

אפרת מורין

המחלקה לגיאוגרפיה, האוניברסיטה
העברית בירושלים

יעל יעקבי

המחלקה לגיאוגרפיה, האוניברסיטה
העברית בירושלים

שילה נבון

המחלקה לגיאוגרפיה, האוניברסיטה
העברית בירושלים

ארוז בית הלחמי

המחלקה לגיאוגרפיה, האוניברסיטה
העברית בירושלים

מאמר זה עבר שיפוט עמיתים

ציטוט מומלץ

מורין א, יעקבי י, נבון ש ובית הלחמי
א. 2010. חיזוי שיטפונות בנחלי ים
המלח המבוסס על נתוני גשם
ממכ"ם מטאורולוגי. *אקולוגיה
וסביבה* 1(2).



שיטפון בנחל צאלים סמוך לבריכת צפירה | צילום: דוד פולישוק

חיזוי שיטפונות בנחלי ים המלח המבוסס על נתוני גשם ממכ"ם מטאורולוגי

11 במאי, 2010

גיליון קיץ 2010 / כרך 1(2)

[חזית המחקר](#)

תקציר

מודל התרעה מפני שיטפונות עשוי להציל חיי אדם ולמנוע פגיעה בתשתיות. באזורים צחיחים מתאפיינים הגשמים בשונות רבה בזמן ובמרחב, ויכולים להיות בעלי עוצמה. בשל כך, שיטפונות באזורים אלה העלולים להיות הרסניים. מכיוון שרשתות מדי הגשם באזורים אלה דלילות, מידע על גשמים שמקורו במערכת מכ"ם מטאורולוגי עשוי להיות בעל תועלת רבה לחיזוי אירועי שיטפון.

במאמר זה אנו מציגים מודל התרעה מפני שיטפונות לאזור ים המלח. המודל עושה שימוש במידע על הגשם המתקבל ממערכת מכ"ם, והוא מיושם לשני אגני היקוות: נחל ערוגות ונחל דרגה, לשנים 1991/2–2000/1 ההערכות של עוצמות הגשם מבוססות על נתוני מכ"ם בשילוב עם נתוני מדי גשם, והן חושבו הן על-ידי התאמה יומית והן על-ידי התאמה קבועה. נתוני עוצמות הגשם שחושבו שימשו בתור קלט שהוזן למודל. המודל ייצג את התהליכים ההידרולוגיים העיקריים באזור, כלומר: חידור, זרימת הנגר העילי על גבי המדרונות ובאפיקים וחלחול באפיקים. הפרמטרים של המודל ההידרולוגי נמצאו באמצעות כיוול המבוסס על נתוני זרימה של חמש שנים מנחל ערוגות. המודל אומת לתקופה של חמש השנים שלאחר מכן לאותו אגן היקוות. נוסף על כך, המודל יושם לנחל דרגה הסמוך ואומת עבור עשר שנות המחקר. ביצועי המודל נבחנו על-פי שני מדדים: ההסתברות לגילוי השיטפונות ושיעור התרעות

השווא. המדדים חושבו לתקופת האימות עבור שני אגני המחקר והיו בדרך כלל טובים למדי. נוסף על החיזוי הדטרמיניסטי, כלומר, חיזוי ללא שילוב של גורמים אקראיים, התבצע חיזוי סטוכסטי – חיזוי המשלב גורמים אקראיים. במקרה זה, האקראיות מייצגת את אי-הוודאות בנתוני הגשם ובפרמטרים של המודל. חיזוי סטוכסטי נותן את ההסתברות להתרחשות שיטפון תוך התחשבות באי-הוודאות המוזכרת לעיל. תוצאות המחקר מראות שהמודל, שפותח להתרעה מפני שיטפונות, ניתן ליישום עבור אגני ההיקוות באזור המחקר, והוא יכול לאפשר קבלת התרעה ממוקדת מפני שיטפונות באגנים אלו.

מבוא

שיטפון (Flash flood) הוא שטף מים חזק, פתאומי בדרך כלל, הנוצר בנחלים בתגובה לסופת גשם עוצמתית הממטירה באגן ההיקוות של הנחל. שיטפונות הם בין אסונות הטבע ההרסניים ביותר, הפוגעים בבני אדם ובתשתיות, ואין זה מפתיע שחיזוי אירועים אלו מקבל עדיפות גדלה והולכת במדינות רבות [14]. הציג את המאפיינים הפיזיים של שיטפון ואת הדרישות ממערכת התרעה מפני שיטפונות ואילו Collier [9] סקר את חיזוי השיטפונות לנוכח המגבלות ואי-הוודאות הכרוכה בכך.

חיזוי שיטפונות באמצעות מודלים מספריים התאפשר רק בעשורים האחרונים, שבהם חל שיפור באמצעי טכנולוגיית החישה מרחוק של משקעים, כמו מכ"ם מטאורולוגי וחיישנים על לוויינים. עקב כך שופרה היכולת לבצע הערכות כמותיות של המשקעים. עד אז, הערכות מרשתות דלילות של מדי גשם לא הצליחו לתאר היטב את השונות המרחבית של הגשמים, בשל שונות גדולה במיוחד בזמן סערות הגורמות לשיטפונות [24,10].

בשנים האחרונות חקרו צוותי מחקר שונים בעולם היבטים הידרומטאורולוגיים שונים של חיזוי שיטפונות. נחקרו שימוש בנתוני מכ"ם לחיזוי שיטפונות [3,4,11,29,32,38,39], פיתוח של הנחיות למערכות התרעה [6,15] וניתוח אי-ודאות במערכות התרעה מפני שיטפונות [5]. עם זאת, מחקרים אלה התמקדו בעיקר באזורי אקלים לחים, ורק מחקרים מעטים עסקו באזורי אקלים צחיחים [20,27]. על-פי המיון של Koppen [1] אזורים צחיחים אלה מהווים למעלה מרבע משטחי היבשה בעולם (יותר מכל סוג אקלים אחר).

