדגיש את החשיבות האפשרית של לחץ כניסת המים אל שכבת קרקע נמוכה ויבשה בעלת חדירות (permeability) גבוהה יותר. הערך של לחץ כניסת המים יכול לקבוע האם הזרימה תואץ במורד הפרופיל *(*Hillel and Baker, 1988*)*. כאשר חזית ההרטבה מגיעה אל האזור הבין- שכבתי היא עוצרת עד אשר היניקה יורדת ומצטבר מספיק לחץ כדי לאפשר כניסת מים לנקבובים הגדולים של השכבה הנמוכה. אם בנקודה זאת המוליכות של השכבה הנמוכה גבוהה משל הגבוהה, היא אינה יכולה להוליך דרך כל נפחה, מכיוון שאז היא תצטרך להוליך יותר מים משהיא מקבלת. כך יתכנסו קווי הזרימה ויצרו נתיבי זרימה נפרדים במרחב, בחלק מחלל הקרקע ("אצבעות").

1.3.3 קצב אינפילטרציה בקרקע דוחת מים

אינפילטרציה אנכית אל תוך קרקע בלתי רוויה מתרחשת לרוב על ידי השפעה בו זמנית של גרדיאנטים של יניקה ושל כבידה. ככל שהמים חודרים לעומק גדול יותר ואורך הפרופיל המורטב גדל , גרדיאנט היניקה הממוצע קטן, מכיוון שבסך- הכול ההבדל בעומד הלחץ (בין פני שטח הקרקע הרוויים והקרקע הבלתי רטובה בעומק הפרופיל) מתחלק על פני מרחק הולך וגדל. ככל שמגמה זו ממשיכה גרדיאנט היניקה בחלק הקרקע העליון יהפוך זניח וישאיר את הגרדיאנט הגרביטציוני ככוח המניע העיקרי. מכיוון שגרדיאנט העומד הגרביטציוני הוא גרדיאנט יחידה, השטף נוטה להתקרב לערך המוליכות ההידראולית כערך מגביל. בקרקע בלתי רוויה ניתן לכתוב את משוואת דרסי:

$$q = K\frac{d\psi}{dz} + K \qquad [13]$$

כאשר q הוא השטף, ψ הוא הלחץ המטריצי, z הוא עומק הפרופיל ו-K היא המוליכות ההידראולית. על ידי שילוב של נוסחה זו עם משוואת הרציפות $\partial\theta/\partial t = -\partial q/\partial z$ ופיתוח נגיע למשוואת ריצ'רדס לתנועת מים אנכית חד ממדית במצע נקבובי (Richards, 1931):

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}\right] - \frac{\partial K}{\partial z} \qquad [14]$$

כאשר $D(\theta)$ הוא מקדם הדיפוסיביות. האיבר הראשון בחלקה הימני של המשוואה מתאר את תפקיד גרדיאנט היניקה של הקרקע ואילו השני את הכבידה. הדומיננטיות של כל אחד מאיברים אלה תלוי בתנאי ההתחלה ובשלב האינפילטרציה הנדון.

את הפתרון המפורט הראשון למשוואת הזרימה המיושמת לאינפילטרציה אנכית ניתן על ידי פיליפ (Philip, 1957). הפתרון מתייחס למקרה של קרקע אחידה בעומק אינסופי עם רטיבות תחילית, ϕ_i קבועה ושבזמן אפס נתונה תחת מעטה מים אשר מרטיב מיד את שכבת הקרקע העליונה עד לדרגת רוויה כמעט, ϕ_0 הנשארת קבועה. הפתרון הוא בעל צורה של טור חזקות ומתאר גם תלות בזמן של החידור המצטבר. בזמנים ארוכים (שעבורם הסדרה האינסופית אינה מתכנסת), ניתן להציג את הפתרון של פיליפ כך:

$$I = St^{1/2} + Kt\,, \qquad i = \frac{S}{2t^{1/2}} + K \qquad [15]$$

כאשר המקדם S הוא *הספיגות* (sorptivity) וכאשר K היא המוליכות ההידראולית של שכבת הקרקע העליונה, שבזמן איגום קרובה מאוד למוליכות ברוויה, K_s. באופן עקרוני יש לרשום $s(\phi_0,\phi_i)$ או $s(\psi_0,\psi_i)$, מכיוון של- S יש משמעות רק ביחס למצב התחילי של הקרקע ולתנאי השפה. הספיגות יורדת ככל שתכולת הרטיבות התחילית יורדת (White *et al.*, 1988). פיליפ גם הגדיר את המונח הספיגות פנימית (intrinsic sorptivity) – פרמטר הלוקח בחשבון

את הצמיגות ומתח הפנים של הנוזל. על בסיס הפיתרון של פיליפ ומשוואה [10] פותחו שיטות להערכת פרמטרים הידראוליים של קרקעות על פי מבחני אינפילטרציה בקרקעות בנות- הרטבה (Zhang, 1997). למרות שיש מספר מחקרים העושים שימוש במשוואת ריצ'רדס להערכת מידת דחיית המים ופרמטרים הידראוליים של קרקעות דוחות מים הולכות וגוברות עדויות לכך שהשימוש בה איננו תקף בקרקעות הידרופוביות אלא באילוצים רבים (Weitz *et al.*, 1987; Van Dam *et al.*, 1990). למעשה, נטען גם שמשוואת ריצ'רדס איננה יכולה לספק פיתרון כלל עם עקומי תאחיזה לא -מונוטוניים רגילים (non monotonic pressure- saturation curves) בעבור מקרים של זרימה לא יציבה (saturation overshoot) (Eliassi and Glass, 2001).

אינפילטרציה בקרקעות דוחות מים לא תתרחש עד אשר המים לא יהיו במגע ארוך מספיק עם הקרקע כך שזווית המגע תרד מתחת ל-90° או שגובה האיגום, h_0, יהיה גדול מערך פריצת המים, h_p. גם לאחר פריצת המים אל הקרקע, האינפילטרציה והתכונות ההידראוליות של קרקעות דוחות מים שונות משל קרקעות בנות- הרטבה. קרקעות בנות-הרטבה מאופיינות בקצב אינפילטרציה התחלתי גבוה אשר יורד עם הזמן ונעשה פחות או יותר קבוע בפרקי זמן ארוכים. בניגוד לכך,קצב האינפילטרציה בקרקעות הידרופוביות הוא איטי בשלב ההתחלתי והולך וגדל עם הזמן (Letey *et al.*, 1962; Wallach and Graber, 2007). הסיבות האפשריות לכך הם: (1) בקרקעות עם WDPT נמוך או תחום בזמן שניתן למדידה, דרגת דחיית המים משתנה עם הזמן לאחר המגע עם המים, כך שעליה בקצב האינפילטרציה יכולה להיות קשורה בשינוי בדרגת דחיית המים עם הזמן. התרכובות ההידרופוביות על פני השטח מתמוססות עם זמן המגע עם המים. כמו-כן, לא כל פני השטח הידרופוביים ולכן תתכן דיפוזיה של אדי מים אל האתרים ההידרופיליים וכך גדלה יכולת ההירטבות של כל הקרקע (DeBano, 1981), (2) במדידות בשדה עם קרקע הטרוגנית שבה ישנה שכבת קרקע הידרופובית עליונה דקה יתכן שקצב האינפילטרציה נמוך עד שחזית ההרטבה מגיעה אל קרקע הידרופילית. ברגע זה גרדיאנט הלחץ עולה וקצב האינפילטרציה עולה, מכיוון שקצב אינפילטרציה עולה מאפיין גם קרקעות בעלות ציפוי הידרופובי שלא משנה את זווית המגע שלו עם המים צריך להיות גם הסבר פיסיקאלי לתופעה: במצע נקבובי הידרופובי, יכול להיווצר עומד הידראולי חיובי בתוך הפרופיל בזמן האינפילטרציה. ככל שחזית ההרטבה מתקדמת, גובה עומד המים המאוגמים על פני השטח בתוספת לגובה המים עד לחזית ההרטבה גדלים וכך נוצר עומד מים גדול יותר בחזית הרטבה עמוקה מאשר ברדודה יותר. עומד המים הגדול יותר מגדיל את תכולת הרטיבות ולכן גם את המוליכות ההידראולית, דבר נוסף שתורם לעליה בקצב האינפילטרציה. יתכן שהסיבה היא שילוב של שלושת התהליכים לפי סוג הקרקע, דרגת ההידרופוביות ואופייה (Hillel, 2004).

לנגר העילי המוגבר שמתקבל בקרקעות הידרופוביות מחד ולחזית הרטבה הלא אחידה והזרימה המועדפת שמתפתחת בקרקעות מאידך, עלולות להיות השפעות על ההידרולוגיה של קרקעות חקלאיות. משתנים אלה משפיעים על סחף קרקע מהחלקות, זיהום מוגבר של קרקע ומי תהום (במידה ונמצאים מתחת לחלקות אלה), דפוסי הרטבה לא אחידים ובסופו של דבר פחיתה ביבול (Bond, 1971). יתכן והמפתח להשקיה יעילה יותר בקרקעות אלו הוא השקיה תכופה יותר אך במנות קטנות יותר כך שהקרקע לא תתייבש מעבר לסף תכולת הרטיבות שבו ההידרופוביות מתבססת מחדש. זאת

השערה נכונה למקרים אחרים (Thwaites *et al.*, 2006; Masahiro and Takanori, 2007), אך יתכן ולקרקעות הידרופוביות בכרמי זיתים גורמים שונים ולכן פיזיקת הרטבה שונה.

2. השערות מחקר

עצי הזית עשירים בחומצות שומן ותרכובות אורגניות בעלות פוטנציאל ליצירת ציפוי הידרופובי על חלקיקי קרקע. נשר העלים והפירות בכרמי זיתים והפעילות הכימית והביולוגית הקשורה בהם בקרקע עלולים לגרום לקרקע הכרם להפוך לקרקע דוחת מים במידה מסוימת. זאת עם תלות בגיל הכרם, סוג הקרקע, וטיב מי ההשקייה. יתכן וחומצות השומן שמקורן בעצי הזית ממלאות תפקיד מרכזי בהפיכת שטח פני החלקיקים לדוחי מים על- פי המנגנון המוצע לעיל (Graber *et al.*, 2009). אם אכן מתבססת תופעת דחיית המים בקרקע כתוצאה מקלט של תרכובות אורגניות שמקורן בזית, התופעה תתחזק עם גיל המטע.

3. מטרות מחקר

מטרות המחקר הן למדוד ולכמת את דרגת הידרופוביות הקרקעות בכרמי זיתים שונים כתלות במשתנים שונים כמו סוג הקרקע, גיל המטע, יש/אין השקיה ואיכות מי ההשקיה (שפירים, קולחין). בנוסף נאפיין את רמת ההידרופוביות והשפעתה על זרימת המים בכרמים ובחלקות שתימצא בהן קרקע דוחת מים . על ידי השוואות בין כרמים בגילאים שונים המחקר ינסה לעמוד על הגורמים ל'התפתחות' הקרקע ההידרופובית וההבדלים באופייה.

מטרות אלה יושגו בכמה שלבים:

- מדידת דרגת הידרופוביות הקרקע ופרוסה המרחבי במספר חלקות נבחרות שתייצגנה סוגי קרקע , איכויות מי השקיה וגילאי הכרם שונים.
- אנליזה כימית של חומר אורגני כללי וחומצות השומן בפרט בקרקעות הנבדקות תוך השוואה עם נתוני ההידרופוביות כדי לבדוק האם יש התאמה ביניהם.
- בדיקת זווית המגע של המים עם הקרקע והשוואה בין קרקעות הידרופוביות ובנות הרטבה מכרמי הזיתים.
- מדידת פירוס תכולת רטיבות בפרופיל הקרקע בחלקות זיתים (בדגש על התפתחות זרימה מועדפת).
- ניסויי מעבדה למדידת השפעת ההידרופוביות על משטר הזרימה בפרופיל של קרקעות שתדגמנה מכרמי הזית .
- אינטגרציה וניתוח של המידע שנאסף במחקר לכדי גיבוש מסקנות לגבי המלצות השקיה או תכנון ניסויים נוספים כדי להגיע מטרה זו.

4. שיטות

4.1 איתור חלקות ודיגום

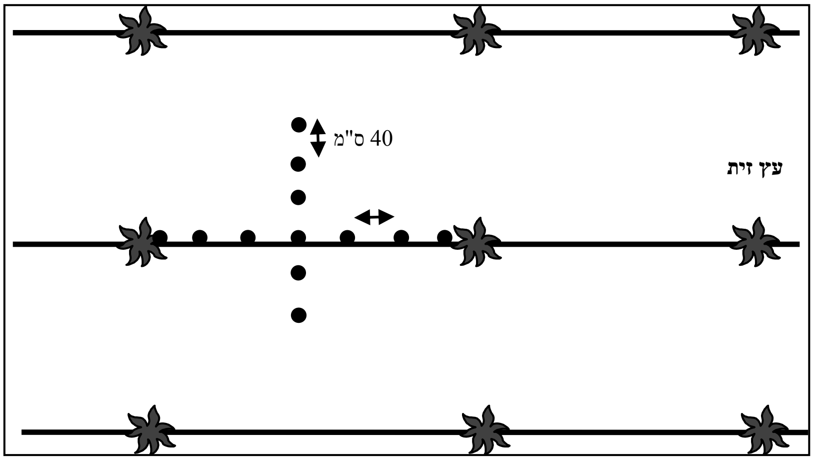
לשם איתור החלקות נבדקו מספר כרמי זיתים ברחבי הארץ הנבדלים בסוג הקרקע, ההשקיה , זן הזיתים וגיל הכרם. בחלק מן הכרמים התבצעה בדיקת שדה פשוטה (WDPT, מפורטת בהמשך) לאיתור הידרופוביות ואילו במספר כרמים נעשתה דגימה יסודית יותר (רביבים, כפר-שמואל, כרמי יוסף, רבדים).

נבחנו באופן יסודי שתי חלקות של כרמי זיתים בקיבוץ רביבים (31˚03'0.771" N, 34˚43'13.04" E) כמקרה בוחן לכרמי זיתים שבהם התפתחה קרקע דוחת מים ברמות שונות. שתי חלקות הכרם נמצאות בסביבה מדברית עם קרקע חולית עדינה, דלה בחומר אורגני ובת- הרטבה. שתי החלקות הן בעיקרן של זיתים מזן ברנע המושקות במים מליחים (EC= 3.4ds/m), נמצאות במרחק של כמאה מטרים אחת מן השנייה ונבדלות בגיל העצים: בחלקה אחת עצי הזית בני 5 שנים (להלן החלקה 'רביבים צעיר') ואילו בשנייה– עצים בני 15 שנים (להלן החלקה 'רביבים בוגר'). בנוסף דגמנו קרקע גם מן האזור המדברי הצחיח מחוץ לכרמי הזיתים בו הקרקע בת הרטבה (להלן 'רביבים לא מעובדת'). על הקרקע של חלקות אלה ביצענו את האנאליזות הכימיות והפיזיקאליות.

תרשים 4: מיקום חלקות המחקר בקיבוץ רביבים.

לאורך השנים 2009-2010 נדגמו קרקעות הכרמים מספר פעמים. הדגימות נערכו במיקום אקראי בשדה, שישה אתרי דיגום בכרם רביבים הצעיר ושלושה בכרם רביבים הבוגר, במערך קבוע של מרווחי 40 ס"מ לאורך קו הטפטפת בין העצים ובניצב להן.

בסך –הכל נלקחו כ-12 דגימות בין כל שני עצי זית (תרשים 5)- שבע דגימות בצמוד לקו הטפטפת וחמש דגימות בניצב לו. הדגימות הן גליליות בעומק וקוטר של כחמישה ס"מ. הדוגמאות נלקחו באופן שיבטיח הפרה מינימלית של מבנה הקרקע בשדה. במעבדה הדוגמאות יובשו באוויר, נפרסו לפרוסות בעובי ס"מ אחד. כל פרוסות הקרקע נמדד זמן חידוק טיפה (WDPT) וחלק מן הדגימות הללו נלקחו לאנאליזה כימית של חומצות שומן וחומר אורגני. בנוסף, כמות גדולה של השכבה העליונה של הקרקע משלושת טיפוסי הקרקות (רביבים–בוגר, צעיר ובת-הרטבה) נלקחה לניסויי מעבדה של עלייה קאפילרית, אינפילטרציה, מדידת זווית מגע וחלונות זרימה.



תרשים 5: מערך הדיגום בשדה.

4.2 בדיקת זמן חדירת טיפה (WDPT, Water Drop Penetration Time)

מדידת זמן חידור טיפה היא המדידה המהירה להערכה של מידת דחיית המים של פני שטח הקרקע. זמן חדירת טיפה שהוא הזמן שבו טיפת מים המונחת על הקרקע חודרת במלואה אל מטריצת הקרקע (Letey, 1969). שיטה זו היא הכלי המקובל לקביעה האם קרקע היא הידרופובית ומהי דרגת ההידרופוביות (Letey *et al.*, 2000). מכיוון שמים חודרים אל הקרקע רק אם זווית המגע $\theta > 90°$, זמן חידור טיפה, WDPT , הוא הזמן הדרוש עבור θ להשתנות מן הערך המקורי שלו , שהיה יותר מ-90°, לערך המתקרב ל-90°. לכן, זהו הערך של יציבות הדחייה כאשר הקרקע באה במגע עם מים ולא אינדקס של זווית המגע,θ. על כל אחת מפרוסות הקרקע שנדגמו, חושבו ממוצעים של שלוש מדידות חזרות. כל חזרה היא מדידת הזמן מרגע שטיפת מים מזוקקים בנפח 50 מיקרוליטר מונחת על פני הקרקע ועד שהיא חודרת במלואה. מדידה זאת, כאמור, איננה מייצגת תמיד את כל דוגמת הקרקע ותלויה גם במשתנים אשר קשה לשמור על אחידותם באופן מלא, כגון; טמפרטורת האוויר ולחותו, והטרוגניות גבוהה של הקרקע. מכיוון שכך, הקרקע מסווגת לדרגת דחיית מים על פי טווחים קבועים של זמני חידור טיפה. הסיווג שלנו נעשה בצורה הבאה [סיווג המקובל בספרות (Dekker *et al.*, 2001)]:

1 -(Wettable)	לא דוחת מים	0s<WDPT< 5s
2 -(Slightly Repellent)	רמת דחיית מים קלה	$5s \le WDPT < 60s$
3 -(Strongly Repellent)	רמת דחיית מים חזקה	$60s \le WDPT < 600s$
4 -(Severely Repellent)	רמת דחיית מים חזקה מאוד	$600s \le WDPT < 3600s$
5 -(Extremely Repellent)	רמת דחיית מים חריגה במיוחד	$3600s \le WDPT$

טבלה 4.2.1- סיווג זמני חידור הטיפה לפי דרגת דחיית המים של הקרקע.

4.3 חומר אורגני

קביעת החומר האורגני הכללי נעשתה בשיטת השריפה הרטובה. בשיטה זו מחמצנים את החומר האורגני ע"י כמות עודפת של חומצה כרומית $H_2Cr_2O_7$ ומטטרים את עודף הכרום שלא נחזר. בזמן החמצון נחזר הכרום מ-Cr^{6+} ל Cr^{3+} ואילו עודף הכרומט יטוטר בתמיסת "מלח מור " $[FeSO_4(NH)_2(SO4)_2]$ שבו הברזל הדו ערכי מתחמצן לברזל תלת ערכי.

<u>חומרים</u>

1) די פנול אמין (אינדיקטור)- מוכן על ידי 0.5 גר' + 20 מ"ל H_2O + 100 מ"ל H_2SO_4.
2) H_3PO_4 מרוכז H_2O + (87%) H_2O + 1:1
3) Ag_2SO_4 אבקה
4) תמיסת מלח מור $[FeSO_4(NH)_2(SO_4)_2]$ 0.2 אקוויוולנטים.
5) דו-כרומת אשלגן 0.4 אק'.
6) חומצה גופרתית H_2SO_4

<u>מהלך העבודה</u>

מתוך כל דוגמה נשקלו 0.2-0.5 גרם קרקע יבשת אוויר והועברו למבחנות. למבחנה הוספה 0.1 גרם של אבקת Ag_2SO_4 ו-10 מ"ל מתמיסת הדו-כרומת אשלגן , $K2Cr_2O_7$, 0.4 אק'. המבחנות חוממו לטמפרטורה של 155˚C למשך 15 דקות. לאחר מכן בוצעה טיטרציה עם תמיסת מלח מור והאינדיקאטור ומחזרים את עודף החומצה הכרומית (Pansu and Gautheyrou, 2003). חישוב אחוז החומר האורגני מתוך התוצאות היה כדלקמן (חן. י, 2008):

מא"ק חומצה כרומית שטוטרה - מא"ק חומצה כרומית שהוספה לקרקע = מא"ק חומצה כרומית שחמצנה את החומר האורגני = מא"ק פחמן אורגני

$$\text{חומר אורגני}\% = \frac{(1.72 \times 100)(\text{פחמן של אקוויולנטי משקל}, 2.4\frac{12}{4})(\text{אמ"ק אורגני חומר})}{\text{משקל הקרקע(מ"ג)}}$$

4.4 מיצוי ואנליזת חומצות שומן

לשם קביעת סוג חומצות השומן וכמותן נופו ויובשו (יבש אויר) דוגמאות קרקע במשקל 2 גרם בהמשך התבצע תהליך מיצוי הנקרא Total Fatty Acids (TFA) (Graber and Tsechansky, 2009).

בתהליך זה מוצו חומצות שומן שונות על ידי אסטריפיקציה וטרנסאסטריפיקציה שלהם באמצעות מתנול וקטליזאטור חומצי (HCl) .

אסטריפיקציה: $RCOOH + CH_3OH \xleftrightarrow{H^+} RCOOCH_3 + H_2O$

טרנסאסטרפיקציה: $RCOOR' + CH_3OH \xleftrightarrow{H^+} RCOOCH_3 + R'OH$

בתהליך המיצוי הוספו 6 מ"ל של HCl מתאנולי (5%) ו-6 מ"ל של טולואן (toluene) ל2 גר' קרקע יבשת אוויר ,שנופתה בנפה של 0.5 מ"מ, יחד עם $MgSO_4$ יבש (על מנת שיספח את לחות הקרקע) לבקבוקון זכוכית. התערובת חוממה ב- 60˚ C למשך הלילה על מנת שחומצות השומן יעברו מתילציה. לאחר מכן הוספו 15 מ"ל של NaCl 5% והפאזות הופרדו לאחר סירכוז. פאזת הטולואן העליונה המכילה את חומצות השומן נלקחה ועורבבה עם 15 מ"ל של תמיסת 2% $KHCO_3$ כדי לנקותה ולנטרל חומציות שאריתית. לאחר הפרדת נוספת, פאזת הטולואן הועברה בעמודת סיליקה ג'ל, יובשה תחת זרם של N_2 והומסה מחדש בתערובת של הקסאן ומתיל-טרט –בוטיל אסתר (Hexane/MTBE) 1:1 שנלקחה לאנליזה במכשיר MS/GC (Model 6890N/5973N, . Santa Clara, CA) Agilent במצב סריקה ותכנות טמפרטורה. זיהוי תרכובות חומצות השומן נעשה על פי ספקטרת המסה, משקל מולקולארי (יחס מסה למטען היון, m/z), סטנדרטים של זמן היציאה, retention time, (Supelco 37 Component FAME MixP/N 47885-U, Sigma-Aldrich Corp., St. Louis, MO) וספרייה אלקטרונית של תכנת NIST 98 (National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg,MD). התוצאות שהתקבלו לפי עקומי הכיול התקבלו בח"מ (ppm) והומרו ליחידות של מול ליחידת משקל קרקע יבשת תנור, (לאחר שנקבעה תכולת הרטיבות ההיגרוסקופית של כל דוגמאת קרקע).

4.5 מיצוי ארגוסטרול

הארגוסטרול הוא סטרול המצוי בממברנות תאי הפטריות וממלא את אותו התפקיד שממלא הכולסטרול בתאי בעלי החיים אך איננו נמצא בתאי בעלי- חיים או צמחים. ריכוז הארגוסטרול בקרקע נמצא ביחס ישר לביומסת הפטריות החיה. כימות פטריות הקרקע באופן עקיף על- ידי מיצוי וכימות הארגוסטרול (Frostegård and Bååth, 1996).

דוגמאות קרקע בלחות שדה שנאספו מחלק הקרקע העליון בעדינות כדי לא לפגוע בנבגי הפטריה בסמוך לקו הטפטפות בין העצים. מיצוי וכימות ארגוסטרול הקרקע נעשה על פי פרוטוקול (Gong *et al.*, 2001) בתהליך הנקרא שיטת גונג (Non alkaline ergosterol extraction, NAE). 4gr של קרקע ברטיבות שדה הוספו לבקבוקוני פוליאתילן המכילים חרוזי זכוכית. לאחר הוספה של 6ml מתנול הבקבוקונים עברו ערבול (vortex) במשך 10 שניות ונוענעו במשך שעה. לאחר 15 דקות של שקיעת התערובת, 1.5ml מהתרחיף הועברו למבחנות אפנדורף ועברו סירכוז במשך 10 דקות במהירות של 11,000 rpm. התרחיף אז עבר פילטרציה דרך מזרק 0.2µm PTFE והועבר לאנליזה ב- HPLC.. התוצאות הושוו למדידות WDPT בנקודות הדגימה.

4.6 מדידת זווית מגע בצורה ישירה

זווית המגע בין המים לפני חלקיקי הקרקע נמדדה בצורה ישירה בעזרת מכשיר ייעודי Contact Angle Measuring Instrument EasyDrop DSA20E (KRÜSS GmbH, Borsteler Chaussee 85-99a · 22453 Hamburg · Germany) הנשלט על ידי תכנת מחשב. המכשיר מצלם ומודד את זווית המגע של נוזל בנפח שנקבע מראש עם פני שטח מישורי. זווית המגע נקבעה על- ידי המכשיר בשיטת גובה/רוחב (H/W Method) שהיא השיטה הסטנדרטית לקביעת זווית מגע של טיפות קטנות כך שזווית המגע לא מושפעת מגודל הטיפה. מתוך היחס של הגובה המקסימלי והרוחב של הטיפה מתבצע חישוב זווית המגע על ידי המכשיר (תיאור מתוך חוברת ההפעלה של חברת KRÜSS).

זווית המגע של כל קרקע נקבעה בשתי חזרות ובשני אופנים. בשיטה האחת שכבת קרקע מנופה (<0.5 מ"מ) הודבקה לנייר דבק דו-צדדי המוצמד לזכוכית נושאת כך שזווית המגע הנראית היא בין טיפת מים בעל נפח קבוע ושכבת קרקע אחת אחידה (Bachmann *et al.*, 2000). זווית המגע נמדדה גם באופן נוסף, על דוגמת קרקע עמוקה, רב שכבתית. בצורה זאת אין השפעה של נייר הדבק על זווית המגע אך נפח הטיפה אינו קבוע, בגלל תהליך חדירת הטיפה ומכיוון שכך זווית המגע משתנה גם כתלות בנפח הקטָן של המים ולא רק כתלות בהשתנות מתח הפנים מוצק-נוזל, γ_{sl}, על פי משוואת יאנג- לפלאס (Pellicer *et al.*, 2000). לכן, בשיטה הראשונה, איננו יכולים להיות בטוחים שזווית המגע הנמדדת היא זווית המגע האמיתית, אך ניתן לעקוב אחר השינוי בזווית המגע ולכן ניתן לעשות השוואה טובה בין הקרקעות וקצב שינוי זווית המגע. בשיטה השנייה זווית המגע הראשונית, מיד עם מגע המים בקרקע, היא כנראה מדויקת יותר. אך שינוי בנפח הטיפה ועליית חלקיקים על טיפת המים (McHale *et al.*, 2007) הופכים את המדידות הדינמיות של זווית המגע על

קרקע רב שכבתית ללא אמינות החל מהשניות הראשונות. כמו כן, השוואה בין קרקעות בעלות מרקם שונה צריכה להביא בחשבון גם את דרגת החספוס של הקרקע המשפיע על זווית המגע הנראית.

4.7 עלייה קאפילרית

כל אחת משלוש הקרקעות מן הכרם ברביבים יובשה (יבש אוויר), נופתה בנפת 0.5 מ"מ ונארזה בעמודת זכוכית בקוטר 3.2 ס"מ כך שהצפיפות הגושית תהיה שווה בכל אחת מהחזרות. העמודה הוצבה כשתחתיתה נוגע בפני נוזל חופשיים בבקבוק ארלנמייר ונמדדה העלייה במשקל העמודה עם העלייה הנימית של הנוזל. משקל הנוזל שעלה נמדד על ידי שקילת גריעת הנוזל מתוך בקבוק הארלנמייר ובקבוק המריוט שבו הוא נמצא במאזניים חצי אנליטיים (Precisa XT 6200C) והנתונים נאספו במחשב. ההמרה של משקל הנוזל שנגרע לגובה הנוזל בעמודת הקרקע נעשה על פי המשוואה הבאה:

$$\mathbf{w = \varepsilon\, \rho\, \pi\, R^2\, \chi} \qquad [16]$$

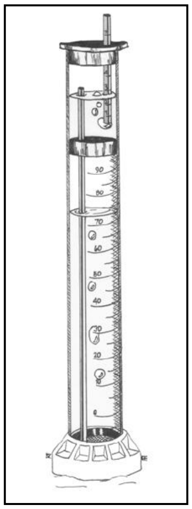
כאשר w היא משקל הנוזל, ε היא נקבוביות הקרקע, ρ היא צפיפות הנוזל R הוא רדיוס עמודת הזכוכית ו- χ הוא המרחק שנעה חזית ההרטבה. העלייה הקאפילרית של מים מזוקקים אל כל אחת מהקרקעות נמדדה בשתי חזרות ולאחר מכן נמדדה העלייה הקאפילרית בדו- דקאן (Dodecane, ReagentPlus 99%, SIGMA-ALDRICH) אשר זווית המגע שלו עם הקרקע משוערת כשווה ל- 0^o בגלל מתח הפנים הנמוך שלו. כך חושב הרדיוס האפקטיבי (r_h) של הקרקע שהוא הרדיוס הממוצע אם נניח שהקרקע היא אגד קאפילרות. זווית המגע בין הקרקע למים חושבה באמצעות משוואת Lucas-Washburn :

$$\boldsymbol{\chi = \sqrt{t}\,\sqrt{\frac{r_h\,\gamma\,cos\theta}{2\,\eta}}} \qquad [17]$$

כאשר r_h הוא רדיוס נקבובים אפקטיבי שנמצא לפי העלייה הקאפילרית של הדו-דקאן , γ הוא מתח הפנים של הנוזל, t הוא הזמן מרגע מגע הנוזל עם תחתית עמודת הקרקע, η היא הצמיגות הדינמית של הנוזל ו- χ הוא המרחק שנעה חזית ההרטבה. בתחילת העלייה הקאפילרית, כאשר משוואה [17] ליניארית ביחס לשורש הזמן ניתן לחשב מתוך השיפוע את זווית המגע האפקטיבית של הקרקע, θ (Siebold *et al.*, 1997).

