



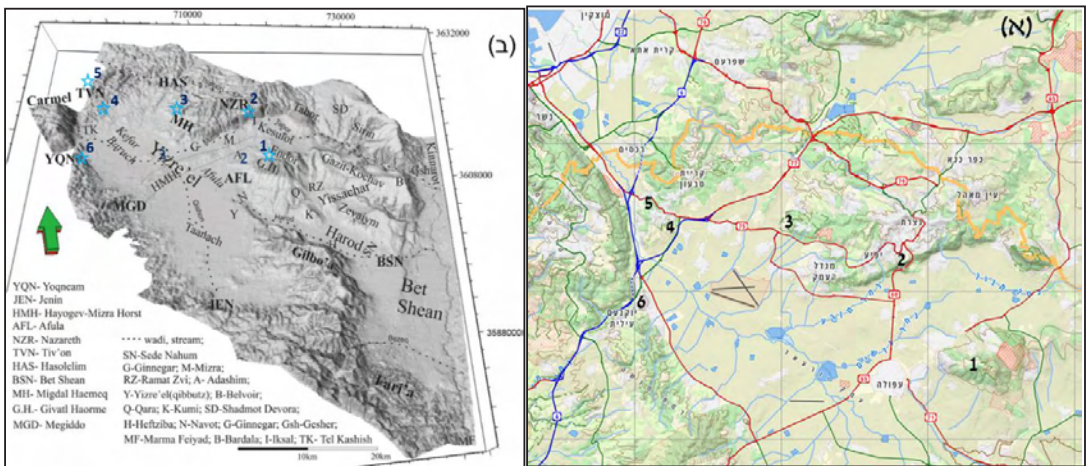
**סקטוניקה של אגני הגליל התחתון מגידוע אוליגוקני למעוות ניאוגני.
תצפיות ממוקדי עניין בשילוב עדויות גיאולוגיות
וגיאופיסיות מתת-הקרקע**

רלי ולד, עמית שגב, צבי בן-אברהם ואורי שטנר



מבוא

סיור זה מתמקד בעמקי הגליל התחתון, בין קרית טבעון-יקנעם-נצרת-מערב הגלבע, ועוקב אחרי ממצאי עבודת הדוקטוראט של וולד (2016) ומאמרים עוקבים (Wald et al., 2019a, b). אזורים מרוחקים יותר במזרח ובמערב יוזכרו לשם השלמת השתלשלות הארועים ב-70 מיליוני השנים האחרונות. באופן פרטני ייסקרו ההרמה, הטופוגרפית באוליגוקן ויצירת משטח הגידוע האזורי, ביקוע אירביד המיוקני והשתפלות אגנים לאורכו, מילויים עד ליצירת אי ההתאמה בסוף המיוקן-תחילת פליוקן, ולבסוף גזירת האגנים בפליוקן. הביקוע יצר תבליט נמוך לאורך תוואי שכיוונו צפון-מערב, לפני התפתחות העתק ים המלח. תבליט זה נותר נמוך גם במהלך ההסטה לאורך הטראנספורם. בתחנות הסיור נסקור את התפתחות הגליל התחתון לפני תחילת הביקוע, במהלכו ולאחר תחילת התפתחות העתק ים המלח. אזור המחקר נמצא תחת מעטה עבה של סדימנטים אלוביאליים המכסה על הגיאולוגיה הפרה-פלייסטוקנית של אגני הגליל. לכן, עד לפני כעשור הידע לגביהם היה מוגבל ומקומי. מרבית מקורות המידע נעוצים במחשופי סלע ובייחוד בשולי האגנים אך גם במיגבהים מקומיים בתוכם. אנו נכיר את האזור דרך ממצאים גיאולוגיים החשופים בפני השטח וממצאים ליתולוגיים וגיאופיזיים המייצגים את תת-הקרקע (חתכי רפלקציה סייסמית, קידוחים, סקרי מהירות, מפות סטרוקטורליות).



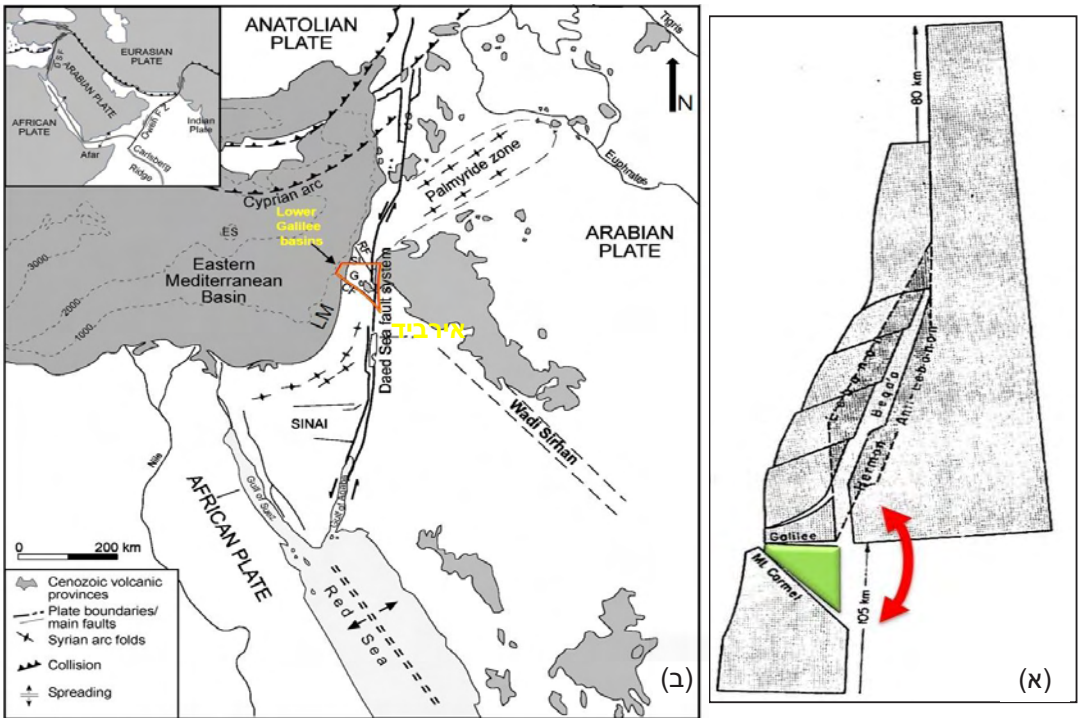
איור 1 - תחנות הסיור (א) על רקע מפה מבית Israelhiking.osm.org (ב) על רקע מודל גבהים דיגיטלי באדיבות גיון הול (ולד, 2016; DEM- Hall, 2005).

במהלך הסיור נתייחס לסיורי חברה גיאולוגית קודמים שהתמקדו במילוי הניאוגני של העמקים (שליב וחובי 2006) ומערכות הניקוז המערביות של אגן הקישון (זילברמן וסנדלר, 2013). הסיור יתייחס למספר רב של מחקרים קודמים אשר נערכו ברחבי הגליל התחתון במרוצת השנים. תובנותיהם החשובות תרמו רכיבי מידע שנשזרו יחדיו לקבלת תמונה מקיפה של מבנה תת-הקרקע של האגנים ושוליהם המורמים כיום. תוצרי המחקר שיוצגו בסיור משמשים כבסיס ידע להוראה, עשייה ומחקר מקומיים, בין היתר במשרדי

ייעוץ, גורמי תכנון וסקרי סיכון סייסמיים (הקמת שכונות, מתקני תשתית), עבודות סביבתיות (ממשקי נחלים- דוגמת אגן נחל נהל ואגן נחל ציפורי), עבודות-גמר תיכוניות ועבודות גיאובוטניות המתייחסות לקשר סלע-קרקע-צמח.

טקטוניקה אזורית

התפתחות הגליל התחתון מהאוליגוקן ועד ימינו משקפת השפעה משולבת של (1) עליית פלום (plume) מעטפתי באזור אפאר (Afar), כ-2500 ק"מ דרומית לשטח הסיור, והתקדמות שלוחותיו צפונה, ו-(2) התכנסות לוחות ערב, סיני ואירואסיה כ-700 ק"מ צפונית לאזור הסיור. שלוחות הפלום גרמו להרמה טופוגרפית רחבת מימדים, בליה אזורית ויצרת משטח גידוע אוליגוקני ברחבי מצרים, סיני, דרום ירדן ודרום ישראל, וגם במרחב צפון ישראל (Avni et al., 2012). עליית הפלום גם דרבנה את קריעת לוח ערב מאפריקה במפריצי עדן וסואץ, מתיחת לוח ערב, והתפתחות ביקוע אירביד לאורכו בכיוון צפון-מערב אל עבר הגליל התחתון. אגנים שהשתפלו לאורך הביקוע במיוקן נמתחו בכיוון צפון-צפון-מזרח, גם אחרי התחלת תנועת ההחלקה לאורך העתק ים המלח. בתום המיוקן ואל תוך הפליוקן ההחלקה לאורך הטרנספורם מפתחת רכיב התכנסות בכיוון צפון-מערב. כתוצאה מכך, הגליל העליון נלחץ, התקצר והורס בין העתק ים המלח לבין שולי היבשת הסמוכים, וכמוהו גם רכסי השומרון ויהודה ומבנה הכרמל.



איור 2 - (א) מודל ההעתקה בגליל ובלבנון לפי Freund (1970) מייחס את כל מתיחת הגליל התחתון ומערכות ההעתקה בו להסטה לאורך העתק ים המלח. לפי מודל זה שבירה נורמלית בגליל והחלקה אופקית (-strike slip) על העתק הכרמל מאריכים את הגליל המזרחי יותר מאשר את המערבי, לקבלת צורת מניפה משולשת. שיעורי המתיחה במזרח, מרכז ומערב הגליל הם: 0%-7%-5% בהתאמה. (ב) מפת מבנים טקטוניים ראשיים (אחרי 1989, 2006 Garfunkel; Schattner et al.). שטח הסיור מסומן במסגרת. מחקרים מאוחרים יותר מראים את תפקידו המשמעותי של ביקוע אירביד (אחרי 2011 Segev et al.) בפתחת עמקי הגליל התחתון וביצירת נתיבי עליית מאגמה באזורי מתיחה שהתפתחו לאורכו. העתקי הכרמל (CF) ורום (RF) מסתעפים מהעתק ים המלח (DSF) ותוחמים את שטחי הגליל (G) ודרום לבנון (SL) (מפה קטנה - מבנים טקטוניים ראשיים הסמוכים ללוח ערב: העתק ים המלח (DSF), שולי הלבנט (LM) ואזור השבירה (OFZ) Owen).

באותו זמן, הגליל התחתון ממשיך להשתפל. בשלב מסוים התגברות רכיב הלחיצה על הטרנספורם בולמת את שקיעת עמקי הגליל התחתון בעוד העתקה חוצת-מבנים מפלחת את אגניו, בין אזור הגלבע לכרמל בהסטה שמאלית שכיחונה צפון-מערב (איור 3). העתקה זו מנתבת תנועות בין העתק ים המלח לבין שולי היבשת הים תיכוניים, ויתכן שמגדירה גבול לוחות מתהווה בין לוח סיני בדרום לבין מיקרו לוח גליל-לבנון בצפון (Schattner and Lazar, 2014). במהלך כל התקופה הנסקרת כאן התכנסות לוח ערב צפונה מתבטאת בדחיסה, הפחתה ולבסוף התנגשות. מערכי השבירה הנסקרים משקפים ריסוק (fragmentation) מתגבר של צפון-מערב הלוח ליחידות קטנות.



איור 3 - חתך סכמטי בכיוון צפון-דרום המתאר התפתחות דו-שלבית של עמקי הגליל התחתון (אחרי Boulton and Robertson, 2008) – השתפלות מיוקנית בין העתקים נורמליים (קוים מודגשים עבים) על תוואי ביקוע אירביד, ואחריה גזירה חוצת מבנים בפליו-פליסטוקן בהסטה שמאלית אופקית עם רכיב נורמלי. קינמטיקה זו מסבירה את אגן כפר ברוד (תחנות 3,4,6 בסיוור).

תחנה 1 - פסגת גבעת המורה (נבי א-דחי) [נ.צ. 724824 / 233004 גובה: 482]

פסגת גבעת המורה בנויה מסדן מגמתי (stock) בהרכב מיקרו-גברו בעל הופעה גסת גרגר של תצורת הבזלת התחתונה (Oppenheim, 1962). גיל הבזלת כאן כ-11 מ"ש (שליב, 1991). גיל זה תקף גם לגבי מספר מחשופים אשר נחשבו בעבר כבזלת כיסוי. בתחנה זו נתצפת על התבליט המגוון של עמקי הגליל התחתון וננסה להבין אילו תהליכים הביאו לשילוב בין אזורים נמוכים לגבוהים (טופוגרפית וסטרוקטורלית). הסקירה תחל בהתייחסות ל"מניפה" של פרוינד (איור 2; Freund, 1970), ותמשיך בתיאור התפתחות אגן עפולה, אגן כסולות, ותתי האגנים מזרע ועדשים המופרדים על ידי מבנה היוגב. בהמשך, נתייחס לסדן המגמתי שחדר דרך שכבות אאוקן ונעסוק בקשר שבין מתיחה, העתקה ועליית מאגמה. תצורת הבזלת התחתונה מהווה רכיב מפתח בהבנת ההתפתחות האירועים היות שהינה ברת תיארוך וברת מיפוי בפני השטח ובתת הקרקע. על כן תיסקר בפירוט. יצוינו קווי דייקים שכיוונם מערב-צפון-מערב, ודרום-מערב כמו כן נעסוק בתזמון התרוממות גבעת המורה.

העתקים

במהלך הסיור נסקור את העתקי השוליים הראשיים והמשניים (שלב 1 באיור 3), ואת ההעתקים חוצי-האגן (שלבים 2,3 באיור 3; Through-going faults). העתקי שוליים ראשיים- תוחמים את סדרת אגני הגליל התחתון מצפון ומדרום. בשוליים הדרומיים: העתקי יקנעם, כרמל וגלבו. נבקר בהעתק יקנעם כשנעמוד על תל יקנעם בתחנה 6. מבט אל העתק הכרמל נראה בתחנה 5. השוליים הצפוניים של מערך האגנים הניאוגניים אינם ברורים עקב מיסוך הנובע מהרמת כתפי העתק ים המלח בפליו-פלייסטוקן. הגבול המורפוטקטוני, הצפוני, של הגליל התחתון הוא מערך העתקי בקעת בית הכרם, העתקי מתלול צורים ואחיהוד. אולם, האגנים בחלק הצפוני של הגליל התחתון, בקעות טורען, בית-נטופה ובית הכרם, הנם רדודים וכמעט שלא השתמר בהם חתך ניאוגני. מחשופי סדימנטים ניאוגניים, שהם חלק מהאגן הפנימי המיוקני, מגיעים עד לכורזים במזרח (איורים 6, 24). אנו נבקר בהעתק נצרת (תחנה 2 הר הקפיצה) ובהעתקי המדרגות של אזור הסוללים-זרזיר-תמרת. העתקי שוליים משניים- העתקים החוצצים בין האגנים. כיוונם מצפון-מזרח עד צפון-צפון-מזרח (אנכי עד תת-אנכי לציר האגנים). דוגמאות למבנים השעונים על העתקים משניים כוללות את הורסט היוגב-מזרע, אגן כפר ברוך, אגן עפולה, אגן כפר ברוך ותתי-אגנים מזרע ועדשים. העתקים חוצי-אגנים בכיוון מערב-צפון-מערב לאורך אזור המעוות הראשי (איור 3), בהם נדון בתחנות 5-6.