נתוני גשם מדויקים הם מרכיב חיוני בחיזוי שיטפונות. בשל כך, התפתחות שיטות להערכת גשם בפירוט גבוה (הן במרחב והן בזמן) באמצעות חישה מרחוק שיפרה את חיזוי השיטפונות באזורים רבים [9]. שימוש במערכת מכ"ם מטאורולוגי היא השיטה הנפוצה ביותר להערכה כמותית של גשם, המתבססת על טכנולוגיית חישה מרחוק. מערכת מכ"ם טיפוסית מכסה שטח של יותר מ-30,000 קמ"ר, והיא בעלת פירוט מרחבי של קמ"ר אחד ופירוט בזמן של חמש דקות. מערכות מכ"ם מודדות נתון הנקרא רפלקטיביות (Z ב-M²/m³), המחושב מאנרגיית הקרינה האלקטרומגנטית המוחזרת מטיפות גשם באטמוספירה. בעזרת נתוני הרפלקטיביות אפשר להעריך את עוצמת הגשם (R ב-M²/m³ שעה). לעתים קרובות משולבים נתוני המכ"ם עם נתונים הנלקחים ממדי גשם, כדי להשיג הערכות גשם מבוססות מכ"ם מדויקות ככל האפשר הן מבחינה כמותית והן מבחינה מרחבית. Morin ו-Gabella [26] הראו לאחרונה, כי באזורי אקלים צחיח, הערכות משקעים מבוססות מכ"ם מדויקות יותר מהערכות משקעים המבוססות על נתוני מדי גשם בלבד.

חיזוי שיטפונות נעשה באמצעות הזנת נתוני הגשם למודל הידרולוגי כדי לחשב את הזרימה באגן ההיקוות. דוגמאות למודלים הידרולוגיים המשתמשים בנתוני מכ"ם לחיזוי שיטפונות מופיעות בפרסומים רבים [3,16,22,37]. מודלים הידרולוגיים מעטים פותחו לאגני היקוות באזורי אקלים צחיחים. אחת הדוגמאות היא מודל KINEROS [26]. המודל פותח לתנאים צחיחים למחצה בדרום אריזונה ולאחר מכן שולב במחקרים רבים של אזור זה [25,27]. Shamir ועמיתיו [33] הציגו מודל עבור נהר סנטה קרוז באריזונה. בישראל יושם מודל ZIN להדמיה של שני אירועי שיטפון באגן ההיקוות הצחיח של נחל צין [20].

מחקר הנוכחי מתמקד בחיזוי שיטפונות באזור ים המלח. מטרת המחקר היו:

1. לפתח הליך של הערכה כמותית של נתוני גשם מבוססי מכ"ם מטאורולוגי ומדי גשם להתרעה מפני שיטפונות באזור ים המלח, ולהעריך את דיוק הנתונים האלה.
2. לפתח מודל הידרולוגי המשתמש בנתוני הגשם ומחשב את הזרימה במוצא אגן ההיקוות. המודל יספק התרעה מפני שיטפון על-פי קריטריונים שהוגדרו מראש.
3. ליישם את המודל בגישת חיזוי דטרמיניסטית (כלומר, גישה שאינה כוללת שילוב גורמים אקראיים) ובגישת חיזוי סטוכסטי (הכוללת שילוב גורמים אקראיים), לאמתו ולהעריך את ביצועיו.



שיטפון בנחל חימר במדבר יהודה, פברואר 2010 / צילום: דוד פולישוק

אזור המחקר

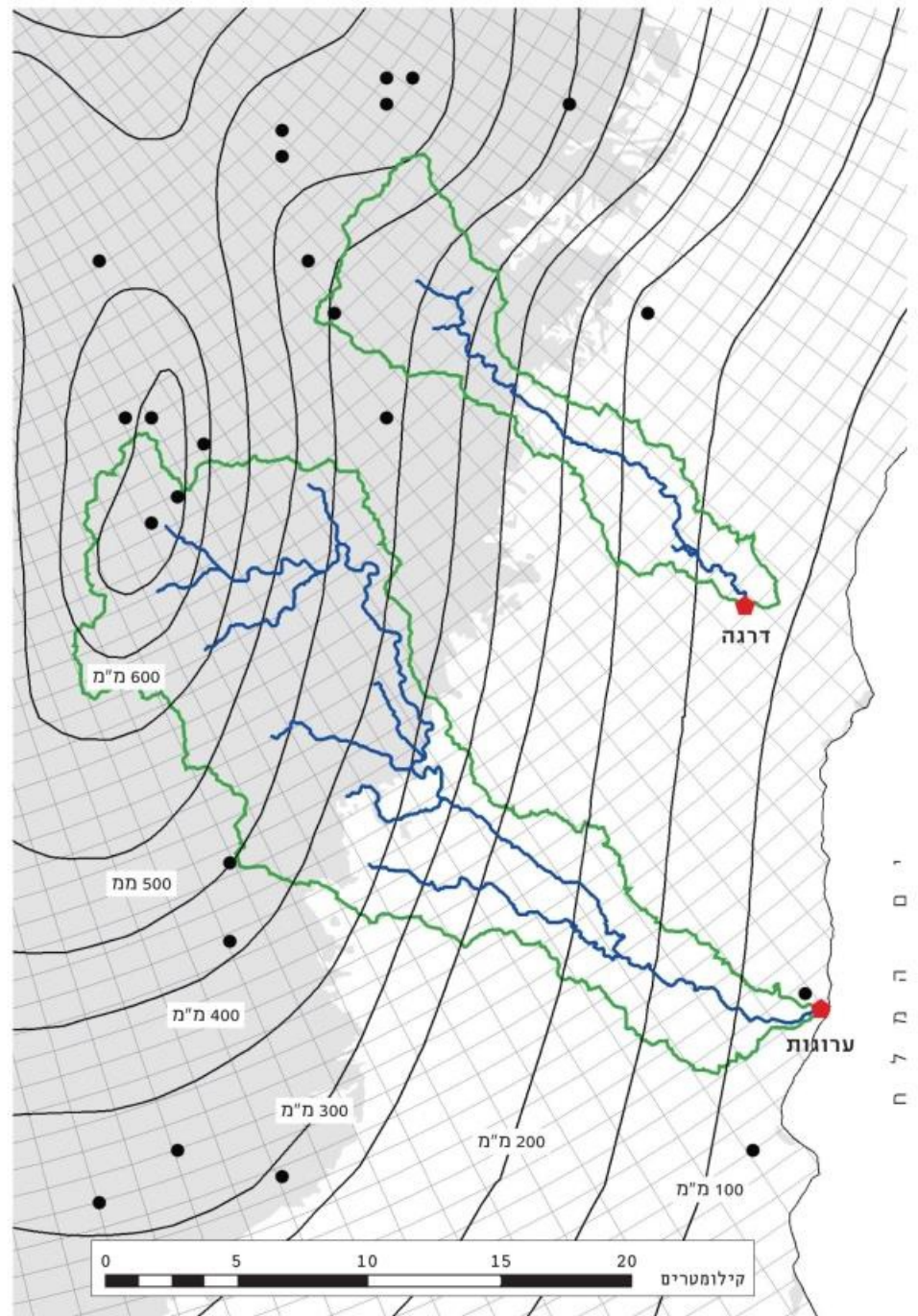
ים המלח ממוקם בנקודה הנמוכה ביותר על פני כדור הארץ, בגובה של כ-400 מטר מתחת לפני הים ^[12]. המחקר מתמקד באגני היקוות המתנקזים ישירות אל ים המלח ממערב. קו פרשת המים נמצא ברום של 600–1,000 מטר בהרי יהודה. באגנים אלו השיטפונות גוברים לעתים קרובות קורבנות בנפש ומסבים נזק רב. מערכת התרעה מפני שיטפונות לאזור זה היא חיונית לשם הגנה על בני האדם והתשתיות.