4.8 אינפילטרומטר יניקה

מדידות חלחול מים התבצעו בשדה ובמעבדה בעזרת אינפילטרומטר יניקה (Minidisk Tension Infiltrometer, Decagon Devices, Inc., Pullman, WA 99163 – USA), צינור פלסטיק שקוף בעל שנתות המורכב משני מיכלי 'מריוט' אשר יוצרים עומד מים קבוע בצלוחית חרס בעלת קוטר 3 ס"מ אותה מצמידים אל הקרקע. האינפילטרומטר מהווה כלי מדידה חשוב לשדה מפני שהוא מתבצע על נפח קרקע גדול ונותן אינדיקציה לגבי אופי זרימת המים בקרקע. . במכשיר ניתן לקבוע לחץ יניקה שונה בפלטת החרס הבאה במגע עם הקרקע. לחץ היניקה נקבע בדרך כלל על פי מרקם הקרקע ועל ידי ניסוי וטעיה בשדה. מכיוון שקרקע הכרם דוחת מים, לרוב נקבע עומד היניקה כ-0 ס"מ כדי שיהיה חלחול מים שניתן לעקוב אחריו במסגרת זמן של מספר שעות בשדה. מתוך עקומי החידור בקרקעות בנות- הרטבה ניתן לחלץ את הספיגות, S, והמוליכות ההידראולית, K (Zhang, 1997). חילוץ הפרמטרים ההידראוליים של הקרקע מתוך עקום החידור בקרקעות בנות הרטבה מתבסס על משוואת ריצ'רדס (Richards, 1931) בקרקעות דוחות מים הזרימה היא, לעיתים קרובות, לא יציבה ונעה בנתיבים מועדפים ונעה מהר מן הצפוי על פי משוואת ריצ'רדס (Chen *et al.*, 1995) ואף נעה מאזורים בעלי תכולת רטיבות נמוכה לגבוהה גם כאשר חזית ההרטבה אחידה (DiCarlo, 2004; Wallach and Jortzick, 2008) ולכן משוואת ריצ'רדס אינה מתאימה למידול זרימה בלתי יציבה בקרקעות הידרופוביות (Eliassi and Glass, 2001; Fürst *et al.*, 2009). עקומי החידור חולקו לשני חלקים אליהם התייחסנו כדי לנתח את זרימת המים. החלק של הזמן ההתחלתי בו השפעת הגרביטציה זניחה והחידור המצטבר כנגד שורש הזמן קרוב למצב ליניארי ולכן שיפועו מקביל לערך הספיגות, S (Clothier and White, 1981) ולחלק האחרון של עקום החידור בו קצב החידור מתייצב ומתוך השיפוע של החידור המצטבר כנגד הזמן חולץ ערך השטף בזמנים ארוכים, q_∞.



תרשים 6: אינפילטרומטר יניקה. על- ידי שני מיכלי 'מריוט' נוצר לחץ מים קבוע בפלטת החרס בתחתית.

4.9 הרכב מכני ומוליכות הידראולית

ההרכב המכאני של הקרקעות התבצע בשיטת ההידרומטר על- פי (חן. י, 2008). המוליכות ההידראולית ברוויה (Ks) חושבה על- פי משוואת דארסי בעמודת קרקע רוויה עם גריאנט הידראולי קבוע, שבה נמדד השטף עבור שלושה גרדיאנטים שונים והערך של Ks חולץ מתוך שיפוע הקו הליניארי המתאים את ערכי השטף לגרדיאנט. המדידות התבצעו בעמודה ייעודית מסוג- (ELE International, Inc. TRI-FLEX 2. Permeability Test System. Operating Instructions. Pelham, Alabama, USA.).

4.10 ניסויי תאי זרימה

ניסויים אלה התבצעו כדי לעקוב אחר הרטבה ממקור נקודתי של שלושת קרקעות רביבים ולהשוות בין התפשטות בצלי ההרטבה שלהם, פירוסי תכולת הרטיבות ולעמוד על ההבדלים ביניהן. הניסוי כלל תא זרימה שקוף עשוי פרספקס, בגובה32.5cm, רוחב 30cm ועובי 1cm (מימדים פנימיים). הקרקע נארזה בתא זה, תוך כדי ניעור התא למניעת שיכוב במידת האפשר , עם עקביות בתהליך האריזה והצפיפות הגושית של כל קרקע. שני פנסי הלוגן האירו את התא בזמן הצילום ותהליך ההרטבה צולם במצלמת CCD מונוכרומטית (PULNiX TM-2016-8, Sunnyvale, CA) ברזולוציה של 1080 × 1920 פיקסלים והתמונות הועברו למחשב PC. הקרקע הורטבה בשלוש ספיקות שונות ופרקי זמן שונים ממקור נקודתי כאשר הניסוי השלישי נערך עם הרטבה נחדש לאחר ארבע שעות של רה- דיסטריבוציה. המים ניתנו על-ידי משאבה פריסטלטית (Masterflux L/S, Cole Parmer Instrument Company, Vernon Hills, IL).

בהנחה שהיחס בין ערכי האפור של התמונה ותכולת הרטיבות הוא ליניארי (Wallach and Jortzick, 2008), השיפוע של הכיול הליניארי נקבע על- פי מאזן מסת המים בכל הרצה. התמונה התחילית (קרקע יבשה) הוחסרה מן התמונות העוקבות לה והמידע מן התמונות עובד ונותח על ידי תכנת בעזרת "Image Processing Toolbox" של תוכנת (Matlab MathWorks).

5. תוצאות

5.1 זמן חידור טיפה (WDPT)

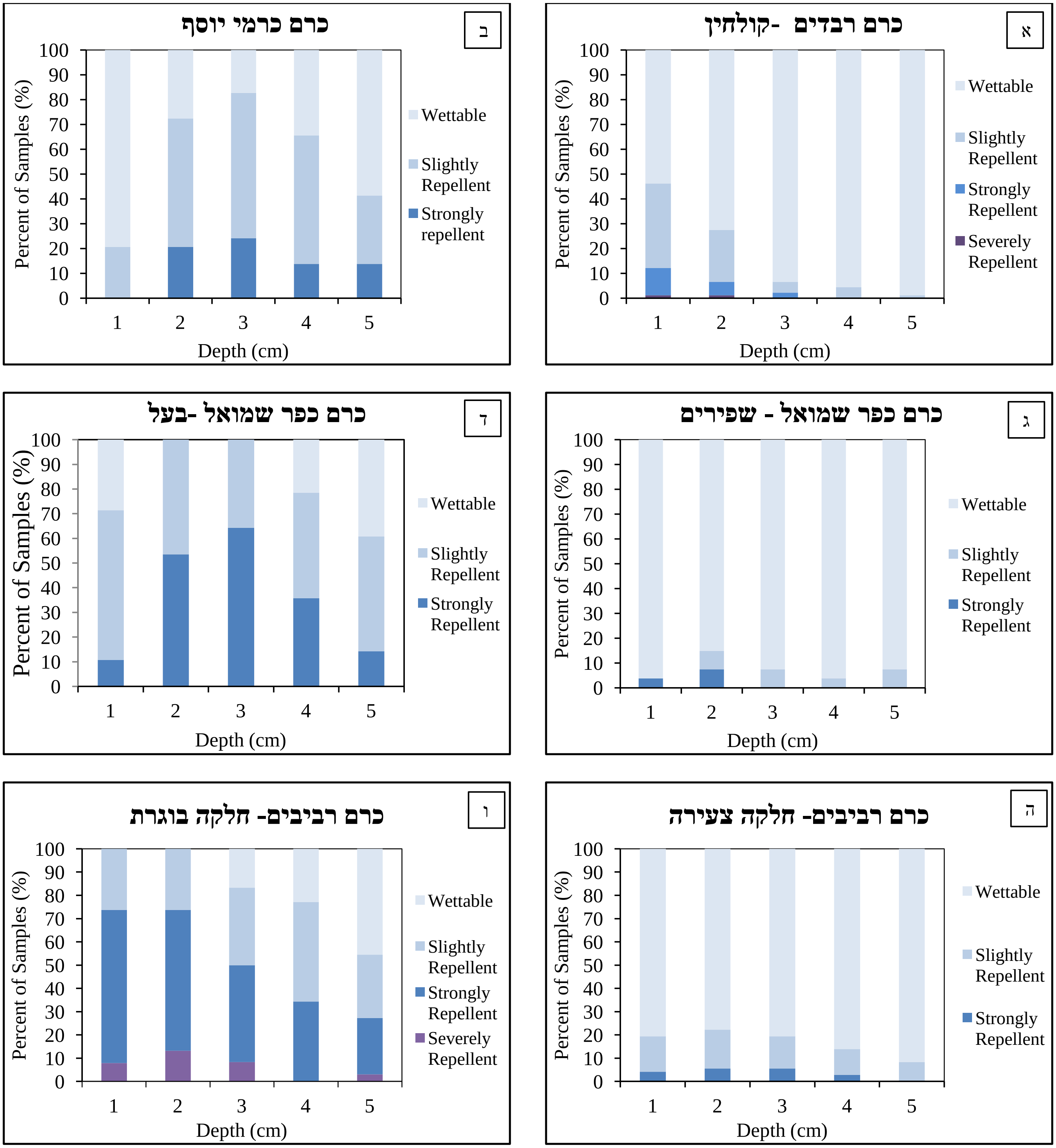
בתחילת המחקר בצענו סקר של כרמי זיתים הנבדלים ביניהם בסוג הקרקע, איכות מי ההשקיה, זן הזיתים וגיל הכרם לשם איתור חלקת ניסוי בה נתמקד בהמשך המחקר. הסקר כלל חמש מדידות של WDPT בפני הקרקע העליונים בכל חלקה עם שלוש חזרות בכל נקודת מדידה. פרטי הכרמים ותוצאות המדידות מפורטים בטבלה 5.1.1.

טבלה 5.1.1- תיאור של סקירת חלקות זיתים ברחבי ישראל והמידע הקיים אודותן. דחיית המים נקבעה על ידי מדידת WDPT בשדה, כאשר ערך של פחות מחמש שניות מצביע על קרקע בת-הרטבה (-) ושל יותר מחמש שניות מצביע על קרקע הידרופובית (+). במשבצות המסומן --- המידע לא ידוע במדויק.

חלקה	מיקום גיאוגרפי	זן הזיתים	גיל הכרם בזמן הדיגום	סוג הקרקע	איכות מי ההשקיה	קרקע דוחת מים
קיבוץ מגל (1)	צפון השרון	---	צעיר	גרומוסול	קולחים	-
קיבוץ מגל (2)	צפון השרון	פיקואל	---	גרומוסול	שפירים	-
קיבוץ מגל (3)	צפון השרון	ברנע	---	גרומוסול+קומפוסט	קולחים	+
קיבוץ מגל (4)	צפון השרון	---	---	רנדזינה	קולחים	+
קיבוץ מגל (5)	צפון השרון	סורי	---	רנדזינה	קולחים	+
קיבוץ מגל (6)	צפון השרון	ברנע	---	גרומוסול+קומפוסט	קולחים, טפטוף טמון	+
קיבוץ מגל (7)	צפון השרון	סורי/ברנע	צעיר	גרומוסול	קולחים	-
כפר קיש (1)	גליל תחתון	סורי	-	גרומוסול וטרה רוסה	קולחים, טפטוף טמון	-
כפר קיש (2)	גליל תחתון	מנזניליו	-	גרומוסול וטרה רוסה	קולחים	+
כפר קיש (3)	גליל תחתון	סורי	ותיק	גרומוסול וטרה רוסה	שפירים	-
רביבים	נגב מערבי	ברנע	5 שנים	חול איאולי/לס	מליחים	+
רביבים	נגב מערבי	ברנע	15 שנים	חול איאולי/לס	מליחים	+
קיבוץ רבדים (1)	שפלה	ברנע	7 שנים	ורטיסול, חומה- כהה	קולחים	+
קיבוץ רבדים (2)	שפלה	פושלין	7 שנים	ורטיסול, חומה- כהה	קולחים	+
כפר שמואל (1)	שפלה	ברנע וסורי	20 שנים	ורטיסול, חומה- כהה	בעל	+
כפר שמואל (2)	שפלה	מנזניליו	9 שנים	ורטיסול, חומה- כהה	שפירים	+
כרמי יוסף	שפלה	---	---	ורטיסול, חומה- כהה	שפירים	+
יער להב	נגב צפוני	---	---	לס	בעל	-
מו"פ רמת הנגב	נגב מערבי	מנזניליו	---	חול איאולי/לס	מליחים	-

ברוב כרמי הזיתים שנדגמו באזור קיבוץ מגל ובכפר קיש נמצאה דרגת הידרופוביות נמוכה, אם בכלל. בכרמים אלה חסרו כמה תנאים בסיסיים אשר בדרך כלל מאפשרים היווצרות הידרופוביות. הקרקעות הינן בעלות מרקם דק והן מעובדות כך שלא הייתה הצטברות של נשר עלים על פני הקרקע. לעומת זאת פני הקרקע בכרמים שנבדקו בכפר שמואל, כרמי יוסף, רבדים ורביבים היו הידרופוביים (טבלה 5.1.1). כרמים אלה נדגמו באופן מפורט יותר כמתואר בחלק 1.2. הכרם ברבדים (להלן 'כרם רבדים') מושקה בקולחים והדיגום בו נעשה באקראי ללא תלות בזן הזית. בכפר שמואל נדגמו שתי חלקות- האחת מושקית במים שפירים עם עצים בגיל תשע שנים (להלן 'כרם כפר שמואל – שפירים') והשניה

חלקה נטושה שאיננה מושקית והעצים אינם נמסקים (להלן 'כרם כפר שמואל – בעל'). בכרמי יוסף נדגם כרם קטן המושקה במים שפירים (להלן 'כרם כרמי יוסף'). ברביבים נדגמו שני כרמים, האחד צעיר עם עצים בגיל חמש שנים בזמן הדיגום (להלן 'כרם רביבים- חלקה צעירה') וכרם ותיק יותר עם עצים בגיל 16 שנים (להלן 'כרם רביבים- חלקה בוגרת'). שני הכרמים מושקים במים מליחים בעלי EC=3.4 ds/m. תוצאות מבחני ה- WDPT בכרמים הנ"ל בעומקים שונים מפני הקרקע, כולל סיווג התוצאות על פי דרגת ההידרופוביות מוצגות באיור 5.1.1.



איור 5.1.1- אחוז דוגמאות הקרקע בדרגות שונות של דחיית מים בפני חמש פרוסות קרקע בעובי של 1 ס"מ (עומק של 1 ס"מ באיור מייצג שכבת קרקע בין 0-1 ס"מ, עומק של 2 ס"מ שכבת קרקע בין 1-2 ס"מ, וכו'). (א) כרם רבדים - 91 דגימות קרקע משישה אתרי דיגום ; (ב) כרם כרמי יוסף - 29 דגימות משני אתרי דיגום; (ג) כרם כפר שמואל שפירים - 27 דגימות משני אתרי דיגום; (ד) כרם כפר שמואל בעל - 28 דגימות משני אתרי דיגום; (ה) רביבים חלקה צעירה - 72 דגימות משישה אתרי דיגום; (ו) רביבים חלקה בוגרת - 38 דגימות משלושה אתרי דיגום.

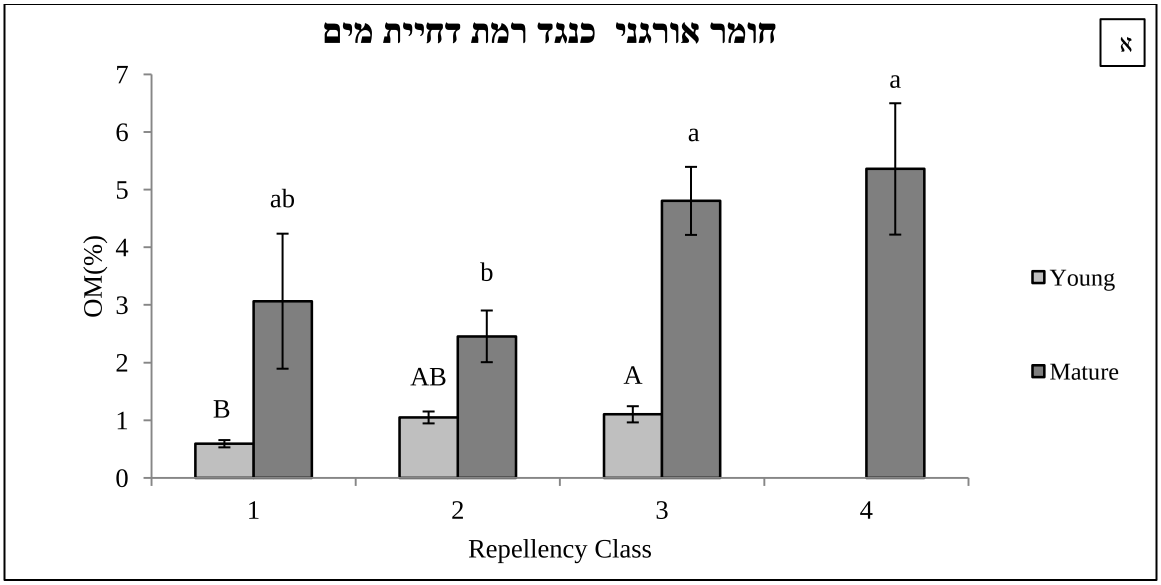
מהתוצאות המוצגות באיור 5.1.1 עולה כי אין מגמה ברורה של השתנות דרגת ההידרופוביות עם העומק מפני קרקע בכרמי הזיתים, מלבד כרם רבדים (איור 5.1.1 - א') עם זמני חידור טיפה של עד 60 דקות באחת הדוגמאות) וקטנה עם העומק. נציין כי כרם רבדים מושקה בקולחים בעוד ששאר החלקות שנסרקו מושקות במים מליחים (רביבים) ושפירים (כפר שמואל, כרמי יוסף). בכרם כרמי יוסף (איור 5.1.1- ב') נראה שרמת ההידרופוביות כמעט אחידה עם העומק ואפילו נמוכה יותר בסנטימטר העליון. מכיוון שהדיגום נעשה פעם אחת ולא התבצעו אנליזות נוספות בכרם זה קשה לקבוע את הסיבה לצורת פרופיל ההידרופוביות זה. בכרם כפר שמואל המושקה בשפירים (איור 5.1.1- ג') ההידרופוביות נמוכה. הכרם די צעיר, הקרקע בחלקה בינונית-כבדה ושכבת נשר העלים על פניה הייתה דלילה. בחלקה השניה בכפר שמואל, חלקת הבעל הנטושה עם עצים בני 20 שנה שלא נמסקה מספר שנים ואדמתה מלאה נשר עלים ופירות, נמדדה רמת הידרופובית גבוהה (איור 5.1.1- ד').

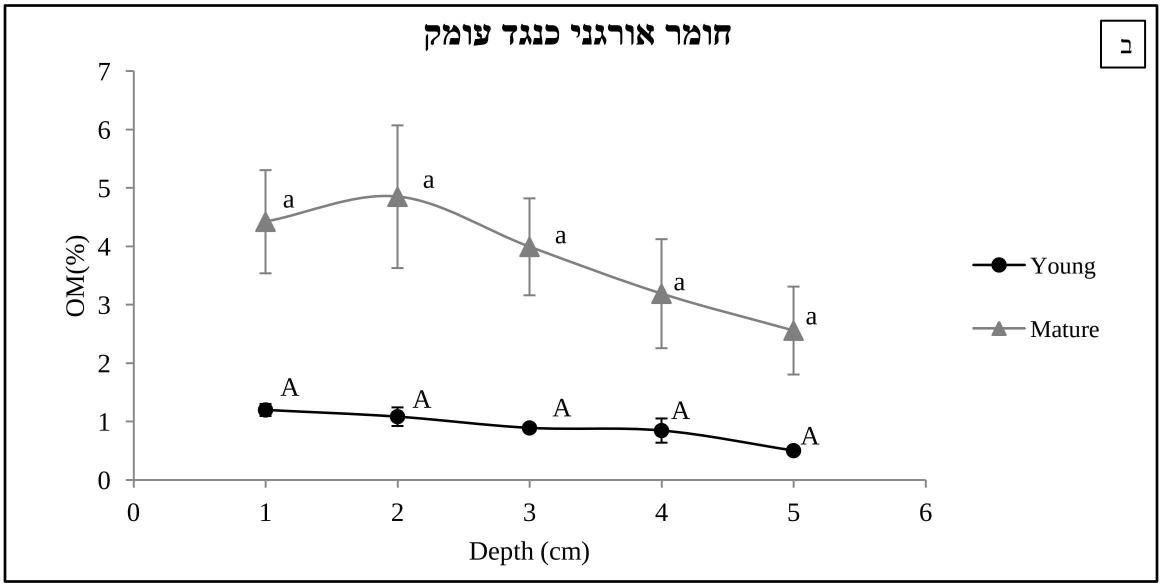
בחלקה רביבים הצעירה מדידות WDPT הראו שכ-20% מהקרקע הנדגמת הייתה הידרופובית ו-80% מקרקע החלקה הבוגרת הייתה הידרופובית, רובה ברמת דחיית מים חזקה (איור 5.1.1- ה',ו'). בחלק מדוגמאות הקרקע שנלקחו מהכרם הותיק נמדדו ערכי זמן חידור טיפה של למעלה משעה. זמן חידור טיפה של 1s נמדדה בקרקע המדברית שמסביב לחלקות הזיתים 'רביבים- לא מעובדת', כלומר קרקע בת- הרטבה לחלוטין. בשתי חלקות הזיתים ברביבים, הבוגרת והצעירה רואים ירידה מתונה של רמת ההידרופוביות עם העומק.

5.2 חומר אורגני בקרקע

על חלק מדוגמאות הקרקע בוצעה לאנליזה כימית. הדוגמאות נבחרו מתוך שיקולים של ייצוג מגוון רמות ההידרופוביות בקרקע וייצוג של פרופילי עומק שלמים ככל האפשר - כלומר מערך של חמש דגימות שמייצגות כחמישה סנטימטרים של פרופיל הקרקע באותה נקודת דגימה. דבר זה לא תמיד התאפשר מכיוון שדוגמאות מסויימות לא כללו את מלוא חמשת הסנטימטרים העליונים של פרופיל הקרקע, איבדו חלק מנפח הקרקע במהלך הפריסה של דוגמת הקרקע הבלתי מופרת וטעויות וזיהומי דוגמת הקרקע במהלך המיצוי והאנליזה.

מתוך כלל דוגמאות הקרקע מכרם רביבים שעבורן נבדק ה- WDPT, נלקחו 36 דוגמאות מהכרם הצעיר ו-35 מהכרם הבוגר שברביבים לאנליזה של החומר האורגני הכללי ומדידת הרכב וכמות חומצות השומן. תוצאות בדיקות החומר האורגני הכללי כתלות ברמת דחיית המים ועומק הדוגמא מפני הקרקע מוצגות באיור 5.2.1.





איור 5.2.1- החומר האורגני הכללי המבטא את באחוזים ביחס למשקל הקרקע (יבש תנור, 105˚C) בכרם רביבים - בחלקה הצעירה (Young) והבוגרת (Mature) כנגד רמת דחיית מים (א) וכנגד עומק הדוגמא מפני הקרקע (ב) עם שגיאות התקן. האותיות הלועזיות מראות את תוצאות מבחן t (student t- test) ברמת מובהקות α <0.05. אותיות שונות מצביעות על הבדל מובהק בין שני הממוצעים.

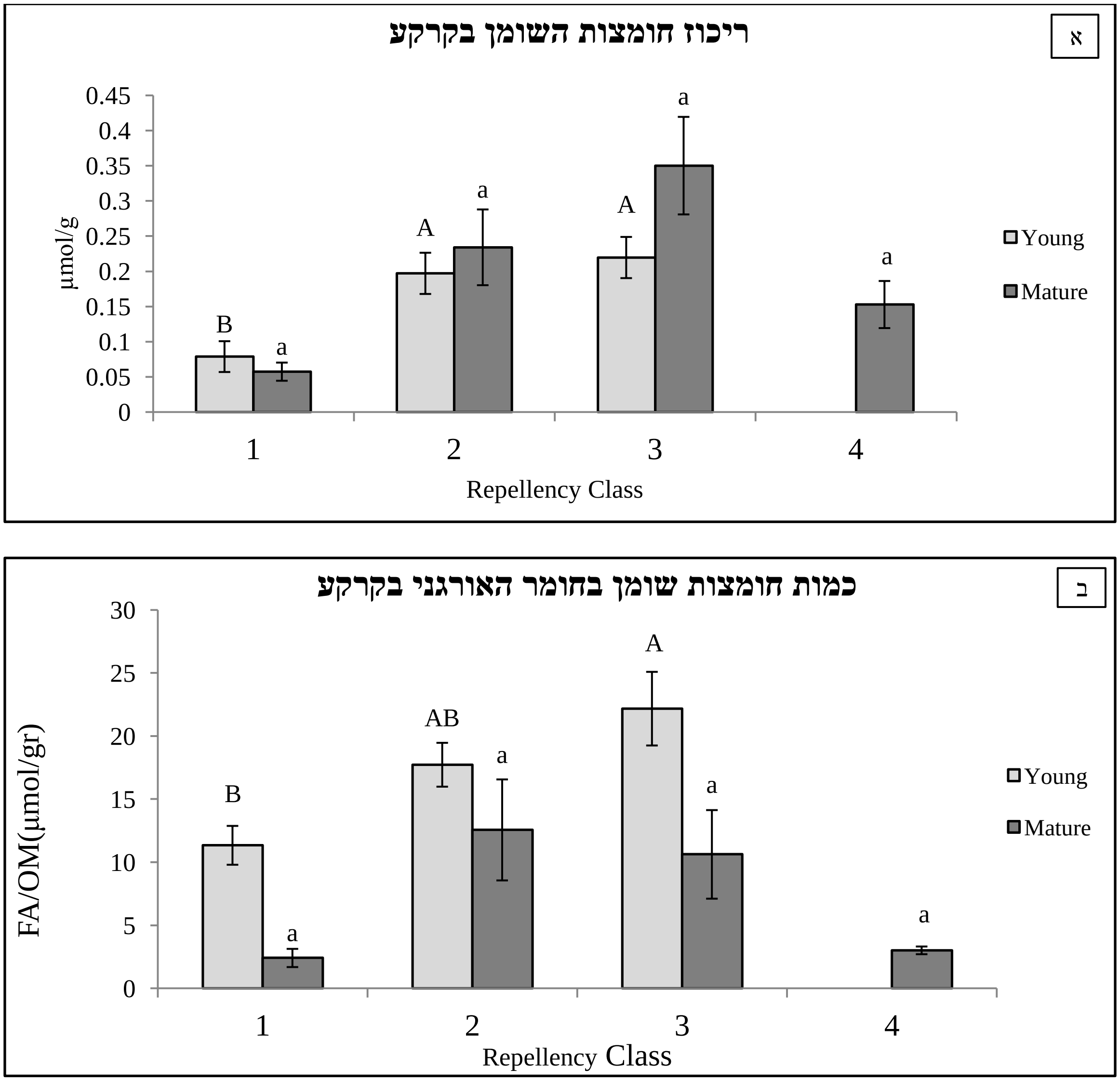
באיור 5.2.1א' מוצגים הערכים הממוצעים של החומר האורגני בכל אחת מקבוצות דרגת דחיית המים. בחלקת הזיתים הצעירה (Young) ישנה מגמת עליה בכמות החומר האורגני עם דרגת דחיית המים. בדוגמאות ההידרופוביות אחוז החומר האורגני הוא בערך כפול מהערכים בדוגמאות בנות-ההרטבה. ההבדל מובהק בין כמות החומר האורגני בדוגמאות דוחות המים בדרגה 3 לבית הקרקע שאיננה דוחת מי (דרגה 1) אך אין הבדל מובהק בין דרגה 2 לאחרות.. בחלקה הבוגרת (Mature), הכילו דוגמאות הקרקע בת–ההרטבה (WDPT ≤ 5s) והקרקע בעלת רמת ההידרופוביות הנמוכה

(Repellency Class 2) פחות חומר אורגני מאשר דוגמאות הקרקע בעלת רמת הידרופוביות גבוהה יותר (Repellency Class 3,4) ביחס של קצת יותר מחצי. ההבדל בכמות החומר האורגני בין הדוגמאות ברמת דחייה 2 לבין הדוגמאות ברמת דחייה 3,4 מובהק. לא היו הבדלים מובהקים בין שתי רמות ההידרופוביות הנמוכות לבין עצמן (Repellency Class 1,2) ובין שתי רמות ההידרופוביות הגבוהות לבין עצמן (Repellency Class 3,4).

בשתי החלקות ירדה כמות החומר האורגני הכללי עם העומק אך ללא הבדלים משמעותיים בין שכבה לשכבה (איור 5.2.1ב'). כמות החומר האורגני הכללי הממוצעת בחלקה הבוגרת גבוהה יותר עבור כל העומקים ועבור כל רמות דחיית המים מזו שבחלקה הצעירה.

5.3 חומצות שומן בקרקע

דוגמאות הקרקע שלגביהן נערכה בדיקת חומר אורגני כללי עברו מיצוי ואנליזה של כמות והרכב חומצות השומן. בסך הכול נעשתה אנליזה עבור 36 דוגמאות מכרם רביבים הוותיק ו- 35 דוגמאות מכרם רביבים הצעיר ועבור דוגמת קרקע אחת שנלקחה מחוץ לכרם לשם השוואה. כמות והרכב חומצות השומן בדוגמא זו דמו לאלה שהתקבלו בדוגמאות הקרקע בת ההרטבה מתוך הכרם, ולא נכללו בהצגה הגרפית של התוצאות. כמות והרכב חומצות שומן חריגים מאוד נמדדו בדוגמה אחת מכל כרם, כנראה עקב זיהום. דוגמאות אלה נפסלו ואינן נכללות בהצגת התוצאות להלן.



איור 5.3.1 – ריכוז סך חומצות השומן (FA) (מיקרו מול לגרם קרקע) בכל אחת מדוגמאות הקרקע בכרם רביבים הצעיר והבוגר כנגד רמת דחיית המים של דוגמאות אלה (א), והריכוז סך חומצות השומן (מיקרו מול לגרם חומר אורגני) בכל אחת מדוגמאות הקרקע בחלקות רביבים הצעירה והוותיקה כנגד רמת דחיית המים של דוגמאות אלה (ב) עם שגיאות התקן. האותיות הלועזיות מראות את תוצאות מבחן t (student t- test) ברמת מובהקות α <0.05. אותיות שונות מצביעות על הבדל מובהק בין שני הממוצעים.