תצורת הבזלת התחתונה (שולמן, 1962 בעקבות Blake, 1928)

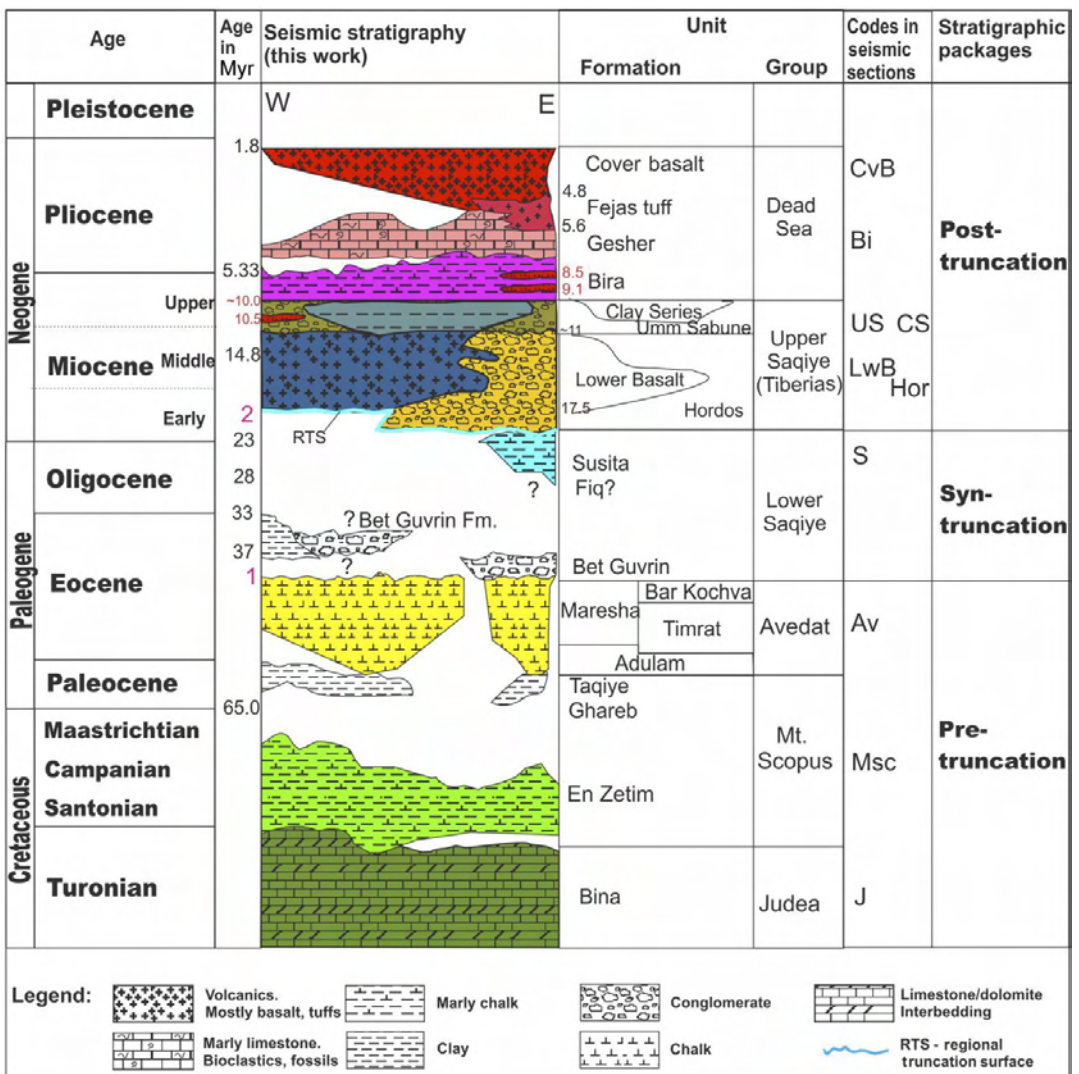
תצורת הבזלת התחתונה תוארה בעבודות קודמות (Oppenheim, 1946; Bendor; 1962; Oppenheim, 1959; שולמן, 1962; 1969; Brenner, 1979; Dicker). שליב (1991) מתאר את הבזלת התחתונה בחתך טרי כאלקלי אוליבינית, קשה והומוגנית, דקת גביש אך סדוקה. אולם לרוב, הבזלת בלוייה מאד, מתפוררת ועשירה בסדקי קירור ובסידוק טקטוני עם מילוי קלציטי-חרסיתי. הבזלת התחתונה הגיעה אל פני השטח דרך מישורי חולשה, קרי העתקי וסדקי מתיחה. שליב (1991) דגם בזלת תחתונה דקת-גביש בעיקר מדייקים, סילים ומצינורות הזנה של הרי געש, תיארך ותחם את הופעתה בטור הליתוסטרטיגרפי בין 9-17.5 מ"ש. הדייקים חדרו לאורך סדקים ואזורי מתיחה שכיוונם מערב-צפון-מערב. סדנים מגמתיים (stocks) אף הם חדרו במקביל לכיוון ההעתקה הראשי של הגושים. בגבעת המורה, גופים אלו חדרו בכיוון מערב-צפון-מערב, מקביל להעתק עפולה והעתקי גבעת המורה. מרכזי התפרצות וולקנית כוללים את כוכב הירדן (שולמן,

(Oppenheim, 1962; שליב, 1991), קומפלקס גבעת המורה-תל עגול (תל אל-עוג'ול וא-סירה אצל Oppenheim, 1961) וגבעת המורה (אופנהיים, 1959; Dicker, 1969). שורת תילי געש בגבול הדרום-מערבי של אגן כפר ברוך כפי הנראה תרמה את הבזלות שהצטברו באגן. שורה זו, המקבילה להעתק יקנעם ממערב לו (שליב, 1991), כוללת את גבעות אשמר, קיפוד, ויאשיהו. כפי הנראה גבעות אלו מייצגות מקורות לבזלת שהצטברה באגן. מרכזי התפרצות אפשריים נוספים נמצאים במושב היוגב ונורית (איור 6). לעומת אלו, מחשופי סלעים פירוקלסטיים כחלק מהמגמתיות הנם נדירים. שכבות ביניים של חלוקי בזלת ואף גיר מעידות על הפסקות בוולקניזם במהלך הצטברותה (שליב, 1991). עבור התקופה שבין 9-15.5 מ"ש, במחשוף כוכב הירדן, תדירות הוולקניזם הינה בין אחת ל-16 מ"ש לבין אחת ל-4 מ"ש (שליב, 1991). כוון הסידוק הראשי שנמדד על הבזלת התחתונה הוא צפון-מערב ואילו המשני הוא צפון-מזרח עד צפון-צפון-מזרח (שולמן, 1962). (Picard 1928, 1929) ייחס את קרומי הקלציט על הבזלת בגבעת המורה ובסדקים להמסה חלקית של הבזלת עקב חשיפה לאטמוספירה (איור 4).

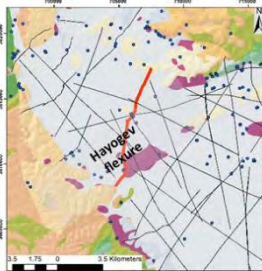
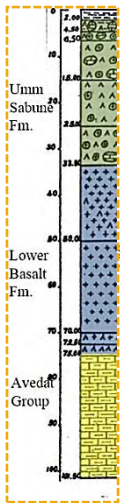
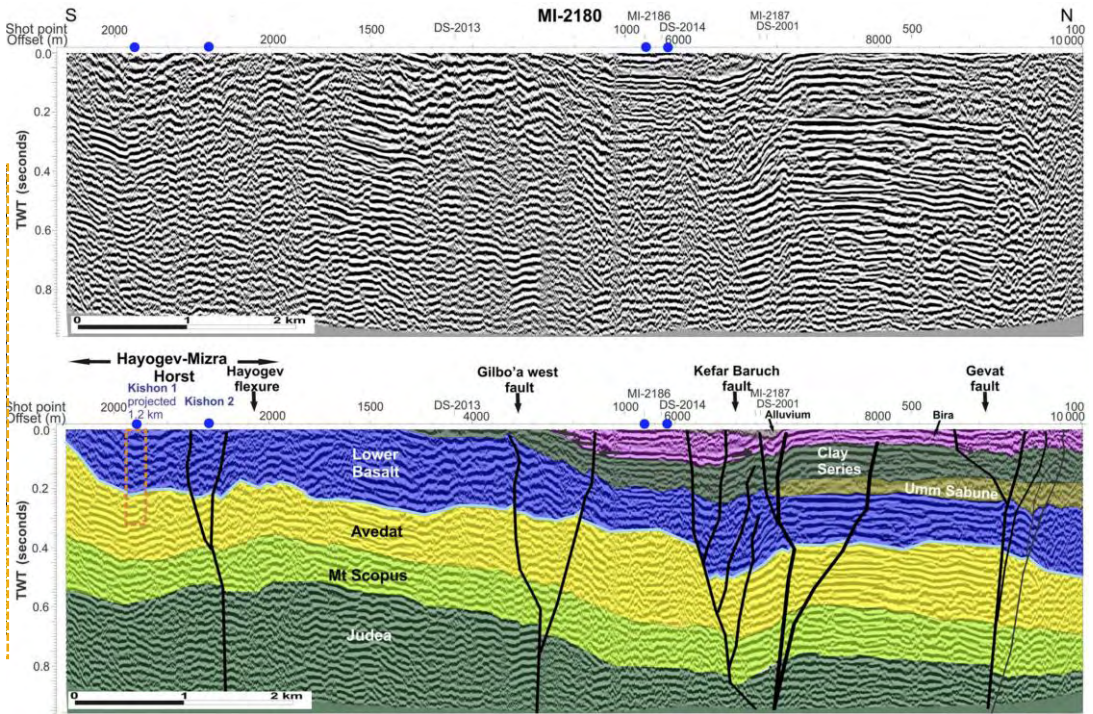
תצורת הבזלת התחתונה מידקקת צפונה (Schulman, 1959) ומתאצבעת עם תצורת הורדוס (לבד מחלקה התחתון ביותר של הורדוס הנחשף בחתך הטיפוסי של ברניקי; איור 5). ארבעה קילוחי בזלת של תצורת הבזלת התחתונה מתאצבעים עם תצורת הורדוס במצוקי פוריה-כינרת. שלושת הקילוחים העליונים תוארכו בשיטת K-Ar למיוקן תחתון (Freund et al., 1965). תיארוכים אמינים יותר בשיטת $Ar^{39}Ar^{40}$ נעשו למן שנות ה-90 (שליב, 1991; רוזנבאום וחובי' 2015; Sandler et al., 2004). גיל ה- $Ar^{39}Ar^{40}$ הקדום ביותר הוא משפך הבזלות הראשון במתלול פוריה, לפי מדידה של Kolodny, Ron and McWilliams שפורסמה אצל Segev (2000) כ- 16.1 ± 0.1 . קידוחים, מיפויים וחתכים סייסמיים מראים כי משקעי תצורת הורדוס מתרכזים בדרום הגולן, באגני בית שאן וכינרות, ברמות הנטויות של הגליל המזרחי, באגן חרוד ובאגף המזרחי של קמר הפריעה באזור מרמה פיאד. תצורת הורדוס מדקקת לכיוון מערב עד כדי מטרים בודדים ואינה מתאצבעת שם עם תצורת הבזלת התחתונה. גיל $Ar^{39}Ar^{40}$ חדש מאזור טבעון הוא 17.14 ± 0.1 (Sandler et al., 2015). נבחין בהדקקות זו בשוליים המערביים של עמק יזרעאל בתחנות 3-6.



איור 4 - מופע אופייני בלוי של הבזלת התחתונה באזור גניגר.



איור 5 - חתך כרונוסטרטיגרפי והתאמה סטרטיגרפית לרוחב אגני הגליל (Wald et al. 2019a; ולד, 2016). צבעי היחידות תואמים לאלו המסומנים בחתכים הסייסמיים בהמשך. הספרות האדומות 1 ו-2 משמאל מסמנות אי התאמות ארוזיביות עיקריות המיוצגות גם ע"י המרווחים בסטרטיגרפיה. גילים רדיומטריים (מיליוני שנים, Myr) לפי שליב (1991, 2000), Segev (1996), Heimann et al. (1996). תיארוך של טוף פיגיאס, תצורות גשר ובזלת הכיסוי (באדום) מתוך (2016) Rozenbaum et al. תיארוך בסיס בזלת הכיסוי מתוך (2015) Dembo et al. קיצורים (מופיעים בחתכים הסייסמיים בהמשך): CvB - תצורת בזלת תחתונה; הכיסוי; Bi - תצורת בירה; US - תצורת אום סבונה; CS - סדרת החרסית; LwB - תצורת בזלת תחתונה; Hor - תצורת הורדוס; S - תצורת סוסיתא; AV - חבורת עבדת; MSc - חבורת הר הצופים; J - חבורת יהודה.



איור 7 - חתך רפלקציה סייסמית רב-ערוצית MI-2180 (מיקום באיור משמאל; ולד, 2016). אגן כפר ברוך והורסט היוגב מזרע (HMH) נגזרים בקימוט ושבירה. הסטות אנכיות לצד קימוטים על ענפי העתקים מעוותות את תצורות אום סבונה, סדרת החרסית, ובירה. החתך חוצה את אזור המעוות הראשי ואת הכתפיים המורמים שלו - HMH (איור 3). אופק תכלת מייצג את משטח הגידוע האוליגוקני. מלבן כתום - השלכה של קידוח קישון 1 (לוג קידוח לצד החתך). החיצים מסמנים את יחסי ה-onlap של מחזירי תצורת בירה על גבי סדרת החרסית. הגזמה אנכית פי 2.5.

חתך MI-2180 בכוון צפון מראה גרבן על תוואי נחל קישון (איור 7). הגרבן תחום בין העתקי כפר ברוך וגלבוע-מערב. רפלקטורים של תצורת בזלת תחתונה מעידים כי ההסטה האנכית לאורך העתקים אלו מסתכמת במטרים בודדים. הרזולוציה הסייסמית מאפשרת לראות שהעתק כפר ברוך הסיט בכ-50 מ' את גג הבזלת התחתונה אנכית בזמן הצטברותה. שכבות הניאוגן מקומטות סמוך לענפי העתקים ומצביעות על לחיצה המאוחרת לתצורת בירה. המעוות על העתק כפר ברוך מייצר אזור שקוע, פעיל משך המיוקן אשר המשיך לצבור סדימנטים אל תוך הפליוקן. המעוות קטן יותר בצפון, שם העתק גבת מראה בעיקר הסטה אופקית, לפי מישור העתק אנכי וקימוט נילוהו. ברוחב של כ-1 ק"מ. בדרום, הורסט היוגב מזרע ופלקטורת היוגב מהווים שוליים מורמים ביחס לציר המעוות הראשי. עובי הבזלת התחתונה מרמז על מקור וולקני בקרבת מושב היוגב (איור 7- מקור 10).