האקלים באזור זה נע בין אקלים ים תיכוני בחלק המערבי, במעלה האגנים, ועד צחיח למחצה וצחיח באזור המזרחי, סמוך לים המלח. ממוצע הגשם הרב-השנתי יורד ממערב למזרח ומצפון לדרום. באזור הצחיח חלק גדול יחסית מהגשמים יורד בסתיו ובאביב. נוסף על כך, תדירות האירועים של עוצמות גשם גבוהות לפרקי זמן קצרים עולה ככל שהאקלים הופך צחיח יותר.

אזור המחקר מאופיין בסלעים קרבוטטים מגיל קרטיקון עליון (חבורת יהודה) המשתפלים מזרחה. חלקים ניכרים מהאזור מכוסים בסלעי צור וקירטון מגיל סנון (חבורת הר הצופים). הקרקע משתנה עם ממוצע הגשם הרב-שנתי מטרה-רוסה ורנדזינה במערב, לקרקע מדברית רדודה ברמת המדבר ומזרחה ^[21]. אגני ההיקוות באזור המחקר מתאפיינים בתגובה הידרולוגית מהירה יחסית בשל שיפועים חדים, משטחי סלע חשוף, קרקע רדודה וצמיחה דלילה. נוסף על כך, מתאפיינות הקרקעות המדבריות בקצבי חידור נמוכים בשל קרום פיזיקלי הנוצר בפני השטח בהשפעת מכת טיפות הגשם. הקרום מקטין מאוד את קצב חלחול המים לתת-הקרקע ^[18].

שני אגני היקוות נבחרו כמקרי מבחן ([איור 1](#)): אגן נחל ערוגות (שטחו 235 קמ"ר) ואגן נחל דרגה (שטחו 70 קמ"ר). נתוני מכ"ם התקבלו מהמערכת שמפעילה חברת שח"ם מקורות, הממוקמת בנמל התעופה בן גוריון. נתונים יומיים של עובי גשם התקבלו מהשירות המטאורולוגי וכללו נתונים מ-30 מדי גשם הנמצאים באזור המחקר ובסביבתו. נתוני זרימה התקבלו מהשירות ההידרולוגי עבור התחנות ההידרומטריות הממוקמות במוצא שני האגנים. תקופת המחקר הייתה 1991/2–2000/1, תקופה שבה נתוני המכ"ם ונתוני הזרימה היו זמינים. נתונים על חמש השנים הראשונות באגן נחל ערוגות שימשו לכיול המודל, ונתוני חמש השנים שלאחריהן שימשו לאימותו. נתוני עשר השנים של אגן נחל דרגה הסמוך שימשו לאימות המודל. [בטבלה 1](#) זופיעים כמה ממאפייני האגן והזרימה לשני אגני המחקר.

איור 1. מפת אגני ההיקוות של הנחלים ערוגות ודרגה: גבולות האגן, רשת הערוצים והתחנות ההידרומטריות (מוצגות בנקודות אדומות). עיגולים שחורים מסמלים את מיקומם של מדי גשם יומיים. הרשת מציינת את היחידות המרחביות של מכ"ס שח"ם מעל האזור. מוצגים גם קווים שווי גשם שנתי ממוצע. התחום המסומן באפור הוא אזור הקרקעות ההרריות (טרה-רוסה ורנדזינה) והתחום הלבן הוא אזור הקרקעות המדבריות



איור 1

מפת אגני ההיקוות של הנחלים ערוגות ודרגה: גבולות האגן, רשת הערוצים והתחנות ההידרומטריות (מוצגות בנקודות אדומות)

עיגולים שחורים מסמלים את מיקומם של מדי גשם יומיים. הרשת מציינת את היחידות המרחביות של מכ"ס שח"ם מעל האזור. מוצגים גם קווים שווי גשם שנתי ממוצע. התחום המסומן באפור הוא אזור הקרקעות ההרריות (טרה-רוסה ורנדזינה) והתחום הלבן הוא אזור הקרקעות המדבריות

ורנדיזינה) והתחום הלבן הוא אזור הקרקעות המדבריות

טבלה 1. מאפייני הזרימה באגנים (2000/1-1991/2)

ערוגות	דרגה	
235	70	שטח אגן ההיקוות (קמ"ר)
-390 – 1,011	-12 – 822	טווחי גובה טופוגרפי (מטר)
37	45	שיעור השטח המכוסה בקרקע מדברית (%)
46	24	אורך הערוץ הראשי (ק"מ)
2.00	0.12	נפח זרימה שנתי ממוצע (מיליון מטר מעוקב)
418	61	ספיקת שיא נצפית מרבית (מטר ³ /שניה)
3.8	1.6	מספר ממוצע של אירועי שיטפונות בשנה
2.1	3	ערך סף הספיקה להתרעה (תקופת חזרה של 1.5 שנים) (מטר ³ /שניה)

טבלה 1

מאפייני הזרימה באגנים (2000/1-1991/2)