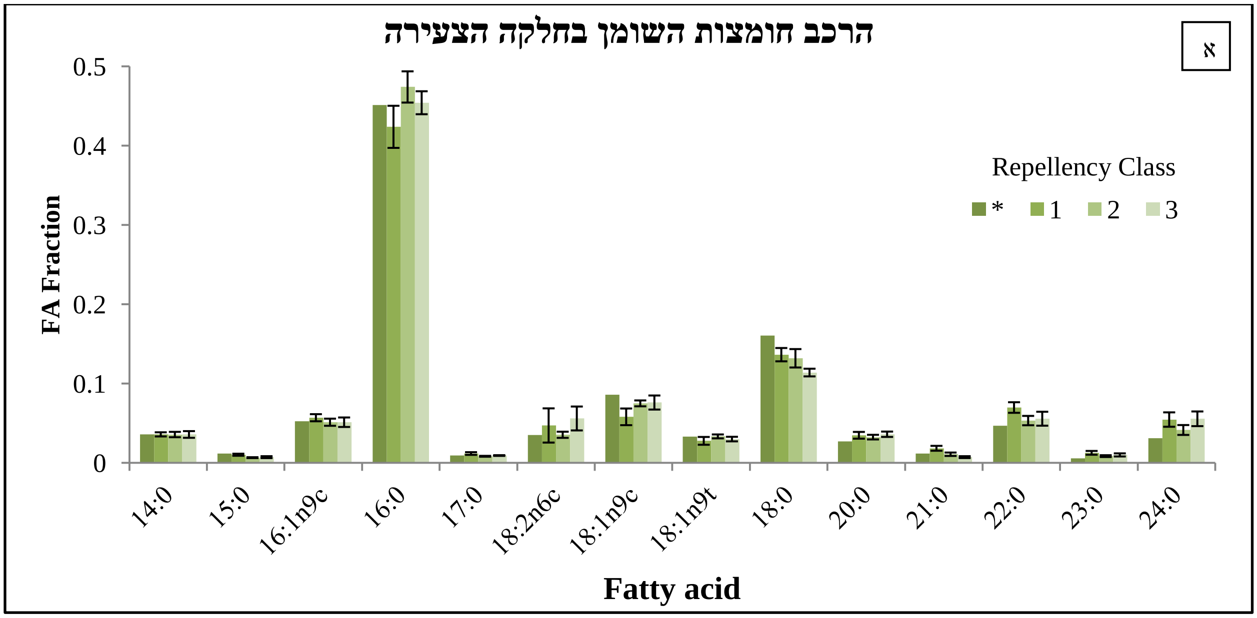
ניתן להבחין בשתי חלקות הזיתים ברביבים שכמות חומצות השומן בקרקע עולה עם עלייה ברמת דחיית המים (איור 5.3.1א'). העלייה זו אינה מובהקת ובכרם הוותיק יש אפילו פחות חומצות שומן דווקא בקרקע ההידרופובית יותר (Repellency Class 4). בחלקה הצעירה המגמה דומה לזו של החומר האורגני. ישנו הבדל של יותר מפי שתיים בין ריכוז חומצות השומן בקרקע בת- ההרטבה לעומת הקרקע ההידרופובית ברמה 2, 3, אולם ההבדלים בין רמות ההידרופוביות 2 ו 3 נמוכים משגיאת התקן. לפי מבחן t יש הבדלים מובהקים בין הריכוזים הממוצעים בבדרגת דחיית מים 1ו-3 אך לא בין 2 לאחרות. ריכוזי חומצות השומן בחלקה הבוגרת מראים עלייה מדרגת דחיית מים 1 עד 3 וירידה

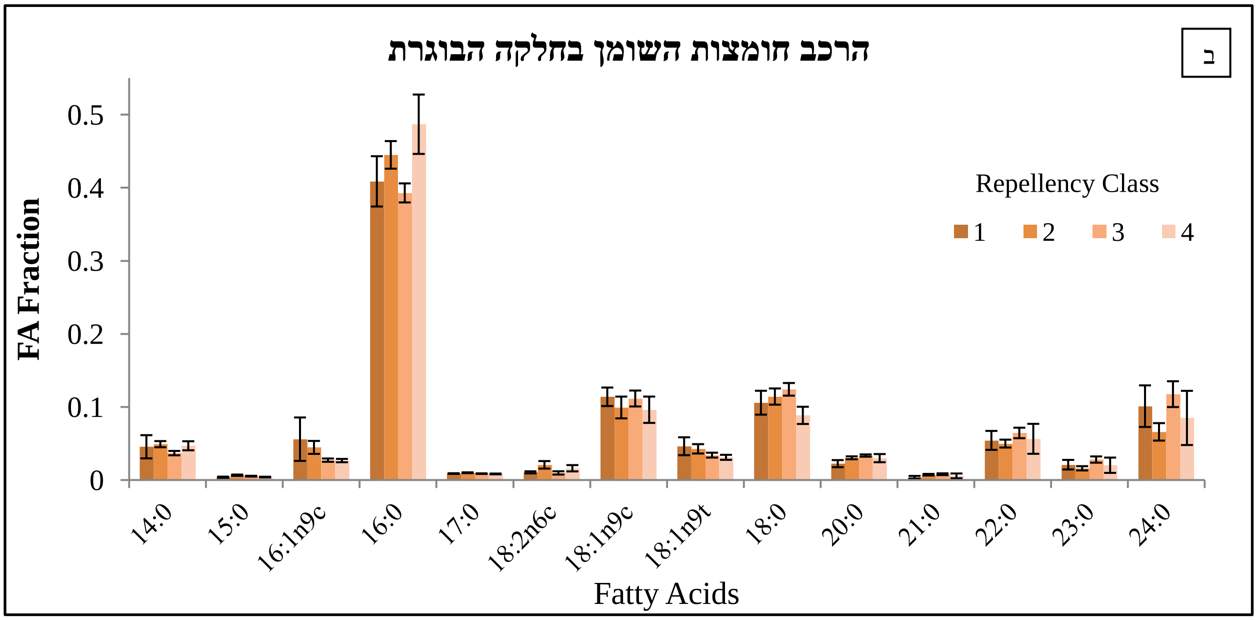
ברמת דחיית מים 4. אין הבדלים מובהקים בחלקה זו. נציין עוד כי ריכוז חומצות השומן בקרקע בשתי החלקות, הצעירה והבוגרת, הוא באותו בסדר גודל.

בחלקה הצעירה יש מגמה של עליה בריכוז חומצות השומן בחומר האורגני עם העלייה בהידרופוביות הקרקע, וזאת בניגוד לחלקה הבוגרת שבה לא נצפתה מגמה ברורה בין שני המשתנים (איור 5.3.1ב'). ההבדלים בין ריכוזי חומצות השומן בחומר האורגני לעומת רמת דחיית המים בשתי החלקות אינם מובהקים על פי מבחן t מלבד הבדלים מובהקים בין דרגה 1 ל-3 בחלקה הצעירה. נציין כי ריכוז חומצות השומן בחומר האורגני גבוה בחלקה הצעירה לעומת הבוגרת בכל אחת מרמות דחיית המים.

בנוסף לערכים הממוצעים של התוצאות המוצגות, יש לציין שלא נמצאו באף אחת מן הדוגמאות שבכרמים דוגמאות קרקע בנות- הרטבה עם ריכוז חומצות שומן גבוה מ-µmol/g 0.2. בחלקה הבוגרת לא נמצאה דוגמא בת- הרטבה עם ריכוז חומצות שומן גבוה מ-µmol/g 0.07 וריכוז הממוצע של כלל הדוגמאות בנות- ההרטבה בחלקה הוא 0.05 µmol/g, וזאת למרות כמות חומר אורגני כללי של עד 3.5%. גם בקרקע המדבר הלא- מעובדת (מחוץ לכרמי הזיתים) שלה פחות מ- 0.2% חומר אורגני, נמצא ריכוז חומצות שומן בקרקע שאינו נופל בהרבה מהערכים הנ"ל -µmol/g 0.046.

מלבד כמות חומצות השומן העיקריות הכללית נבדק הרכב חומצות השומן בכדי לראות האם ישנן חומצות שומן מסויימות השכיחות יותר בדוגמאות הקרקע דוחות המים.





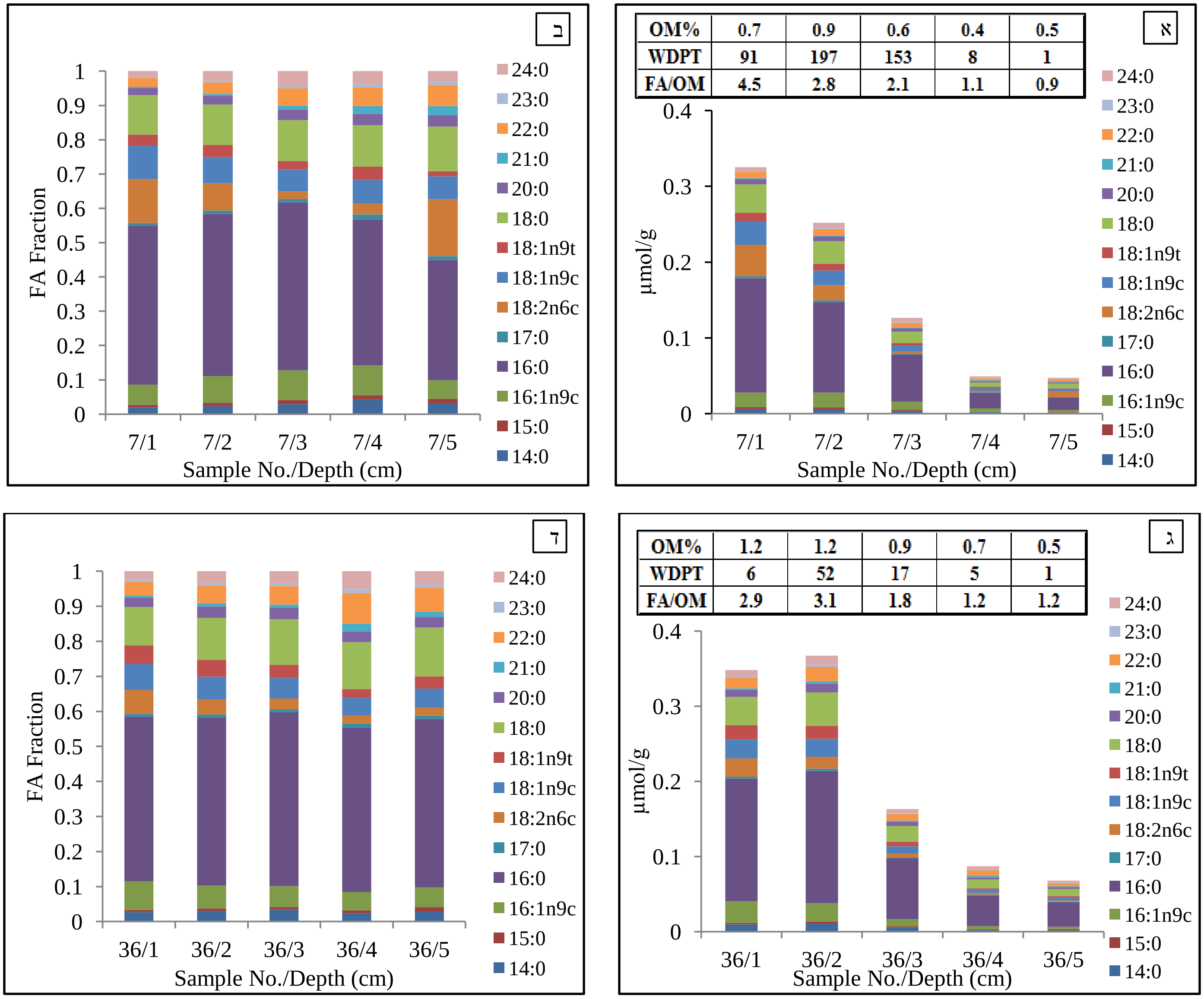
איור 5.3.2- הרכב חומצות השומן העיקריות בקרקעות רביבים כממוצע בכל אחת משתי חלקות הזיתים, הצעירה (א) והבוגרת (ב). המבוטאות כחלק היחסי שלהם מתוך סך כל חומצות השומן עבור כל רמת דחיית מים של כל דוגמת קרקע. עם שגיאות התקן.
* דוגמת קרקע לא מעובדת (קרקע מדבר עקרה), האנליזה הייתה דופליקט של דגימה אחת ולכן אין שגיאת תקן לדוגמא זאת.

הרכב חומצות השומן העיקריות בקרקע דומה בכל רמות דחיית המים בכל אחת מהחלקות ובין החלקות (איור 5.3.2). התפלגות חומצות השומן בקרקע הכרם דומה גם לזאת של הקרקע מחוץ לכרם (איור 5.3.2א'). הבדל אחד הניכר לעין בין החלקות הוא ריבוי יחסי של חומצות שומן בעלות 20 פחמנים ויותר בחלקה הבוגרת. חומצות שומן אלה מהוות כ-20% מסך חומצות השומן בחלקה הבוגרת, 15% מסך חומצות השומן בחלקה הצעירה וכ-10% בקרקע הלא מעובדת.

בקרקע הבוגרת הייתה כמות גדולה יותר של נשר צמחי היכול להסביר את הרכב חומצות השומן השונה. אין הבדלים מובהקים מבחינת שגיאת התקן בין דרגות דחיית המים השונות בכרם מבחינת האחוז היחסי של כל חומצת שומן.

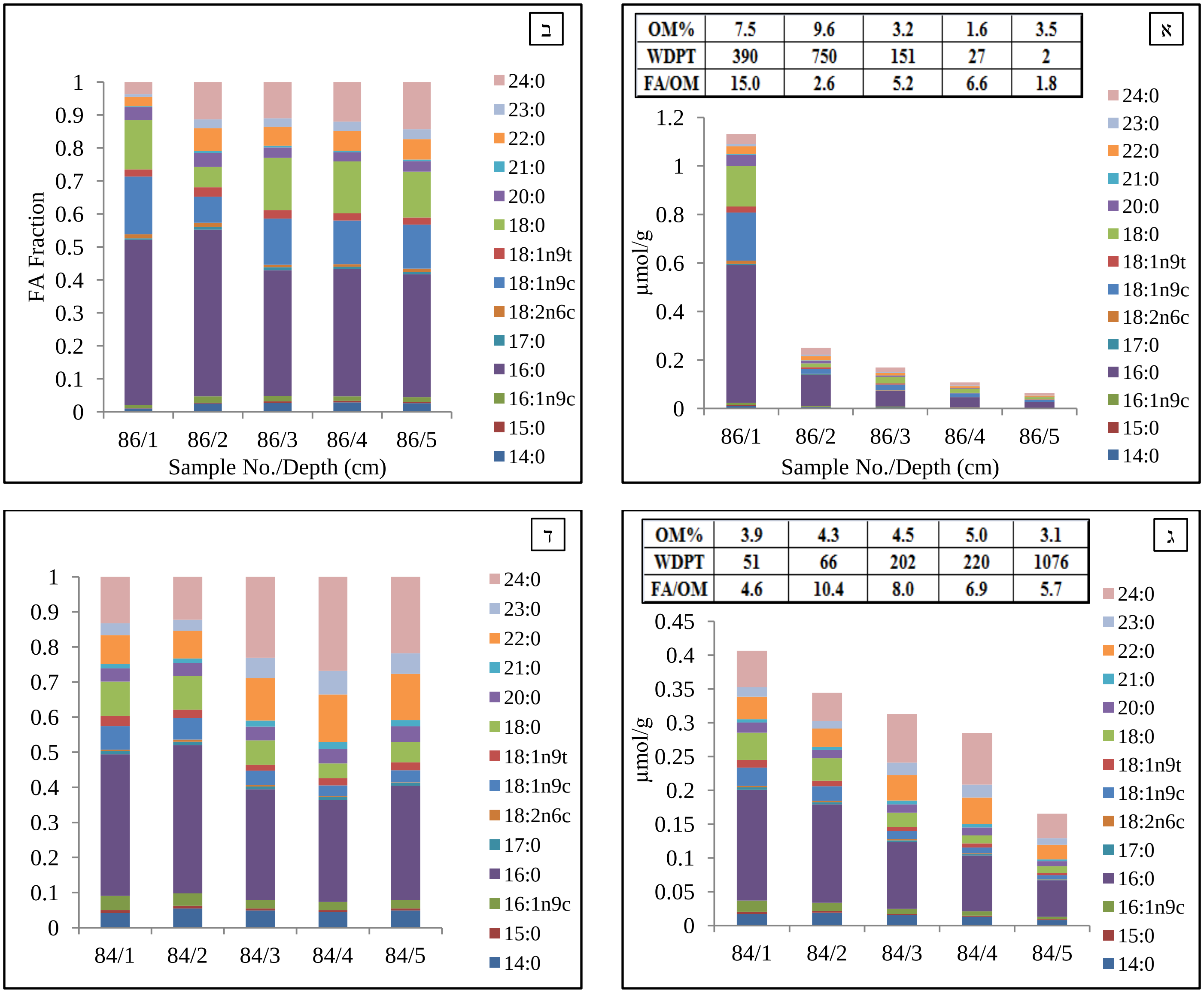
האיורים הבאים מתארים שני פרופילים שלמים של דוגמאות קרקע בכל חלקה. הפרופילים האלו נבחרו להצגה מפני שדוגמאות הקרקע הכילו את כל חמשת השכבות שעבורם התבצעו האנליזות הרלוונטיות. חמשת שכבות הקרקע מוצגות על- פי ההרכב היחסי של חומצות השומן וכן של ריכוזן בקרקע.

<u>כמות והרכב חומצות השומן בכרם רביבים- החלקה הצעירה</u>



איור 5.3.3- הרכב וכמות חומצות שומן בשני פרופילים שונים (א, ב ו-ג,ד) בחלקת הזיתים הצעירה. הפרופיל מוצג מבחינת הריכוז של כל חומצת שומן עיקרית בדוגמא ליחידת גרם (א,ג) וכריכוז יחסי של כל חומצת שומן בפרופיל ביחידות מיקרו מול חומצות שומן לגרם חומר אורגני(ב,ד). לכל פרופיל מצורפת טבלה המפרטת את ערכי WDPT, החומר האורגני הכללי (OM%) וריכוז חומצות השומן בחומר האורגני של אותה דוגמא ביחידות מיקרו מול לגרם חומר אורגני (FA/OM).

כמות והרכב חומצות השומן בכרם רביבים- החלקה הבוגרת



א

OM%	7.5	9.6	3.2	1.6	3.5
WDPT	390	750	151	27	2
FA/OM	15.0	2.6	5.2	6.6	1.8

ג

OM%	3.9	4.3	4.5	5.0	3.1
WDPT	51	66	202	220	1076
FA/OM	4.6	10.4	8.0	6.9	5.7

איור 5.3.4- הרכב וכמות חומצות שומן בשני פרופילים שונים (א, ב ו-ג,ד) בחלקת הזיתים הבוגרת. הפרופיל מוצג מבחינת הריכוז של כל חומצת שומן עיקרית בדוגמא ליחידת גרם (א,ג) וכריכוז יחסי של כל חומצת שומן בפרופיל ביחידות מיקרו מול חומצות שומן לגרם חומר אורגני (ב,ד). לכל פרופיל מצורפת טבלה המפרטת את ערכי WDPT, החומר האורגני הכללי (OM%) וריכוז חומצות השומן בחומר האורגני של אותה דוגמא ביחידות מיקרו מול לגרם חומר אורגני (FA/OM).

בכל ארבעת הפרופילים ישנה מגמה ברורה של ירידה בכמות הכללית של חומצות השומן עם העומק (איור 5.3.3א', ג' ואיור 5.3.4א', ג'). הפרמטרים האחרים שנמדדו פחות חד משמעיים. WDPT, החומר האורגני הכללי וריכוז חומצות השומן בחומר האורגני לא מראים מגמה ברורה כזו ולעיתים אף מגמה הפוכה כמו ערכי WDPT של דוגמא 84 בכרם הבוגר (איור 5.3.4ג') אשר עולים עם העומק. יחד עם זאת. אם נתעלם מהשכבה העליונה ביותר בכל אחת מן הדוגמאות

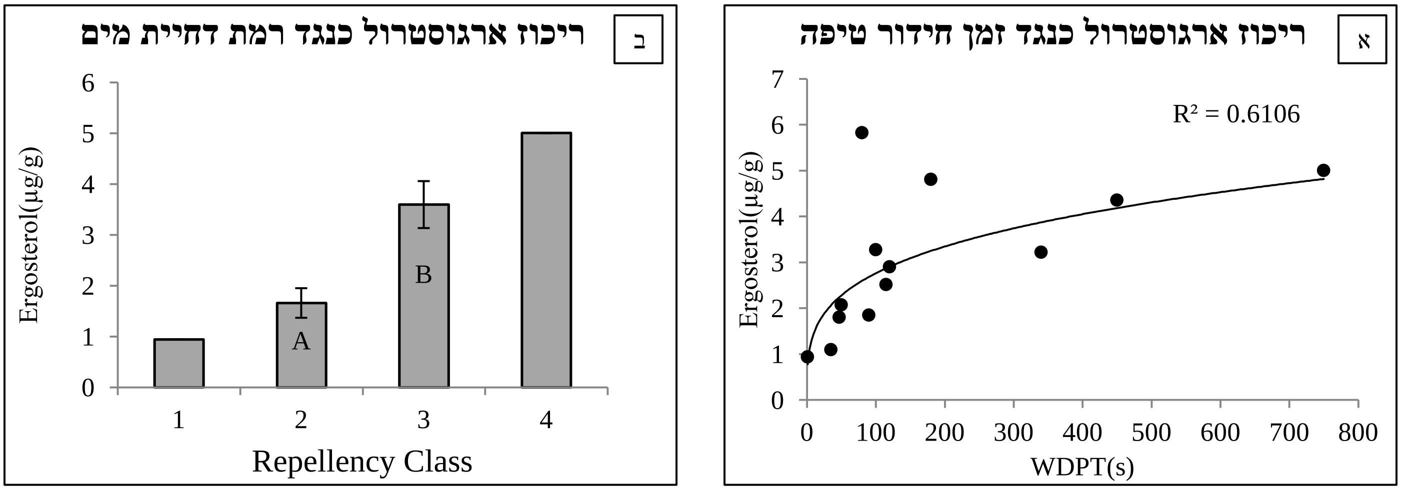
נראה מתאם גדול יותר של אחוז החומר האורגני הכללי וה- WDPT- למגמת הירידה של חומצות השומן עם העומק בדוגמאות 7,36,86 (איור 5.3.3 א',ג' ואיור 5.3.4א'). שכבת הקרקע העליונה היא בדרך כלל מופרת והטרוגנית יותר משום שהיא באה במגע עם נשר העלים ומשום שלא ניתן להפריד בין השניים באופן מלא והיא מכילה גם נשר עלים שאינו חלק אינטגרלי מהקרקע ולכן יתכן שהשמטה כזאת מוצדקת.

דוגמא 86/1 בכרם הבוגר (איור 5.3.4א) חריגה בכמויות הגדולות של חומצות השומן. יתכן ובדגימה היו חלקיקי פרי זית או משהו דומה שמעלים באופן משמעותי את כמות חומצות השומן. הכמות הגבוהה יחסית של חומצת השומן האוליאית [(18:1n9c), $CH_3(CH_2)_{16}$-COOH] הנפוצה בזיתים בדוגמת קרקע זו תומכת בהשערה זו.

ישנם יותר הבדלים בהרכב חומצות השומן לעומק הקרקע (איורים 5.3.3 ו-5.3.4) מאשר הבדלים בין ממוצעים של רמות הידרופוביות שונות אך הבדלים אלה אינם עקביים ולא ניתן להבחין בקורלציה גבוהה בין חומצת שומן כלשהיא לבין ערכי ה- WDPT או החומר האורגני. חומצת השומן הלינוליאית (18:2n9c) מראה גם שונות גדולה בתוך כל פרופיל וגם בין הפרופילים, עם ריכוז יחסי גדול יותר בקרקע החלקה הצעירה (איור 5.3.3ב', ד') ושונות גדולה מאוד בין שכבות פרופיל מספר 7 בחלקה הצעירה (איור 5.3.3ב').

5.4 תוצאות מיצוי ארגוסטרול

ניסיון לאשש הנחה שפטריות קרקע תורמות להידרופוביות התבצע בניסוי בודד שהתבצע בחלקת הזיתים הצעירה ברביבים. מכיוון שארגוסטרול מהווה מדד לכמות הפטריות בקרקע, נלקחו מקרקע הכרם שלוש עשרה דגימות במיקומים הרחוקים 40 ס"מ אחד מן השני- לצורך מיצוי וכימות הארגוסטרול. הדגימות נלקחו לאורך שלוחת עצים אחת וערכים ממוצעים של WDPT נמדדו בסמוך לכל אחת מנקודות הדיגום.



איור 5.4.1- ריכוז ארגוסטרול בקרקע כנגד ערכי WDPT (א) עם עקום המתאים לפונקצית חזקה וכנגד ערכי רמת דחיית המים עם שגיאות התקן (ב). רק דוגמת קרקע אחת היא בת- הרטבה לחלוטין ולכן אין ערך שגיאת תקן לדוגמא ברמת דחיית מים 1. האותיות הלועזיות מראות את תוצאות מבחן t (student t- test) ברמת מובהקות α <0.05. אותיות שונות מצביעות על הבדל מובהק בין שני הממוצעים.

לריכוז הארגוסטרול נמצא קשר טוב לערכי WDPT (איור 5.4.1-א) כאשר הותאם לתוצאות עקום חזקה. מכיוון שמדידות WDPT הן בעלות שונות גדולה מאוד העמדת התוצאות אל מול ערכי רמת דחיית מים הראו מגמה ברורה יותר (איור 5.4.1ב'). רק דגימה אחת משלושה עשר הדגימות הייתה בת- הרטבה ולכן אין חישוב שגיאת תקן עבור דגימה זו.

5.5 הרכב מכני ומדידה ישירה של זווית המגע

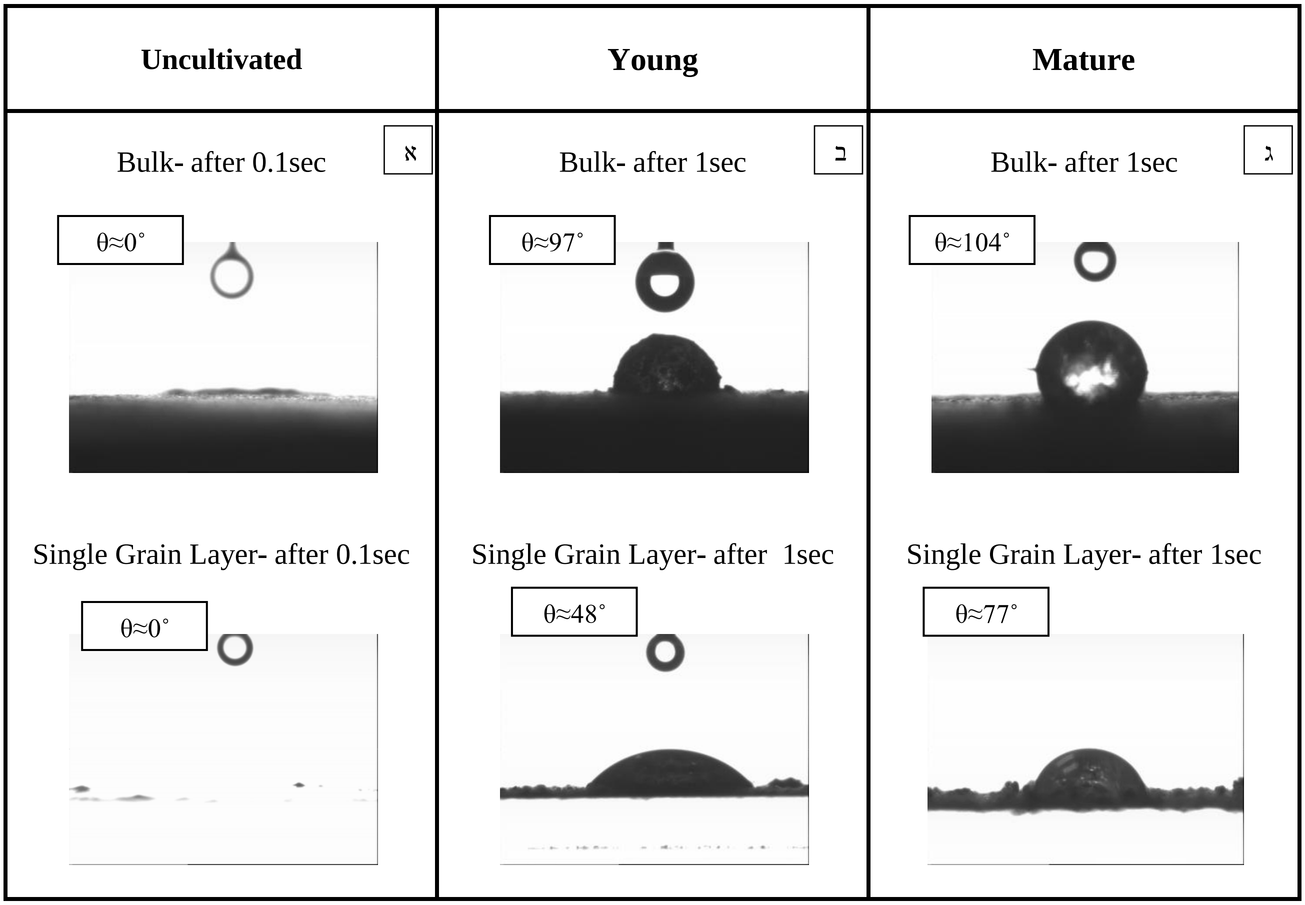
ההרכב המכאני וזוויות המגע שנמדדו במעבדה על פני שכבה קרקע בעובי מקורב של גרגר אחד (Single Grain Layer) ועל פני דוגמאות קרקע רב שכבתיות (bulk) שנדגמו באזורים שונים בכרמי הזית ברביבים מוצגים בטבלה 5.5.1. ההרכב המכאני של שלושת הקרקעות דומה מכיוון שהקרקעות נלקחו מסביבה קרובה. הבדל בין הדוגמאות קיים בכמות החומר האורגני שרובו נמצא במקטע הסילטי. את הצפיפות הגושית הגבוהה של הקרקע הלא- מעובדת ניתן לייחס

לכמות הנמוכה של החומר האורגני. ערכי זמן חידור טיפה (WDPT) הם הערכים הממוצעים עבור קרקע הומוגנית מחמשת הס"מ העליונים של הפרופיל. ערכים מומצעים אלה הינם ברי השוואה למדידות זווית המגע שנעשו באמצעות מכשיר ה-Easydrop ולניסויי העלייה הקאפילרית שהתבצעו במקביל ועל אותן קרקעות.