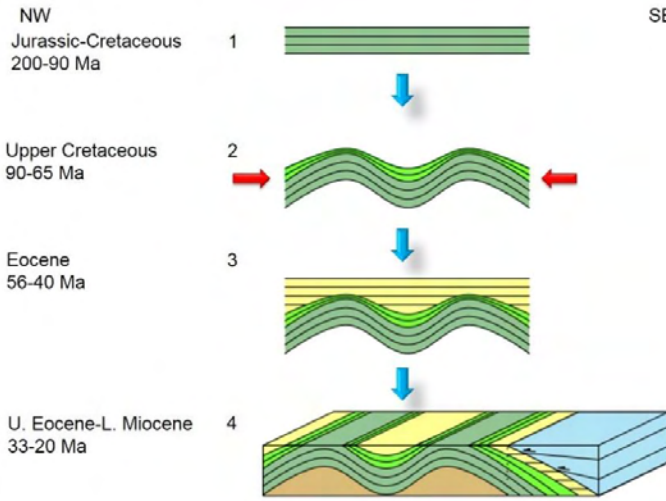
”וַיְהִי, גְבוּלָם--יִזְרְעֵאלָה וְהַכְּסוּלָה, וְשׁוֹנִים” (יהושע י"ט, י"ח). שם הכפר אכסאל מזכיר את השורש הגיאוגרפי.



איור 8 - תצפית דרומה מראש הר קדומים (הקפיצה). בחזית גבעת המורה ושיפוליה המזרחיים כתף עין דור ותל עגול. מדרום-מזרח הר תבור (צילום – מורדי אוחיון).

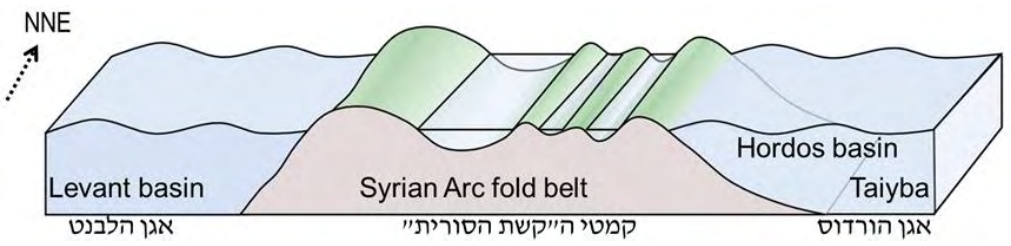
בתחנה זו נצפה מהר הקפיצה על מבנים ניאוגניים עיקריים ושרידיהם השיוריים בפני השטח. לצורך כך, ניעזר במישור הגידוע האוליגוקני ובהשתלשלות האירועים שהובילה אליו. משטח זה מסייע בהדגשת אירועים שהתרחשו אחרי הגידוע האוליגוקני בהם מתמקד הסיור. בתתי-אגנים מזרע ועדשים, בהורסט היוגב-מזרע, ובגבעת המורה (תחנה 1). נסקור את התבליט הנמוך טופוגרפית וסטרוקטורלית אשר נותר נמוך למרות התרוממות הגליל העליון ושדרת ההר המרכזית. נביט בכיווני מבנים עיקריים וננסה להבין מהו הקשרם הטקטוני – בשלב ההשתפלות המיוקנית ובשלב השבירה חוצת-האגנים הפליו-פלייסטוקנית. נאתר ונשייך מקורות וולקניים ואזורי הצטברותם לקווים סטרוקטורליים.

גוש הרי נצרת מתנשא מעל בקעת כסולות וחושף את תצורות חבורת יהודה. יחידות הסלע העיקריות החשופות לאורך מדרונות ההר הדרומיים שייכות לתצורות דיר חנא, סכנין, בעינה וחבורת הר הצופים. הכיוון השולט של מערכות ההעתקים כאן הוא צפון-מערב. נתייחס למילוי הניאוגני הרך של האגנים ולעובדת היותם תחומים בהעתקים ראשיים לאורך קירות זקופים של סלעים קרבונטים קוהזיביים. נדון בהקשר לרעידות אדמה.



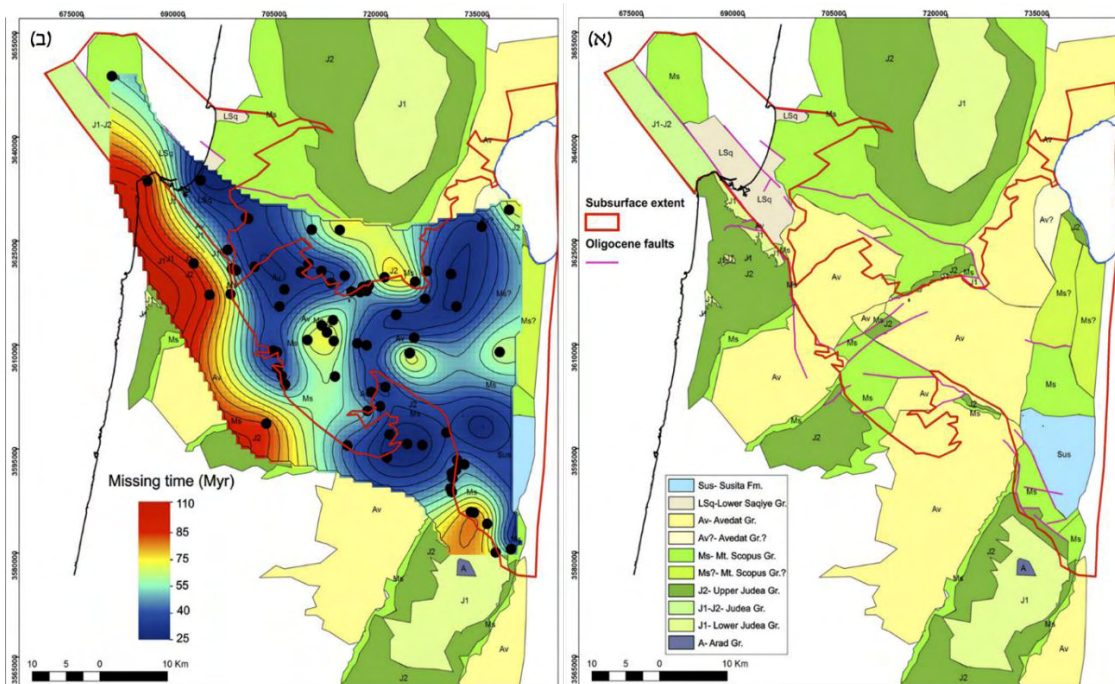
איור 9 - התפתחות משטח הגידוע האזורי בגליל (ולד, 2016): (1) הרבדה ימית קונפורמית של חבורות ערד ויהודה (חום וירוק). (2) קימוט בקרטיקון העליון, תוצר של משטר לחיצה אזורי (הקשת הסורית), והצטברות דיפרנציאלית של חבורת הר הצופים הימית (ירוק בהיר) על גבי התבליט. (3) סדימנטים ימיים של חבורת עבדת האאוקנית (צהוב) ממלאים את התבליט הקרטיקוני ומייצרים תבליט חדש. (4) גידוע אוליגוקני (אאוקן עליון-מיוקן תחתון) קוטס את התבליט כולו עד לראשי האנטיקלינות ומייצר טופוגרפיה מתונה, פנה-פליין. סדימנטים שיריים מזמן הגידוע משתמרים על האגף המזרחי באגן בית שאן העמוק (תכלת). אגן מימי זה הנו חלק מאגני מסופוטמיה המהווים את שיירי האחרונים של הניאותטיס.

הגידוע האוליגוקני קטס קערים וקמרים מגיל קרטיקון עליון (טורון-סנון) ורצפי השקעה ימית מגיל אאוקן. מעל משטח הגידוע האוליגוקני הורבדו באי התאמה תצורות הורדוס ובזלת תחתונה, מגיל מיוקן תיכון-עליון, להן תיארוך חלקי או מקומי (שליב, 1991), ובמקומות תצורות מגיל מיוקן עליון ופליוקן – כגון עמק זבולון וכיפת אפק (תצורת כורדאני). טווח הגיל של החתך החסר אשר הוסר בגידוע נקבע על פי הפער שבין היחידה הצעירה ביותר בתשתית המשטח לבין היחידה העתיקה ביותר שמעליו.



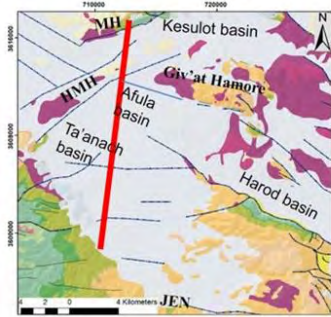
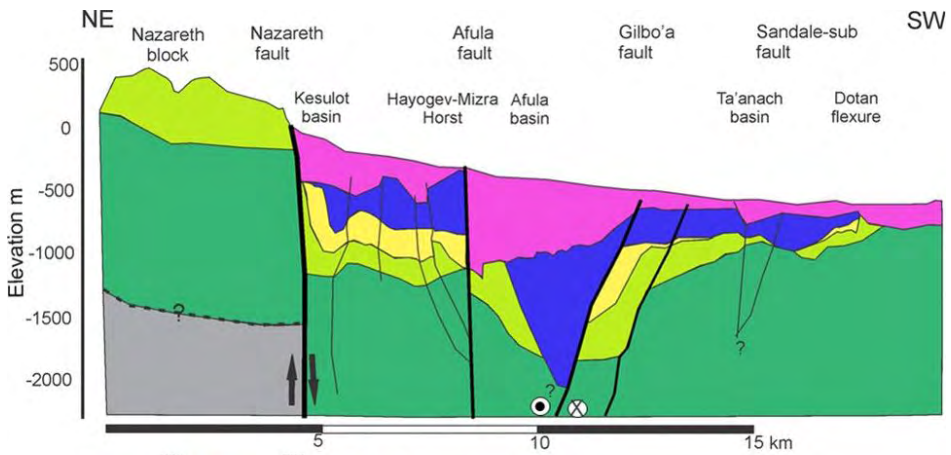
איור 10 - חתך סכמטי מזרח-מערב דרך הגליל התחתון המראה את הפליאוגאוגרפיה במהלך פעולת הגידוע האוליגוקני אשר שיטח תבליט קדום והסיע את תוצריו לאגנים המימיים ממזרח וממערב (ולד, 2016).

הערכת שיעורי הגידוע כוללת רכיב אי-ודאות שהנו מידת הגידוע בקרטיקון העליון (סנון): (1) בין גג חבורת יהודה לחבורת הר הצופים ו- (2) גידוע בתוך חבורת הר הצופים (סנטון-קוניאק). במסגרת העבודה הנוכחית לא הופרד רכיב זה מכלל הגידוע. עבודת שדה מפורטת לצורך זיהוי סמנים סטרטיגרפיים וסדימנטולוגיים ממחשופים, כדוגמת עבודתם של אבני וחובי (Avni et al., 2012) ומקורות מידע שם), עשויה לשפר את טווח הגידוע המיוחס כאן לאוליגוקן. שגב וש (2009; 2014) מציעים כי בסנון הוסר חתך של כ-200 מ' בכרמל.

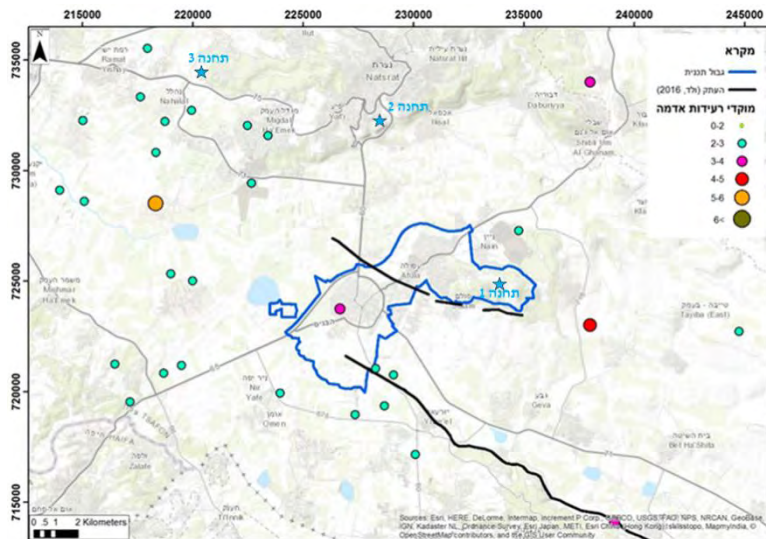


איור 11 - (א) מפת היחידות אשר נגדעו ע"י הגידוע האוליגוקני האזורי ומהוות את הבסיס למילוי הצעיר יותר. פוליגון אדום מסמן את תחום פריסת נתוני תת-הקרקע שנסקרו לשם הכנת המפה (ולד, 2016). **(ב)** משטח הזמן החסר במיליוני שנים לפי נקודות המידע בשחור (קידוחים ומחשופים). אזורים כחולים-שיעור גידוע נמוך; איזורים אדומים- שיעור גידוע גבוה.

פיזור הפציאסים הסיסמיים והגיאולוגיים מראים שלושה תתי-אזורים: לאורך המפנה המערבי של חגורת הקימוט הקרטיקונית אל אגן הלבנט; לאורך ציר חגורת הקימוט; ולאורך המפנה המזרחי של החגורה, הפונה אל אגן מסופוטמיה (איור 10). במפנה המערבי מופיעים סדימנטים ימיים בשני ליתופציאסים: תצורת בית גוברין, חווארים המי-פלגיים (hemipelagic) מגיל אאוקן עליון-מיוקן תחתון, המתעבים לכיוון אגן הלבנט; ותצורת לכיש, מגיל אוליגוקן בהופעה מקומית של סדימנטים גסי גרגר המייצגים תנועות מסה גרביטציוניות (בר וחוברין, 2021). תצורת לכיש צעירה לתצורת בית גוברין (Sneh et al., 2000). לפי פורמיניפרים פלנקטוניים, טווח הגיל של תצורת בית גוברין, הוא אאוקן עליון-מיוקן תיכון (Buchbinder et al., 2005). התצורה מופיעה מקומית בעמק זבולון שבמפנה המערבי. מקבילתה בזמן, תצורת פיק, מופיעה במפנה המזרחי של חגורת הקימוט, ממזרח לכנרת. דרומה יותר מופיעה תצורת סוסיתא באגן בית שאן. תצורה זו, המהווה את היחידה הצעירה ביותר בתשתית המילוי הפוסט-אוליגוקני, הינה חלק מהחטיבה הסטרטיגרפית השנייה שהצטברה תוך כדי הגידוע (תכלת באיור 11; ולד, 2016).



איור 12 - חתך גיאולוגי דרך גושים נטויים במזרח הגליל, אגן חרוד ואגן תענד, על בסיס מודל גיאולוגי תלת מימדי (ולד, 2016). צבעים מסמנים את שלבי ההתפתחות.



איור 13 - מפת סיכונים סייסמיים על רקע תכנית באזור עפולה (דור, 2019).