זערכת הגשם באמצעות מכ"ם מטאורולוגי

אזור המחקר נמצא במרחק של 40–70 ק"מ מדרום-מזרח למערכת המכ"ם. מערכת המכ"ם היא מסוג C-band, והנתונים מתקבלים מיחידות מרחביות שגודלן כ-1 קמ"ר במרחב (יחידות המכ"ם באזור המחקר מוצגות באיור 1), ומרווחי זמן של חמש דקות. המכ"ם סורק את המרחב בכמה זוויות הגבהה. השיטה הטובה והמדויקת ביותר היא להשתמש בנתוני זווית ההגבהה הנמוכה ביותר, כדי לקבל את נתוני הגשם קרוב ככל האפשר לפני הקרקע. אולם, באזור ים המלח ישנה הפרעה טופוגרפית בין מערכת המכ"ם לאזור הנמדד, הגורמת להחלשה ניכרת של ההדים המוחזרים, ולכן משתמשים בנתונים מזוויות הגבהה גבוהות יותר. עקב כך, נתוני הגשם נמדדים בגובה (בממוצע 1,800 מטר מעל פני השטח) ומידת דיוקם יורדת.

חישוב עוצמות הגשם, R , מנתוני הרפלקטיביות הנמדדים על-ידי המכ"ם, Z , התבצע על-ידי שימוש בקשר ראשוני $Z=316R^{1.5}$ ולאחר מכן עוצמות הגשם שנתקבלו הוכפלו במקדם תיקון, כך שממוצע עובי הגשם הנמדד במדי הגשם שווה לממוצע עובי הגשם המחושב מהמכ"ם מעל מדי הגשם [26]. מקדם התיקון חושב בשתי גישות: (1). התאמה יומית: לכל יום מחושב מקדם התיקון על-פי נתוני המכ"ם ומדי הגשם של יום זה; (2). התאמה קבועה: מקדם התיקון מחושב באופן חד-פעמי על-פי נתוני

המכ"ם ומדי הגשם של תקופת הכיול (1991/2-1995/6), ואינו משתנה בהמשך. הערכה של דיוק נתוני הגשמים שחושבו בשתי הגישות לעיל נעשתה תוך שימוש בשיטת אימות צולב (Cross-validation). השגיאה הממוצעת שנמצאה הייתה 41-67 אחוזים (בהתאם למדד השגיאה), שיעור המצוי בטווח הטעות שדווחה במחקרים נוספים [26, 13].

מודל התרעה מפני שיטפונות

קריטריונים להתרעה מפני שיטפונות

כדי שיוכלו להתריע כראוי זקוקים מודלים של התרעה מפני שיטפונות לקריטריונים מוגדרים מראש. באזורי אקלים לחים, מצב של זרימה מלאת גדות, כלומר זרימה שבה האפיק מלא עד גדותיו (Bankfull flow), היא לעתים קרובות קריטריון לשיטפון [6]. מחקרים שונים מצאו שתקופת החזרה של זרימה מלאת גדות היא שנה וחצי (כלומר, מדי שנה וחצי בממוצע מתקיימת זרימה מלאת גדות או גדולה ממנה) [22]. אף שמחקרים בעת האחרונה בדקו מאפיינים של זרימה מלאת גדות בסביבות אקלים שאינן לחות [7, 31], טרם נעשה מחקר יסודי בנושא זה באזורים צחיחים. לא נבחנו עד כה המשמעות של זרימה מלאת גדות באזורים אלה, המאפיינים הסטטיסטיים של זרימה זו והקשר בינה לבין מאפייני אגן ההיקוות במעלה הנחל. עם זאת, שאלות כאלה הן מחוץ לתחום עיסוקו של מאמר זה.

במחקר זה ההנחה היא, שזרימה המגיעה לגובה הטרסה הראשונה של האפיק מהווה סף להתרעה על שיטפון בנחל. על-פי ניתוח המבוסס על חישובים הידראוליים מנתוני חתכי רוחב אפיק, וכן על ניתוח סטטיסטי של הזרימות בנחלים, הסף שנבחר היה 2.1 ושלשה מטר²/שנייה לאגני ההיקוות ערוגות ודרגה, בהתאמה. יש להדגיש, שמדובר בערכי סף שמרניים באופן יחסי, ואין פירושם בהכרח כי זרימה גבוהה מסף זה היא הרסנית או מסוכנת. עם זאת, זרימה הממלאת את האפיק ומגיעה עד לגובה הטרסה הראשונה היא אירוע משמעותי המצריך התרעה, בפרט באזורים מדבריים שבהם הזרימה בנחל נדירה ובלתי צפויה.

תיאור המודל

המודל ההידרולוגי פותח כדי להתאים לפעולה בזמן אמת: עדכוני הגשמים מתקבלים מהמכ"ם, המודל מחשב את ספיקת השיא במוצא האגן ומספק התרעות במידה והן תואמות את הקריטריונים שהוגדרו מראש. התהליכים ההידרולוגיים העיקריים המאפיינים אגני היקוות צחיחים: חידור, זרימת הנגר העילי על גבי המדרונות ובאפיקים וחלחול באפיקים, באים לידי ביטוי במודל ההידרולוגי על-פי הידע הקיים על תהליכים אלו, ותוך ניסיון למזער את זמן החישוב של המודל.

חידור: באגני היקוות צחיחים, נגר עילי נוצר לרוב כאשר עוצמות הגשם גבוהות יותר מקצב החידור של הקרקע. קצב החידור באזורים אלה דועך במהירות בהשוואה לערכו ההתחלתי, ובתוך זמן קצר יחסית מושגים קצבי החידור הסופיים [18]. בשל כך, התהליך מיוצג על-ידי מודל חידור הכולל שני פרמטרים: סף לנגר (המייצג את האובדן הראשוני של הגשם עד לתחילת יצירת נגר עילי) וקצב חידור קבוע. הגשם מצטבר עד לערך הסף לנגר, ולאחר מכן ההפרש בין עוצמת הגשם לקצב החידור הקבוע מחושב כנגר עילי. התייבשות הקרקע בתקופות ללא גשם מיוצגת באמצעות ירידה בכמות הגשם שהצטבר על-פי המידע על ההתאידות האקלימית. חישוב החידור נעשה לכל יחידת זמן ולכל יחידה במרחב על-פי נתוני הגשם ונתוני השטח ביחידה זו. שני הפרמטרים המאפיינים את החידור: סף לנגר (במ"מ) וקצב החידור (מ"מ/שעה), תלויים בסוג הקרקע. שני סוגים עיקריים הוגדרו: (1). קרקע הררית המצויה בחלקו המערבי של אגן ההיקוות, באזור אקלים ים תיכוני; (2). קרקע מדברית המצויה באזורים צחיחים וצחיחים למחצה בחלקו המזרחי של אגן ההיקוות.