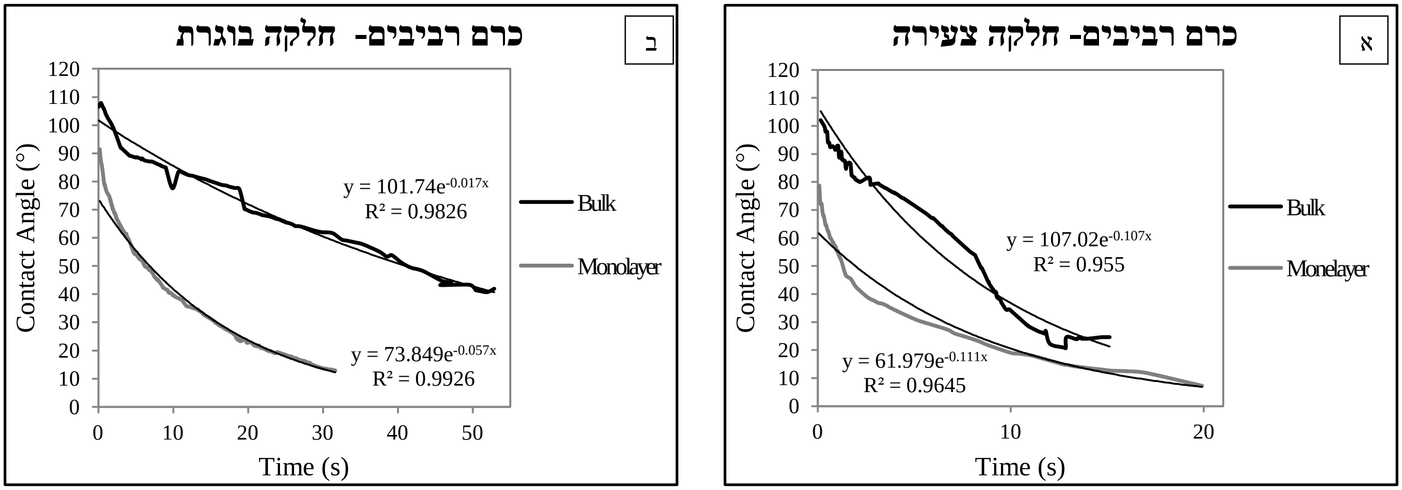
טבלה 5.5.1- הרכב מכני ותכונות שלושת קרקעות רביבים אשר נופו במעבדה ועליהם נערכו מדידות זווית המגע. d_b, צפיפות גושית שנמדדה בשיטת המשורה, n, הנקבוביות חושבה על פי הצפיפות הגושית, ϕ_i, תכולת רטיבות הנפחית השארית וההרכב המכאני- כולם נמדדו בשיטות המפורטות בחוברת שיטות לבדיקת קרקעות (חן. י, 2008). OM- החומר האורגני הכללי, θ – זווית המגע התחילית הממוצעת בין המים לקרקע בשתי השיטות, Bulk ו- Single Grain Layer.

Soil	d_b (gr/cm^3)	n	ϕ_i	OM (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	WDPT (s)	θ (bulk)	θ (Single Grain Layer)
Uncultivated	1.52	0.42	0.012	0.6	90	1	9	1	˚0˚	0˚
Young	1.28	0.51	0.03	1.1	86	6	8	40	95˚	51˚
Mature	1.16	0.55	0.031	5.8	85	8	7	150	104	77˚

העלייה בכמות החומר האורגני בקרקעות החלקה הצעירה והבוגרת שלו תאחיזת מים גבוהה יותר גורמת לעלייה קטנה בתכולת הרטיבות השאריתית (Φ_i). זווית המגע התחילית שנמדדה כשנייה לאחר הנחת טיפת המים על פני הקרקע הייתה גבוהה יותר עבור ה- Single Grain Layer וה- bulk עבור הקרקע מהחלקה הבוגרת. מדידת זווית המגע התחילית על שכבת קרקע בודדת (Single Grain Layer) שנוצרת ע"י הדבקת חלקיקי הקרקע למשטח דביק הינה מדויקת פחות בהשוואה לזווית המגע התחילית על מסת קרקע, אולם יתרונה הוא בכך שניתן באמצעותה לעקוב באופן רציף אחר השתנות זווית המגע של טיפת מים שנפחה נשאר קבוע לכל אורך המדידה. יתרון זה מאפשר השוואה בין דוגמאות הקרקע השונות (איור 5.5.1). על פי איור זה זווית המגע התחילית הייתה גבוהה יותר עבור דוגמאות הקרקע מחלקת הזיתים הבוגרת. לעומת זאת טיפת המים משתטחת תוך שבריר שנייה בקרקע הלא- מעובדת שנדגמה מחוץ לכרם, ולכן ניתן להניח שזווית המגע עבור קרקע זו על פי טכניקת מדידה זו שואפת ל- ˚0.



איור 5.5.1- תצלומי מכשיר ה- Easy drop על פיהם נמדדה זווית המגע בין טיפת מים בנפח 15µl ובין הקרקע בשני מצבים- כאשר הטיפה הונחה על דגימת קרקע ישרה בעומק של 1 ס"מ (Bulk) וכאשר טיפת מים בנפח דומה הונחה על שכבת קרקע אחת (Single Grain Layer) בשלושת קרקעות רביבים; לא מעובדת (עמודה א), חלקה צעירה (עמודה בב) וחלקה בוגרת (ג).



איור 5.5.2- ההשתנות בזמן של זווית המגע בין טיפת המים לפני הקרקע שנמדדה ע"י ה-Easydrop עבור Bulk ו- Single Grain Layer. (מצוין כ-'Monolayer'). (א) חלקת כרם צעירה, (ב) חלקת כרם בוגרת.

באיור 5.5.2 מוצגת ההשתנות של זווית המגע בזמן מרגע שבו מניחים את טיפת המים על פני הקרקע. החסרונות של שיטת ה- 'bulk' הם 1) שחלקיקי קרקע "מטפסים" על פני טיפת המים ומשפיעים על מתח הפנים שלה, 2) נפח טיפת המים לא נשאר קבוע במהלך המדידה היות וחלק מהמים חודר דרך פני הקרקע הנבדקת. לאור זאת התוצאות מדידת ה-bulk אינן מדויקות ומייצגות מגמה בלבד.

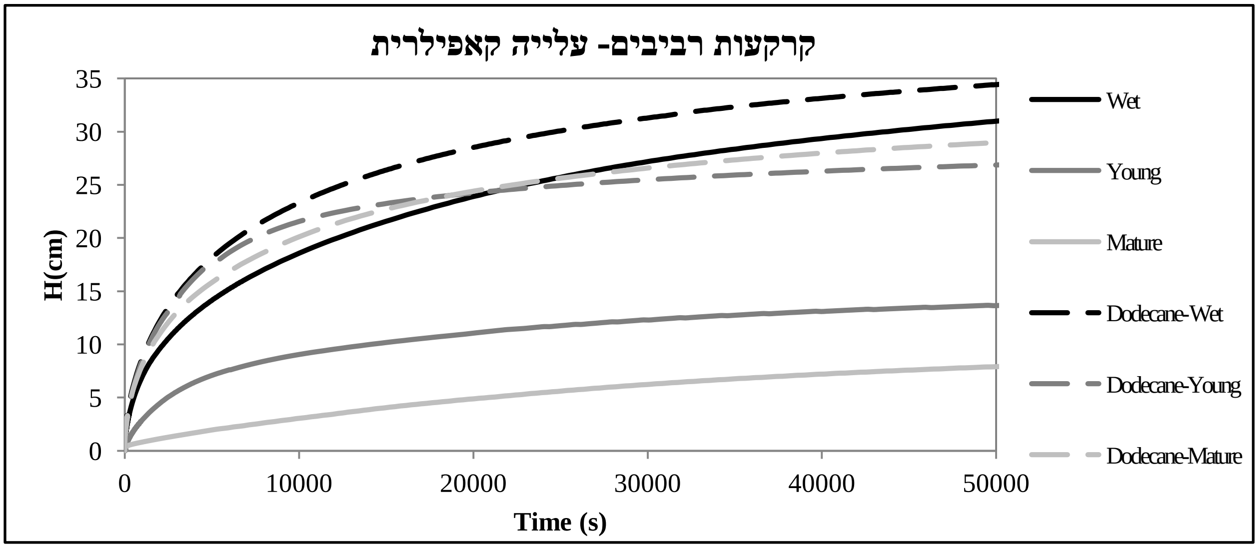
קיימים הבדלים בדינמיקה של השתנות זווית המגע שנמדדת בשתי השיטות הנ"ל בין הקרקע מהחלקה הבוגרת והצעירה (איור 5.5.2). זווית המגע התחילית בקרקע מהכרם הבוגר הייתה גבוהה יותר וקצב השינוי של זווית זו היה איטי יותר בהשוואה לקרקע מהכרם הצעיר. לעקומי שינוי זווית המגע הותאמו עקומים אקספוננציאליים (איור 5.5.2). המקדם שכופל את הזמן בפונקציה המותאמת שלילי יותר עבור הקרקע מהחלקה הצעירה, פירושו שקצב הדעיכה בערכי זווית המגע גבוה יותר. מהתוצאות באיור 5.5.2 ניתן להסיק שזווית המגע אינה מגיעה לאפס, אולם ערכים אלה הם במסגרת מגבלות המכשיר לזהות זווית מגע נמוכות על משטח מחוספס. בשיטת ה-'bulk' חדרה הטיפה במלואה לאחר 15 שניות לקרקע מהחלקה הצעירה ולאחר 50 שניות לקרקע מהחלקה הבוגרת. תוצאות אלה אינן דומות לערכי ה- WDPT עבור אותן קרקעות, וזאת בין השאר משום שמדובר על נפח מים קטן בהרבה (15µl לעומת 50µl). בשיטת ה- 'Single Grain Layer' משתטחת הטיפה לחלוטין לאחר כ-20 שניות עבור הקרקע מהחלקה הצעירה ולאחר קצת יותר מ-30 שניות עבור הקרקע מהחלקה הבוגרת. למרות שבשתי השיטות למדידת הדינמיקה של השתנות זווית המגע קשה להעריך מתי הטיפה חודרת במלואה, ניתן בעזרתן לקבל את זווית המגע התחילית (שיטת ה–'bulk') ולעקוב באופן רציף אחר השינויים בזווית המגע (שיטת ה–'Single Grain Layer'), לשם השוואה בין הקרקעות שנדגמו מהחלקה הצעירה והבוגרת.

5.6 עלייה קאפילרית

שיטת נוספת להגדרת זווית המגע של הקרקעות השונות היא באמצעות מדידה של העלייה הקאפילרית. השיטה כוללת מדידה בשני נוזלים, מים ודו-דקאן (פרטי השיטה מופיעים בפרק השיטות). בוצעו שתי חזרות עבור מים ושתי חזרות עבור דו- דקאן לכל אחת משלושת הקרקעות. הקרקעות שעבורן נמדדה העלייה הקאפילרית זהות לאלו שבפרק **5.5**. העלייה הקאפילרית נמדדה לאורך פרק זמן של בין חצי יממה (העלייה הקאפילרית של הדו- דקאן הייתה מהירה מאוד בגלל זווית מגע השואפת ל- 0°) ועד שבועיים עבור מים (לקרקע החלקה הבוגרת,) עד להתקרבות לשיווי משקל. שיווי משקל מלא לא הושג באף אחת מן המדידות אם כי במדידות הדו- דקאן העלייה הקאפילרית הייתה קרובה יותר לשיווי משקל. הסיבות לכך יידונו בהמשך. זווית המגע הממוצעת עבור שלוש הקרקעות מוצגת בטבלה 5.6.1.

טבלה 5.6.1- זווית המגע הממוצעת עבור שלוש קרקעות רביבים כפי שחושבה על פי משוואת Young-Laplace (משוואה [12]) ועל פי משוואת Washburn (משוואה [17]). הצפיפות הגושית (d_b) חושבה על פי האריזה של עמודת הקרקע. רדיוס הקאפילרות האפקטיבי (r_h) חושב על פי עליה קאפילרית של דו- דקאן על פי משוואת 'Washburn'

	r_h (cm)	d_b (gr/cm^3)	θ(˚) Young-Laplace	θ(˚)Washburn
Uncultivated	5.12×10^{-5}	1.66	61	74
Young	5.87×10^{-5}	1.31	68	85.5
Mature	5.14×10^{-5}	1.16	63	89.6



איור 5.6.2- עקומי גובה העלייה הקאפילרית של מים ודו- דקאן כנגד הזמן בשלוש קרקעות רביבים. העקומים מייצגים אחת מן החזרות בכל קרקע ובכל נוזל.

תוצאות ניסויי העליה הקפילרית הצביעו על כך שזווית המגע של הקרקע הלא- מעובדת הייתה הנמוכה ביותר, אם כי לא נמוכה כפי שניתן היה לצפות ממדידת זווית המגע בפרק 5.5 (0˚). זווית המגע (על פי משוואת Washburn) עבור קרקע מהכרם הצעיר הייתה גבוהה מזו של הקרקע הלא- מעובדת ועבור קרקע מהכרם הבוגר הייתה הגבוהה ביותר, קרוב ל- 90˚. מגמה זו מתיישבת עם תוצאות ה- WDPT ומדידות זוויות המגע בפרק 5.5.

זווית המגע בשיווי משקל על פי משוואת Young-Laplace חושבה לאחר התאמת עקומים של הפונקציה

$H = \frac{a}{1+(\frac{t}{b})^c}$ כאשר a -ו b, מקדמים t ,זמן -H המכונה Log Dose- גובה העלייה הקאפילרית. פונקציה זו המכונה Response בעלת ערכי H הקרובים ביותר ל-1 בהתאמה לנתוני העלייה הקאפילרית. על פי מציאת ערך R^2 הייתה בשיווי משקל מתוך עקום הפונקציה המותאמת חושבה זווית המגע. כצפוי, זווית מגע זו הייתה נמוכה יותר עבור כל

. לעומת התוצאות שהתקבלו על פי משוואת Washburnהקרקעות בהשוואה לערכים שהוגדרו על פי משוואת Young-Laplace, זווית המגע הגבוהה ביותר בשיטת Washburn התקבלה דווקא עבור הקרקע מהכרם הצעיר.

5.7 אינפילטרומטר יניקה

<u>מדידות במעבדה</u>

מדידות אינפילטרומטר היניקה התבצעו על שלושת קרקעות רביבים משכבת הקרקע העליונה לאחר ניפוי בקוטר < 0.5 מ"מ. התכונות המכאניות של הקרקע וצפיפותן הגושית מוצגים בטבלה 5.5.1. מחזורי ההרטבה והייבוש שעברו הקרקעות בין המדידות השפיעו על רמת הידרופוביות שלהן, בעיקר עבור הקרקע מהחלקה הצעירה שעבורה נעו ערכי ה-WDPT על פני טווח ערכים רחב (טבלה 5.7.1). ערכי WDPT השונים אפשרו השוואה בינם לבין ערכי הספיגות, S והשטף בזמנים ארוכים (q_∞) שאותו אנו מייחסים לזרימה גרוויטציונית. בקרקעות רגילות בנות- הרטבה קיים יש קשר ישיר בין q_∞, השטף לאחר זמן ממושך מתחילת חידור המים, למוליכות ההידראולית של הקרקע ברוויה (Wooding, 1968). למוליכות ההידראולית ברוויה שנמדדה בעמודת קרקע שהובאה לרוויה מראש אין תלות ברמת ההידרופוביות של הקרקע (טבלה 5.7.1) מכיוון שכשהקרקע ברוויה היא הידרופילית מנייה ובייה. עומד הלחץ באינפילטרומטר היניקה היה 0cm.

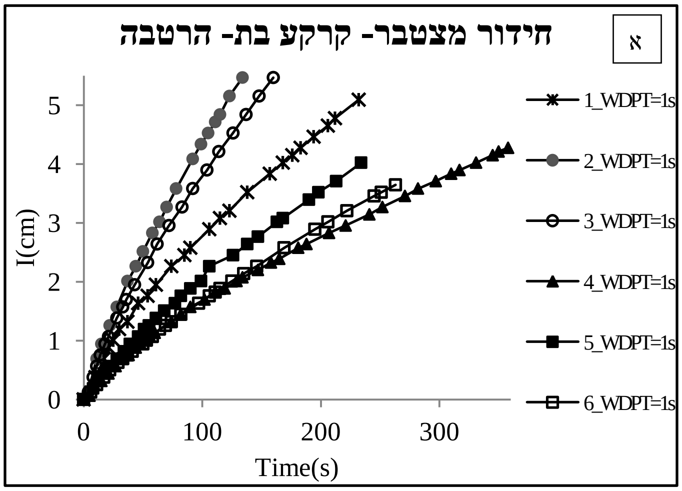
טבלה 5.7.1 - תכונות שלוש קרקעות רביבים במעבדה עליהם בוצעו ניסויי האינפילטרציה. המוליכות ההידראולית נמדדה ברוויה. הצפיפות הגושית במדידות המוליכות ההידראולית הייתה גדולה יותר מזו של מדידות האינפילטרציה בגלל שיטת האריזה ונתונה בעמודה הימנית ביותר.

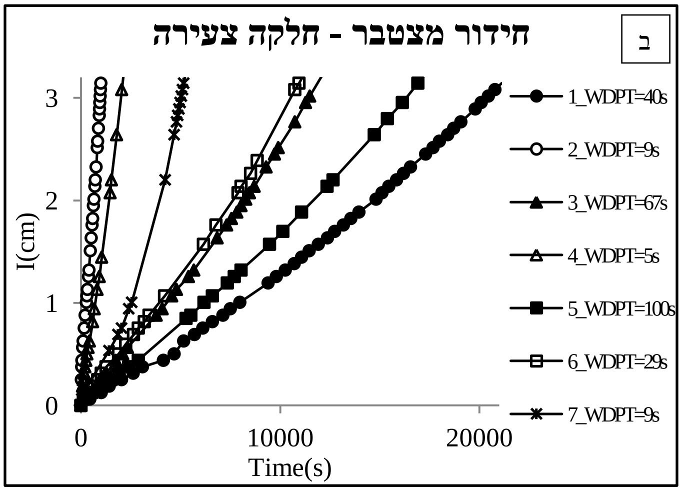
	d_b (gr/cm^3) *[Infiltrometer]*	WDPT(s)	K_s(cm/s)	d_b (gr/cm^3) *[Hydraulic conductivity]*
Uncultivated	1.52	1	6×10^{-4}	1.59
Young	1.28	5-100	1.4×10^{-3}	1.38
Mature	1.16	75-150	1.1×10^{-3}	1.23

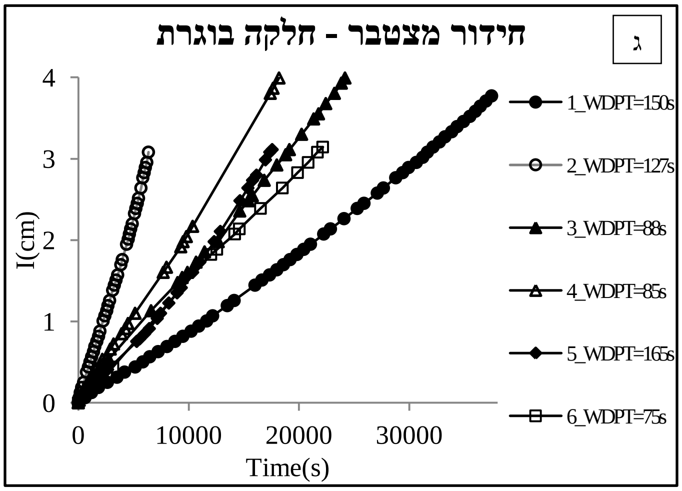
טבלה 5.7.2- ערכי הספיגות, S, והשטף בשלבים מאוחרים של תהליך האינפילטרציה , q_∞, הממוצעים ושגיאות התקן למדידות אינפילטרומטר יניקה במעבדה בשלוש קרקעות רביבים בעלות תכונות המפורטות בטבלה 5.7.1.

	S(cm/√s)	STDE	q_∞(cm/s)	STDE
Uncultivated	0.11	0.017	0.0183	0.004
Young	0.018	0.011	0.001	0.0021
Mature	0.005	0.0005	0.00025	0.00008

מוליכות הידראולית ברוויה זו מתיישבת עם חלק מתוצאות העלייה הקאפילרית (פרק 5.6), וקשורה לרדיוס האפקטיבי של הקאפילרות; היא קטנה ככל שקטן רדיוס הנקבובים. מדידת המוליכות ההידראולית לאחר הרווית הקרקע שונה מתנועת המים במדידות האינפילטרציה כשחזית ההרטבה מתקדמת תוך כדי הרטבה של קרקע הידרופובית יבשה. התקבל שהמוליכות ההידראולית ברוויה של הקרקע הלא- מעובדת הייתה הנמוכה ביותר, וגבוהה ביותר עבור הקרקע מהחלקה הצעירה. תוצאה זו תואמת את הערכים שנמדדו עבור רדיוס הקאפילרות האפקטיבי (טבלה 5.6.1). כלומר שהמוליכות ההידראולית ברוויה קטנה ככל שרדיוס הקאפילרות האפקטיבי קטן יותר. להלן תוצאות האינפילטרציה לקרקעות כרם רביבים במעבדה:



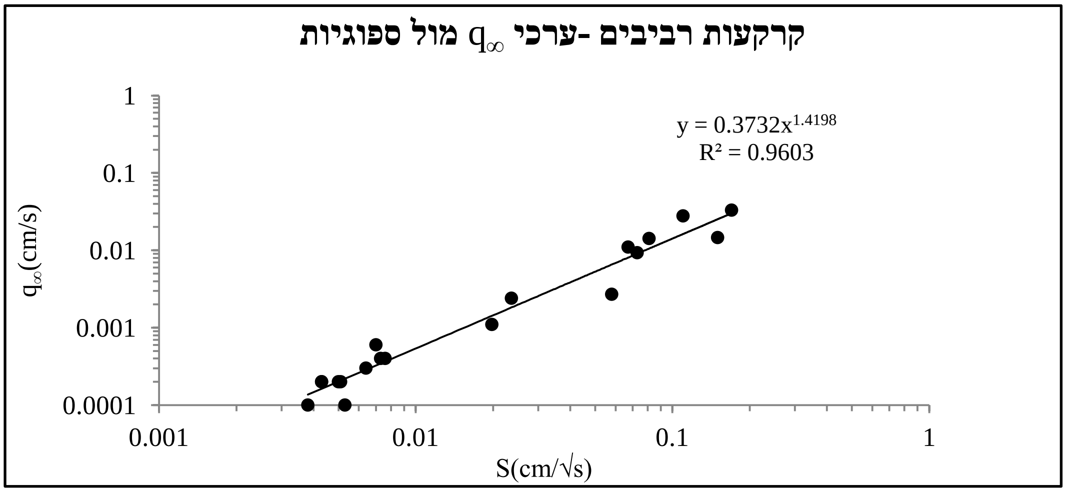




איור 5.7.1- חידור מצטבר מתוך אינפילטרומטר היניקה כנגד הזמן במדידות מעבדה עם עומד יניקה קבוע על 0cm בקרקע בת- ההרטבה (א), החלקה הצעירה (ב) והחלקה הבוגרת (ג).

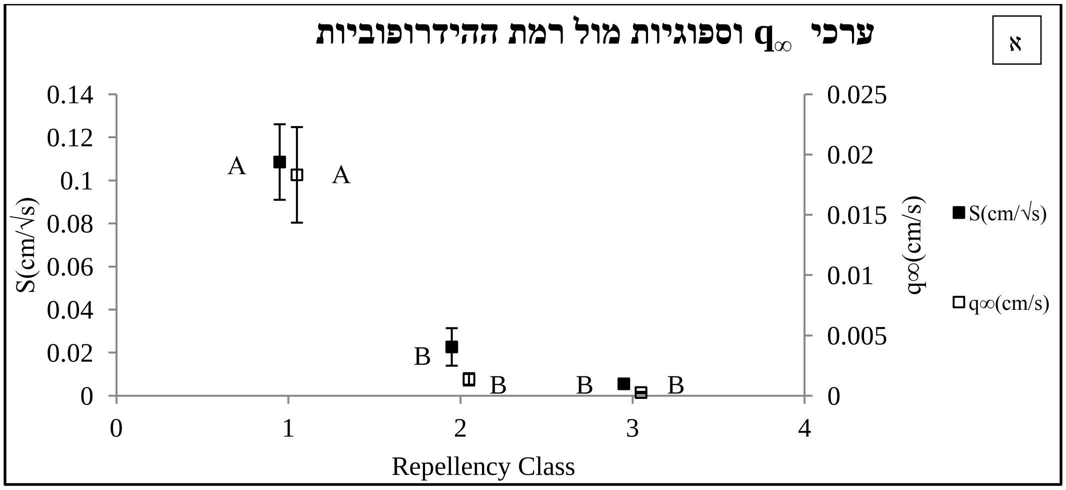
קיימים שני הבדלים בולטים בין הקרקע הלא מעובדת לקרקע הכרמים. ההבדל הראשון הוא צורת עקום החידור המצטבר (איור 5.7.1). עקומי החידור המצטבר בקרקע הלא- מעובדת (איור 5.7.1א') קמורים (כלומר קצב החידור הלך ופוחת עם הזמן) בכל אחת משבע החזרות. עקומים אלה מתיישבים היטב עם עקומי חידור מצטבר תיאורטיים בקרקעות בנות הרטבה ומאוששים אמפירית בספרות (Angulo-Jaramillo *et al.*, 2000; Vandervaere *et al.*, 2000) אשר

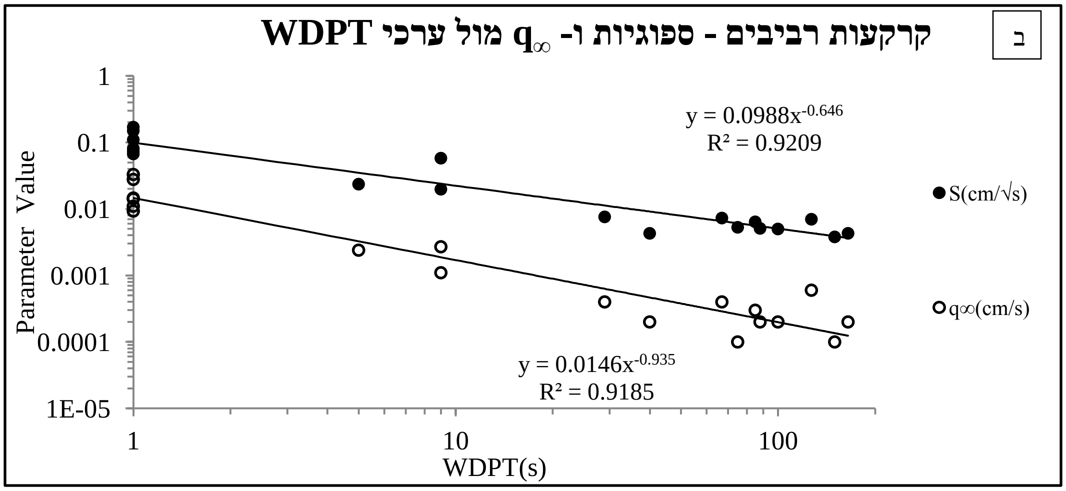
מושפעים מערך גבוה יותר של הכוח המניע הקאפילרי בהשוואה לכוח המניע הגרוויטציוני בשלב התחילי של תהליך החידור. ככל שחזית ההרטבה מתקדמת, קטן גרדיאנט הקפילריות והמשקל היחסי של הגרוויטציה על תנועת המים גדל. בעקום החידור המצטבר שהולך ומתמתן עם הזמן (קצב חידור הולך וקטן) ומגיע לשיפוע קבוע בקירוב (איור 5.7.1. א') (קצב חידור קבוע) מייצג מאזן כוחות זה. בניגוד לעקומים הקמורים הנ"ל, עקומי החידור המצטבר בקרקעות הכרם היו קעורים. עקומי חידור קעורים התקבלו גם עבור קרקע מהכרם הצעיר בעלת WDPT נמוך של 5s ו- 9s (איור 5.7.1ב', חזרות 4 ו-2 בהתאמה). בקרקעות אלה (קרקעות ההידרופוביות) גדל קצב החידור בהדרגה עד הגעתו לערך קבוע (איור 5.7.1ב',ג'). ההתנהגות הזו של עקום החידור המצטבר ניתן לייחס לעיכוב בחידור שנגרם ע"י ההידרופוביות של הקרקע. אולם ככל שזמן המגע בין המים וחלקיקי הקרקע גדל ותהליך החידור מתמשך, מתמתנת השפעת ההידרופוביות על קצב החידור עד שמושג קצב חידור קבוע. תהליך זה יידון בהמשך. ההבדל השני בין הקרקע הלא- מעובדת לקרקעות הכרם הוא בקצב הממוצע של החידור. קצב זה היה מהיר באופן ניכר בקרקע הלא- מעובדת בהשוואה לקרקעות הכרם.



איור 5.7.2- ערכי q_∞ מול S של כל מדידות אלה על צירי log- log

הקשר בין הספיגות, S, לשטף בשלב המאוחר של האינפילטרציה, q_∞, עבור שלושת הקרקעות מוצג באיור 7.5.2. מאיור זה עולה כי קיים מתאם בעל פונקציית חזקה (R^2 =0.96) בין שני פרמטרים אלה. למרות הבדלים קלים בהרכב המכאני ובצפיפות הגושית בין הקרקעות, ערכי רדיוס הקאפילרות האפקטיבי שלהם קרוב מאוד (טבלה 5.6.1) ולכן ניתן להניח שלולא השפעת ההידרופוביות, ערכי S והמוליכות ההידראולית (אשר q_∞ קשור בו ישירות) היו דומים בשלושת הקרקעות. וזאת מפני שלפי משוואת Washburn (משוואה [17]) החידור המצטבר מול שורש הזמן נמצא ביחס ישר לרדיוס הקאפילרות האפקטיבי, r_h . המוליכות ההידראולית ברוויה גם היא קשורה ישירות לרדיוס הקאפילרות האפקטיבי (Marshall, 1958), ולכן ניתן להניח שעבור קרקעות בנות- הרטבה בעלות תכונות מינרליות ורדיוס אפקטיבי דומה – יהיו בעלות ערכי מוליכות הידראולית וספיגות דומים.





איור 7.5.3- ערכי הספיגות, S, והשטף בשלב האינפילטרציה המאוחר, q_∞ מול רמת ההידרופוביות (א) וה-WDPT (ב) של סך כל מדידות האינפילטרציה במעבדה. האותיות הלועזיות מראות את תוצאות מבחן t (student t- test) ברמת מובהקות 0.05> α. אותיות שונות מצביעות על הבדל מובהק בין שני הממוצעים.