תצפית תל שמרון תתמקד בשלושה נושאים עיקריים - שרידי סינקלינית נהלל מגיל קוניאק עליון-פליאוקן (גוטמן 1983), גזירה לאורך העתקי תמרת ונהלל מגיל קרטיקון עם הפעלה מחודשת בניאוגן, והיווצרות אוכף הסוללים בפליו-פלייסטוקן. איזור מגדל העמק נמצא בשוליים המערביים של הרי נצרת (תחנה 2). העתק נצרת מציב שכבות חבורת יהודה מצפון אל מול שכבות מילוי ניאוגניות בעמק לדרומו (מפת העתקים באיורים 6,24). לאורכו של העתק זה ממוקמים קידוחי גניגר, תל-עדשים ואיכסל. מההעתק הראשי מסתעפים העתקים משניים. אחד מהם הינו העתק תמרת (כונה גם העתק שמרון בעבר, גוטמן ורוזנטל 2002) העובר למרגלות הישוב תמרת ולאורכו ממוקמים קידוחי שמרון. בתחנה נצפה גם אל שוליו הצפון מערביים של עמק יזרעאל, בהם מופתה סינקלינית נהלל (גוטמן, 1983). ציר הסינקלינה מכוון לצפון-צפון-מערב, לפי ליתולוגיה בקידוחי הפקת מים. שרידיה בתת-הקרקע אשר הוסטו והופרו, מהווים חלק מאגן כפר ברוך (ולד, 2016).

אגן כפר ברוך

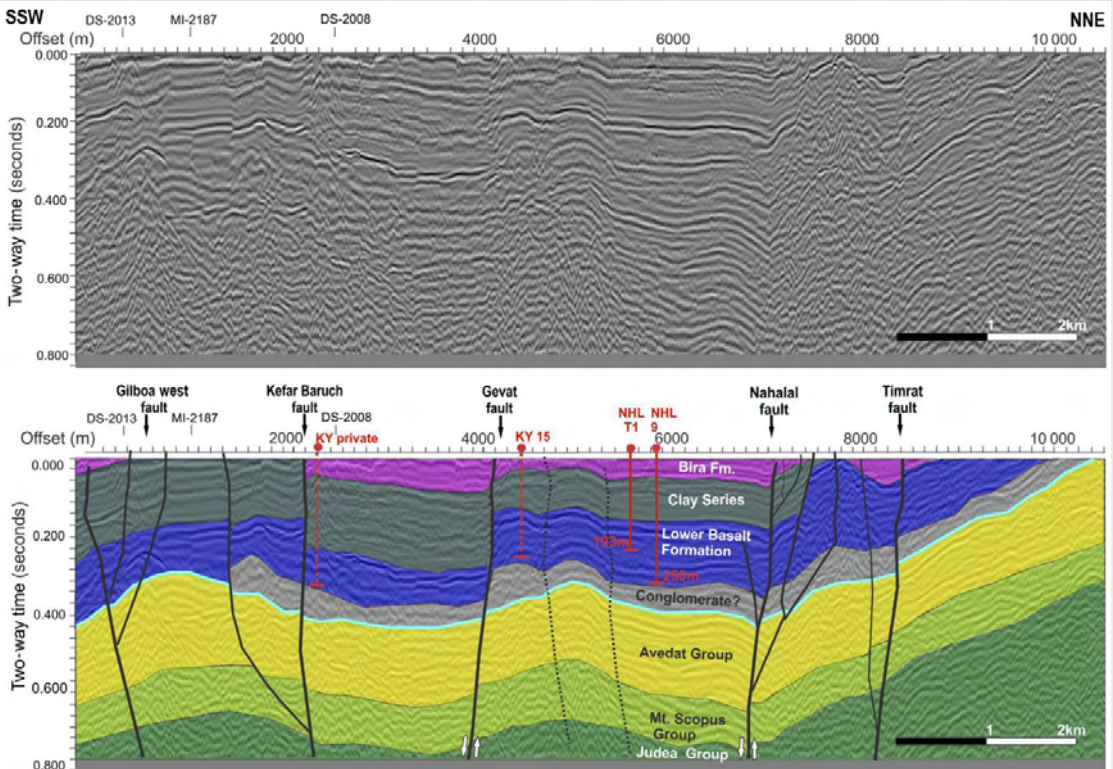
האגן תחום ומוסט ע"י העתקים נורמליים המכונים תמרת, גבת, זרזיר, שדה יעקב, יוקנעם והיוגב (מפת העתקים באיורים 6,24). מצפון-מזרח, נחל מזרע מנקז את אגן כסולות ומחבר אותו אל אגן כפר ברוך. אוכף הסוללים מהווה את הגבול הסטרוקטורלי של אגן כפר ברוך עם אגן בית נטופה (HAS באיור 1ב). בצפון-מערב, העתק שדה יעקב מפריד את גוש טבעון מהאגן. לאורכו נחשפת הבזלת התחתונה במקוטע (תחנה 4). מידע סייסמי אינו חוצה את ההעתק על כן הוא משוער מן המפות הסטרוקטורליות. כנראה שישנו העתק נורמלי נוסף, בסמוך לכביש 722 על התוואי בין מחלף קשיש לצומת השומרים. קו מעיינות (כנראה מעיינות העתק) לאורכו רומז לכך. חלקו הדרומי של העתק שדה יעקב נפגש עם העתק גלבוע-מערב ויתר ההעתקים חוצי-האגנים. מפגש זה יוצר את אזור המעוות של תל קשיש סמוך למפער נחל קישון בין גוש טבעון לכרמל (איורים 16,18,22,23,27). גבולו הדרום-מערבי של האגן הוא העתק יקנעם, עליו ההסטה נורמלית דועכת מצפון לדרום מכ-200 מ' סמוך ליקנעם עד לכ-50 מ' סמוך לקיבוץ משמר העמק (תחנה 6). העתק היוגב חוצץ בין האגן להורסט היוגב-מזרע. מוקד העובי של האגן נמצא בלב סדרת האגנים ועל צירה הראשי, סמוך ליישוב כפר ברוך. אגן כפר ברוך כיום מעוות ומוסט בהעתקים חוצי-אגן.

העתק תמרת סווג ע"י ברטוב וחובריו (2009) כהעתק נורמלי החשוד כפעיל, שכיוונו צפון-מערב. ההעתק מסיט יחידות מיוקניות כולל את תצורת הבזלת התחתונה, הנחשפת בתל שמרון. זריקתו באזור מגדל העמק מגיעה לכ-300 מ', לפי הסטת גג חבורת יהודה. חתך סייסמי המתווה את המשכו של ההעתק בתת-הקרקע (איור 14) מצביע על אזור ריסוק הסמוך לצומת נהלל, בין חבורת עבדת הנטויה לבין יחידות תת-אופקיות מדרום. אופי הריסוק פוענח כהעתקה אופקית (מבנה 'פרח') עם רכיבים אנכיים בהעתק נהלל וסעיפיו (איור 14). כפי הנראה גילו של העתק תמרת הנו פרה-סנוני, על פי התעבות חתך חבורת הר הצופים ועבדת מדרום לצפון, בדומה לסינקלינית גינין. כלומר, הפעילות על מישורי ההעתק הקדומים המשיכה גם בעת קילוחי הבזלת התחתונה ולאחריהם. שינויי עובי בחבורת הר הצופים נסקרים גם בסיור מספר 3.

מערכת הניקוז ציפורי-קישון

מערך הגזירה חוצת האגנים משאיר את תוואי העמקים נמוך, כבסיס סחיפה מקומי המתמקד עם הזמן לאורך אזור המעוות הראשי (איור 3). מגבהי לחיצה בצמתי העתקים מורמים טופוגרפית בכיוון כללי מערב-צפון-

מערב, ומציבים מכשולים מקומיים למהלך נחלים. גוש טבעון, לדוגמא, התרומם טופוגרפית במיוקן עליון ביותר ובפליוקן. במהלך תקופה זו הצטברו בטבעון ובגבעת חציר/זרזיר קונגלומרטים שמיוחסים לתצורת אום-סבונה ובית ניר, בהתאמה (שליב, 1991; Kafri, 1997; זילברמן וסנדלר, 2013). באופן דומה, המידע מראה כי אוכף הסוללים מפריד גיאוגרפית בין אגן נטופה לאגן כפר ברוך (איור 1א). מגבהים סטרוקטורליים וטופוגרפיים אלו מטשטשים את גבולות האגנים. בנוסף, הם מעוותים ומבתרים את תצורת בירה, שגגה במקור היה תת-אופקי (איורים 7,15,27).

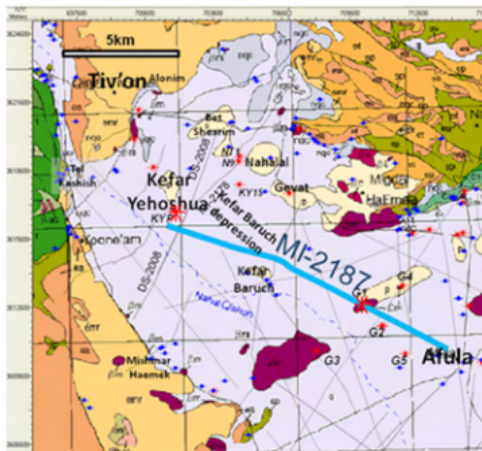


איור 14 - חתך MI-2178, רפלציה סייסמית רב-ערוצית בהפרדה גבוהה (ולד, 2016). הגזירה הפליוקנית מיוצגת ע"י העתקי תמרת, נהלל, גבת, כפר ברוך וגלבע-מערב, סמוך למפגשם עם העתק הכרמל וגוש טבעון. העתקה נורמלית מסיטה אנכית את יחידות המילוי. כימוט עוקב להרבדת תצורת בירה (מאוחר לסדימנטים הצעירים ביותר של המיוקן העליון-פליוקן) מיוחס לגזירה אופקית לאורך העתקים שבמקורם היו נורמליים. שיעור עובי סדרת החרסית בין הבלוקים המוסטים משקף את השתרעות מניפת הסחף המיוקנית אשר קדמה להסטה האנכית. האופק בתכלת- משטח הגידוע האוליגוקני; קוים מרוסקים- קידוחים בהשלכה לחתך. NHL- נהלל; KY- כפר יהושע; הגזמה אנכית פי 3.

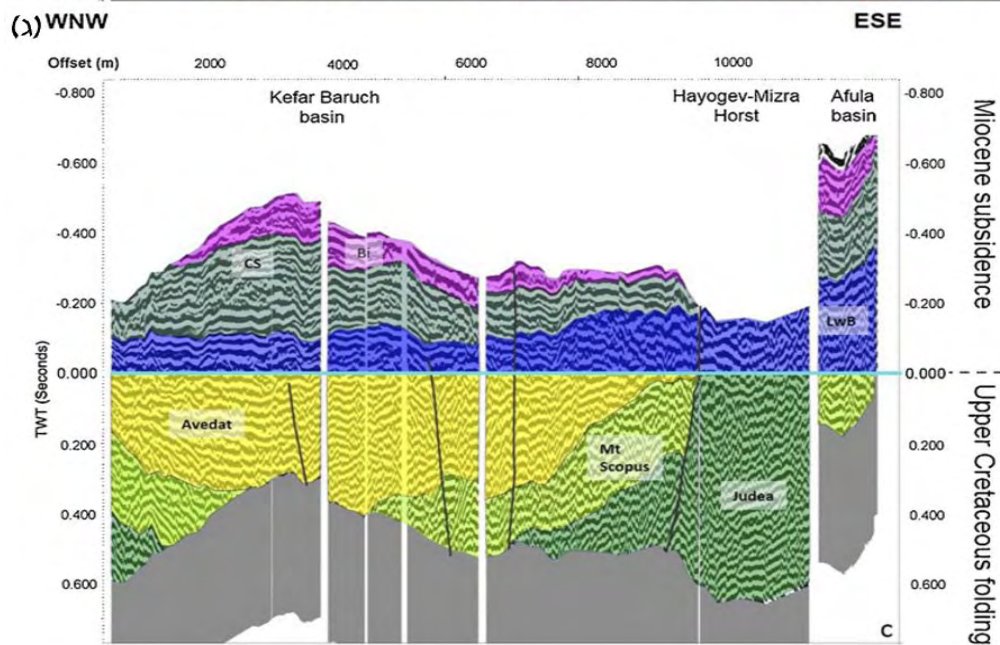
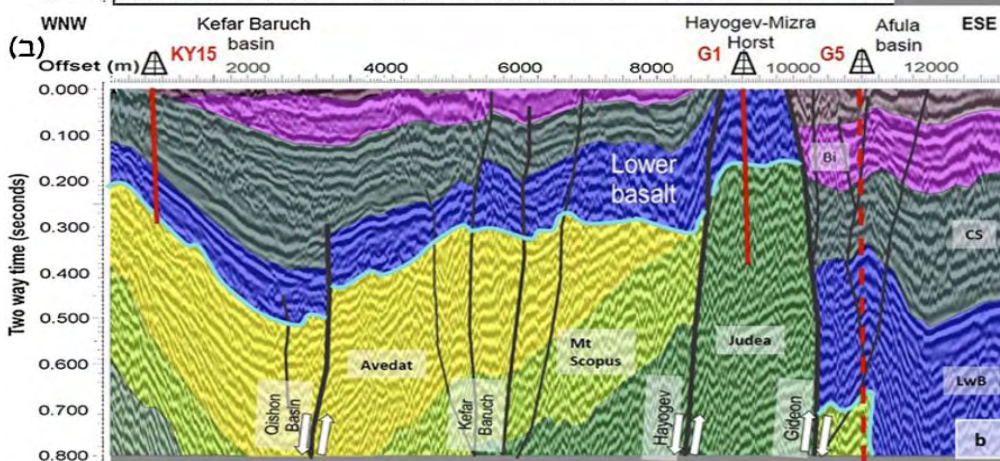
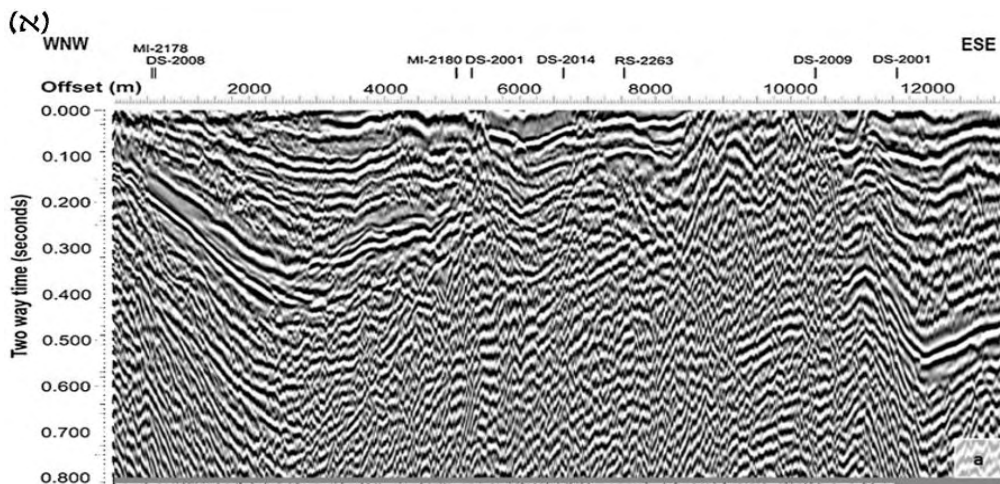
הסטרטיגרפייה הסייסמית של חתך MI-2178 מבוטאית בהעתקי strike-slip מקבילים וביניהם מיגבהים ושקעים (איור 14). העתקי נהלל וגבת מלווים בקימוט (אופייני להעתקי strike-slip בסייסמיקה) ובין העתקי גלבוע-מערב וכפר ברוך גוש מוגבה הנטוי לדרום-דרום-מזרח. השתפלות דיפרנציאלית משך המיוקן והפליוקן בין ההעתקים הסינ-טקטוניים ניכרת בגרבן שבתוואי נחל קישון, במקומות בהם עובי סדרת החרסית מגיע לכדי כ-200 מ' לעומת הגושים המורמים מעבריו. עובי סדרת החרסית משקף את מערכת הניקוז האלוביאלית שקדמה לגזירה. קונגלומרטים מפרידים בין מישור אי ההתאמה של גג עבדת לבין בסיס הבזלת התחתונה ומבטאים את פרק הזמן הטקטוני של גידוע והשתפלות לפני זרימת הבזלות בשולי האגן הניאוגני המתהווה. הלאה לדרום-דרום-מערב גג חבורת עבדת הגדועה מתלכד עם בסיס הבזלת (איור 14).