הילוך הגיאומט: תהליך זה מתאר את זרימת הנגר העילי שנוצר בתהליך החידור על פני המדרונות ובאפיקים וריכוזו לעבר מוצא האגן. במחקר זה, מתוך שיקולים של צמצום זמן החישוב, תהליך הילוך הגיאומט מיוצג על-ידי מודל פשטני יחסית של הידרוגרף יחידה, הכולל שני פרמטרים המתארים את זמן העיכוב של המים בתנועתם לעבר מוצא האגן [30].

חלחול באפיקים: תהליך החלחול של המים אל התשתית האלובילית של האפיק במהלך אירועי זרימה עשוי להיות משמעותי באגני ההיקוות הצחיחים והצחיחים למחצה [34]. במודל הנוכחי, תהליך זה מיוצג כאובדן קבוע של הספיקה ליחידת אורך באפיק הראשי. אורך הזרימה מחושב בתוך ערך ממוצע, ומיוצג על-ידי מחצית אורכו של הערוץ הראשי.



ערוץ נחל במדבר יהודה, סמוך לתחנה ההידרומטרית בנחל דרגה. מסומנים: הטריסה הראשונה וכיוון הזרם / צילום: אפרת מורין
יש לשים לב, שהמודל המתואר לעיל מאפשר חישוב מהיר ורציף כדי לחזות ספיקת זרימה במוצא האגן, ומאפשר עדכון בכל
נקודת זמן שבה מתקבלים נתוני גשם חדשים.

למודל שבעה פרמטרים המכילים על-פי הזרימה הנצפית בתקופת הכיול (1991/2–1995/6) בנחל ערוגות. שני הפרמטרים
של הילוך הגיאומטריה, המשפיעים יותר מכול על צורת ההידרוגרף, מתקבלים על-ידי השוואה חזותית בין ההידרוגרף הנצפה לזה
המחושב ותוך שינוי ידני של ערכיהם עד לקבלת התאמה טובה. חמשת הפרמטרים האחרים מחושבים באמצעות חיפוש
אוטומטי על פני מרחב הפרמטרים, כך שמושג מינימום של ממוצע ריבוע ההפרשים בין ספיקת השיא היומית הנצפית לזו
המחושבת בתקופת הכיול.

אימות המודל

אימות המודל מאפשר את בחינתו עם נתונים שלא שימשו בכיול. האימות נעשה באמצעות הרצת המודל באגן ההיקוות בנחל
ערוגות לשנים 1996/7–2000/1, ועבור האגן בנחל דרגה לשנים 1991/2–2000/1. ערכי פרמטרים של המודל נשמרו עבור
שני האגנים, אבל ספיקת הסף להתרעה הייתה שונה. ביצועי המודל נאמדים על-פי שני מדדים: (1). ההסתברות לגילוי
(Probability of Detection – POD): מספר השיטפונות שגילה המודל מתוך סך כל השיטפונות (כאשר שיטפון מוגדר כזרימה
עם ספיקה מעל ערך הסף שנקבע); (2). שיעור התרעות שווא (False Alarm Rate - FAR): מספר אירועי הגשם שהמודל אבחן
בתור שיטפונות, אף שהתצפיות לא הראו שמדובר בשיטפון.

התוצאות חושבו על בסיס של אירועים. "אירוע" מוגדר כרצף של ימי גשם מעל אגן ההיקוות, כאשר חולפים לפחות יומיים ללא
גשם בין אירוע לאירוע. אירועים עם פחות ממ"מ אחד של גשם בממוצע לאזור כולו אינם נכללים בחישוב התוצאה. [בטבלה 2](#)
מוצגות התוצאות של שני מקרי האימות, תוך שימוש בשתי שיטות הכיול של נתוני המכ"ם.

תוצאות טובות באופן יחסי של ההסתברות לגילוי ולשיעור התרעות שווא הושגו עם נתוני גשם שחושבו בהתאמה יומית
(הסתברות לגילוי של יותר מ-70% והתרעות שווא לכל היותר 25%). עבור אגן ההיקוות של נחל ערוגות, התוצאות על בסיס
נתוני גשם בהתאמה יומית טובות יותר מהתוצאות המתבססות על נתוני גשם בהתאמה קבועה. עבור אגן ההיקוות של נחל
דרגה, אין הבדל משמעותי בדיוק של התוצאות על-פי שתי שיטות כיול המכ"ם.

בדיקה מעמיקה של המקרים שבהם נמצאה שגיאת מודל העלתה, כי סיבה מרכזית לכך שהמודל לא הצליח לחזות שיטפון נבעה לרוב מחוסרים גדולים בנתוני המכ"ם. יש להדגיש כי מערכת המכ"ם של שח"ם מקורות אינה מיועדת למדידת גשם אלא למטרות אחרות, ובשל כך היא מושבתת לפרקים או סורקת בפירוט זמן נמוך. למשל, במקרה האימות הראשון (השורה הראשונה בטבלה 2), שלושה מתוך 17 השיטפונות לא נחזו (18%). בכל שלושת המקרים נמצא, כי לפחות מחצית מנתוני המכ"ם לאותה סופה היו חסרים. עם זאת, במקרים האחרים נחזה השיטפון אפילו עם נתוני מכ"ם חלקיים, כמו למשל בששה מתוך 14 השיטפונות שהמודל הצליח לחזות במקרה האימות הראשון.