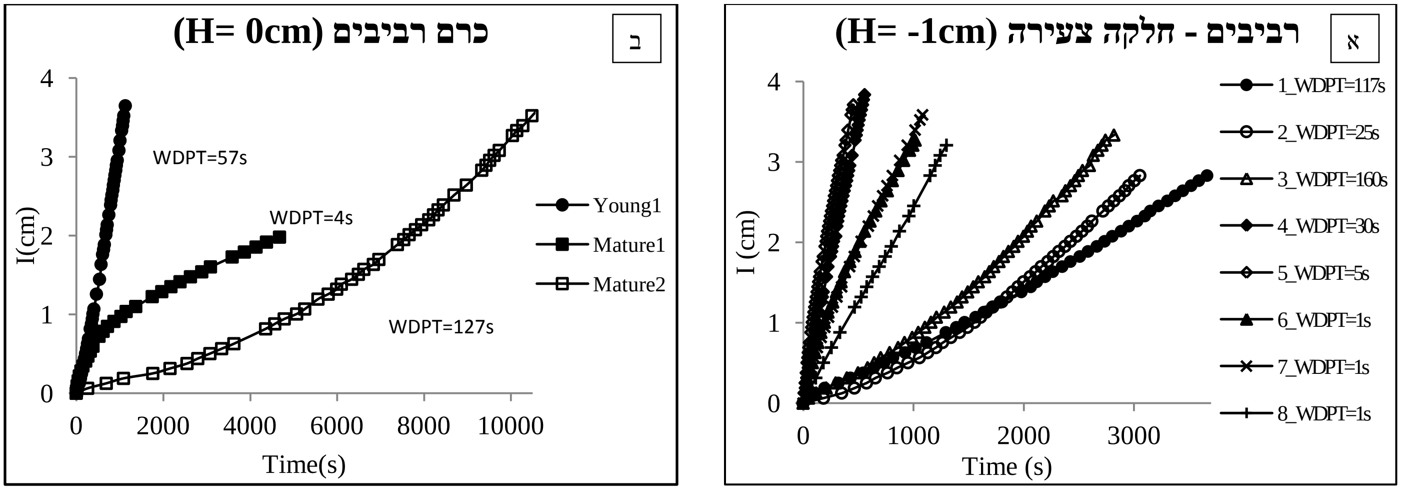
ערכי הספיגות, S, ו- q_∞ כנגד רמת ההידרופוביות וערכיהם כנגד ה-WDPT עבור כל מדידות האינפילטרציה במעבדה מוצגים באיור 5.7.3. מלבד המתאם בין ערכי S ו- q_∞ (איור **5.7.3**), ניתן לראות באיור 7.5.3ב' כי קיים גם מתאם (עם מדד R^2 גבוה מ-0.9 עבור פונקצית חזקה) בין פרמטרים אלה ל- WDPT. המתאם הוא אמפירי וקשר החזקה מצביע על מגמה בלבד. מכיוון שמדידות WDPT אינן תמיד מדויקות גם לאחר מיצוע של חזרות רבות, ניתן לראות שמול רמת ההידרופוביות ההבדלים הם ברורים יותר (איור 5.7.3א') ומובהקים בין ממוצע הדוגמאות בנות ההרטבה (Repellency Class 1) לבין זה של הדוגמאות ההידרופוביות (Repellency Class 2,3).

מאיור 7.5.3 עולה שערכי S ו- q_∞ עבור שלושת הקרקעות יורדים עם העלייה ברמת ההידרופוביות, וזאת למרות שלקרקעות אלה תכונות מכאניות דומות. למרות שרדיוס הקאפילרות והמוליכות ההידראולית ברוויה של הקרקע הלא-מעובדת שנדגמה מחוץ לכרם נמוכים יותר, ערכי ה- S וה- q_∞ שלה גבוהים בסדר גודל ויותר מערכם בקרקעות הכרם (טבלה 5.7.2). שגיאות התקן ביחס לערכי S ו- q_∞ הממוצעים גבוה יותר בקרקע החלקה הצעירה (טבלה 5.2) בגלל שונות גדולה בהידרופוביות המתבטאת בערכי WDPT הנעים מהידרופיליות (5s) לרמת הידרופוביות 3 (100s). למרות שהשונות בהידרופוביות של קרקע הכרם הבוגר גבוהה גם כן, ערכיהם היו ברמת הידרופוביות 3 (WDPT> 60s). חלק מן השונות בכלל המדידות יכול לנבוע מהבדלים קלים באריזת הקרקע והטרוגניות בתכונות המכאניות של הקרקע המשפיעות על כושר החידור.

<u>מדידות בשדה</u>

למרות חוסר העקביות בתוצאות בדומה למדידות המעבדה וה'רעש' שנגרם ע"י השונות המרחבית בשדה, מדידות השדה נותנות את המידע הממשי ביותר לגבי השפעת ההידרופוביות על חידור המים החד מימדי בשדה. ההבדלים הגדולים שמתקבלים אפילו עבור מדידות שנערכות במרחק קטן האחד מן השני מקשים על אפיון השדה ככלל, אך יכולים לתת אינדיקציה על ההיתכנות של היווצרות נגר עילי וזרימה מועדפת בשדה באופן ישיר.

מדידות האינפילטרומטר הראשונים בשדה נערכו בתחילה ללא מדידות WDPT ולכן אינם מוצגים. בהמשך נערכה סדרת מדידות בחלקת הכרם הצעירה עם עומד יניקה של 1cm-. מדידות אינפיטלטרציה בחלקה הבוגרת בעומד של 1cm- התבררו כלא ישימים בגלל קצב החידור האיטי בעומד קפילרי זה. המדידות הבאות בשדה נערכו בעומד קפילרי של 0cm. החידור המצטבר בחלקה הצעירה בעומד קפילרי של 1cm- מוצג באיור 7.5.4א'. באיור 7.5.4ב' מוצגים שני עקומי חידור שנמדדו בחלקה הבוגרת ועקום חידור אחד שנמדד בחלקה הצעירה בעומד קפילרי של 0cm. יש לציין שמספר מדידות אינפילטרציה בשתי חלקות הזיתים נמשכו זמן רב והופסקו בגלל מגבלה של זמן שהייה בשדה (חשיכה). במדידות השדה לא התקבלה המגמה הברורה שהתקבלה במדידות המעבדה לעיל. עובדה זו ניתן לייחס לשונות המרחבית בתכונות הקרקע בכלל וברמת ההידרופוביות בפרט, אפילו בקנה מידה של סנטימטרים ספורים. כמו כן, קרקע הכרם מושקית בתכיפות גבוהה ומתאפיינת בתכולת רטיבות המשתנה במיקום במרחב ובעומק. לכן, מדידת WDPT על פני הקרקע לא בהכרח מייצגת את רמת ההידרופוביות מתחת לפני הקרקע, אשר בנוסף לתכולת הרטיבות המשתנה גם מתאפיינת בהידרופוביות הולכת ופוחתת עם העומק (איור 5.1.2), בשונה מהתנאים ההומוגניים שבמדידות המעבדה.



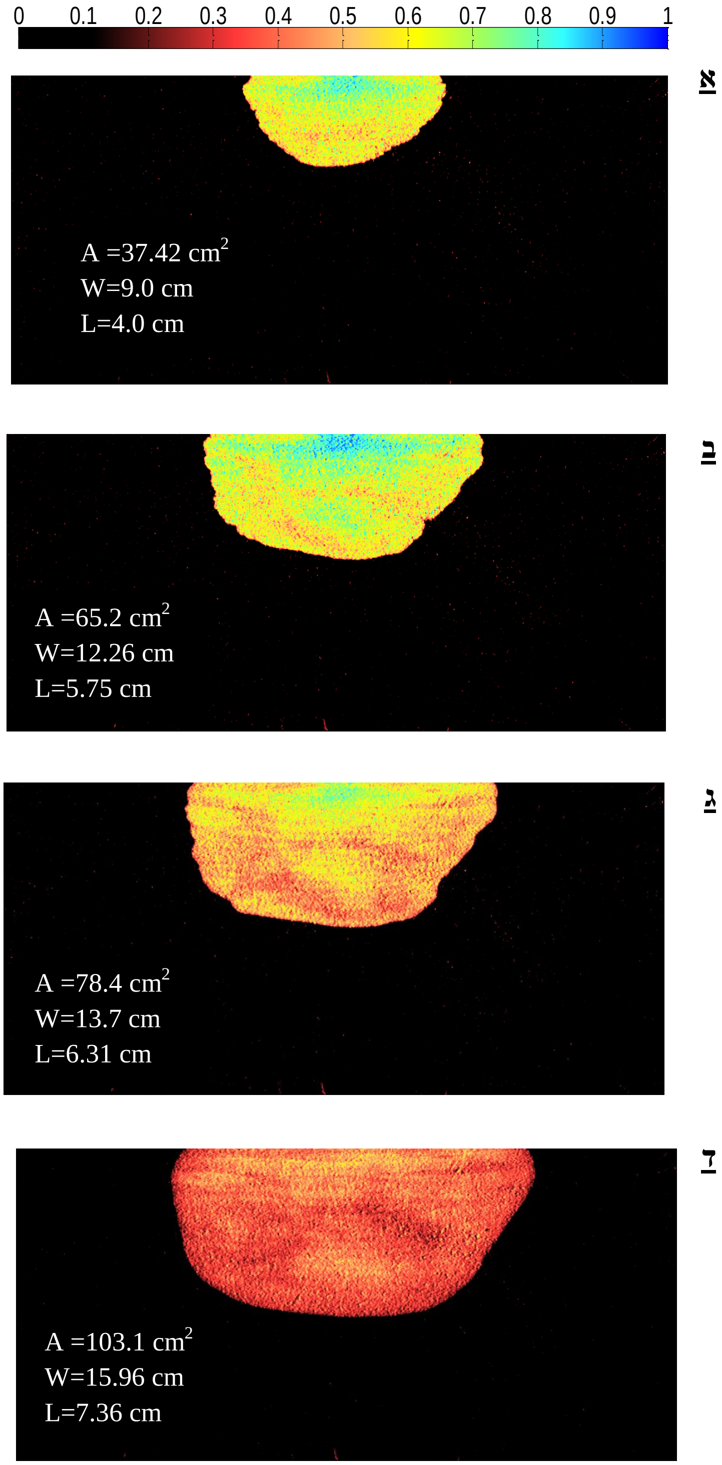
איור 7.5.4- עקומי החידור המצטבר כנגד הזמן של קרקע החלקה הצעירה עם שמונה חזרות ועומד יניקה של 1cm- במרחק של כ-40cm אחד מן השני (א) ומדידות אינפילטרציה עם עומד יניקה של 0cm, שתי חזרות בחלקה הבוגרת ואחת בחלקה הצעירה (ב). ערכי WDPT מצויינים עבור כל נקודת מדידה.

מדידות האינפילטרציה בחלקה הצעירה (איור 7.5.4א') מראות שלמעט במדידה מספר 4, עקומי החידור הקעורים התקבלו בקרקע הידרופובית בעלת WDPT גדול מ- 5s. הדבר מתיישב עם תוצאות המעבדה אשר הראו באופן גורף שחידור המים אל קרקע הידרופובית קורה בקצב הולך ועולה עד לשיווי משקל וקצב חידור קבוע (איור 5.7.1.1. א'). במדידות אשר התבצעו עם עומד יניקה של 0cm (איור 5.7.4ב') שתי החזרות בחלקה הבוגרת מתאפיינות בהבדלים גדולים בערכי WDPT והדבר ניכר בעקום החידור המצטבר הקמור (‘Mature1’) במדידות על קרקע עם WDPT=127s והקעור (‘Mature2’) בקרקע עם WDPT=4s. למרות הבדלים בשינוי קצב החידור והקצב ההתחלתי אשר תואמים את ההבדלים הגדולים ברמת ההידרופוביות, נראה כי q_∞ של עקום ‘Mature1’ נמוך מזה של ‘Mature2’ וזה שונה מהמגמה שראינו במדידות המעבדה אשר הראו מתאם בין q_∞ ל-S. עבור עקום של מדידה ‘Young1’ באותו איור, למרות ש- WDPT=57s המעיד שהקרקע הידרופובית כמעט ברמה 3, עקום החידור הקעור האופייני לקרקע הידרופובית מראה קצב חידור מהיר מאוד ביחס למדידות בחלקה הבוגרת. אם נסתכל על מדידות האינפילטרציה האחרות בחלקה הצעירה (איור 5.7.3א') הרי שלמרות עומד יניקה נמוך יותר גם שם המדידות עם ערכי WDPT גבוהים (חזרות 1-3) הראו עקום חידור קעור האופייני לקרקע הידרופובית אך קצב חידור מהיר בהרבה מהמדידה בחלקה הבוגרת (איור 5.7.4ב'- ‘Mature2’). הבדלים אלה יכולים לנבוע מהרבה גורמים בשדה שקשה להעריכם- שינויים במבנה הקרקע, בתכולת הרטיבות והידרופוביות מבוססת ועמוקה יותר בקרקע החלקה הבוגרת.

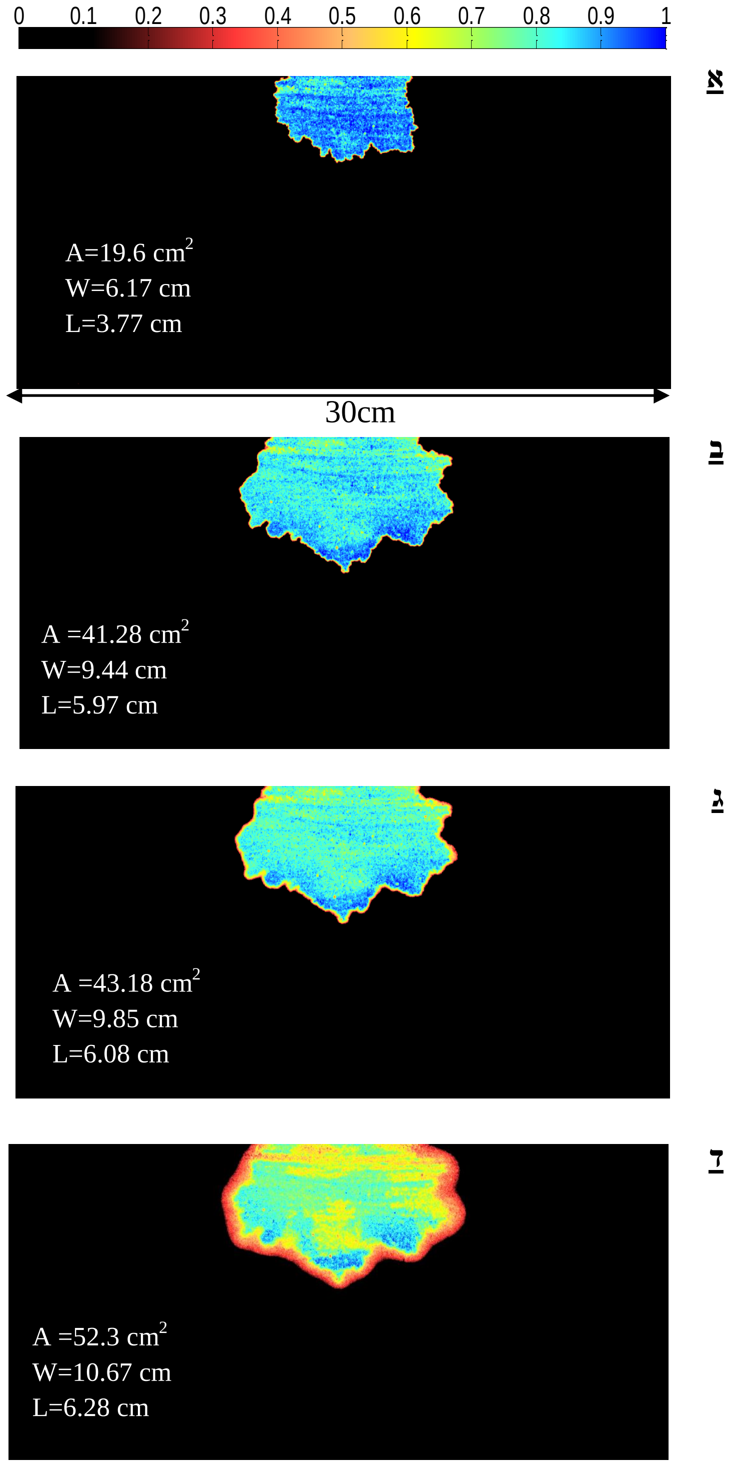
5.8 תאי זרימה

בפרק זה מוצגות תוצאות של שלוש הרצות שנערכו על כל אחת משלוש קרקעות רביבים: קרקע בת הרטבה מחוץ לכרמים עם WDPTשל 1s ונקבוביות 0.4, קרקע מחלקת הכרם הצעירה בעלת WDPT של 19s ונקבוביות 0.5 וקרקע מחלקת הכרם הבוגרת עם WDPT של 133s ונקבוביות 0.56. כל הרצות ההרטבה התבצעו ממקור נקודתי הממוקם בפני הקרקע כאשר ההרצה הראשונה נערכה על- ידי הרטבה בקצב של 1ml/minלמשך 15 דקות (איורים 5.8.1-3), בהרצה השנייה (איורים 5.8.4-6) הייתה הרטבה בקצב של 3 ml/min למשך חמש דקות וההרצה השלישית (איורים 5.8.7-9) כללה שני מחזורי הרטבה בהפרש של ארבע שעות אחד מן השני עם הרטבה בקצב של 2 ml/min למשך 15 דקות לכל מחזור הרטבה. לאחר ההרטבה עקבנו אחר פירוס הרטיבות במהלך הרה- דיסטריבוציה של המים בפרופיל הקרקע. מעל כל סדרת תמונות של קרקע אחת בכל הרצה נמצא מקרא המתאים את הצבע דרגת הרוויה המוגדרת כ- $S_e = \frac{\phi-\phi_r}{\phi_s-\phi_r}$, כאשר ϕ – תכולת רטיבות נפחית, ϕ_r- תכולת רטיבות שאריתית ו- ϕ_s- תכולת רטיבות ברוויה.

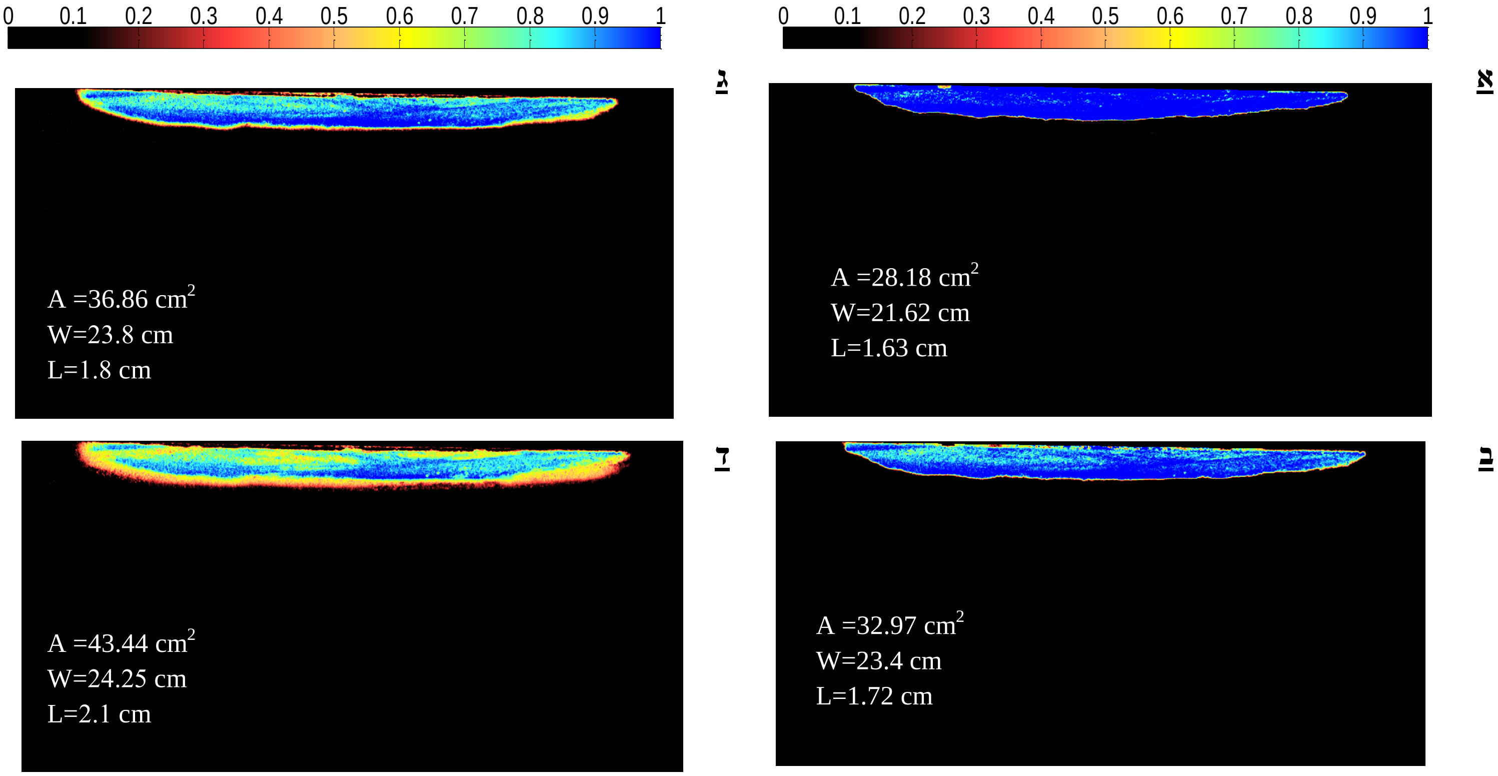
הרצה I- ספיקה של 1ml/min למשך 15 דקות



איור 5.8.1 – ערכי תכולת הרטיבות של הקרקע הלא- מעובדת באמצע ההרטבה בקצב של 1ml/min לאחר 7.5 דקות (א), עם סיומה לאחר 15דקות (ב), 10דקות לאחר סיום ההרטבה ותחילת שלב הניקוז הפנימי (ג) וארבע שעות לאחר סיום ההרטבה (ד). A- השטח המורטב, W-הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.

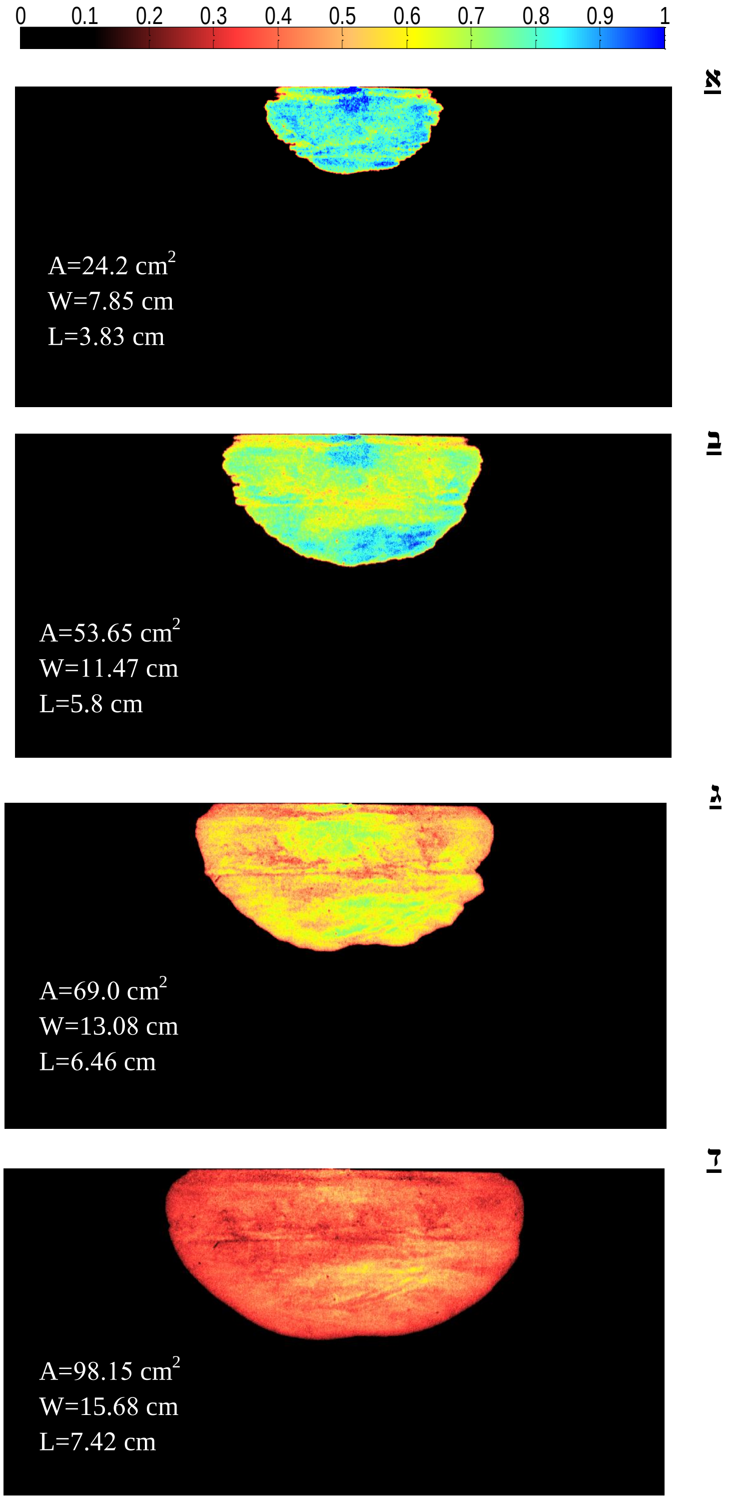


איור 5.8.2 – ערכי תכולת הרטיבות של קרקע הכרם הצעיר באמצע ההרטבה בקצב של 1ml/min לאחר 7.5 דקות (א), עם סיומה לאחר 15דקות (ב), 10דקות לאחר סיום ההרטבה ותחילת שלב הניקוז הפנימי (ג) וארבע שעות לאחר סיום ההרטבה (ד). A- השטח המורטב, W- הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.

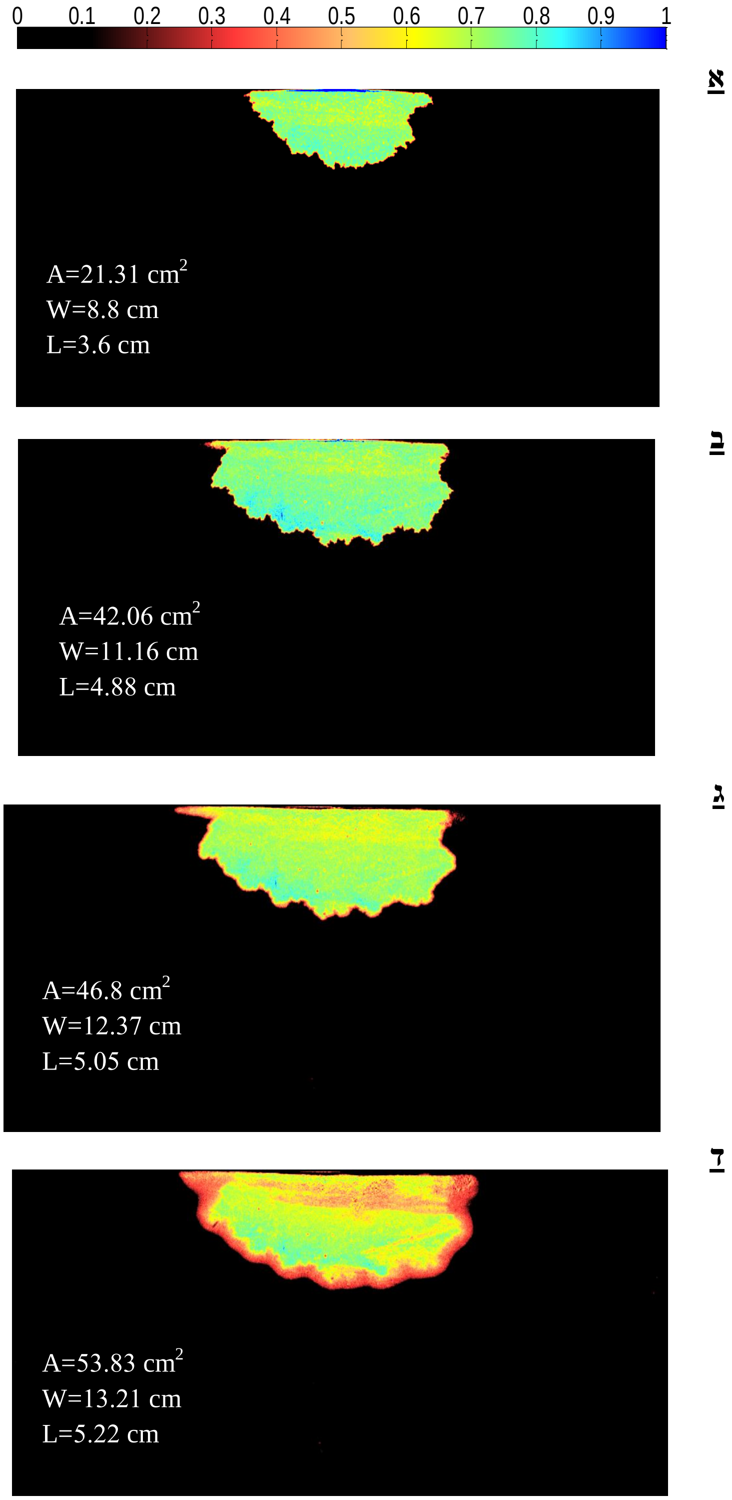


איור 5.8.3 – ערכי תכולת הרטיבות של קרקע הכרם הבוגר לאחר שהסתיים הנגר העילי, 8 דקות לאחר סיום ההרטבה (א), 10דקות לאחר סיום הנגר העילי ותחילת שלב הניקוז הפנימי (, שעה לאחר סיום הנגר העילי (ג) וארבע שעות לאחר סיום הנגר העילי (ד). A - השטח המורטב, W-הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.