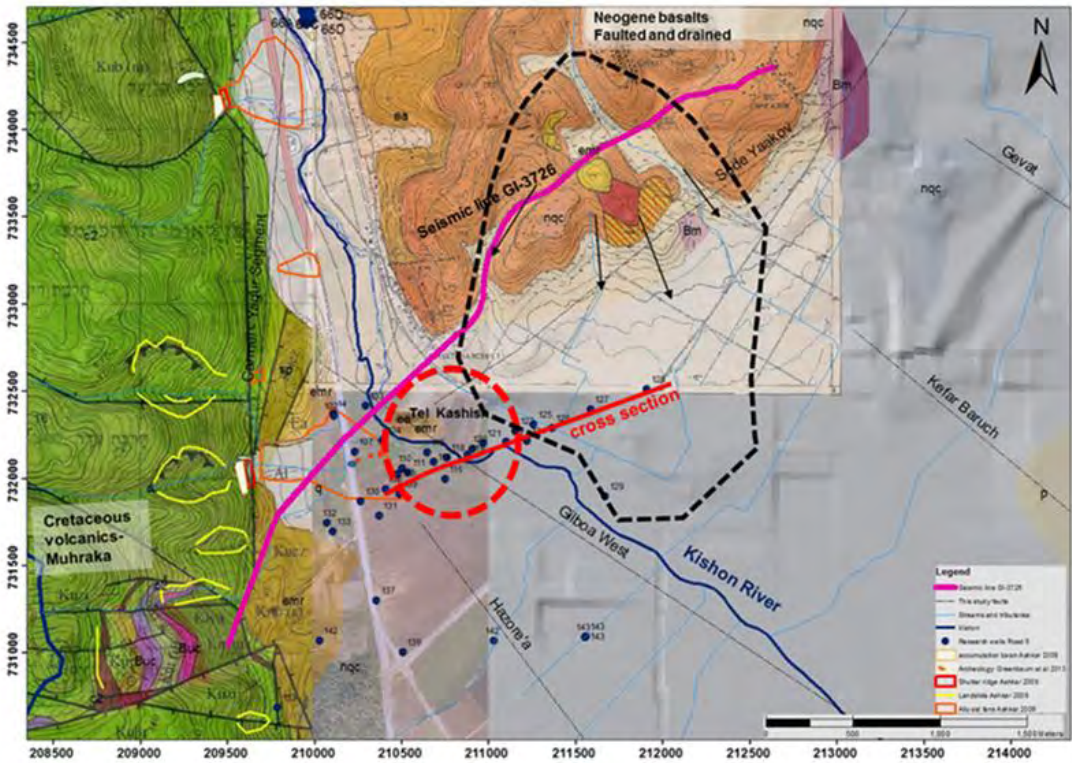
תחנה 4 - שיח' אבריק (פסל אלכסנדר זייד, גבעות זייד) [נ.צ. 212287/ 34071 גובה: 124]

תחנה זו מספקת תצפית מפתח לכיוון מזרח ודרום, אל עבר תוצרי מערך ההעתקה חוצת-האגנים הפליו-פלייסטוקנית. בתחנה נדון במבנה גוש טבעון והווצרותו כחלק מסינקלינה של הקשת הסורית, שכיום מורם על העתק שדה יעקב. תצפית דרומה תכלול את סקירת אגן כפר ברוך, הצטברות סדימנטים ניאוגנית בו, ומשמעות השארותו נמוך טופוגרפית וסטרוקטורלית למרות התמורות הטקטוניות האזוריות. נסקור את הגבעה הבזלתית (מיפוי גיאופרוספקט, משה בראון) ונדון בחשיפות של בזלת תחתונה לאורך העתקים וכשכבת אוויקלוד למעינות. התחנה תכלול דיווח על מיפוי העתק שדה יעקב בעזרת עדויות מחפירות הפרדה מפלסית. הדיון בפרטים יקושר לתמונת ההתפתחות האזורית ויסביר את משמעות הגזירה בתל קשיש (איור 14).

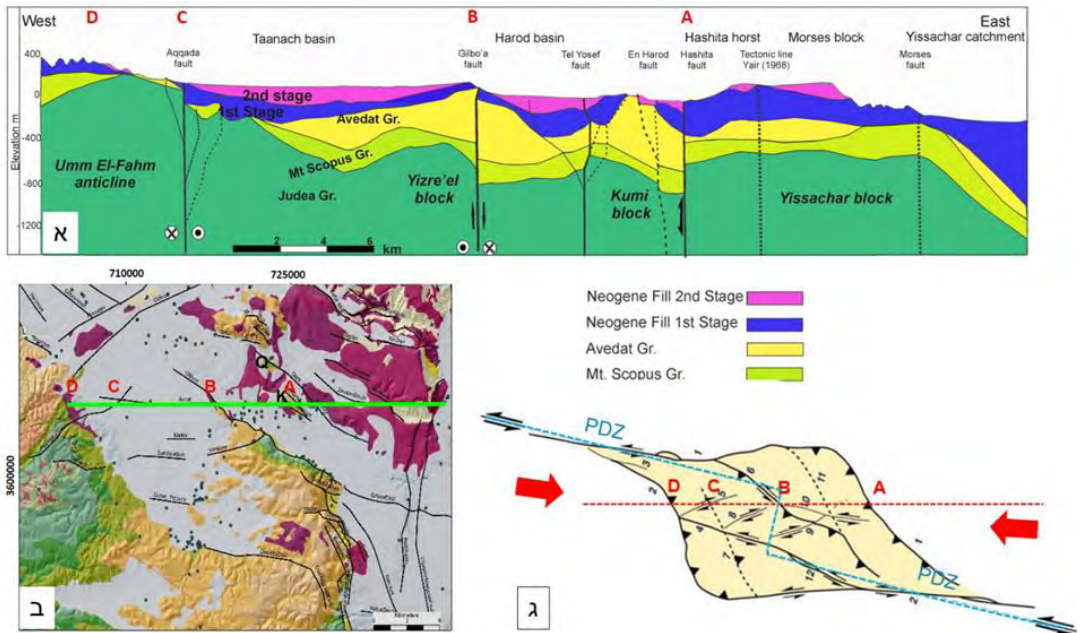


איור 15 - (א) חתך רפלקציה סייסמית רב-ערוצית MI-2187 תת-מקביל לציר האגנים, המלווה את תוואי רכבת העמק, בין כפר יהושע לבין עפולה (ולד, 2016). (ב) הורסט היוגב-מזרע חוצץ בין האגנים הניאוגניים כפר ברוך ועפולה. משטח הגידוע האוליגוקני מסומן בתכלת. יחידות קרטיקוניות בקער פוענחו לפי חתכים סייסמיים חופפים ומצטלבים עמוקים יותר (ולד, 2016 ; Wald et al., 2019a). קידוחים: כפר יהושע (KY15), גדעון 1 (G1), גדעון 5 (G5), מושלך כ-1 ק"מ מדרום. היחידה העליונה ביותר- אלוביום. (ג) יישור החתך לפי אופק הגידוע בתכלת – להדגשת משטח הגידוע האוליגוקני. בי - תצורת בירה; CS - סדרת החרסית; LwB - תצורת בזלת תחתונה. חברות עבדת (Avedat), הר הצופים (Mt. Scopus) ויהודה (Judea). הגזמה אנכית פי 5.



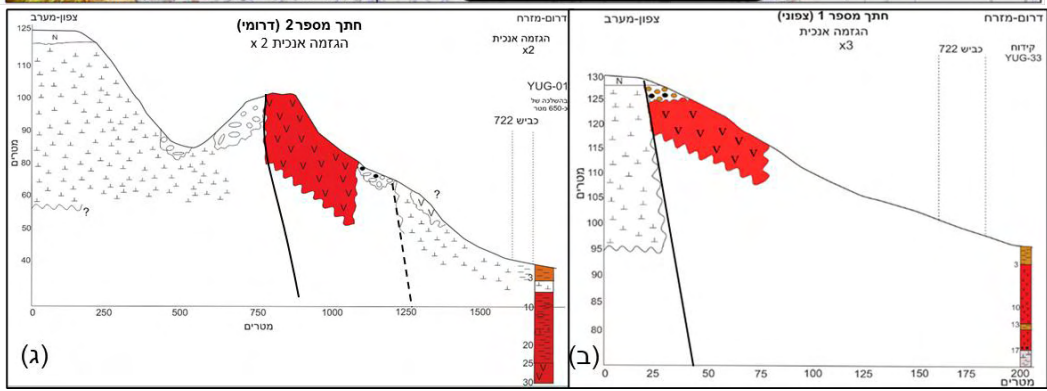
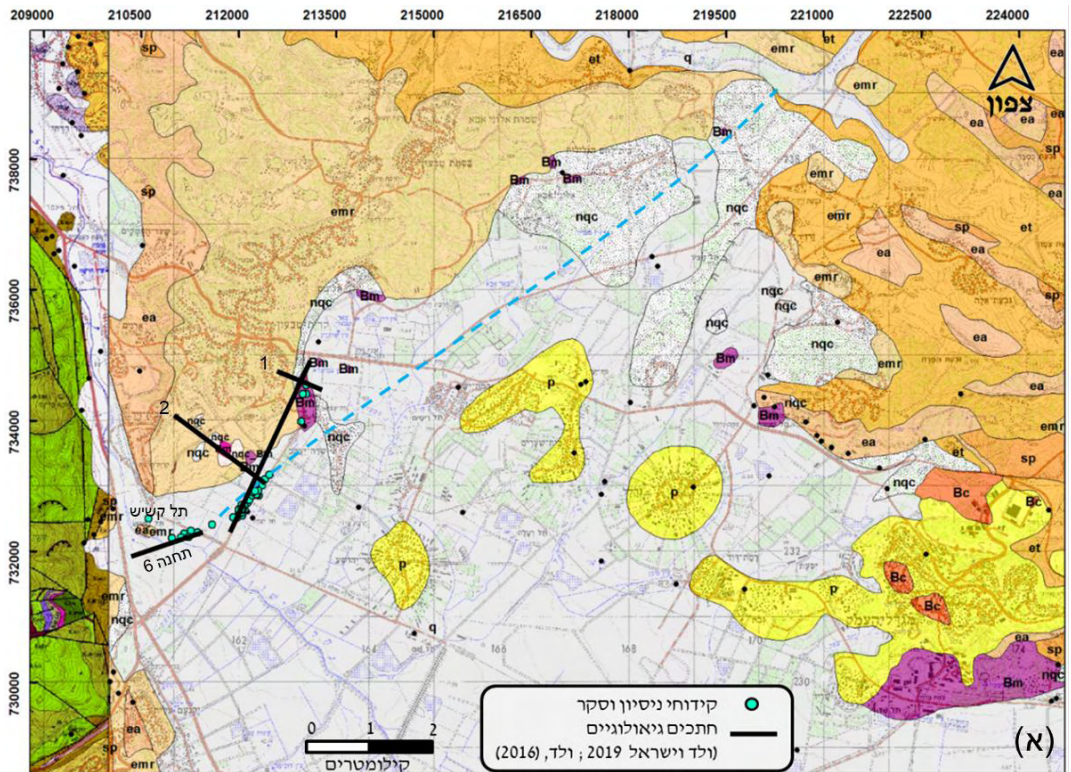


איור 16 - גזירה בתל קשיש, סמוך למפגש העתקי כרמל וגלבע-מערב (ולד, 2016). המפה מציגה נתונים על גבי המפה הגיאולוגית 1:50,000 גיליון עתלית (שגב ושש, 2009) ועל גבי מפה גיאולוגית 1:10,000 של חברת גיאופרוספקט. הקו הסיסימי והחיתך הגיאולוגי יידונו בתחנה 6.

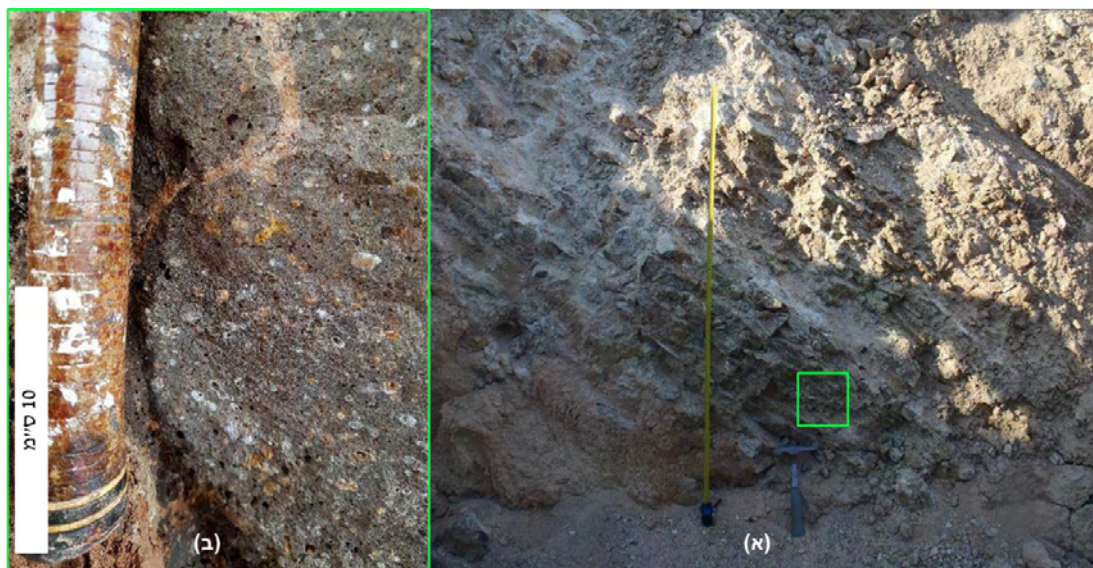


איור 17 - (א) חתך גיאולוגי על בסיס מודל תלת מימדי (ולד, 2016). צבעים בחתך מייצגים שלבי השתפלות. (ג) מעוות הגזירה מסומן על גבי מודל של McClay and Bonora (2001). החתך (קו אדום מרוסק) נדגם בזווית כ-20° מציר הגזירה הראשי בעומק (קו תכלת מרוסק - אזור המעוות הראשי, PDZ). המעוות מצביע על אתרים שחווים לחיצה והרמה (A-B-D) וגזירה אופקית (C). גושי בלוואר, מורסס והשיטה- לפי המפה הגיאולוגית של יאיר (1968).