טבלה 2. ביצועי מודל ההתרעה מפני שיטפונות לאגני ההיקוות של נחל ערוגות ושל נחל דרגה עבור תקופת האימות

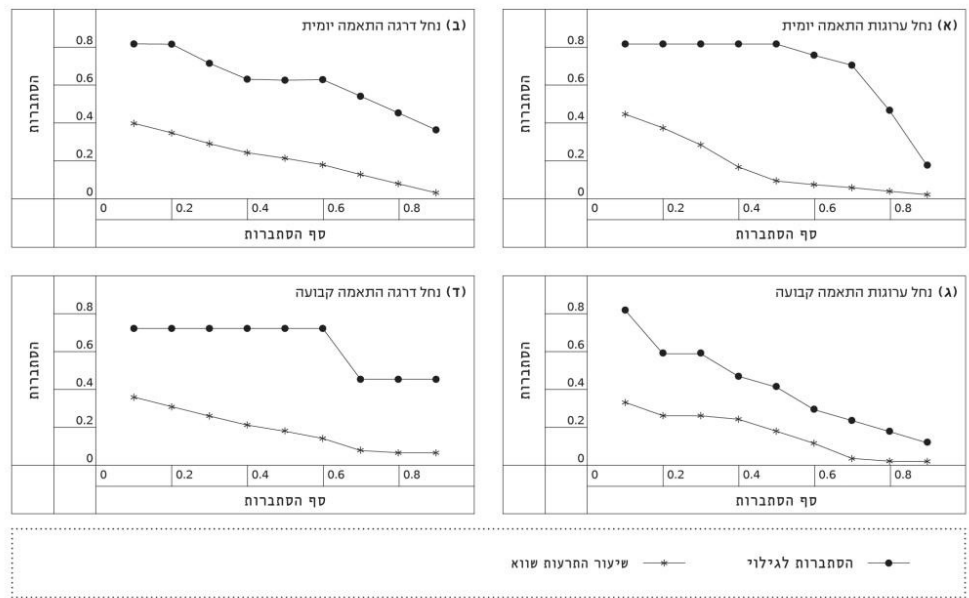
אגן היקוות	תקופה	כיוול נחוני מכ"ם	מספר אירועי גשם*	מספר השיטפונות	ההסתברות לגילוי	שיעור התרעה שווא
ערוגות	2000/1-1995/6	התאמה יומית	54	17	0.82	0.19
דרגה	2000/1-1991/2	התאמה יומית	95	10	0.70	0.19
ערוגות	2000/1-1995/6	התאמה קבועה	55	17	0.35	0.16
דרגה	2000/1-1991/2	התאמה קבועה	115	10	0.70	0.17

* אירוע גשם עם ממוצע מרחבי של לפחות 1 מ"מ

טבלה 2

ביצועי מודל ההתרעה מפני שיטפונות לאגני ההיקוות של נחל ערוגות ושל נחל דרגה עבור תקופת האימות

איור 2. ההסתברות לגילוי ולשיעור התרעות שווא לפי ספי הסתברות שונים; (א) לאגן נחל ערוגות עם נתוני גשם מותאמים יומית; (ב) לאגן נחל דרגה עם נתוני גשם מותאמים יומית; (ג) לאגן נחל ערוגות עם נתוני גשם בהתאמה קבועה; (ד) לאגן נחל דרגה עם נתוני גשם בהתאמה קבועה



איור 2

ההסתברות לגילוי ולשיעור התרעות שווא לפי ספי הסתברות שונים

(א) לאגן נחל ערוגות עם נתוני גשם מותאמים יומית; (ב) לאגן נחל דרגה עם נתוני גשם מותאמים יומית; (ג) לאגן נחל ערוגות עם נתוני גשם בהתאמה קבועה; (ד) לאגן נחל דרגה עם נתוני גשם בהתאמה קבועה

חיזוי סטוכסטי הוא חיזוי המשלב בתוכו גורמים אקראיים, כך שבכל הרצת מודל יכולה להתקבל תוצאה מעט שונה. זאת בניגוד לחיזוי דטרמיניסטי, שאינו משלב אקראיות, ועבור אותו קלט תוצאת המודל תהיה תמיד זהה. במחקר זה מודל ההתרעה הורץ כמודל סטוכסטי תוך התחשבות באי-הוודאות בנתוני הגשם וערכי הפרמטרים של המודל. כלומר, בכל הרצה נבחר נתון אקראי של גשם וערכים אקראיים של הפרמטרים. הבחירה האקראית ייצגה את השגיאה שעלולה להיות בגורמים אלו. תוצאת החיזוי הסטוכסטי היא הסתברות להתרחשות שיטפון, ולא רק התרעה או אי-התרעה על שיטפון, כמו בחיזוי הדטרמיניסטי. היתרון בגישה זו הוא, שמקבל ההחלטות יכול לבחור סף הסתברות לנקיטת פעולה לביצוע על-פי הסיכון המוערך. במצב של סיכון גבוה, כבר בהסתברות נמוכה לשיטפון תינקט פעולה, ואילו בסיכון נמוך יחסית אפשר לנקוט פעולה רק אם ההסתברות להתרחשות שיטפון גבוהה למדי. מובן שהמדדים לביצועי המודל, ההסתברות לגילוי ולשיעור התרעות השווא, תלויים בסף ההסתברות שנבחר לנקיטת הפעולה. באופן כללי, ככל שנבחר סף הסתברות גבוה יותר שני המדדים האלה ירדו בערכם. [איור 2](#) מציג את שינוי המדדים עם הגדלת סף ההסתברות.

דיון

מחקר זה מציג מודל של התרעה מפני שיטפונות המבוסס על נתוני מכ"ם המתקבלים בזמן אמת עבור אזור ים המלח. למיטב ידיעתנו, לא תואר בספרות המדעית מודל התרעה מפני שיטפונות המבוסס על מכ"ם עבור אזורים צחיחים. באזורים אלו, התנאים המטאורולוגיים, הגאומורפולוגיים וההידרולוגיים שונים במידה ניכרת מהתנאים באזורים לחים. באזורים צחיחים, כמות הגשם האופיינית נמוכה, ובעלת שונות גבוהה בזמן ובמרחב ^[1, 17], כך שאפילו רשתות מדי גשם צפופות באופן יחסי לא יכולות לאפיין בדיוק מספק את השונות הגדולה של הגשם באזורים אלו. נוסף על כך, באזורים צחיחים, בשל הצפיפות הנמוכה של האוכלוסייה, רשתות מדי גשם נטות להיות דלילות ובלתי מספקות לשם הערכת גשם טובה ^[24]. לפיכך, היתרון של הערכות גשם מבוססות מכ"ם באזורי אקלים צחיחים עשוי להיות משמעותי מאוד.