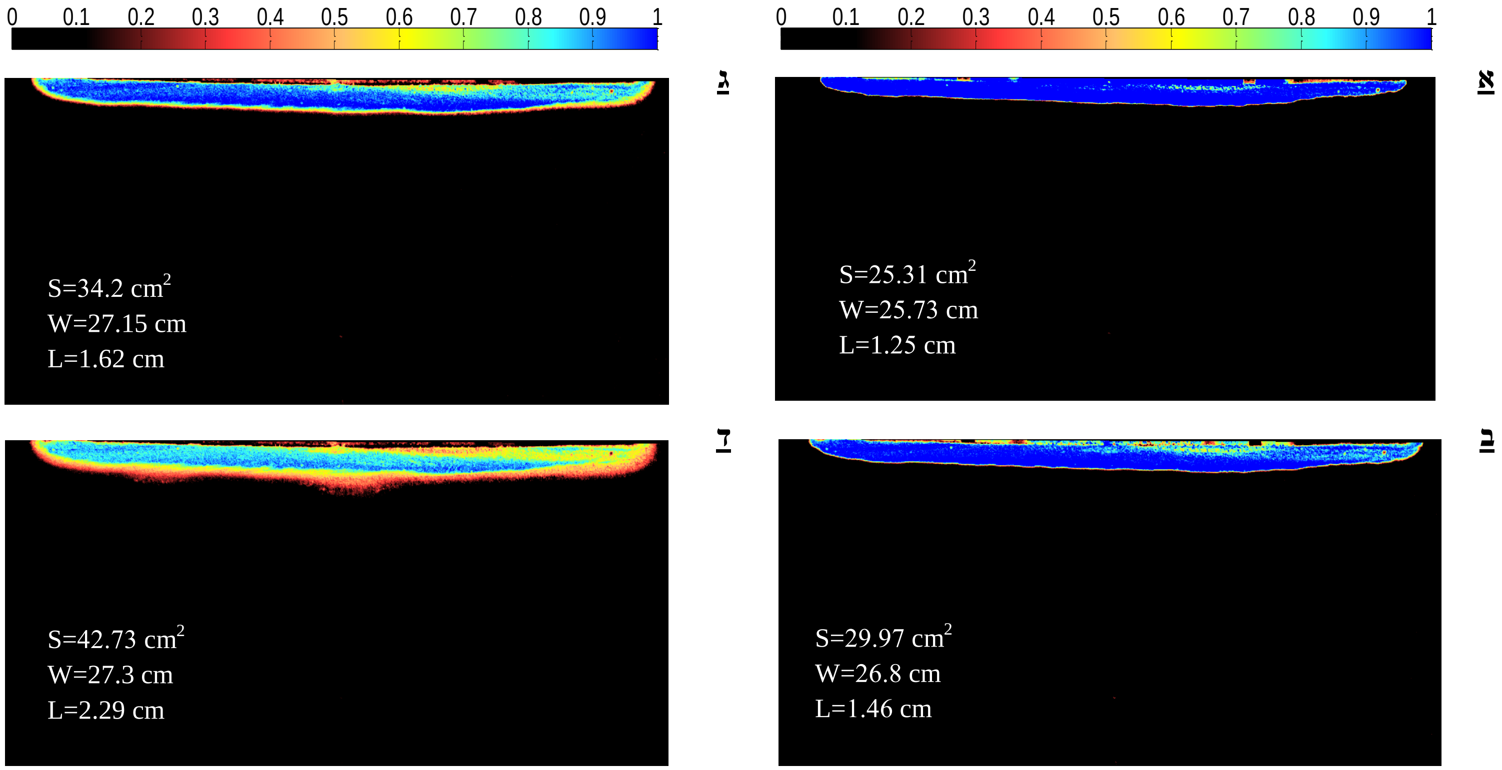
הרצה II- ספיקה של 3 ml/min למשך 5 דקות



איור 5.8.4 – ערכי תכולת הרטיבות של הקרקע הלא- מעובדת באמצע ההרטבה בקצב של 3 ml/min למשך 2.5 דקות (א), עם סיומה לאחר 5 דקות (ב), 10דקות לאחר סיום ההרטבה ותחילת שלב הניקוז הפנימי (ג) וארבע שעות לאחר סיום ההרטבה (ד). A- השטח המורטב, W- הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.



איור 5.8.5 – ערכי תכולת הרטיבות של קרקע הכרם הצעיר באמצע ההרטבה בקצב של 3 ml/min למשך 2.5 דקות (א), עם סיומה לאחר 5 דקות (ב), 10דקות לאחר סיום ההרטבה ותחילת שלב הניקוז הפנימי (ג) וארבע שעות לאחר סיום ההרטבה (ד). A- השטח המורטב, W- הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.



איור 5.8.6 – ערכי תכולת הרטיבות של קרקע הכרם הבוגר לאחר שהסתיים הנגר העילי, 19 דקות לאחר סיום הרטבה של 3 ml/min למשך 5 דקות (24 דקות מתחילת ההרטבה) (א), 10דקות לאחר סיום הנגר העילי ותחילת שלב הניקוז הפנימי (ב(1992)ג) וארבע שעות לאחר סיום הנגר העילי (ד). S- השטח המורטב, W-הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.

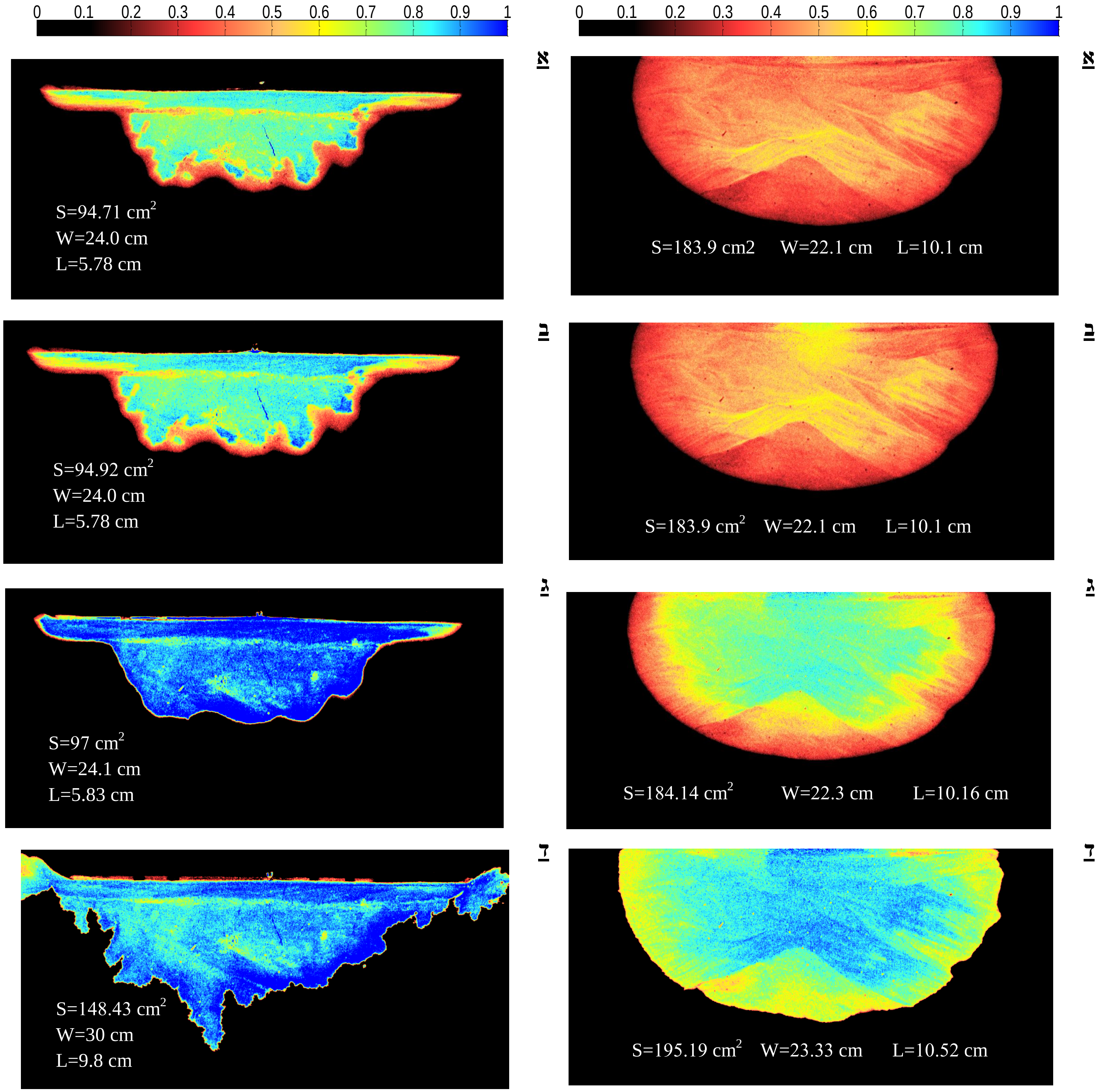
הקרקע הלא- מעובדת של רביבים מראה דפוסי הרטבה אופייניים לקרקעות הידרופיליות (איורים 5.8.1, 5.8.4, 5.8.7), קרי, בצל הרטבה בעל סימטריה רדיאלית כאשר תכולת הרטיבות במהלך ההרטבה גבוהה יותר בקרבת המקור שהולכת וקטינה עם עליה במרחק הרדיאלי ממקור המים. בהמשך, לאחר הפסקת הספקת המים, הופכת תכולת הרטיבות לאחידה יותר ככל שמתקדם שלב הניקוז הפנימי והשטח המורטב גדל. ארבע שעות מתום שלב ההרטבה, תכולת הרטיבות נמוכה ואחידה בכל השטח המורטב. בהרצה II, שבה הייתה הספיקה גדולה פי שלוש מזו שבהרצה I, דרגת הרוויה בזמן ההרטבה הייתה גבוהה יותר ולכן גם שטח הקרקע המורטבת היה קטן יותר במהלך ההרטבה. אולם לאחר ארבע שעות של ניקוז פנימי שטח בצל ההרטבה ודרגת רוויה של בין 0.3 ל-0.5 היו דומים בשתי ההרצות I ו-II עבור הקרקע הלא- מעובדת. בהרצה II, שבה הספיקה הייתה פי שלוש מזו שבהרצה I, שטח הקרקע המורטבת היה קטן יותר במהלך ההרטבה יחד עם דרגת רוויה גבוהה יותר אולם לאחר ארבע שעות של ניקוז פנימי שטח בצל ההרטבה ודרגת רוויה של בין 0.3 ל-0.5 היו דומים בשתי ההרצות I ו-II עבור הקרקע הלא- מעובדת. בהרצה II, באמצע וסוף ההרטבה, השטח המורטב של קרקע החלקה הצעירה אמנם קטן יותר אך רוחבו מעט גדול משל הקרקע הלא- מעובדת. הבדל זה יכול

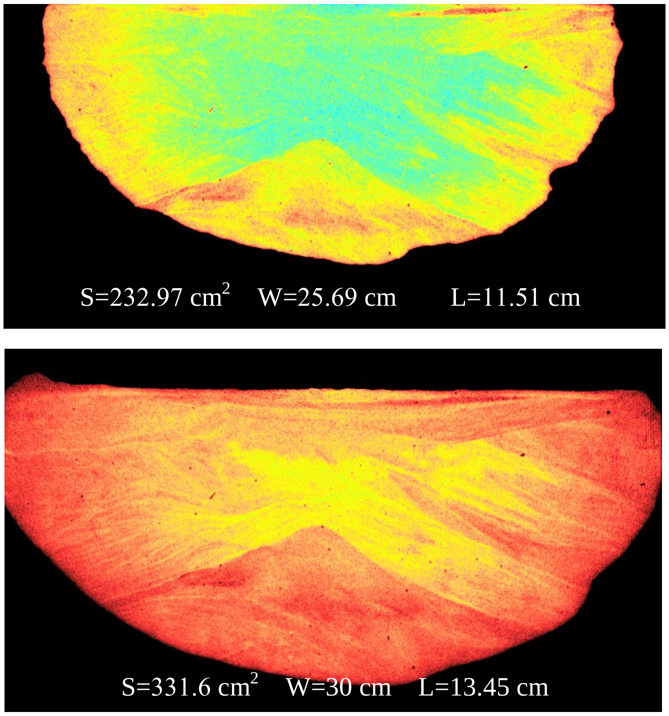
לנבוע מהיווצרות שלולית קטנה של מים בפני הקרקע בשלבים הראשונים של ההרטבה. שלולית זו משפיעה על המעטפת של חזית ההרטבה (איור 5.8.1א',ב' ו-5.8.1א',ב'), (Wallach and Jortzick, 2008).

קרקע הכרם הצעיר מראה דפוס הרטבה שונה מהידוע לנו לגבי חידור מים לקרקעות בנות- הרטבה. בצל ההרטבה איננו אחיד והוא קטן יותר עד פי שתיים לעומת הקרקע הלא- מעובדת (איור 5.8.2). בניגוד לקרקע בת- הרטבה שבה תכולת הרטיבות קטנה עם המרחק ממקור המים, שכבה בעלת דרגת רוויה גבוהה יותר מתקבלת מאחורי חזית ההרטבה. הבדל נוסף בין הקרקע ההידרופובית והקרקע בת ההרטבה הוא אופן ההתפשטות של חזית ההרטבה במהלך הניקוז הפנימי. בקרקע הכרם הצעיר, חזית ההרטבה כמעט ולא מתפשטת במהלך הניקוז הפנימי. בשלב הניקוז הפנימי נוצרים שוליים בעובי של כשישה מ"מ בעלי דרגת רוויה נמוכה של כ-0.4 סביב המיקום של חזית ההרטבה בתום שלב ההרטבה. באיור 5.8.2 ד' המראה את תכולת הרטיבות לאחר ארבע שעות של ניקוז פנימי ניתן לראות בתחתית האזור המורטב הפרדה דיכוטומית בין דרגת רוויה נמוכה מאוד של כ-0.4 בסמוך לקרקע רוויה כמעט לחלוטין. בהרצה II עם ספיקה גדולה יותר של 3ml/min מצטברת שכבת מים עילית בזמן ההרטבה ולכן חישובי תכולת הרטיבות בקרקע שמתבססים על חישובי מאזן מסה אינם מדויקים (איור 5.8.5 א'- ב'). השטח המורטב בהרצה זו בקרקע הכרם הצעיר גדול יותר ומתקרב לערכים של הקרקע הלא- מעובדת אם נתחשב בהבדלי הנקבוביות של 0.5 בכרם הצעיר לעומת 0.4 בקרקע הלא- מעובדת. תופעת הניקוז הפנימי של קרקע החלקה הצעירה בהרצה II חוזרת על עצמה כבהרצה I. בצל ההרטבה חדל מלהתפשט באופן רציף לאחר סיום ההרטבה ונוצרים שוליים סביב חזית ההרטבה בתום שלב ההרטבה בעלי דרגת רוויה נמוכה ומובדלת באופן ניכר משאר השטח המורטב (איור 5.8.5 ד').

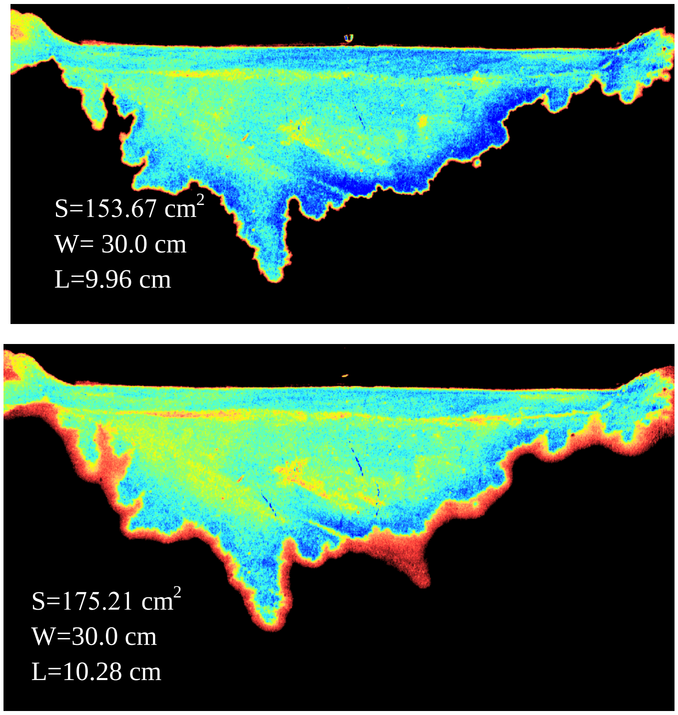
קרקע החלקה הבוגרת מראה בהרצות I ו- II דפוס הרטבה דומה למרות השוני בספיקות. מכיוון שהקרקע מאוד הידרופובית, נערמים על פניה מים גם עבור הספיקה הנמוכה ביותר (1 מ"ל לדקה). המים שעל פני הקרקע מתפשטים לרוחב תא הזרימה תוך כדי חידור איטי לקרקע המתחיל כ-20 שניות לאחר תחילת ההרטבה. שלולית המים נעלמת לאחר 8 דקות בהרצה I ו-19 דקות בהרצה II מתום שלב ההרטבה (איורים 5.8.3א' ו- 5.8.6א' בהתאמה). אופן התפשטות המים במהלך הניקוז הפנימי דומה לזה שנצפה בקרקע החלקה הצעירה - שכבת קרקע בעלת דרגת רוויה נמוכה העוטפת את השטח המורטב שמתקבל עם סיום החידור של שכבת המים העילית. הספיקות השונות בשתי ההרצות לא יצרו הבדלים גדולים בין הרצות I ו- II מכיוון שבשתיהן המים לא חדרו לקרקע בקצב הספיקה אלא נערמו על פניה. השטח המורטב ותכולת הרטיבות דומים בשתי ההרצות עבור קרקע זו.

<u>הרצה III- הרטבה מחדש: שתי הרטבות בקצב של 2 ml/min למשך 15 דקות בהפרש של ארבע שעות</u>

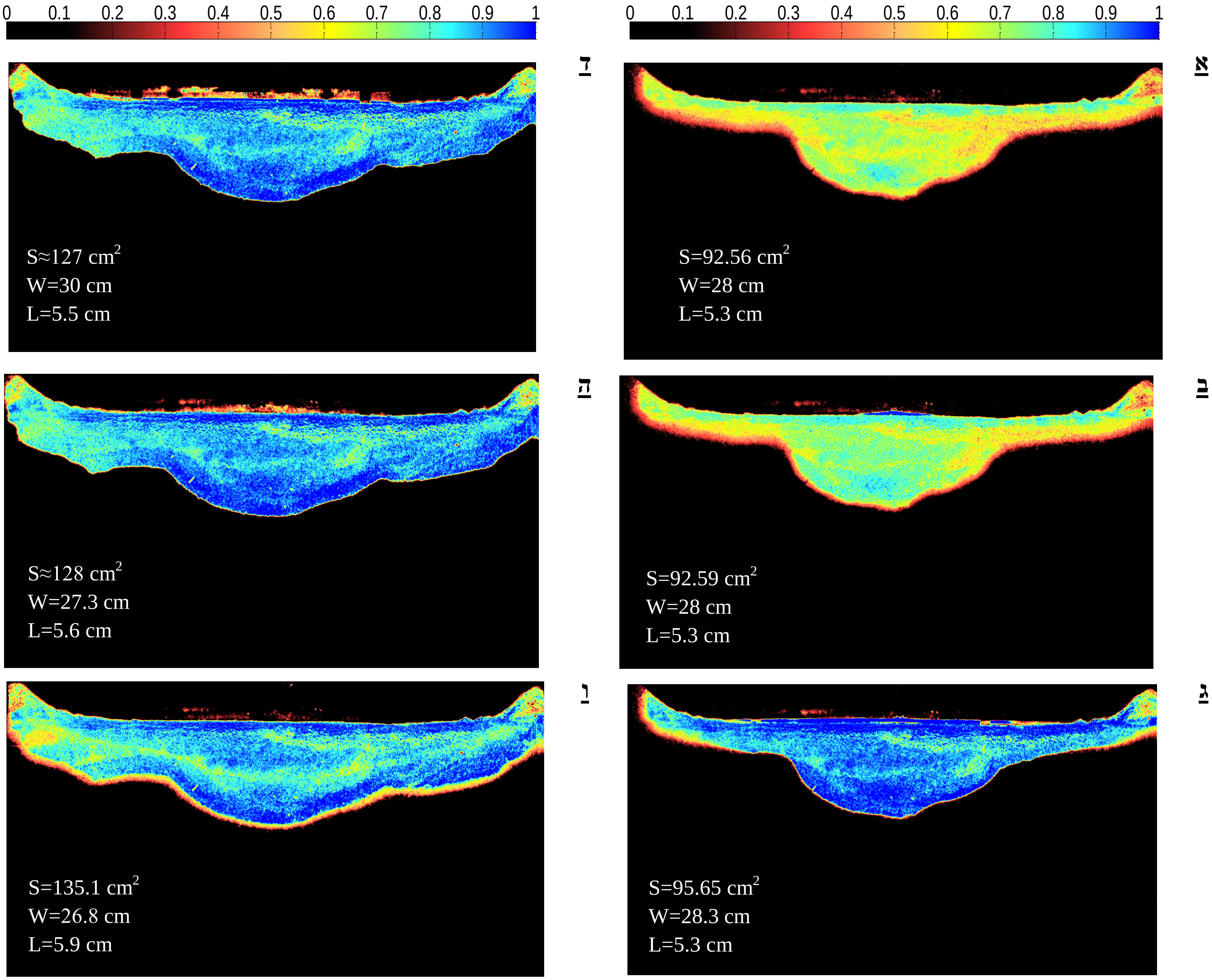




איור 5.8.7 – ערכי תכולת הרטיבות של הקרקע הלא- מעובדת ארבע שעות לאחר הרטבה בקצב של 2ml/min במשך 15 דקות (א), דקה לאחר תחילת ההרטבה השנייה (ב), לאחר שבע וחצי דקות (ג), עם סיום ההרטבה השנייה (ד), 10 דקות לאחר סיום ההרטבה השנייה (ה) ו-4 שעות לאחר סיום ההרטבה השנייה (ו). S- השטח המורטב, W-הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.



איור 5.8.8 – ערכי תכולת הרטיבות של קרקע הכרם הצעיר ארבע שעות לאחר הרטבה בקצב של 2ml/min במשך 15 דקות (א), דקה לאחר תחילת ההרטבה השנייה (ב)לאחר שבע וחצי דקות (ג), עם סיום ההרטבה השנייה (ד), 10 דקות לאחר סיום ההרטבה השנייה (ה) ו-4 שעות לאחר סיום ההרטבה השנייה (ו). S- השטח המורטב, W-הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.



איור 5.8.9 – ערכי תכולת הרטיבות של קרקע הכרם הבוגר ארבע שעות לאחר הרטבה בקצב של 2ml/min במשך 15 דקות (א), דקה לאחר תחילת ההרטבה השנייה (ב) לאחר שבע וחצי דקות (ג), עם היעלמות הנגר העילי, 13 דקות לאחר סיום ההרטבה השנייה (ד), 10 דקות לאחר סיום ההרטבה השנייה (ה) ו-4 שעות לאחר סיום ההרטבה השנייה (ו). S- השטח המורטב, W-הרוחב המקסימלי של השטח המורטב, L- העומק המקסימלי של השטח המורטב.

בהרצה III, בו מבוצעת הרטבה מחדש בקרקע הלא- מעובדת, רואים שוב דפוס הרטבה סימטרי ודרגת רוויה גבוהה ליד מקור ההרטבה שהולכת ופוחתת עם המרחק הרדיאלי ממקור המים (איור 5.8.7). עד מחצית זמן ההרטבה גדלה תכולת הרטיבות בעוד שהשטח המורטב לא גדל (איור 5.8.7 ג'). רק בשלב השני של ההרטבה גדל גם השטח המורטב. שינויים קטנים באחידות חזית ההרטבה במהלך ההרטבה ומיד אחריה 'מוחלקים' במהלך הניקוז הפנימי וארבע שעות לאחר סיום

ההרטבה בצל ההרטבה עגול וחלק ותכולת הרטיבות כמעט ואחידה (איור 5.8.7 ו'). השיכוב במרכז תא הזרימה נבע כנראה מאריזה לא אחידה של הקרקע.

ההרטבה מחדש של קרקע הכרם הצעיר (איור 5.8.8) לא מגדילה את השטח המורטב גם היא עד למחצית זמן ההרטבה אלא מרווה את השטח הרטוב מההרטבה הראשונה לגמרי ולאחר מכן ממשיכה להתקדם כאשר החלק התחתון רווי יותר תוך התפתחות זרימה מועדפת ולא אחידה. 10 דקות לאחר סיום ההרטבה ניתן לראות שהחלק התחתון של השטח המורטב רווי יותר (קרעואיור 5.8.8 ה') ושבדומה להרצות I ו- II השטח המורטב חדל מלהתפשט עם סיום ההרטבה ובשלב בניקוז הפנימי ישנה דיפוזיה בדרגת רוויה נמוכה יותר היוצרת שוליים מובדלים מאוד.

הכרם הבוגר בהרצה שכללהההרטבה מחדש מראה דפוס דומה לכרם הצעיר בכך שההרטבה מחדש מרווה את הקרקע לחלוטין לפני שהשטח המורטב גדל (איור 5.8.8 ג'). עם זאת, לא מתפתחת זרימה מועדפת וחזית ההרטבה אחידה למדי עם עומק גדול יותר במרכז התא. חוסר אחידות זה יכול גם לנבוע מחוסר אחידות באריזת הקרקע או באנרגית הפגיעה של המים ממקור ההרטבה שבאופן מצטבר גורם למים לחדור לעומק גדול יותר במקום זה. בשלב הניקוז הפנימי, שוב, רואים היווצרות שוליים בעלי דרגת רוויה נמוכה.

6. דיון

6.1 התפתחות קרקע דוחת מים בכרמי זיתים

על פי הסקירה המקדימה של חלקות זיתים ומדידות WDPT נמצאו קרקעות הידרופוביות בכרמים שונים מן הנגב ועד לגליל, בעלי סוגי קרקע שונים, משטר השקיה שונה, איכות מי השקיה שונה (שפירים/קולחין/בעל) וזני זיתים שונים. בקרקעות הכרמים של כפר קיש וקיבוץ מגל הייתה הקרקע בעלת רמת הידרופוביות נמוכה אם בכלל. אזורים אלה מאופיינים בקרקעות כבדות; גרומוסול, רנדזינה וטרה- רוסה, המאופיינות באחוזי חרסית גבוהים. מכיוון שכך, שטח הפנים של חלקיקי הקרקע הוא גדול מאוד ודרושה מסה גדולה מאוד של חומרים הידרופוביים על מנת להפוך את שטח פני החלקיקים להידרופוביים. ידוע שתוספת של חרסית לקרקעות הידרופוביות מורידה את רמת דחיית המים (Michel, 2009) ושככלל, ככל שמרקם הקרקע דק יותר היא נוטות פחות להפוך לדוחת מים, אפילו באותה דוגמת קרקע (Crockford *et al.*, 1991). עם זאת, קרקעות דוחות מים בעלות אחוז חרסית גבוה אינן בלתי שכיחות (Dekker and Ritsema, 1996a, c; Chenu *et al.*, 2000). תוצאות WDPT של כרם רבדים, כרמי יוסף וכפר שמואל במחקר זה מאששות את הנ"ל. הקרקע בכרם רבדים, למרות שהיא המכילה 67% חרסית ולה שטח פנים סגולי של $422\ m^2/g$ (חן. י, 1999), הראתה הידרופוביות גבוהה בפני הקרקע. קרקע כבדה שכזו יכולה להפוך להידרופובית על ידי תהליך של ציפוי אגרגטים שלמים בנשר צמחי וחומר אורגני הידרופובי (McGhie and Posner, 1981; Dekker and Ritsema, 1996a). אישוש נוסף לכך ניתן למצוא בהשוואה בין שתי חלקות הזיתים של כפר שמואל. בחלקת הזיתים המעובדת אשר הכילה מעט נשר עלים ומרקם קרקע דק (לא נמדד הרכב מכאני במדויק) ומושקה מים שפירים הקרקע הייתה בת-הרטבה כמעט לחלוטין עם מעט דוגמאות קרקע הידרופוביות. לעומתה, חלקת הזיתים הנטושה, הותיקה, בעלת כמות גדולה מאוד של חומר אורגני, נשר עלים ופירות הייתה הידרופובית מאוד כאשר כחצי מדוגמאות הקרקע היו הידרופוביות ברמת גבוהה (Repellency Class 3). גם בקרקע שנדגמה מכרם כרמי יוסף, אחוזים גבוהים של הדוגמאות היו ברמת הידרופוביות גבוהה. אין ברשותנו מידע רב על כרם זה אך אנו יודעים שהוא מושקה במים שפירים ושהוא מכוסה בשכבת נשר עלים גדולה.

קרקעות הכרמים בקיבוץ מגל וכפר קיש מסוג טרה- רוסה ורנדזינה הן כבדות מאוד עם יותר מ-50% חרסית (Ravikovitch, 1981). בנוסף לכך, הקרקע מעובדת ללא כמות ניכרת לעין של נשר עלים. יתכן ואם קרקעות חרסיתיות מפתחות תכונות הידרופוביות בעיקר על גבי תלכידים שלמים ולא על פני שטח גרגירי הקרקע, עיבוד האדמה ופירור התלכידים ימנע אפשרות של התפתחות שכבה דוחת מים. מחקרים שונים המשווים בין התפתחות קרקע הידרופובית לעיבוד הקרקע מראים שקרקע חקלאית לא מעובדת יכולה להביא לכדי התפתחות הידרופוביות גדולה עד פי 40 בערכי WDPT, עם תלות בסוג הקרקע (Blanco-Canqui, 2011).

הקרקע ברביבים, בניגוד לשאר הקרקעות שנבדקו היא בעלת מרקם חולי עדין עם אחוזי חרסית בודדים. הערכה של שטח הפנים הסגולי על פי החוברת 'שיטות לבדיקת קרקעות' (חן. י, 2008) לקרקע רביבים הוא כ-$50m^2/g$. קרקע עם שטח

פנים כזה יכולה להפוך לקרקע הידרופובית בקלות רבה יותר בהשוואה לקרקעות הכבדות שנבדקו בזמן סקירת הכרמים המקדימה. תוצאות ה-WDPT בכרם רביבים מאששות את ההשערה שעצי הזית יחד עם הפעילות הכימית והביולוגית הנלווית גורמים להיווצרות קרקע דוחת מים. קרקע המדבר הבלתי מעובדת נמצאה כבת- הרטבה, קרקע החלקה הצעירה (שש שנים) הראתה הידרופוביות מעטה יחסית כאשר חלק קטן מהדגימות הצביעו על דרגת דחיית גבוהה (WDPT>60s) ואילו הקרקע מהחלקה הבוגרת יותר (15 שנה) נמצאה הידרופובית בדרגה גבוהה מאוד.

על- פי התצפיות בסקר המקדים נראה שהמשותף לכל החלקות שהיו בהן קרקעות דוחות מים הוא ששכבת נשר עלים הצטברה על פני הקרקע. עובדה זאת מתאימה לעבודות קודמות שמראות קשר ברור בין רמת דחיית המים לבין כמות נשר העלים על פני הקרקע (Scott and Van Wyk, 1990; Crockford *et al.*, 1991).