עבודת גמר תיכונית של שישראל (2019) בנושא מיפוי העתק שדה יעקב שילבה עדויות גיאולוגיות מקידוחי סקר ותשתית, ומחפירות הפרדה מפלסית בשדה יעקב (איור 18; Wald and Israel, 2019). המחקר מיפה את מקטע ההעתק לאורך כ-1500 מ'. מחקר זה הציע כי הבזלת קלחה דרך אזורי מתיחה והצטלבות מערכות העתקה, בדומה למסקנות (Wald et al. 2019) (איורים 15, 17). יחסי שדה מציעים כי מידת ההסטה האנכית המרבית של כ-90 מטרים דועכת לצדדים (ראו גם סיור זילברמן וסנדלר 2013, קו הגו ליד תל קשיש). ההעתק הסיט נורמלית במהלך המיוקן בד בבד עם פעילות געשית וקילוח הבזלת התחתונה, אשר תוארכה ל-17.14 מ"ש בשיטת $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Sandler et al., 2015; Rozenbaum et al., 2016). תיארוך זה סותר את מגמת ההצנעה בגילי הבזלת המיוקניות לכוון צפון-מערב, שהוצעה על ידי שליב (1991) ונידונה בסיור זילברמן וסנדלר (2013) בתחנה 4.



איור 18 - (א) מפת מיקום משוער של העתק שדה יעקב (תכלת) על רקע גיליון נצרת 1:50,000 (סנה, 2018) ומפת עתלית 1:50,000 שגב ושש (2009א), פוליגונים מתוך המפה הגיאולוגית 1:10,000 של חברת גיאופרוספקט (איור 16) באזור חתך הרוחב (2) המופיע באיור (ג). (ב) חתך רוחב צפוני המסומן במפה כ-1 (ישראל, 2018; Wald and Israel, 2019). (ג) חתך דרומי המסומן במפה כ-2 (ישראל, 2018; Wald and Israel, 2019).

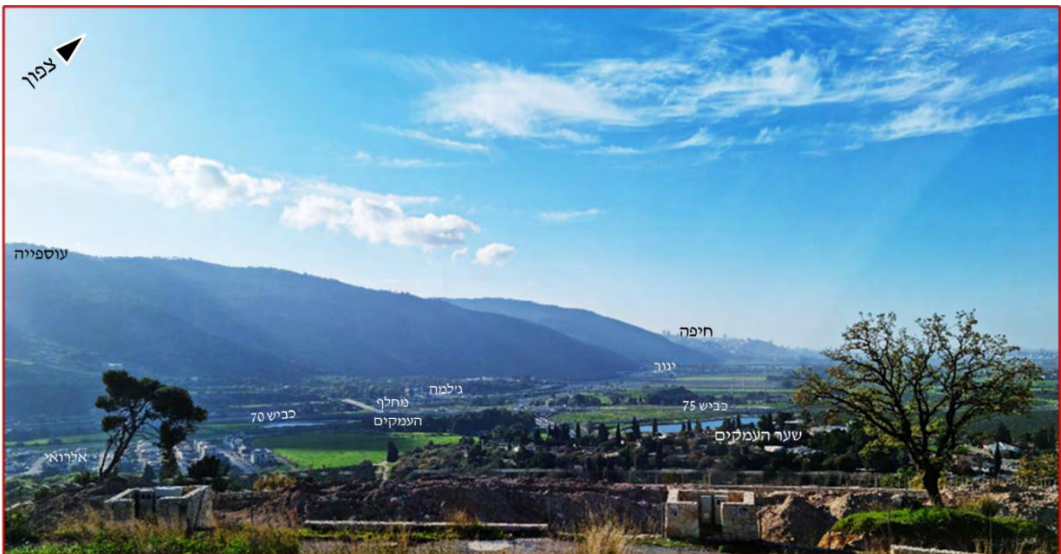


איור 19 - (א) קילוחי בזלת נטויים כ-35 מעלות בכוון כללי מזרח, נ.צ. 213030/734430. (ב) תקריב של תמונה א (מסגרת ירוקה), הבזלת מכילה גבישי אוליבין שעברו החלפה ללימוניט. גיר מופיע כגבישים וכעורקים בתוך הבזלת. המחשוף אותר בחפירות הפיתוח ולאחר מכן כוסה (ישראל, 2018).

תחנה 5 - מרפסת תצפית, קצה רחוב כרמל בקרית עמל (קרית טבעון) [נ.צ. 735965 / 210995 גובה: 110 מ']

תחנה זו צופה מגבעות טבעון על המשכו הצפון מערבי של תוואי אירביד אל אגן זבולון; מפער הקישון התוחם את גבעות טבעון ומפרידן מהר הכרמל; והמפנה הצפון-מזרחי של הכרמל ובו הצטלבות בין העתקי כרמל ועוספיה. נחל הקישון מתפתל מערבה למפער הקישון, בין אלרואי ליגור (איור 20). צומת העמקים (גילמה) חושף סלעים מגיל סנון (תל מעמר). העתקה האנכית לתוואי קישון מורידה את הגוש הצפוני בכמה עשרות מטרים. נדון בתוואי ההעתקה חוצת-המבנים הפליו-פלייסטוקנית וביחסים הסטרוקטורליים בין העתק הכרמל לאגן הסמוך לאור ההתפתחות הגיאולוגית מאז האוליגוקן.

עבודות קודמות על אזור זה כוללות מיפוי גיאולוגי של אזור גילמה (שחר, 1966), מיפוי גיליון עתלית 1: 50,000 (שגב ושש, 2009א, 2009ב), עבודות גיאומורפולוגיות ותיארוך במניפות הסחף של ערוצים תלולים המנוקזים מהכרמל (אשקר, 2007; זילברמן וחובריו, 2008; Zilberman et al., 2011), וחקר ההסטה לאורך העתק הכרמל לפי הסטות נחלים (Freund, 1965; אכמון, 1986; גליק, 2002). אכמון (1986) העריך תזוזה שמאלית של כמה מאות מטרים לפי הסטות ערוצים במקטע שער העמקים-יקנעם במקביל לשברי N-S שמאליים. לפי תצורות טורוניות בגליל המערבי ובכרמל הסיק Freund (1965) על הסטה שמאלית של כ- 10 ק"מ. שיעור זה דומה להסטת קמר דבורה (נצרת) ביחס לקמר אום אל-פחם, בהערכה של de-Sitter (1962). הסטה שמאלית בין קמר אום-אל פחם להמשכו הקבור הוערכה ל-3 עד 4 ק"מ ע"י Arad (1965). לדעת Freund (1965) חלק מן התנועה על העתק ים המלח נבלעת בהעתק גלבע (ר' בהמשך) והעתקים אחרים בכוון צפון-מערב / דרום-מזרח שהגדול בהם הוא העתק כרמל. Freund (1970) הקטין את הערכתו לכדי כ-4 ק"מ, לפי סימני החלקה (slickensides) וזריקה ליתוסטריגרפית במחצבה כ-4 ק"מ מדרום-מזרח לעיר חיפה.



איור 20 - פאתי עמק זבולון, מחלף שער העמקים, חזית הכרמל - מבט לצפון-מערב.

אגן זבולון

אגן זה לא נכלל בפענוח תת-הקרקע של ולד (2016) אבל מקורות מידע קודמים איפשרו קבלת תמונה רחבה יותר של מיתאר האגנים בכוון אגן הלבנט (Buchbinder et al., 2005; Schattner, 2006; שגיא וגבירצמן, 2009). האזור היה נתון להצפות ימיות חוזרות ונישנות במיוקן העליון ובתוך הפלייסטוקן.

יחידות צעירות ביותר מתחת למשטח הגידוע האוליגוקני

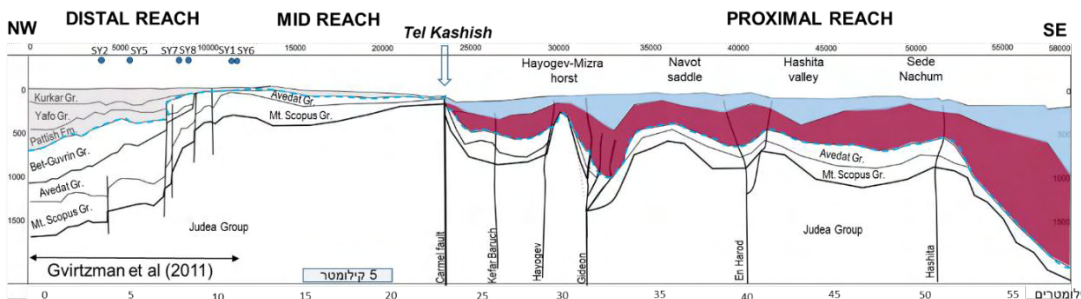
המפנה המערבי של חגורת הקימוט הקרטיקונית (קשת סורית, איור 10) היה נמוך בעת הגידוע האוליגוקני, על כן שימר סדימנטים נדירים לתקופה זו בתת-הקרקע. סדימנטים ימיים מופיעים בשני ליתופציאסים: תצורת בית גוברין, חווארים המי-פלגיים (hemipelagic) מגיל אאוקן עליון-מיוקן תחתון, המתעבים לכיוון אגן הלבנט; ותצורת לכיש, מגיל אוליגוקן בהופעה מקומית של סדימנטים גסי גרגר המייצגים תנועות מסה גרביטציוניות. תצורת לכיש צעירה לתצורת בית גוברין (Sneh et al., 2000). לפי פורמיניפרים

פלנקטוניים, טווח הגיל של תצורת בית גוברין, הוא אאוקן עליון-מיוקן תיכון (Buchbinder et al., 2005). התצורה הושקעה מקומית בעמק זבולון בזמן שתצורות פיק וסוסיתא הצטברו במפנה המזרחי של חגורת הקימוט (איור 11).

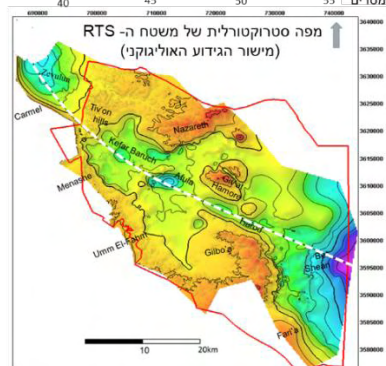
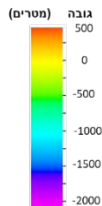
חלקה העליון של חבורת עבדת השתמר באופן חלקי רק באגן זבולון, בגלבע, בגבעת המורה ובאגן בית שאן, כאשר מרביתו נגדע באוליגוקן (איור 11). בגבעת המורה עוביה של תצורת בר כוכבא (גיר בר כוכבא) הוא רק 95 מ' לעומת 300 מ' בגלבע ו-180 באזור חוקוק. דיקר (1964) מייחס זאת לעובי מקורי רב יותר ולארוזיה. בחוקוק, נצפה בחלק העליון של חתך התצורה גיר מחורר, המיוחס לסיום המחזור הימי (זלצמן, 1964). כך, שככל הנראה באאוקן העליון הגליל כבר נחשף (Picard, 1943). במקומות, הורבדו קונגלומרטים מגיל לא ברור על גבי חבורת עבדת ומילאו תבליט אאוקני (ולד, 2016). ככלל, מידע מקידוחי מים וממחשופי סלע בגולן (Michelson et al., 1987), מראה שהמרכיב הקלסטי הופך יותר דומיננטי בסדימנט לקראת סוף האאוקן. מגמה זו מגולמת בחבורת סקייה ונמשכת אל תוך האוליגוקן, כך שהגבול הליתולוגי בין אאוקן עליון לאוליגוקן אינו חד. המגע בין חבורת עבדת לבסיס חבורת סקייה באזור זבולון גדוע. במקומות מסוימים מתלכדת אי-ההתאמה שבבסיס חבורת סקייה עם בסיס תצורת הבזלת התחתונה.

הקשר בין הבזלות לקבוצת הקורונדום- מפער הקישון כמלכודת לאבנים יקרות

מפער הקישון וקצות האגנים הסמוכים לו (יזרעאל וזבולון) נסקרו ע"י חברת שפע בישראל בע"מ בחיפוש אחר אבנים יקרות. החיפוש נסמך על שני מקורות וולקניים עיקריים: וולקני הכרמל המזוזואיים (פירוקלסטים ושפכי לבה) החשופים בגופים געשיים, מתוכם שני אתרים מנוקזים לנחל קישון (מוחרקה ונחל רקפת, איור 16), ווולקניזם מיוקני מרחבי הגליל שנפחו מצטמצם למערב-צפון-מערב (איור 6). אגן הקישון מנקז שטח של כ-1120 קמ"ר ובו כ-130 ק"מ מעוקב של תצורת הבזלת התחתונה. תוצרי הבלייה של הבזלות המיוקניות הכוללים בין היתר חרסיות (non-placer minerals) ומינרלים מקבוצת הקורונדום המנוקזים אל תוך מפער הקישון העתיק. לאורכו, קלסטים גדולים וסדימנטים ממניפות סחף משני עברי המפער יצרו תנאים המאפשרים הצטברות מינרלים יקרים וכבדים (מרבצים נחליים - Toledo et al., 2015). הללו אותרו בנפתולים עתיקים ובסמוך לסלע האם כאגרטים שגודלם מספר ס"מ המכונים Carmel Sapphire™ (ספיר כרמל) בהם נמצא מינרל חדש למדע Carmeltazite (Griffin et al., 2018). הספיר משתייך לקבוצת הקורונדום (Al_2O_3). תכלילים (אינקלוזיות) בגבישו גיוונו את צבע המינרל והקנו לו איכות של אבן-חן.