שיטפון בנחל צאלים, פברואר 2010 | צילום: דוד פולישוק

נתוני הגשם עבור מחקר זה הושגו ממערכת מכ"ם המכילת באמצעות מדי גשם. בגלל החסימה של זוויות הגבהה נמוכות של המכ"ם, נעשה שימוש בנתונים מגובה רב באופן יחסי. אפשר לטעון שהגובה הרב של נתוני המכ"ם באזור ים המלח (1,800 מטר בממוצע) מונע מהם להיות שימושיים. מובן שנתוני מכ"ם מגבהים נמוכים יותר עדיפים, אך עם זאת, מצבים דומים קיימים במקומות אחרים שבהם משתמשים במערכות מכ"ם. למשל, ^[23] Maddox הראה, שרק באזורים מועטים בארה"ב מצויים נתוני מכ"ם זמינים בגובה של עד שני ק"מ מפני השטח. במערב ארה"ב נתוני מכ"ם נדגמים בדרך כלל בגובה של שלושה ק"מ ויותר. אף-על-פי-כן, נתונים אלו מספקים אומדני משקעים מועילים וכן קלט הולם למודל חיזוי נגר ^[28].

שתי שיטות לכיול המכ"ם באמצעות מדי גשם שימשו במחקר זה: (1). התאמה יומית; (2). התאמה קבועה. הראשונה מצריכה רשת מדי גשם המשדרים בזמן אמת, וזו אינה זמינה כיום. על-פי הערכה בטכניקות של אימות צולב, נמצאה טעות ממוצעת דומה בהערכת עובי הגשם היומי בשתי שיטות הכיול. עבור אגן ההיקוות של נחל ערגות, החיזוי ההידרולוגי המבוסס על השיטה הראשונה מדויק יותר, ואילו עבור אגן ההיקוות של נחל דרגה, שתי שיטות ההתאמה הניבו תוצאות דומות. תוצאות אלו מראות שההטיה היומית אינה מקור עיקרי לאי-ודאות באומדני הגשם, ולכן הסרתה אינה משפרת במידה משמעותית את הדיוק, לא של אומדני הגשם ולא של אומדני השיטפונות. דרוש מחקר נוסף כדי לזהות את מקורות האי-ודאות באומדנים אלו.

סיכום

המחקר יישם חיזוי שיטפונות דטרמיניסטי וכן חיזוי סטוכסטי. האחרון מתחשב באי-ודאויות בהערכות הגשמים ובפרמטרים של המודל, והוא סיפק את ההסתברות להתרחשות שיטפון. את המידע הזה אפשר לנצל בצירוף מודל של עלות-תועלת כדי לייעל את קבלת ההחלטות במונחים של השפעות כלכליות [29]. בניתוח זה, עם סף הסתברות של 30%, אפשר לשמור על שיעור חיזוי של יותר מ-70% אבל עם התרעות שווא בשיעור של עד 30% (איור 2). אם העלות של התרעת שווא גדולה, אפשר להעלות את סף ההסתברות, אך הדבר יוריד את ההסתברות לגילוי. החיזוי הסטוכסטי שנעשה כאן מבוסס על הנחות פשטניות, שכן אין כל מידע על מבנה מרחב-זמן של אי-הוודאות בהערכות הגשם מהמכ"ם. אפיון מבנה זה הוא עדיין אתגר בשימוש בתוני גשם מבוססי מכ"ם ביישומים הידרולוגיים שונים [19]. הדבר מצריך נתונים מרשת צפופה מאוד של מדי גשם, כדי לייצג את השונות בתוך יחידה מרחבית של המכ"ם [8].

תודות

נתוני המכ"ם סופקו על-ידי חברת שח"ם מקורות. נתוני מדי הגשם סופקו על-ידי השירות המטאורולוגי ונתוני הזרימה סופקו על-ידי השירות ההידרולוגי. המחקר נערך בשיתוף פעולה עם התחנה לחקר הסחף של משרד החקלאות ובמימון משרד המדע והטכנולוגיה באמצעות מו"פ ים המלח.

מקורות

- Ahrens CD. 2003. Meteorology Today: An introduction to weather, climate, and the environment, 7th ed. Brooks/Cole-Thomson Learning
- Bedient PB, Holder A, Benevides JA, and Vieux BE. 2003. Radar-based flood warning system applied to tropical storm allison. *J Hydrol Eng* **8**: 308-318
- Borga M, Anagnostou ET, and Frank E. 2000. On the use of real-time radar rainfall estimates for flood prediction in mountainous basins. *J Geophys Res* **105**: 2269-2280
- Borga M, Boscolo P, Zanon F, and Sangati M. 2007. Hydrometeorological analysis of the 29 August 2003 flash flood in the Eastern Italian Alps. *J Hydrometeorol* **8**: 1049-1067
- Carpenter TM and Georgakakos KP. 2004. Impacts of parametric and radar rainfall uncertainty on the ensemble streamflow simulations of a distributed hydrologic model. *J Hydrol* **298**: 202-221
- Carpenter TM, Sperflage JA, Georgakakos KP, Sweeney T, and Fread DL. 1999. National threshold runoff estimation utilizing GIS in support of operational flash flood warning systems. *J Hydrol* **224**: 21-44
- Carpenter TM, Taylor SV, Georgakakos KP, Wang J, Shamir E, and Sperflage JA. 2007. Surveying flash flood response in mountain streams. *EOS Trans AGU* **88**: 69-72