האנליזות הכימיות של החומר האורגני הכללי וחומצות שומן שהתבצעו על דוגמאות קרקע משתי חלקות הזיתים ברביבים יחד עם מדידות ה- WDPT הצביעו על חוסר קשר מובהק בין כמות חומצות השומן הכללית או בין כמות החומר האורגני הכללי לבין רמת דחיית המים בכרם הזיתים של רביבים. עובדה זו איננה מוכיחה או מאששת את תרומת החומר האורגני או מקטעים מסוימים שלו להפיכת הקרקע להידרופובית ונכון הדבר גם לגבי חומצות השומן. בכל מקרה כמות החומר האורגני הכללי בכרם הוותיק הייתה גבוהה יותר מאשר בכרם הצעיר.

כדי לדעת יותר על תפקיד החומר האורגני בהידרופוביות הקרקע בכרמי זיתים יש לאפיין אותו. חלק מהחומר האורגני יכול להיות הידרופילי או הידרופובי אך בעל תכונות המונעות ממנו לצפות את הקרקע באופן שיהפוך את שטח הפנים שלה לדוחה מים. בכדי להעמיק את הבנת מנגנון ההידרופוביות בקרקע יש לבחון את המשפחות השונות של התרכובות האורגניות והיחס ביניהן. גם חומר אורגני הידרופילי יכול לגרום להידרופוביות במידה מסוימת ולכן אחוז החומר האורגני הכללי בקרקע איננו מהווה מדד מספק.

מכיוון שחלק מהחומר האורגני הוא חלקיקי ומורכב מעלים יבשים ואין בידינו מידע על טבען של חומצות השומן בקרקע – האם הן קשורות לפני השטח של חלקיקי הקרקע, חופשיות, או קשורות לחומר האורגני בקרקע. הפרדה של ליפידים חופשיים וקשורים בקרקע הידרופובית תחת עצי אורן ואיקליפטוס הצביעה על ירידה מתונה בהידרופוביות לאחר הסרת הליפידים החופשיים וירידה חדה בהידרופוביות לאחר הסרת הליפידים החופשיים והספוחים כאחד (de Blas *et al.*, 2010). ריכוז חומצות השומן בחלקת הזיתים הצעירה הראתה קורלציה חיובית בין רמת ההידרופוביות לריכוז חומצות השומן, אך לא מובהקת סטטיסטית. ייתכן שיש צורך ביותר מעשרות דוגמאות בכדי למצוא קורלציה מובהקת – אם זו אכן קיימת. בחלקת הזיתים הבוגרת לא הייתה קורלציה כלל בין רמת ההידרופוביות לריכוז חומצות השומן. ריכוזי חומצות שומן בכל דוגמאות הקרקע בת- ההרטבה היו נמוכים מאוד. ייתכן שחומצות השומן מהוות גורם מגביל במנגנון הפיכת הקרקע להידרופובית. כלומר, ישנן מספר מיני תרכובות המצפות את פני החלקיקים ומשרים דחיית מים. קרקע יכולה להיות הידרופובית גם אם אין בה ריכוז גדול של חומצות שומן. אולם קרקע שיש בה ריכוז גדול של חומצות שומן

ותנאים המתאימים לספיחתם אל פני השטח כך שחלקן ההידרופובי ימצא בניצב לפני שטח החלקיקים - תהיה בה מידה כלשהיא של דחיית מים.

ריכוז חומצות השומן בדוגמאות הקרקע ההידרופוביות ביותר, ביחס לשטח הפנים בקרקעות הכרם ברביבים הוא כ- $1.6 \times 10^{-2} \frac{\mu mol\ (fatty\ acids)}{m^2 (surface\ area)}$. ריכוז זה קטן בשני סדרי גודל מריכוז היכול לגרום לציפוי מרבי של שטח פני הקרקע ומזה היכול לגרום להידרופוביות קיצונית (Leelamanie and Karube, 2009). גם אין בידינו אפשרות לדעת אם חומצות השומן שמוצו מן הקרקע היו כולן או רובן ספוחות לפני שטח חלקיקי הקרקע באוריינטציה כזו שתשרה הידרופוביות. עם זאת, על- פי מחקרים אחרים די בשלושה גרגירי קרקע הידרופוביים למאה בכדי לגרום להידרופוביות של הקרקע (Bauters *et al.*, 1998). מכיוון שהמחקר בנושא עדיין לא חד משמעי ולא נמצאה קורלציה טובה בין רמת דחיית המים בקרקע הכרם לבין ריכוז חומצות השומן קשה להעריך מהוא ריכוז מספיק גדול של חומצות שומן שיגרום לקרקע להפוך הידרופובית.

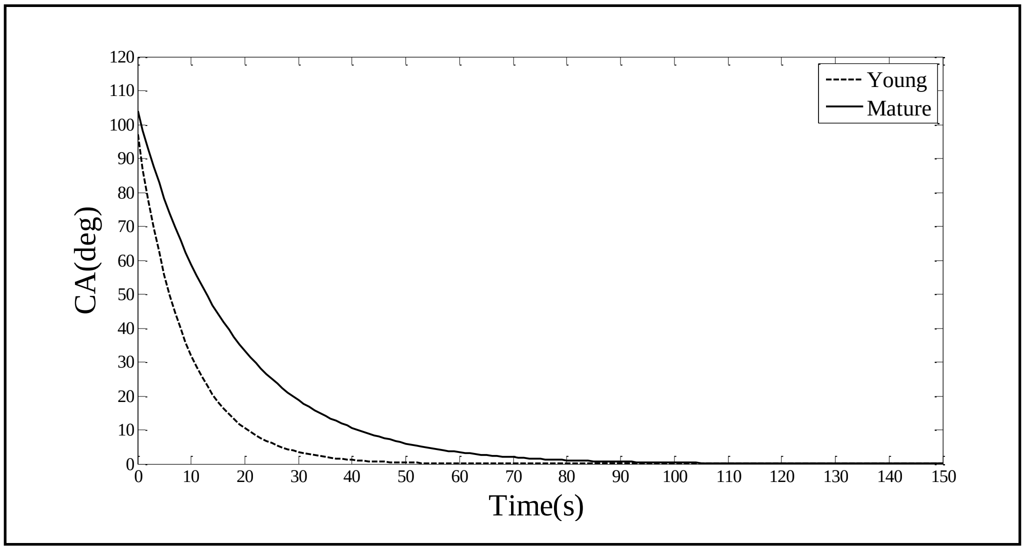
תוצאות ריכוזי הארגוסטרול (איור 5.4.1), למרות היקף מדידות מצומצם, יכולות לרמז על גורם נוסף בקרקע התורם באופן משמעותי לתכונותיה דוחות המים. ריכוז גבוה יותר של ארגוסטרול (ולכן של פטריות קרקע) שנמצא בדוגמאות בעלות רמת הידרופוביות גבוהה יותר מראות קורלציה חיובית ביניהן. סביר להניח שתוצרי הפירוק של פטריות הקרקע מפוזרים באופן אקראי בקרקע. יש כמה סיבות טובות להניח שחלבוני הידרופובינים הקיימים בפטריות חוט גורמים להידרופוביות בקרקע: פטריות אלה נמצאות בקרקעות רבות ומייצרות את חלבוני ההידרופובינים. חלבונים אלה הם בעלי אופי אמפיפילי עם יכולת היקשרות לשטחי פנים והפיכתם מהידרופילים להידרופוביים, והם עמידים יחסית לפירוק. ההבדל המובהק בין רמת דחייה 2 ל- 3, הבדל שלא נמצא מובהק במדידות חומצות השומן בחלקה זו, יכול להצביע על כך שיתכן וגם לפטריות הקרקע יש תפקיד חשוב בגרימת הידרופוביות בכרמי הזית. מכיוון שהארגוסטרול קיים רק בביומסה חיה של פטריות ואילו חלבוני ההידרופובינים עמידים יותר לפירוק איננו יכולים לקשור את חלבונים אלה ישירות לתופעת דחיית המים בקרקע הכרם. מדידות נוספות של הארגוסטרול לא בוצעו מפני שהן לא נכללות בתכנית המחקר ומפני שהן כרוכות בעלויות גבוהות וזמן רב. יתכן ונבחן את הנושא במחקר עתידי.

במחקר שביצע מיצוי ואנליזה של חומרים הידרופוביים מקרקע חולית תחת דשא והשווה בין הקרקע דוחת המים בשכבה העליונה ובשכבה התחתונה (Morley *et al.*, 2005) לא נמצאו הבדלים בהרכב ובכמות של החומרים הידועים בהשראת הידרופוביות בקרקע (חומצות קרבוקסיליות ארוכות שרשרת, אמידים, אלקאנים , אלדהידים וקטונים) בין הקרקע דוחת המים וזו בת- ההרטבה. ההבדל היחידי היה ריבוי של מולקולות ארוכות שרשרת (חומצות שומן או אמידים בעלי 23 או 24 אטומי פחמן) וסטיגמה- סטרולים בקרקע דוחת המים. חומרים אלה כמעט ונעדרו משכבת הקרקע העמוקה שאיננה דוחת מים. בכרם רביבים לא היה הבדל בריכוזי חומצות השומן ארוכות השרשרת ביחס לרמת דחיית המים של הקרקע אך נמצא מתאם בין כמות הארגוסטרול לרמת דחיית המים. Morley et al קבעו בעקבות ממצאיהם שאין הם משקפים את הגורמים הבלעדיים האחראים לתופעת הקרקעות דוחות המים באופן אוניברסאלי אלא רק שפכו אור על תפקידן

האפשרי של חלק מהתרכובות האורגניות הנפוצות כגורם הקשור בתופעה. בכל הנוגע למחקר בכרם רביבים ניתן גם כן לומר שהוא ניסה לשפוך מעט אור ולתרום לידע המצטבר המתאר תופעה מורכבת. למרות שתרומתן האפשרית של חומצות השומן להידרופוביות הקרקע בלתי מבוטלת ניתן להניח שהן אינן הגורם הדומיננטי והיחיד בקרקעות כרם רביבים. תוצאות ריכוז הארגוסטרול יכולות לרמז על תפקיד חשוב של פטריות הקרקע ותרכובות אורגניות הקשורות בפעילותן.

6.2 השפעת רמת דחיית המים על משטר הזרימה

זווית המגע שנמדדה ישירות על ידי צילום במכשיר ה- Easydrop (איור 5.5.1) היו שונות מזווית המגע שנמדדה על-ידי העלייה הקאפילרית (טבלה 5.6.1). זווית המגע התחילית שנמדדה עבור טיפת מים שיושמה על נפח קרקע (Bulk) הייתה שווה ל-0° בקרקע הבלתי מעובדת, 95° בקרקע מחלקת הזיתים הצעירה ו-104° בקרקע מחלקת הזיתים הבוגרת. החל מרגע הנחת הטיפה, חלקיקי קרקע מתחילים 'לטפס' עליה כתוצאה מהעדפה תרמודינמית (McHale *et al.*, 2007), נפחה משתנה כתוצאה מחידור והמים ולכן המשך מדידת זווית המגע בעזרת המכשיר אינו אפשרי ולפיכך לא ניתן לעקוב אחר ההשתנות בזמן של זווית המגע. בשיטת המדידה החלופית בה נמדדה זווית המגע על שכבת קרקע אחת (Single Grain Layer) כשחלקיקיה מודבקים על סרט דביק לא ניתן לדעת בוודאות האם חלקים מנפח הטיפה נוגעים בדבק ומה השפעת חלקים אלה על זווית המגע הנבדקת. היות ולסרט הדביק זווית מגע כמעט קבועה של כ-42° , ניתן לייחס את השינוי בזווית המגע של המים עם המשטח לשכבת הקרקע בלבד. ערכי WDPT קשורים לעמידות ההידרופוביות- כלומר לקצב שינוי זווית המגע. את קצב השינוי ניתן לראות על פי המדידה החד- שכבתית. זווית המגע של טיפת המים על קרקע החלקה הבוגרת בעלת WDPT של 150s השתנתה באיטיות רבה (איור 5.5.2) מקרקע החלקה הצעירה בעלת WDPT של 40s. באיור 6.3.1 מוצגים שני עקומים מייצגים את שינוי זווית המגע על- פי קצב השינוי הממוצע במדידה החד-שכבתית (עקום אקספוננציאלי) המותאם לזווית המגע התחילית הממוצעת במדידה הרב שכבתית (Bulk). גרף זה מדמה באופן איכותי את ההבדל בקצב שינוי זווית ההרטבה בין שתי הקרקעות.



איור 6.3.1- תיאור איכותי של קצב שינוי זווית ההרטבה בקרקע החלקה הבוגרת (Mature) והצעירה (Young) המתבסס על תוצאות מקדם הדעיכה הממוצע במדידות החד- שכבתיות במכשיר ה-EasyDrop עם ערכי זווית ההרטבה התחילית הממוצעת על קרקע רב שכבתית.

זווית המגע הנדמית מושפעת מדרגת החספוס של הקרקע אך היות ומרקם שלושת קרקעות רביבים דומה אפשר להניח שדרגת החספוס שלהם דומה. ניסיון למצוא את מקדם החספוס על- פי משוואת ונזל (Wenzel, 1949) הוא בלתי אפשרי מפני שצריך למצוא גם את זווית המגע של משטח חלק. החספוס משפיע באופן כזה שזוויות מגע גדולות מ- 90° על משטח חלק ייראו גדולות יותר על משטח מחוספס וזוויות מגע קטנות יותר מ- 90° ייראו קטנות יותר ולכן ניתן להסיק שעבור קרקעות בעלות רמת חספוס שונה המדידה תהיה איכותית בלבד ואילו בעבור קרקעות רביבים המדידה של זווית המגע התחילית אמינה גם מבחינה כמותית. זווית המגע המשתנה קשורה בהכרח לשינוי מתח הפנים נוזל- מוצק, γ_{LS}. למרות שיתכן שהתמוססות תרכובות אורגניות שונות ומעברן מן הקרקע אל תמיסת המים היא אפשרית, שינוי במתח פני הנוזל-אוויר בלבד איננו יכול להסביר שינוי של זווית המגע ממעל 90° ($\cos\theta<0$) אל מתחת ל-90°

($\cos\theta>0$) (ראה משוואה [1]) ולכן רק שינוי במתח הפנים נוזל- מוצק אחראים להיפוך זווית המגע מהידרופילית להידרופובית (Graber *et al.*, 2007).

חישוב העלייה הקאפילרית התבצע בשתי שיטות. חישוב על- פי משוואת יאנג- לאפלס (Young- Laplace) המתאימה לשיווי משקל בקאפילרות וחישוב על- פי משוואת ושבורן (Washburn) שהיא משוואה קינטית המתארת זרימה צמיגה. בטווח הזמן שבו התבצעו ניסויי העליה הקאפילרית (בין יממה לשבועיים וחצי) לא הייתה הגעה לשיווי- משקל. מחקר מקיף שנערך בקרקעות בנות- הרטבה מצא שנדרשו כעשרה ימים לצורך הגעה לשיווי משקל בעלייה קאפילרית לקרקעות חוליות ו-400 יום בעבור קרקעות חרסיתיות (Lu and Likos 2004). מכיוון שקצב העלייה הקאפילרית בקרקעות תלוי גם בזווית ההרטבה יש לשער שזמן ההגעה לשיווי משקל יהיה אף ארוך יותר מכך. מכיוון שכך, שיטת

יאנג- לאפלס איננה מעשית לצורך אפיון זווית ההרטבה. בנוסף לכך, לקרקעות דוחות- מים זווית הרטבה המשתנה כתוצאה מהמגע עם המים ושינוי מתח הפנים- מוצק נוזל. לאחר זמן ממושך מאוד יתכן וגובה העלייה הקאפילרית ישתווה לזה של קרקע בת- הרטבה בעלת מבנה גרנולרי דומה. על-פי משוואת Washburn, זווית ההרטבה הנדמית (או האפקטיבית) של קרקעות רביבים פוחתת עם הירידה ברמת ההידרופוביות. לכל הקרקעות זווית הרטבה אפקטיבית של פחות מ-90°, שאם לא כן- לא הייתה הרטבה. מכיוון שבקרקעות הכרם זווית המגע התחילית היא בבירור מעל 90° על-פי המדידות הישירות, זווית המגע הנדמית המחושבת מתוך שיטת Washburn היא זווית כלשהיא בין זווית המגע התחילית ל-0° ומייצגת את זווית המגע שהייתה לקרקע לו הייתה אגד קאפילרות עגולות בעלות תכונות שטח מוצק בלתי משתנות. אם- כן, זווית ההרטבה של הקרקע משתנה עם זמן המגע של פני שטח הקרקע עם המים. בנוסף לכך, מודל אגד הקאפילרות הוא פישוט יתר של המצע הנקבובי, וזאת מכמה סיבות עיקריות: (1) נקבובי הקרקע אינם צילינדרים אלא בעלי שטח חתך משתנה, (2) הנקבובים אינם ישרים אלא פתלתלים (Tortous) ו-(3) כל הנקבובים קשורים ביניהם ברשת נקבובים שלא כמו קאפילרות בודדות (Czachor, 2006). הקרקע הלא- מעובדת שהיא בת- הרטבה לחלוטין (WDPT= 1s) וזווית מגע תחילית נמדדת באופן ישיר של 0° היא בעלת זווית מגע 74° כאשר מחושבת מתוך משוואת וושבורן בעלייה הקאפילרית. תופעה זו איננה חדשה בספרות (Czachor, 2007; Czachor *et al.*, 2010) והיא מיוחסת לפשטנות היתר של מודל אגד הקאפילרות שתוארה לעיל. די שלקרקע תהיה זווית הרטבה אפקטיבית של מעלות בודדות כדי שתהיה הערכת יתר של זווית המגע. כאשר נמדוד את זווית המגע של טיפת המים על קרקע כזאת באופן ישיר תשתנה הזווית בתוך שבריר שנייה מערך זווית המגע תחילית ל-0° ולכן תחת מגבלת המדידה, זווית ההרטבה באופן מעשי תראה כ-0°. אחד המודלים המקובלים לחישוב מדויק יותר של זווית ההרטבה על- פי משוואת Washburn כדי לדמות את קאפילרות הקרקע באופן מדוייק יותר הוא מודל קאפילרות סינוסואידיות המביא בחשבון גם את שטח החתך המשתנה של הקאפילרות. המודל מביא בחשבון גם את מקדם הפיתוליות (Tortuosity). של הקרקע ולהתאים אותו לקרקע המסוימת הנמדדת (Czachor, 2007). מכיוון ששלושת קרקעות רביבים אינן שונות מאוד במרקמן אפשר להניח שמבנה הקרקע משפיע בצורה דומה על זווית המגע הנמדדת ולכן העלייה הקאפילרית ככלי השוואתי בין רמות דחיית מים שונות באותה הקרקע טובה גם על- פי מודל אגד הקאפילרות הקלאסי. אם אכן מרקם הקרקע גדולה לאין ערוך לקינטיקה יותר ממספר מעלות בזווית ההרטבה עד כדי כך שאריזה לא מדויקת באותה הקרקע ואפילו עם אותה צפיפות גושית יכולה להטות את התוצאות (Siebold *et al.*, 1997).

מדידת רמת ההידרופוביות של קרקעות וזוויות ההרטבה שלהן מסובכת משום שההידרופוביות שונה מקרקע לקרקע מבחינת טבעה הכימו- פיזיקאלי ומבנה נקבובי הקרקע, ואין שיטה אחת הידועה לנו היכולה להביא בחשבון מורכבות זו. ממדידות זווית המגע בשיטות השונות ניתן לראות שזווית ההרטבה התחילית בחלקה הבוגרת היא גדולה וקטנה באטיות רבה יותר. תופעה זו היא שגורמת לזווית ההרטבה האפקטיבית במדידות העלייה הקאפילרית להיות גבוהה יותר. קצב שינוי זווית הרטבה הוא גורם המפתח בהבנה של השפעת זווית ההרטבה על קצב ההרטבה והאינפילטרציה. על מנת להבין מנגנון זה בצורה טובה יותר יש צורך במחקר מעמיק יותר- הן בצד הכימי האחראי על ההידרופוביות וקצב השינוי שלה בזמן והן באופן מדידת זווית המגע המשתנה בצורה שתאפשר לנו חיזוי של אופן תנועת המים בקרקע דוחת המים.

מדידות האינפילטרציה על- ידי אינפילטרומטר יניקה הצביעו על הבדלים ניכרים בקצב החידור ואופיו בהתאם לערכי דחיית המים השונים הן במעבדה והן בשדה. התוצאות הראו שתי תופעות שניתן לייחס להן משמעות פיזיקאלית. הראשונה היא השוני בצורת עקום החידור המצטבר בין קרקע דוחת מים לקרקע בת- הרטבה והשנייה היא הקורלציה השלילית בין רמת ההידרופוביות לערכי S ו- q_∞.

מדידות המעבדה התבצעו על קרקע מנופה והומוגנית, לא משוכבת כך שניתן להניח שההידרופוביות של חלקיקי הקרקע הייתה אחידה. לכן, קצב החידור ההולך וגדל עם הזמן בקרקעות בעלות דחיית מים גדולה יותר לא יכול להיגרם מהבדלים ברמת ההידרופוביות או מהבדלי רטיבות עם העומק (הטרוגניות בעלת אופי שכזה נמצאת בקרקע הכרם). המים חדרו אל הקרקע ההידרופובית גם ללא יצירת לחץ חיובי בפני השטח וזאת למרות זווית הרטבה תחילית גדולה מ- 90° (על- פי מדידות זווית מגע ישירות). זה קרה מכיוון שזווית ההרטבה של הקרקע ההידרופובית בכרם משתנה עם זמן מגע המים. קרקעות דוחות מים שבהן זווית המגע קבועה אינן יוצרות עקומי חידור קעורים המאפיינים חידור לקרקע הידרופובית טבעית. בקרקעות דוחות- מים שאינן טבעיות בעלות זווית מגע קבועה נדרש לחץ חיובי בפני השטח בכדי לגרום למים לחדור לקרקע אך עקומי החידור דומים בצורתם לאלה של קרקעות בנות- הרטבה, דהיינו, קצב חידור מהיר בהתחלה שהולך וקטן עם הזמן ויותר צורת עקום קמורה (Hillel, 2004). עובדה זאת מרמזת לכך שהסיבה לכך שעקום החידור השונה נגרם בגלל אופי ההידרופוביות של הקרקע, המשתנה עם זמן המגע עם מים. הסבר אפשרי לכך שקצב החידור עולה עם הזמן הוא שככל שבצל ההרטבה גדל, שטח המגע של המים עם הקרקע גדל גם הוא ולכן שטח הולך וגדל של קרקע הידרופובית הופך להידרופילי. ככל שמתקדמת חזית ההרטבה ממילא קטן גרדיאנט הלחץ כך שבשלב האינפילטרציה המאוחר ישנה תנועת מים בגלל גרדיאנט גרביטציוני בלבד ששווה ליחידה. העובדה שעקומי החידור היו קעורים פחות בקרקע החלקה הבוגרת יכולה להיות קשורה בהבדלים קטנים בהרכב המכני ובצפיפות הגושית אך יתכן והיא קשורה בקצב שינוי זווית ההרטבה.

ערכי הספיגות , S, והשטף בזמן ארוך, q_∞, הקשור בקרקעות בנות- הרטבה למוליכות ההידראולית, תלויים ברמת ההידרופוביות של הקרקע כפי שנמדדה על- ידי WDPT. על פי התוצאות ישנו קשר של חזקה בין פרמטרים אלה לערכי WDPT של הקרקע. קשר שכזה נתגלה גם במחקר קודם (Lichner *et al.*, 2010). נראה ששלושת הערכים הנ"ל בקרקעות דוחות מים קשורות ב'עקשנות' ההידרופוביות- כלומר, בקצב השינוי של זווית ההרטבה. q_∞ מקושר בזמן ארוך למוליכות ההידראולית (Wooding, 1968) מכיוון שהזרימה מתקרבת לזרימה חד- מימדית והגרדיאנט קרב לגרדיאנט יחידה ככל שגרדיאנט הלחץ יורד עם מרחק חזית ההרטבה. בקרקע ההידרופובית ישנו תהליך של גרדינאט לחץ חיובי (המתנגד להרטבה) ההופך עם הזמן לגרדיאנט שלילי, בכל רגע ורגע בתהליך ההרטבה. השפעת התהליך הזה הולך ופוחת עם מרחק חזית ההרטבה מפני שאז הופכת הזרימה הגרביטציונית לדומיננטית. התהליך הזה קשור ביכולת של הקרקע לספוג את המים שמגולמת במדידות WDPT והספיגות, S. הקשר בין S לזווית המגע של הקרקע קשה לקביעה בגלל האופי הגיאומטרי המורכב של המצע הנקבובי (Philip, 1971) ולעת עתה השימוש ב- S לתיאור את רמת דחיית המים

של הקרקע נעשה באופן אמפירי על- ידי השוואת S של נוזל בעל מתח פנים נמוך וזווית הרטבה 0° עם המוצק עם S של המים, הכפלה ביחס הצמיגויות של הנוזלים וקביעת ערך של אינדקס לרמת דחיית המים (Tillman *et al.*, 1989). ערך הספיגות, S המתקבל בקרקע דוחת המים הוא הנתון המשמעותי ביותר שממנו ניתן להסיק מסקנות לגבי קצב שינוי זווית המגע. בגלל שעל פי S ניתן לדעת את קצב ספיחת המים על- ידי הקרקע על ידי הכוחות הקאפילריים בלבד והוא מייצג ממוצע על פני נפח קרקע גדול מאשר במדידות WDPT וה- Sessile Drop. את הספיגות, S, ניתן למדוד בשדה בזמן קצר ולקשור אותו אמפירית לערכי q_{∞}. מתוך כך ניתן להסיק מסקנות לגבי אופי וקצב הזרימה בשדה. מכיוון שזרימת המים בקרקע הידרופובית אינה מתנהגת על-פי משוואת ריצ'רדס, המדידות שהתבצעו בעזרת האינפילטרומטר יניקה נותנות מידע איכותי על תכונות הקרקע. למרות השונות הגדולה שמתקבלת במדידות החידור בשדה (איור 5.7.1), ערכי S וצורת עקומי החידור יכולה לתת לנו אינדיקציה האם תיתכן זרימה בלתי יציבה ובשל כך יוצרו נתיבי זרימה מועדפים. לזרימת מים שכזו עלולות להיות השלכות על יעילות ההשקיה ולכן על יבול הכרם. כאשר תנועת המים בקרקעות הידרופוביות נעה בנתיבים מועדפים , המים במחזורי ההשקיה העוקבים יטו לעבור באותם נתיבים לחים שהפכו את הקרקע לפחות דוחת מים ולכן יוותרו חללי קרקע גדולים יבשים יותר. הרטבה חלקית של הקרקע באזור בית השורשים עלולה להוריד את קליטת המים על- ידי עצי הזית ולפחיתה ביבול (Fernández *et al.*, 2003).

מלבד בעקומי החידור באינפילטרומטר, עדות ברורה לזרימה בלתי יציבה בקרקעות הכרם אפשר לראות בתוצאות תאי הזרימה [פרק 5.8]. פרופילי הרטיבות של חלקת הזיתים הצעירה מראים על בצל הרטבה מצומצם יותר מזה של הקרקע הלא- מעובדת ורווי יותר כאשר בחלקו התחתון נוצרת תכולת רטיבות גבוהה יותר מאשר בחלקו העליון (פרק 5.8- הרצה I, לדוגמא). ניסוי תאי הזרימה שכלל הרטבה מחדש לאחר 4 שעות של רה- דיסטריבוציה יצר נתיבים דמויי 'אצבעות' לא מפותחות . זרימה דמוית אצבעות מובחנות וצרות לא מתרחשת בדרך- כלל בקרקעות שה-WDPT שלהן נמוך מ-10 דקות (Hillel, 2004). ניתן להסיק שמחזורי הרטבה רבים יגרמו לזרימה בנתיבים מועדפים מובחנים יותר כך שבחלק מן הקרקע תהיה זרימה מהירה כלפי מטה בעוד אזורים אחרים יוותרו יבשים. קשה להבחין בתופעה זאת בקרקע החלקה הבוגרת מפני שרמת דחיית המים הגבוהה שלה גורמת לאיגום על פני שטח הקרקע שלאחר מכן חודרים המים לאיטם בזרימה רוויה כאשר רובם נשארים בחלק העליון של פרופיל הקרקע. בקרקע החלקה הבוגרת ישנה כמות גדולה הרבה יותר של חומר אורגני ולכן ההרכב המכאני כמו גם ההבדל ביכולת תאחיזת המים כנראה השפיע על חידור המים מלבד רמת ההידרופוביות. בשתי קרקעות הכרם חזרה התופעה של הפסקת התפשטות בצל ההרטבה מיד עם הפסקת ההרטבה . לאחר הפסקת ההרטבה נוצרה 'הילה' של קרקע בעלת תכולת רטיבות נמוכה מאוד ונבדלת מבצל ההרטבה. העובדה הזאת מעוררת סימן שאלה מכיוון שממדידות האינפילטרציה והעלייה הקאפילרית אנו רואים שיש תנועת מים ספונטנית אל הקרקע ההידרופובית למרות שהיא איטית ואילו בחלון הזרימה בצל ההרטבה לא מתפשט גם ארבע שעות לאחר סיום ההרטבה. התופעה הזאת מזכירה תופעה של זרימת דמוית אצבעות השומרות על רוחבן וצורתן אפילו בקרקעות הידרופיליות (בהן סיבת היווצרות האצבעות מלכתחילה היא אחרת- לחץ אוויר חיובי בחזית הזרימה, שיכוב וכדומה). הסבר להתמדת (Persistence)האצבעות היא שהעומד הקאפילרי בקצה האצבע מתאים לנקודה בעקום התאחיזה עבור שלב ההרטבה בעוד שהחלק של זנב האצבע, מאחורי חזית ההרטבה מתאים לשלב הייבוש בחזית

ההרטבה (Glass *et al.*, 1989). כלומר, בגלל האופי ההיסטרזי של הרטבה וייבוש של קרקעות וביתר שאת בקרקעות דוחות מים (Ritsema and Dekker, 2000), יתכן שאזור של קרקע לחה אחרי שלב הרה- דיסטריבוציה ואזור של קרקע יבשה באותו הרום יהיו בעלות אותו עומד מטריצי ולכן לא תהיה תנועת מים בין שני האזורים. בזרימת אצבעות שכזו הדיפוזיה האיטית שבכל זאת מתרחשת אל מחוץ לבצל ההרטבה נגרמת בגלל תנועה מליבת האצבע בה העומד המטריצי הוא פחות שלילי מהרגע שבו עברה אצבע הזרימה וכך ממשיכה תנועת מים צידית איטית עד אשר יש השתוות פוטנציאלים (Glass *et al.*, 1989). יתכן שבקרקעות הכרם ההידרופוביות הגרדיאנט המטריצי עוד יותר קטן ולכן אין התפשטות הדרגתית של תכולת הרטיבות לצידי האזור המורטב אלא רק פעפוע של אדי מים אל אתרים הידרופיליים ולכן נוצרת דיכוטומיה ברורה כל- כך בתכולות הרטיבות.