חתך גיאולוגי מורכב דרום-מזרח / צפון מערב, עמק בית שאן / מפרץ חיפה
 בעקבות ולד (2016); Wald and Toledo (2016)



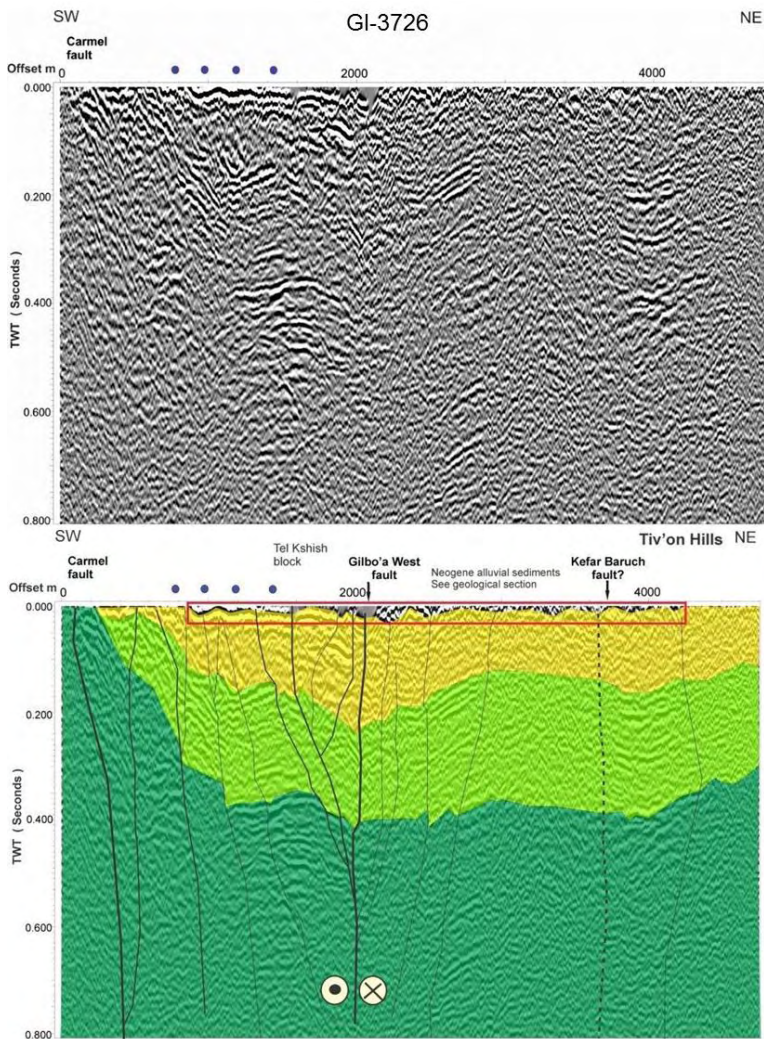
איור 21- חתך גיאולוגי מורכב מעמק בית שאן למפרץ חיפה על בסיס ולד (2016), Gvirtzman et al (2011). וקידוחי שפע ימים (כיום שפע בישראל בע"מ). המקטע התיכון מצוי תחת מפער הקישון. הוא מהווה אוכף סטרוקטורלי באורך של כ-5 ק"מ המפריד בין שני אגנים. לאורך האוכף סלע האם מגיל אאוקן עד סנון מצוי מטרים ספורים מתחת לפני השטח.

תחנה 6 - תל יקנעם - אגנים גזורים [נ.צ. 729984 / 210559 גובה : 95]

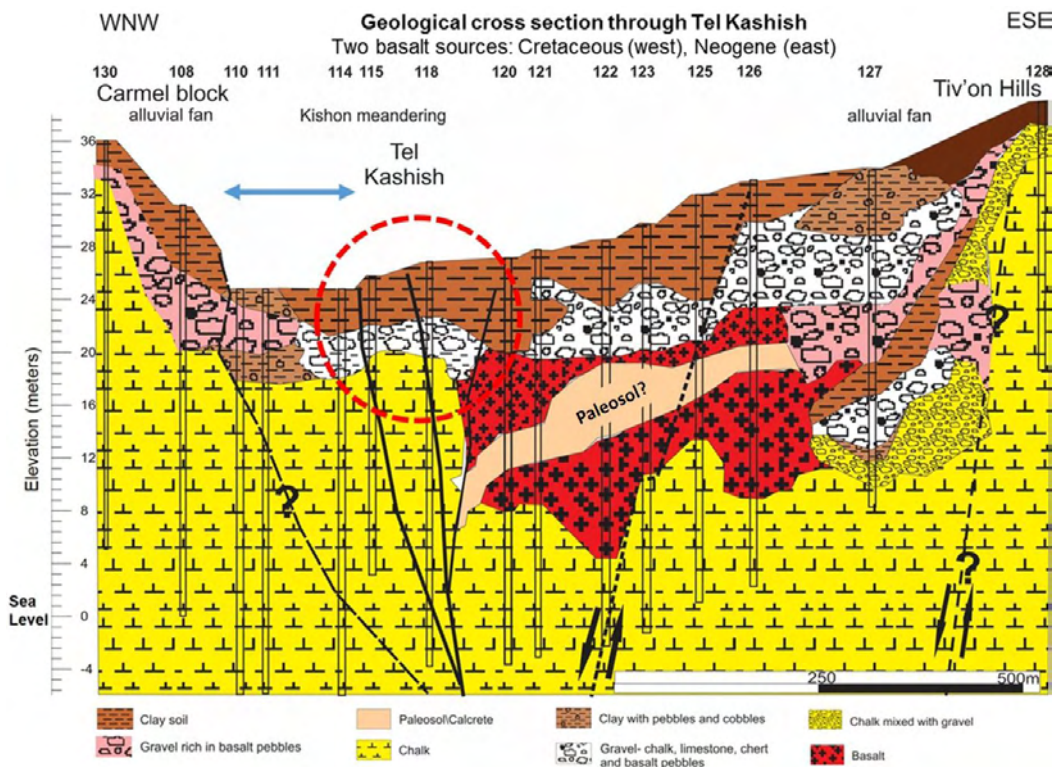
בתצפית תל יקנעם, שהיא תחנה מסכמת לסיור זה, נביט בצומת העתקים כרמל-גלבו, במפער הקישון והקשרו הסטרוקטורלי וכן בתל קשיש. נדון בהשפעתו ארוכת השנים של ביקוע אירביד לפני התפתחות שבר ים המלח ואחריו, נדגים את השתפלות האגנים, נצפה בתוצר ההעתקה חוצת-המבנים על הטופוגרפיה העכשווית ונדון באיפיונה הסייסמולוגי.

בשלב האחרון של התפתחות הגליל התחתון מתפתחת העתקה מבוזרת אופקית בכיוון כללי צפון מערב. ההעתקה גוזרת את אגני הגליל התחתון המיוקניים לאגנים א-סימטריים, בהם פסיפס של סביבות השקעה ופציאס על פני תאי שטח של ק"מ ספורים. מילוי האגנים בשלב זה (פליו-פליסטוקן) מתרכז בעיקר סמוך לציריהם הראשיים ולהעתקים נורמליים תוחמים. בדומה למאפייני אגנים חצויים אחרים בעולם (McCann and Saintot, 2003; strike-slip basins) אגני הגליל התחתון מראים אי התאמות בסטרטיגרפיה, א-סימטריה אורכית ורוחבית בגיאומטריית האגנים, השתפלות אפיזודית מהירה, שינויי פציאס לטרליים חדים, ואי-התאמות מקומיות. אזור המעוות הראשי לאורכו ממוקמים האגנים מחבר דמיונית בין מתלוליהם החשופים של העתקי כרמל וגלבו. בפני השטח המעוות מופיע כסדרה מבוזרת של העתקים (איורים 24-28).

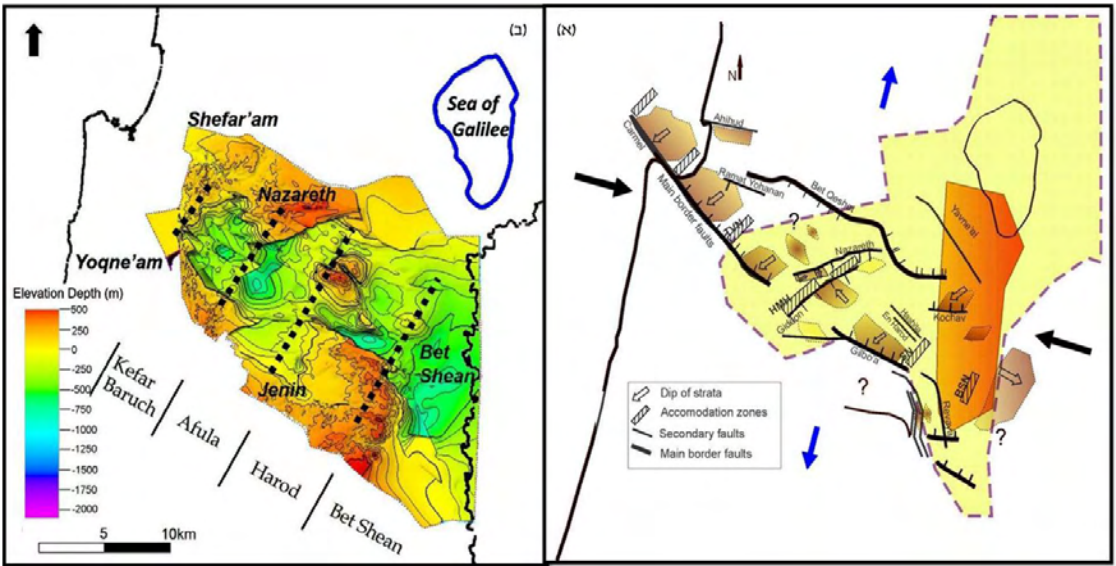
רעידת האדמה הגדולה ביותר ב-30 השנים האחרונות ($M_w=5.3$) התרחשה בלב אזור המחקר, במיגבה פליוקני על העתק כפר ברוך בתוואי נחל קישון, שמופה בחתכים סייסמיים (איורים 13, 26). איכון הרעידה חופף ללב אזור המעוות הראשי (ולד, 2016). פתרונות מוקד של Salamon et al (1996) בדרום הלבנט ואיכון מחודש לנתונים סייסמולוגיים (בשנים 1984-2007) במערך כרמל-גלבו שבצע שמיר (2007), מייחסים הסטה שמאלית-נורמלית לרעידת אדמה זו (איורים 13, 26). לאחרונה, דמבו וחובריה (Dembo et al., 2021) כימתו את מידת ההסטה השמאלית-אופקית על מערכת העתקי כרמל-גלבו בטווח 0.3-0.5 מ"מ לשנה. שיעור המתיחה של הקרום נמדד בטווח 0.6-0.7 מ"מ לשנה.



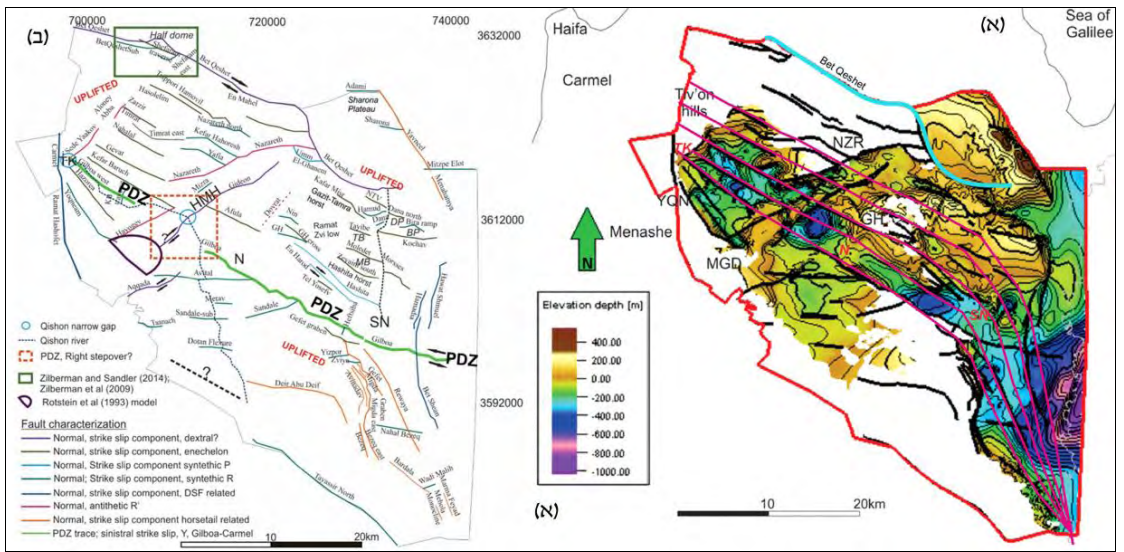
איור 22- חתך רפלקציה סייסמית רב-ערוצית GI-3726 ברזולוציה נמוכה חוצה צומת העתקים ראשי בתל קשיש, בין גבעות טבעון לכרמל (ולד, 2016). פענוחים קודמים של חתך זה מופיעים במאמרים של רוטשטיין וחובריו (Rotstein et al., 1993; Rotstein et al., 2004). מפת מיקום - תחנה מספר 4 לעיל (איור 16). העתקי כרמל, גלבוע ונגזרותיהם מהווים אזור מעוות ראשי סמוך לתל קשיש, בכניסה למפער הקישון (רוחב קטן מ-1 ק"מ) שבין גוש הכרמל לבין גבעות טבעון. מסגרת אדומה: איור 23.



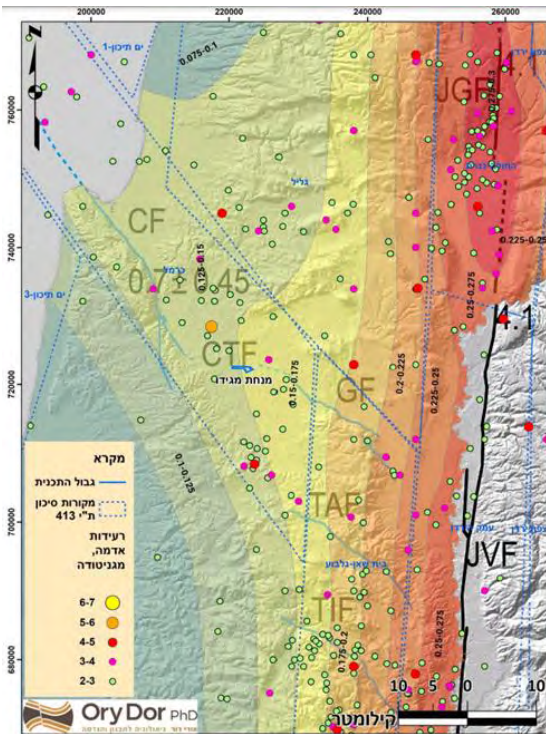
איור 23- חתך גיאולוגי רדוד (עד 30 מ') באזור תל קשיש המתמקד ביחידות ניאוגניות וצעירות יותר המונחות באי התאמה על חבורת עבדת (ולד, 2016, מיקום- איורים 16,18). מקור המידע הליתולוגי מקידוחים שנקדחו במהלך תכנון מחלף קשיש. קיימים שני מקורות לסלעים הוולקניים המופיעים בחתך- מקור נחלי/פלוביאלי מערוצים תלולים המנקזים את הכרמל ותוצרי בלייה מאגן הניקוז העילי (פרוקסימלי) של הקישון.