8. Ciach GJ and Krajewski WF. 2006. Analysis and modeling of spatial correlation structure in small-scale rainfall in Central Oklahoma. *Adv Water Resour* **29**: 1450-1463.
9. Collier CG. 2007. Flash flood forecasting: What are the limits of predictability? Q. J. R. *Meteorol Soc* **133**: 3-23.
10. Dayan U and Morin E. 2006. Flood-producing rainstorms over the Dead Sea basin. In: Enzel Y, Agnon A and Stein M (Eds), *New Frontiers in Dead Sea Paleoenvironmental Research*. Geological Society of America.
11. Delrieu G, Ducrocq V, Gaume E, Nicol J, Payrastre O, Yates E, Kirstetter PE, Andrieu H, Ayral PA, Bouvier C, Creutin JD, Livet M, Anquetin S, Lang M, Neppel L, Obled C, Parent-du-Chatelet J, Saulnier GM, Walpersdorf A, and Wobrock W. 2005. The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J Hydrometeorol* **6**: 34-52.
12. Enzel Y, Bookman R, Sharon D, Gvirtzman H, Dayan U, Ziv B, and Stein M. 2003. Late Holocene climates of the Near East deduced from Dead Sea level variations and modern regional winter rainfall. *Quat Res* **60**: 263-273.
13. Gabella M, Joss J, and Perona G. 2000. Optimizing quantitative precipitation estimates using a noncoherent and a coherent radar operating on the same area. *J Geophys Res* **105**: 2237-2245.
14. Georgakakos KP. 1986. On the design of national, real-time warning systems with capability for site-specific, flash-flood forecasts. *Bull Amer Meteorol Soc* **67**: 1233-1239.
15. Georgakakos KP. 2006. Analytical results for operational flash flood guidance. *J Hydrol* **317**: 81-103.
16. Giannoni G, Smith JA, Zhang Y, and Roth G. 2003. Hydrologic modeling of extreme floods using radar rainfall estimates. *Adv Water Resour* **6**: 195-203.
17. Goodrich DC, Faures JM, Woolhiser DA, Lane LJ, and Sorooshian S. 1995. Measurement and analysis of small-scale convective storm rainfall variability. *J Hydrol* **173**: 283-308.
18. Greenbaum N, Ben-Zvi A, Haviv I, and Enzel Y. 2006. The hydrology and paleohydrology of the Dead Sea tributaries. In: Enzel Y, Agnon A and Stein M. (Eds), *New Frontiers in Dead Sea Paleoenvironmental Research*. Geological Society of America.
19. Krajewski WF, Anderson MC, Eichinger WE, Entekhabi D, Hornbuckle BK, Houser PR, Katul GG, Kustas WP, Norman JM, Peters-Lidard C, and Wood EF. 2006. A remote sensing observatory for hydrologic sciences: A genesis for scaling to continental hydrology. *Water Resour Res* **42**: 13. doi:10.1029/2005WR004435
20. Lange J, Leibundgut C, Greenbaum N, and Schick AP. 1999. A noncalibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments. *Water Resour Res* **35**: 2161-2172.

- Lavee H, Imeson AC, Pariente S, and Benjamini Y. 1991. The response of soils to simulated rainfall along a climatological gradient in an arid and semi-arid region. *Catena Suppl* **19**: 19-37 .21
- Leopold LB. 1994. A View of the River. Harvard University Press, Cambridge .22
- Maddox RA, Zhang J, Gourley JJ, and Howard KW. 2002. Weather radar coverage over the contiguous United States. *Weather Forecast* **17**: 927-934 .23
- Michaud JD and Sorooshian S. 1994. Effect of rainfall-sampling errors on simulations of desert flash floods. *Water Resour Res* **30**: 2765-2775 .24
- Miller SN, Kepner WG, Mehaffey MH, Hernandez M, Miller RC, Goodrich DC, Devonald KK, Heggem DT, and Miller WP. 2002. Integrating landscape assessment and hydrologic modeling for land cover change analysis. *J Am Water Resour Assoc* **38**: 915-929 .25
- Morin E and Gabella M. 2007. Radar-based quantitative precipitation estimation over Mediterranean and dry climate regimes. *J Geophys Res* **112**. doi:10.1029/2006JD008206 .26
- Morin E, Goodrich DC, Maddox RA, Gao XG, Gupta HV, and Sorooshian S. 2006. Spatial patterns in thunderstorm rainfall events and their coupling with watershed hydrological response. *Adv Water Resour* **29**: 843-860 .27
- Morin E, Maddox RA, Goodrich DC, and Sorooshian S. 2005. Radar Z-R relationship for summer monsoon storms in Arizona. *Weather Forecast* **20**: 672-679 .28
- Mylne KR. 2002. Decision-making from probability forecasts based on forecast value. *Meteorol Appl* **9**: 307-315 .29
- Nash JE. 1957. The form of the instantaneous unit hydrograph. IASH publication no.45 .30
- Navratil O, Albert MB, Herouin E, and Gresillon JM. 2006. Determination of bankfull discharge magnitude and frequency: comparison of methods on 16 gravel-bed river reaches. *Earth Surf Process Landf* **31**: 1345-1363 .31
- Salek M, Brezkova L, and Novak P. 2006. The use of radar in hydrological modeling in the Czech Republic – case studies of flash floods. *Nat Hazards Earth Syst Sci* **6**: 229-236 .32
- Shamir E, Meko DM, Graham NE, and Georgakakos KP. 2007. Hydrologic model framework for water resources planning in the Santa Cruz River, southern Arizona. *J Am Water Resour Assoc* **43**: 1155-1170 .33
- Shentsis I, Meirovich L, Ben-Zvi A, and Rosenthal E. 1999. Assessment of transmission losses and groundwater recharge from runoff events in a wadi under shortage of data on lateral inflow, Negev, Israel. *Hydrol Process* **13**: 1649-1663 .34
- Smith JA, Baack ML, Meierdiercks KL, Miller AJ, and Krajewski WF. 2007. Radar rainfall estimation for flash flood forecasting in small urban watersheds. *Adv Water* .35

.Resour**30**: 2087-2097

Smith RE, Goodrich DC, Woolhiser DA, and Unkrich CA. 1995. KINEROS: A kinematic runoff and erosion model. In: Singh VP (Ed). Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publication, Highlands Ranch .36

Vieux BE and Bedient PB. 1998. Estimation of rainfall for flood prediction from WSR-88D reflectivity: A case study, 17-18 October 1994. *Weather Forecast* **13**: 407-415 .37

Vivoni ER, Entekhabi D, Bras RL, Ivanov VY, Van Horne MP, Grassotti C, and Hoffman RN. 2006. Extending the predictability of hydrometeorological flood events using radar rainfall nowcasting. *J Hydrometeorol* **7**: 660-677 .38

Yates D, Warner TT, Brandes EA, Leavesley GH, Sun JZ, and Mueller CK. 2001. Evaluation of flash-flood discharge forecasts in complex terrain using precipitation. *J Hydrol Eng* **6**: 265-274 .39