בעבודת גמר מקבילה במעבדתנו שהתבצעה על- ידי נערן ברינט, נעשה שימוש בטומוגרפיה חשמלית - electrical resistivity tomography (ERT) על מנת לנתח את השינוי העיתי והמרחבי של פירוס הרטיבות בכרם רביבים ולאתר נתיבי זרימה מועדפים. בעבודה זו אותרה ונצפתה זרימה מהירה ומועדפת בזמן ההשקיה אל מתחת לבית השורשים.

7. סיכום ומסקנות

מדידות ה- WDPT מצביעות על כך שברבים מכרמי הזיתים בישראל הופכת הקרקע לדוחת מים (הידרופובית). מידת ההידרופוביות מראה תלות בגיל הכרם כפי שנראה מהשוואה בין חלקת הבעל הבוגרת והחלקה המושקית בכפר שמואל וכפי שנראה מתוך כל התוצאות בין החלקה הבוגרת והחלקה הצעירה בכרם רביבים. האנליזות הכימיות לא תרמו להבנת הסיבות להבדלים ברמת ההידרופוביות בין דוגמאות הקרקע השונות ובין חלקות הזיתים ברביבים. כמובן שיש הבדל ממוצע בכמות החומר האורגני וחומצות השומן בין שתי חלקות הזיתים אך ההבדלים בין דוגמאות בודדות בעלות רמת דחיית מים שונה אינם מובהקים. כדי לאמת את הנחתנו בדבר תפקידן של חומצות השומן בגרימת ההידרופוביות יתכן וצריך להסתכל על קרקע הכרם בסקאלה רחבה יותר ולמצע דגימות רבות יותר כך שניתן יהיה להשוות בין החלקות ולא בין דגימות בודדות או לחלופין להסתכל בסקאלה קטנה יותר מכיוון שגם בתוך כל דגימת קרקע ישנה שונות. לקרקע פרקציות שונות בגודלן והיא מורכבת גם מחומר אורגני חלקיקי אשר יתכן והם נבדלים ביכולת הירטבות ובתכונותיהם הכימיות. מכיוון שמצאנו ראיות לכך שגם לפטריות הקרקע יש תפקיד ביצירת ההידרופוביות אנו מבינים שבקרקע הכרם ישנה סביבה מורכבת המכילה תרכובות שונות התורמות לתופעת דחיית המים ועלינו לבצע מחקר מדוקדק יותר על מנת למצוא ולאמת את המנגנון/ים הגורמים לקרקע להפוך הידרופובית.

על פי מדידות האינפילטרציה וחישובי זווית המגע אנו למדים שההידרופוביות בחלקה הבוגרת 'התבססה' בצורה חזקה יותר. זווית ההרטבה של מים עם קרקע זאת גבוהה יותר ומשתנה באיטיות גדולה יותר. מכאן נובעים גם ההבדלים בערכי הספיגות והשטף שחילצנו מתוך עקומי החידור לקרקע. ניסויי תאי הזרימה מאששים את שניתן לשער מתוך אופי עקומי החידור. הזרימה לתוך קרקעות הכרם היבשות עלולות להתפתח לזרימה לא יציבה היוצרת נתיבי זרימה מועדפים. הכרם ברביבים מושקה בתדירות גבוהה ולכן השפעת ההידרופוביות מתמתנת אך עם זאת מצאנו בעבודה מקבילה ראיות

לזרימה מועדפת בקרקע הכרם. התפתחות ענף הזיתים בישראל מחייב להתחשב בפוטנציאל לשינוי התכונות ההידראוליות של קרקע הכרם. אינפילטרומטר היניקה וניסויי תאי הזרימה נמצאו ככלים טובים לחיזוי ותאור של אופי הזרימה שעלול להתפתח בשדה.

המחקר גם גילה כמה 'חוליות חסרות' בהבנתנו קרקעות דוחות מים. הסיבה והמנגנון הכימי שעדיין לא ברור די צרכו הוא זה שקובע את קצב שינוי זווית ההרטבה. קצב שינוי זווית ההרטבה הוא לטעמינו הגורם הקובע את ספיגות הקרקע ולכן גם את אופי הזרימה. רוב המחקרים בקרקעות הידרופוביות מתייחסים אל הקרקע כפני שטח מוצק בעל זווית הרטבה קבועה. עובדה זאת כשלעצמה הופכת את הפיזיקה של זרימת המים בקרקע למסובכת וקשה לחיזוי, אך למעשה לקרקע אין זווית הרטבה קבועה עם המים ומציאת הדרך לקשור בין המנגנון הכימי המשפיע על זווית ההרטבה וקצב שינויה ובין ההבנה כיצד הדבר משפיע על אופי חידור המים ופירוס הרטיבות בשדה הוא המפתח להבנה טובה יותר של התפתחות קרקעות דוחות מים וההשלכות על משטר הזרימה בשדה.

רשימת ספרות

Abu-Zreig, M., Al-Widyan, M., 2002. Influence of olive mills solid waste on soil hydraulic properties. Communications in Soil Science and Plant Analysis 33, 505 - 517.

Adamson, A.W., 1990. Physical Chemistry of Surfaces John Wiley & Sons, Inc.

Angulo-Jaramillo, Rafael, V., Jean-Pierre, R., Stéphanie, T., Jean-Louis, G., Jean-Paul, V., Michel, 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: A review and recent developments. Soil and Tillage Research 55, 1-29.

Bachmann, J., Horton, R., Grant, S.A., van der Ploeg, R.R., 2002. Temperature Dependence of Water Retention Curves for Wettable and Water-Repellent Soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 66, 44-52.

Bachmann, J., Horton, R., van der Ploeg, R.R., Woche, S., 2000. Modified sessile drop method for assessing initial soil water contact angle of sandy soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 564-567.

Bauters, T.W.J., Steenhuis, T.S., Parlange, J.-Y., DiCarlo, D.A., 1998. Preferential Flow in Water-Repellent Sands. Soil Sci. Soc. Am. J. 62, 1185-1190.

Blanco-Canqui, H., 2011. Does no-till farming induce water repellency to soils? Soil Use and Management 27, 2-9.

Bond, R., Harris, J., 1964. The influence of the microflora on the physical properties of soils. I. Effects associated with filamentous algae and fungi. Soil Research 2, 111-122.

Bond, R.D., 1971. Germination and Yield of Barley When Grown in a Water-Repellent Sand. Agron. J. 64, 402-403.

Cassie, A.B.D., Baxter, S., 1944. Wettability of porous surfaces. Transactions of the Faraday Society 40, 546-551.

Chen, G., Taniguchi, M., Neuman, S.P., 1995. An Overview of instability and fingering during immiscible fluid flow and fractured media...NUREG/CR-6308. Department of Hydrology and Water Resources.

Chen, Y., Schnitzer, M., 1978. The Surface Tension of Aqueous Solutions of Soil Humic Substances. Soil Science 125, 7-15.

Chenu, C., Le Bissonnais, Y., Arrouays, D., 2000. Organic Matter Influence on Clay Wettability and Soil Aggregate Stability. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 1479-1486.

Clothier, B.E., White, I., 1981. Measurement of Sorptivity and Soil Water Diffusivity in the Field1. Soil Sci. Soc. Am. J. 45, 241-245.

Crockford, H., Topalidis, S., Richardson, D.P., 1991. Water repellency in a dry sclerophyll eucalypt forest — measurements and processes. Hydrological Processes 5, 405-420.

Czachor, H., 2006. Modelling the effect of pore structure and wetting angles on capillary rise in soils having different wettabilities. Journal of Hydrology 328, 604-613.

Czachor, H., 2007. Applicability of the Washburn theory for determining the wetting angle of soils. Hydrological Processes 21, 2239-2247.

Czachor, H., Doerr, S.H., Lichner, L., 2010. Water retention of repellent and subcritical repellent soils: New insights from model and experimental investigations. Journal of Hydrology 380, 104-111.

Czachor, H., Flis-bujak, M., 2008. Wetting Angle and Water Sorptivity in Mineral Soils. Water 2008, 52-57.

de Blas, E., Rodríguez-Alleres, M., Almendros, G., 2010. Speciation of lipid and humic fractions in soils under pine and eucalyptus forest in northwest Spain and its effect on water repellency. Geoderma 155, 242-248.

de Jonge, L.W., Jacobsen, O.H., Moldrup, P., 1999. Soil Water Repellency: Effects of Water Content, Temperature, and Particle Size. Soil Sci. Soc. Am. J. 63, 437-442.

DeBano, L.F., 1971. The Effect of Hydrophobic Substances on Water Movement in Soil during Infiltration. Soil Sci Soc Am J 35, 340-343.

DeBano, L.F., 1981. Water repellent soils: A state of the art. Gen. Tech. Rep. PS-W-46.Pacific SouthwestForest and Range Exp. Stn. Berkley,CA.

DeBano, L.F., 1991. The effects of fire on soil properties. In: United States Department of Agriculture, F.S., General Technical Report (Ed.).

DeBano, L.F., 2000. The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. Journal of Hydrology 231-232, 195-206.

Dekker, L., Ritsema, C., Oostindie, K., Boersma, O., 1998. EFFECT OF DRYING TEMPERATURE ON THE SEVERITY OF SOIL WATER REPELLENCY. DLO Winand Staring Centre For Integrated Land, Soil, and Water Research (SC-DLO), PO Box 125, NL-6700 AC Wageningen, The Netherlands. Dr. Dekker is corresponding author. E-mail: 1.w.dekker@sc.dlo.nl, (C) Williams & Wilkins 1998. All Rights Reserved., pp. 780-796.

Dekker, L.W., Doerr, S.H., Oostindie, K., Ziogas, A.K., Ritsema, C.J., 2001. Water Repellency and Critical Soil Water Content in a Dune Sand. Soil Sci. Soc. Am. J. 65, 1667-1674.

Dekker, L.W., Ritsema, C.J., 1994. How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency. Water Resour. Res. 30, 2507-2517.

Dekker, L.W., Ritsema, C.J., 1996a. Preferential Flow Paths in a Water Repellent Clay Soil with Grass Cover. Water Resour. Res. 32, 1239-1249.

Dekker, L.W., Ritsema, C.J., 1996b. Uneven moisture patterns in water repellent soils. Geoderma 70, 87-99.

Dekker, L.W., Ritsema, C.J., 1996c. Variation in water content and wetting patterns in Dutch water repellent peaty clay and clayey peat soils. CATENA 28, 89-105.

Dekker, L.W., Ritsema, C.J., Oostindie, K., Moore, D., Wesseling, J.G., 2009. Methods for determining soil water repellency on field‐moist samples. Water Resour. Res. 45, W00D33.

DiCarlo, D.A., 2004. Experimental measurements of saturation overshoot on infiltration. Water Resour. Res. 40, W04215.

Doerr, S.H., 1998. On standardizing the 'Water Drop Penetration Time' and the 'Molarity of an Ethanol Droplet' techniques to classify soil hydrophobicity: A case study using medium textured soils. Earth Surface Processes and Landforms 23, 663-668.

Doerr, S.H., Llewellyn, C.T., Douglas, P., Morley,, C.P., M., K.A.,, Haskins, C., Johnsey, L.,, Ritsema, C.J., Stagnitti, F., , Allinson, G., Ferreira, .J.D.,, Keizer, J.J., Ziogas, , A.K., D., J., 2005. Extraction of compounds associated with water repellency in sandy soils of different origin. Soil Research 43, 225-237.

Doerr, S.H., Shakesby, Richard A., Walsh, R.P.D., 1996. Soil hydrophobicity variations with depth and particle size fraction in burned and unburned Eucalyptus globulus and Pinus pinaster forest terrain in the Águeda Basin, Portugal. CATENA 27, 25-47.

Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D., 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. Earth-Science Reviews 51, 33-65.

Doerr, S.H., Thomas, A.D., 2000. The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. Journal of Hydrology 231-232, 134-147.

Eliassi, M., Glass, R.J., 2001. On the continuum-scale modeling of gravity-driven fingers in unsaturated porous media: The inadequacy of the Richards Equation with standard monotonic constitutive relations and hysteretic equations of state. Water Resour. Res. 37, 2019-2035.

Fernández, J.-e.F., Alomo, M.-j.P., Spejo, A.D.Í.A.Z., Irón, I.-f.G., 2003. Influence of partial soil wetting on water relation parameters of the olive tree. Agronomie 23.

Fidanza, M.A., Cisar, J.L., Kostka, S.J., Gregos, J.S., Schlossberg, M.J., Franklin, M., 2007. Preliminary investigation of soil chemical and physical properties associated with type-I fairy ring symptoms in turfgrass. Hydrological Processes 21, 2285-2290.

Franco, C.M.M., Clarke, P.J., Tate,, M. E, O., J. M, 2000. Hydrophobic properties and chemical characterisation of natural water repellent materials in Australian sands. Journal of Hydrology 231-232, 47-58.

Frostegård, A., Bååth, E., 1996. The use of phospholipid fatty acid analysis to estimate bacterial and fungal biomass in soil. Biology and Fertility of Soils 22, 59-65.

Fürst, T., Vodák, R., Sír, M., Bíl, Michal, 2009. On the incompatibility of Richards' equation and finger-like infiltration in unsaturated homogeneous porous media. Water Resour. Res. 45, W03408.

Giovannini, G., 1994. The effect of fire on soil quality. Geoforma Ediciones, Logron˜o.

Giovannini, G., Luchesi, S., Giachetti, M., 1987. The Natural Evolution of A Burned Soil: A Three-Year Investigation. Soil Science 143, 220-226.

Glass, R.J., Steenhuis, T.S., Parlange, J.Y., 1989. Mechanism for Finger Persistence in Homogeneous, Unsaturated, Porous Media: Theory and Verification. Soil Science 148, 60-70.

Gong, P., Guan, X., Witter, E., 2001. A rapid method to extract ergosterol from soil by physical disruption. Applied Soil Ecology 17, 285-289.

Graber, E.R., Tagger, S., Wallach, R., 2007. Do surface active substances from water repellent soils aid wetting? European Journal of Soil Science 58, 1393-1399.

Graber, E.R., Tagger, S., Wallach, R., 2009. Role of Divalent Fatty Acid Salts in Soil Water Repellency. Soil Sci Soc Am J 73, 541-549.

Graber, E.R., Tagger, S., Wallach, R, 2009. Role of Divalent Fatty Acid Salts in Soil Water Repellency. Soil Sci Soc Am J 73, 541-549.

Graber, E.R., Tsechansky, L., 2009. Rapid One-Step Method for Total Fatty Acids in Soils and Sediments. Institute of Soil, Water and Environmental Sciences The Volcani Center Agricultural Research Organization.

Green, W., Ampt, G., 1911. The flow of air and water through soils. J. Agric. Sci.

Hallett, P., White, N., Ritz, K., 2006. Impact of basidiomycete fungi on the wettability of soil contaminated with a hydrophobic polycyclic aromatic hydrocarbon. Biologia 61, S334-S338.

Hallett, P.D., Young, I.M., 1999. Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate-induced microbial activity. European Journal of Soil Science 50, 35-40.

Hartman , R., H, V., 1975. Solid Physics Laboratory Manual

Hatzopoulos, P., Banilas, G., Giannoulia, K., Gazis, F., Nikoloudakis, N., Milioni, D., Haralampidis, K., 2002. Breeding, molecular markers and molecular biology of the olive tree. European Journal of Lipid Science and Technology 104, 574-586.

Hill, D.E., Parlange, J.Y., 1972. Wetting Front Instability in Layered Soils. Soil Sci Soc Am J 36, 697-702.

Hillel, D., 2004. Encyclopedia of Soils in the Environment. Academic Press.

Hillel, D., Baker, R.S., 1988. A Descriptive Theory of Fingering During Infiltration Into Layered Soils. Soil Science 146, 51-56.

Horne, D.J., McIntosh, J.C., 2000. Hydrophobic compounds in sands in New Zealand--extraction, characterisation and proposed mechanisms for repellency expression. Journal of Hydrology 231-232, 35-46.

House, M.G., 1991. Select Committee Enquiry into Land Conservation. Legislative Assembly, Perth, Western Australia.

Hudson, R.A., Traina, S.J., Shane, W.W., 1994. Organic Matter Comparison of Wettable and Nonwettable Soils from Bentgrass Sand Greens. Soil Sci Soc Am J 58, 361-367.

Imeson, A.C., Verstraten, J.M., van Mulligen, E.J., Sevink, J., 1992. The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forest. CATENA 19, 345-361.

Jamieson, V.C., 1942. The slow reversible drying of surface sandy soils beneath citrus trees in central Florida. Proceedings of the Soil Science Society of America.

Jex, G.W., Bleakley, B.H., Hubbell, D.H., Munro, L.L., 1985. High Humidity-induced Increase in Water Repellency in Some Sandy Soils1. Soil Sci. Soc. Am. J. 49, 1177-1182.

Jordán, A., Martínez-Zavala, Lorena, B., Nicolás, 2008. Heterogeneity in soil hydrological response from different land cover types in southern Spain. CATENA 74, 137-143.

Kumada, K., 1987. Chemistry of Soil Organic Matter. JAPAN SCIENTIFIC SOCIETIES PRESS, ELSEVIER

Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo.

Langmuir, I., 1938. Overturning and Anchoring of Monolayers. Science 87, 493-500.

Langmuir, I., Schaefer, V.J., 1936. Composition of Fatty Acid Films on Water Containing Calcium or Barium Salts. Journal of the American Chemical Society 58, 284-287.

Leelamanie, D.A.L., Karube, J., 2009. Time dependence of contact angle and its relation to repellency persistence in hydrophobized sand. Soil Science and Plant Nutrition 55, 457-461.

Leighton-Boyce, G., Stefan H. Doerr, Richard A. Shakesby, Rory P.D. Walsh, António J.Ferreira, Anne-Karine Boulet , Coelho, C.O.A., 2005. Temporal dynamics of water repellency and soil moisture in

eucalypt plantations, Portugal. Australian Journal of Soil Research.

Letey, J., 1969. Measurement of contact angle, water drop penetration time, and critical surface tension. Proceedings of the Symposium on Water-Repellent Soils.

Letey, J., 2004. Encyclopedia of Soils in the Environment. Academic Press.

Letey, J., Carrillo, M.L.K., Pang, X.P., 2000. Approaches to characterize the degree of water repellency. Journal of Hydrology 231-232, 61-65.

Letey, J., Osborn, J., Pelishek, R.E., 1962. The Influence of the Water-Solid Contact Angle on Water Movement in Soil. International Association of Scientific Hydrology. Bulletin 7, 75 - 81.

Letey, J., Osborn, J.F., Valoras, N., 1975. Soil water repellency and the use of nonionic surfactants. California Water Resources Center, University of California (Davis)

Lichner, L., Hallett, P.D., Orfánus, T., Czachor, H., Rajkai, K., Šír, M., Tesař, M., 2010. Vegetation impact on the hydrology of an aeolian sandy soil in a continental climate. Ecohydrology 3, 413-420.

Lu, N., Likos , W.J., 2004. Rate of Capillary Rise in Soil. Managing, 646-651.

Ma'shum, M., Farmer, V., 1985. Origin and assessment of water repellency of a sandy South Australian soil. Soil Research 23, 623-626.

Ma'Shum, M.E., Tate, G.P., Jones J. M, O., 1988. Extraction and characterization of water-repellent materials from Australian soils. European Journal of Soil Science 39, 99-110.

Mahmoud, M., Janssen, M., Haboub, N., Nassour, A., Lennartz, B., 2010. The impact of olive mill wastewater application on flow and transport properties in soils. Soil and Tillage Research 107, 36-41.

Marshall, T.J., 1958. A Relation Between Permeability and Size Distribution of Pores. Journal of Soil Science 9, 1-8.

Masahiro, K., Takanori, S., 2007. Soil water repellency in a Japanese cypress plantation restricts increases in soil water storage during rainfall events. Hydrological Processes 21, 2356-2364.

McGhie, D., Posner, A., 1981. The effect of plant top material on the water repellence of fired sands and water repellent soils. Australian Journal of Agricultural Research 32, 609-620.

McHale, G., Newton, M.I., 2002. Frenkel's method and the dynamic wetting of heterogeneous planar surfaces. Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects 206, 193-201.

McHale, G., Shirtcliffe, N.J., Newton, M.I., Pyatt, F.B., Doerr, S.H., 2007. Self-organization of hydrophobic soil and granular surfaces. Applied Physics Letters 90, 054110-054113.

McKissock, I., Gilkes, R.J., Harper, R.J., Carter, D.J., 1998. Relationships of water repellency to soil properties for different spatial scales of study. Soil Research 36, 495-508.

Michel, J.-C., 2009. Influence of Clay Addition on Physical Properties and Wettability of Peat-growing Media. HortScience 44, 1694-1697.

Miller, R.H., Wilkinson, J.F., 1977. Nature of the Organic Coating on Sand Grains of Nonwettable Golf Greens1. Soil Sci. Soc. Am. J. 41, 1203-1204.

Moore, G., Blackwell, P., 1998. Soil Guide. Agriculture Western Australia.

Morales, V.L., Parlange, J.Y., Steenhuis, T.S., 2010. Are preferential flow paths perpetuated by microbial activity in the soil matrix? A review. Journal of Hydrology 393, 29-36.

Morley, C.P., Mainwaring, K.A., Doerr, S.H., Douglas, P., Llewellyn, C.T., Dekker, L.W., 2005. Organic compounds at different depths in a sandy soil and their role in water repellency. Soil Research 43, 239-249.

Osman, M.A., Suter, U.W., 2002. Surface Treatment of Calcite with Fatty Acids: Structure and Properties of the Organic Monolayer. Chemistry of Materials 14, 4408-4415.

Pansu, M., Gautheyrou, J., 2003. Handbook of Soil Analysis: Mineralogical, Organic and Inorganic Methods. Springer

Passialis, C.N., Voulgaridis, E.V., 1999. Water Repellent Efficiency of Organic Solvent Extractives from Aleppo Pine Leaves and Bark Applied to Wood. Holzforschung 53, 151-155.

Pellicer, J., V , García-Morales, Hernández, M.J., 2000. On the demonstration of the Young-Laplace equation in introductory physics courses. Physics Education 35, 126.

Philip, J.R., 1957. The Theory of Infiltration: 1. the Infiltration Equation and Its Solution. Soil Science Volume 83 345-358.

Philip, J.R., 1971. Limitations on Scaling by Contact Angle. Soil Sci. Soc. Am. J. 35, 507-509.

Philip, J.R., 1975. Stability Analysis of Infiltration. Soil Sci Soc Am J 39, 1042-1049.

Raats, P.A.C., 1973. Unstable Wetting Fronts in Uniform and Nonuniform Soils. Soil Sci Soc Am J 37, 681-685.

Ravikovitch, S., 1981. The Soils of Israel, Formation, Nature ans Properties. Hakibutz Hameuchad, Tel Aviv.

Richards, L.A., 1931. Capillary Conduction of Liquids Through Porous Mediums. Physics 1, 318-333.

Ritsema, C.J., Dekker, L.W., 2000. Preferential flow in water repellent sandy soils: principles and modeling implications. Journal of Hydrology 231-232, 308-319.

Roy, J.L., McGill, W.B., 2000. Flexible conformation in organic matter coatings: An hypothesis about soil water repellency. Canadian Journal of Soil Science 80, 143-152.

Savage, S.M., Osborn, J., Letey, J., Heaton, C., 1972. Substances Contributing to Fire-Induced Water Repellency in Soils1. Soil Sci. Soc. Am. J. 36, 674-678.

Scott, D.F., 2000. Soil wettability in forested catchments in South Africa; as measured by different methods and as affected by vegetation cover and soil characteristics. Journal of Hydrology 231-232, 87-104.

Scott, D.F., Van Wyk, D.B., 1990. The effects of wildfire on soil wettability and hydrological behaviour of an afforested catchment. Journal of Hydrology 121, 239-256.

Siebold, A., Walliser, A., Nardin, M., Oppliger, M., Schultz, J., 1997. Capillary Rise for Thermodynamic Characterization of Solid Particle Surface. Journal of Colloid and Interface Science 186, 60-70.

Stahl, P.D., Parkin, T.B., 1996. Relationship of soil ergosterol concentration and fungal biomass. Soil Biology and Biochemistry 28, 847-855.

Tarchitzky, L., Lerner .O. , Shani , U., Arye, G., Lowengart-Aycicegi, A., Brener, A., Chen, Y., 2007. Water distribution pattern in treated wastewater irrigated soils: hydrophobicity effect. European Journal of Soil Science 58, 573-588.

Teramura, H.A., 1980. Relationship between stand age and water repellency of chaparral soils. Bulletin of the Torrey Botanical

Club, 42-46.

Thwaites, L.A., de Rooij, G.H., Salzman, S., Allinson, G., Stagnitti, F., Carr, R., Versace, V., Struck, S., March, T., 2006. Near-surface distributions of soil water and water repellency under three effluent irrigation schemes in a blue gum (Eucalyptus globulus) plantation. Agricultural Water Management 86, 212-219.

Tillman, R., Scotter, D., Wallis, M., Clothier, B., 1989. Water repellency and its measurement by using intrinsic sorptivity. Soil Research 27, 637-644.

Tschapek, M., 1984. Criteria for Determining the hydrophilicity-hydrophobicity of Soils. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 147, 137-149.

Van Dam, J.C., Hendrickx, J.M.H., Van Ommen, H.C., Bannink, M.H., Van Genuchten, M.T., Dekker, L.W., 1990. Water and solute movement in a coarse-textured water-repellent field soil. Journal of Hydrology 120, 359-379.

Van Dam, J.C., Wösten, J.H.M., Nemes, A., 1996. Unsaturated soil water movement in hysteretic and water repellent field soils. Journal of Hydrology 184, 153-173.

Vandervaere, J.-P., Vauclin, M., Elrick, D.E., 2000. Transient Flow from Tension Infiltrometers II. Four Methods to Determine Sorptivity and Conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 1272-1284.

Wallach, R., Ben-Arie, O., Graber, E.R., 2005. Soil Water Repellency Induced By Long-Term Irrigation with Treated Sewage Effluent. J Environ Qual 34, 1910-1920.

Wallach, R., Graber, E.R., 2007. Infiltration Into Effluent Irrigation-Induced Repellent Soils and the Dependence of Repellency on Ambient Relative Humidity. Hydrological Processes 21, 2346-2355.

Wallach, R., Jortzick, C., 2008. Unstable finger-like flow in water-repellent soils during wetting and redistribution - The case of a point water source. Journal of Hydrology 351, 26-41.

Wallis, M., Horne, D., Palmer, A., 1993. Water repellency in a New Zealand development sequence of yellow brown sands. Soil Research 31, 641-654.

Weitz, D.A., Stokes, J.P., Ball, R.C., Kushnick, A.P., 1987. Dynamic Capillary Pressure in Porous Media: Origin of the Viscous-Fingering Length Scale. Physical Review Letters 59, 2967.

Wenzel, R.N., 1949. Surface Roughness and Contact Angle. The Journal of Physical and Colloid Chemistry 53, 1466-1467.

White, I., Perroux, K.M., Broadbridge, P., 1988. Constant rate rainfall infiltration: A versatile nonlinear model: 2. Applications of solutions. Water Resour. Res. 24, 155-162.

Wooding, R.A., 1968. Steady Infiltration from a Shallow Circular Pond. Water Resour. Res. 4, 1259-1273.

Yiannos, P.N., 1962. Molecular reorientation of some fatty acids when in contact with water. Journal of Colloid Science 17, 334-347.

Young, T., 1805. An Essay on the Cohesion of Fluids. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 95, 65-87

Zhang, R., 1997. Determination of Soil Sorptivity and Hydraulic Conductivity from the Disk Infiltrometer. Soil Sci Soc Am J 61, 1024-1030.

Ziogas, A.K., Dekker, L.W., Oostindie, K., Ritsema, C.J., 2005. Soil water repellency in north-eastern Greece with adverse effects of drying on the persistence. Soil Research 43, 281-289.

Zisman, W.A., 1964. Relation of the Equilibrium Contact Angle to Liquid and Solid Constitution. Contact Angle, Wettability, and Adhesion. AMERICAN CHEMICAL SOCIETY, pp. 1-51.

חן. י, ע.י., ברק. פ, שנקר. מ., 2008. שיטות לבדיקת קרקעות. המחלקה למדעי הקרקע והמים הפקולטה למדעי החקלאות , המזון ואיכות הסביבה, האוניברסיטה העברית בירושלים.

חן. י, ע.ל.נ., שנקר. מ., 1999. יסודות מדע הקרקע. המחלקה למדעי הקרקע והמים הפקולטה למדעי החקלאות , המזון ואיכות הסביבה, האוניברסיטה העברית בירושלים.

Abstract

Water Repellent (hydrophobic) soils are ones which do not wet instantaneously but only after some time of contact of the soil particles with water (a few seconds to hours) due to weak affinity between it and the water. It is known from the scientific literature that some plant species can render soils hydrophobic. The olive is not included in that list. Measurements of water drop penetration time (WDPT) that were conducted in some olive orchards in the Galil, Shfela and Negev areas of Israel have evidently showed that different soil types with different soil texture have become hydrophobic. In a detailed research conducted In Revivim Olive orchard that included numeral methods of evaluating the level of repellency, the influence of orchard age on hydrophobicity was tested and compared to uncultivated soil. The results pointed out that the soil from the mature olive plot has become prominently more repellent than the young plot's soil and both differ from the uncultivated soil which was totally Wettable. The chemical analysis that included determination of Total organic matter and fatty acids concentrations did not show a significant correlation to the water repellency degree. Direct (by means of photography) and indirect (capillary rise) measurements showed that the soil from the mature plot had the largest contact angle and its change rate was the slowest. Field and laboratory infiltration experiments found a strong correlation between WDPT and soil Sorptivity and steady- state flux in Revivim soil. Wetting experiments from a point source in transparent flow cells resulted in unstable wetting fronts in the repellent soil, exhibiting a negative wetting gradient (saturation overshoot). Integration of the results brings about the conclusion that olive orchards can turn wettable soil to a repellent one. These soils will be more subjected to runoff and affect spatial and temporal distribution of the soil moisture throughout the profile and thus can affect the water availability to the tree. The minidisk infiltrometer and flow cell were found to be good tools to predict unstable flow as caused by water repellency.

Development of Soil Water Repellency in Olive Orchards in Israel: Characterization and analysis of its affect on Soil-Water regime

Thesis

Submitted to the Faculty of Agriculture, Food and Environment
The Hebrew University of Jerusalem

For the
Degree "M.Sc in agricultural science"

By

Theodor Bughici

Rehovot **December, 2011**