איור 24- (א) מפה סכמאטית של שני שלבי השתפלות האגנים (לפי ולד, 2016). מיתאר האגנים וההעתקים הראשיים בשלב ההשתפלות הראשון (9-20 מ"ש), מתוחם בקו מרוסק. צבעים כתומים-אזורים עמוקים, שיעור השתפלות גדול עם חפיפה לאגן של העתק ים המלח כיום. (ב) מפה סכמאטית של מיתאר האגנים וההעתקים הראשיים במיוקן המאוחר- בשלב ההשתפלות השני (5-9 מ"ש). האגנים הם בציר צפון-צפון-מזרח, כוון אנכי לציר האגנים מהשלב הראשון. צבעים חומים מבטאים אזורים עמוקים בהם התקיים שיעור השתפלות גדול. חיצים: כוון נטיית שכבות המילוי. שדה המאמצים ששרר בשלב ההשתפלות השני מבוטא בחיצים כחולים- מתיחה ובחיצים שחורים- לחיצה. העתקים ראשיים בשוליים (קוים עבים) כוללים רכיב החלקה אופקית. קיצורי שמות המיגבהים: TVN- טבעון; HMH- הורסט היוגב-מזרע; N-נבות; SN- שדה נחום; BSN- בית שאן. (ב) מפה סטרוקטורלית של גג חבורת עבדת הגדועה, קרוב לתשתית האגנים. מיגבהים סטרוקטורליים חוצצים בין האגנים.



איור 25- שלב שני ושלישי בהתפתחות האגנים (לפי ולד, 2016). שתי המפות מופיעות באותו קנה מידה ומכסות את אותו השטח בדיוק. (א) מפה סטרוקטורלית של משטח גג הבולת התחתונה במימד העומק, מרווח קונטורים: 100 מ'. קווים שחורים: העתקים. קווים ורודים מתכנסים בדרום-מזרח: מודל זנב הסוס. העתק בית קשת- מסומן בתכלת. (ב) סווג ההעתקים בשטח המחקר לפי הגזירה הפליו-פליסטוקנית. ריבוע כתום מרוסק- הצעה לדירוג ימני על העתק החלקה שמאלית, לפי הסטת נחל הקישון ומפער בהורסט היוגב-מזרע. חלק מהגזירה עובר להעתק כפר ברוך. אזור המעוות הראשי (PDZ) מסומן על העתק גלבוע- מערב. אפשרות שנייה, פחות סבירה, היא שהוא מדלג להעתק כפר ברוך. פירושי גזירה על העתקים לפי עבודות קודמות: העתק עקאדה (שש, 1966); העתק בית קשת (ריבוע ירוק, זילברמן וחוב, 2009; זילברמן וסנדלר, 2013); העתק גדעון (מצולע סגול, Rotstein et al., 1993); העתק עין חרוד (Nur et al., 1989). קיצורים- איור 1.



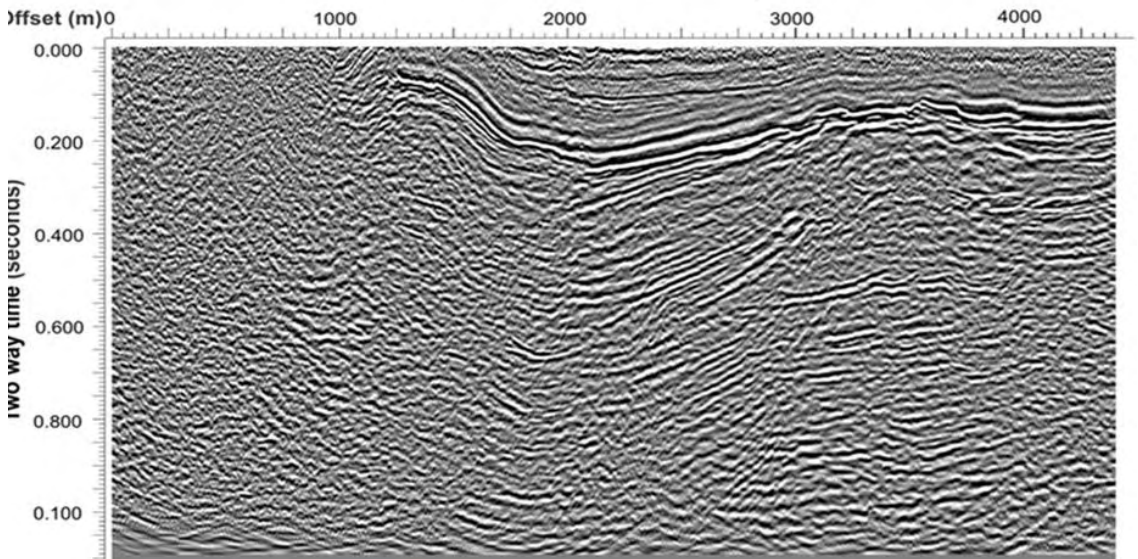
איור 26- מפה ארצית של תאוצות קרקע מירביות בהסתברות של 10%-ב 50 שנה, מתוך מפת תאוצות השיא של ת"י 413 (דור, 2019). מספרים בצבע שחור מציינים את ערכי תאוצת השיא (g). האזורים הסיסמוגניים (Shamir et al., 2001) הם המקורות הפוליגוניים לחישוב הסיכון הסיסמי בת"י 413. ברקע – מפת המקורות הסיסמוגניים העיקריים כולל קצבי הסטה אופקיים מדודים ביחידות של מ"מ/שנה (מתוך Sharon et al., 2020).

WNW

GI-3728

DS-2012

ESE



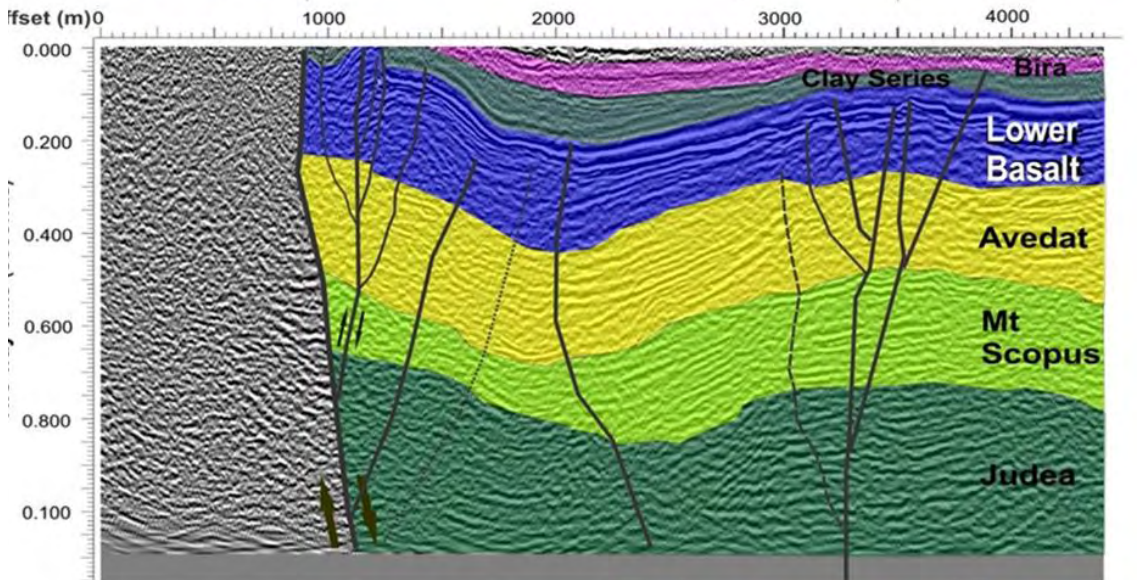
WSW

Yoqneam
fault Road 66Hazore'a
fault

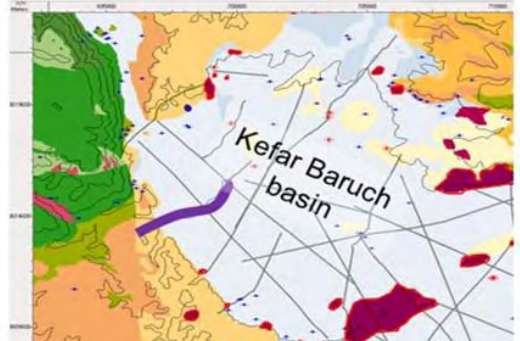
ENE

Menashe block

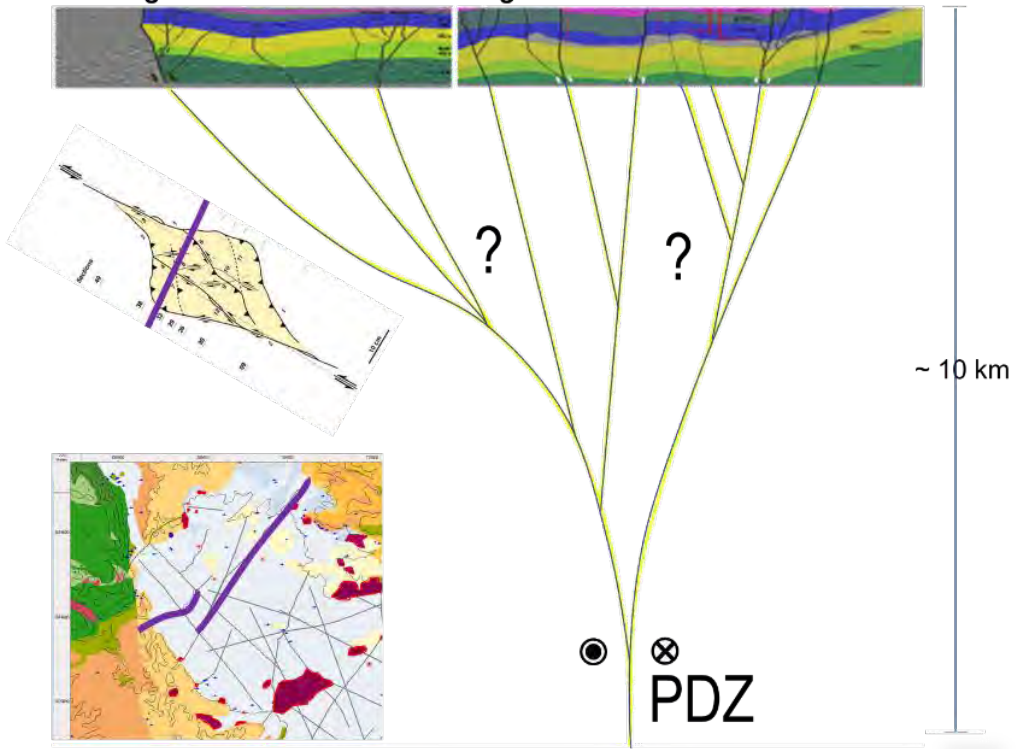
DS-2012



איור 27 - העתק יקנעם (לפי ולד, 2016), מעוות על ענפי העתק יקנעם בשוליים הדרומיים של אגן כפר ברוך. חתך רפלקציה סייסמית רב-ערוצית GI-3728. גוש מנשה אינו מופענח עקב הדיפרקציות, ביזור ההחזרה הסייסמית של מסת הסלע הסמוכה להעתק מצדו המערבי. סלעי תצורת מרשה מגיל אאוקן תיכון נחשפים באזור, כך שהחתך ממערב להעתק מיוחס להיות בנוי מחבורות עבדת, הר הצופים ויהודה. ההסטה האנכית על העתק יקנעם משוערת לכ-200 מטרים לפי מידע מנתוני מנהרת מנשה (באדיבות אקולוג בע"מ) כ-1 ק"מ דרומית לחתך זה.



Seismogenic en echelon faulting



איור 28- האזור הסייסמוגני באגן כפר ברוך- איור סכמטי לפי חתכים MI-2178 ו-GI-3728 (איורים 22, 27; מקור – ולד, 2016). הצעה למפגש בעומק של העתקי strike slip אנאשלוניים. ייתכן כי מוקד רעידת האדמה מ-1984, נמצא בשורש המיתווה הקינמטי.

מקורות ספרות:

- אופנהיים, מ., 1959. תופעות וולקניות בדרום-מזרח הגליל התחתון. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית בירושלים, תקציר באנגלית, 177 ע'.
- אשקר, ל., 2007. המורפוטקטוניקה של העתק הכרמל. עבודת גמר לתואר מוסמך, אוניברסיטת חיפה, חיפה, 137 עמ'.
- בר, ע., זילברמן, ע., קלבו, ר., בנימיני, ח., חיימס, א., סימן-טוב, ר., בוכבינדר, ב., 2020. רצף הסלעים מגיל איאוקן מאוחר עד אוליגוקן בשפלת יהודה- סדימנטים שהובלו מהרי יהודה המתרוממים אל אגן הלבנט דרך מערכת תעלות תת-ימיות. הסיוור בוצע בפועל בנובמבר 2021.
- ברטוב, י., סנה, ע. ורוזנפט, מ., 2009. מפת ההעתקים הפעילים והחשודים כפעילים בישראל- עדכון מרץ 2009. המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- גב, י., 1989. תופעות המלחה בקרקעות עמק יזרעאל כתלות במערכת ההידרוגיאולוגית. עבודת מוסמך, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר שבע, 123 עמ'.
- גוטמן, י., ורוזנטל, א., 2002. קידוח שימרון 6 סכום ממצאים ראשוניים. דו"ח מקורות מס' 752.
- גוטמן, י., 1983. מיפוי גיאולוגי של אזור טבעון-נצרת. דו"ח תה"ל עבור חיפושי נפט (השקעות) בע"מ.
- גליק, ד., 2002. התפתחות הנוף בדרום-מערב ים המלח ופליאואסיסמולוגיה לאורך העתק השוליים הדרום-מערבי של אגן ים המלח והעתק הכרמל בפלייסטוקן העליון ובהולוקן. עבודת גמר לתואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- זור, א., 2019. סקר סיכוני רעידות אדמה ראשוני תכנית מס' 0641068-254: שדה תעופה מגידו – ג/25182.
- דיקר, ת., 1964. הגיאולוגיה של אזור עמק יזרעאל המרכזי. עבודת גמר לתואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- הר, נ., ולד ר., טלמון, ע., 2019. הגליל התחתון הדרומי מהירדן לים – מערך גיאולוגי עדכני ומגוון בתי הגידול של הצומח בהתאמה. כנס האגודה הישראלית לאקולוגיה, תל אביב (פוסטר).
- וילר, י., 1961. הגיאולוגיה של הרי נצרת והתבור. עבודת גמר לתואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- וישקין, י., 1973. המבנה הגיאולוגי והגיאוכימיה של המים כבסיס להבנת המשטר ההידרולוגי של מי התהום באזור עמק יזרעאל. עבודת גמר לתואר מוסמך, ביה"ס למדע שימושי של האוניברסיטה העברית בירושלים, 56 עמ'.
- ולד ר., 2016. פענוח התפתחותו הטקטונית של הגליל התחתון מהגידוע האוליגוקני ועד למעוות המיוקני-פליוקני באמצעות מידע גיאולוגי וגיאופיסי מתת-הקרקע. עבודת דוקטור, אוניברסיטת חיפה, חיפה, 196 ע'.
- זילברמן, ע., גרינבאום, נ., אשקר, ל., 2008. סיוור לאתרים טקטוניים לאורך העתק הכרמל והעתק נשר. סיוור 4, כנס החברה הגיאולוגית הישראלית, נצרת 2008.
- זילברמן, ע. וסנדלר, ע., 2013. קווי חוף ומפלסים מורפולוגיים בגליל התחתון המערבי – מפתח לשחזור התפתחות הנוף כתגובה לתהליכי הרמה ותקופות יציבות. כנס החברה הגיאולוגית הישראלית השנתית, סיוור מס' 4, עכו.

זלצמן, ע., 1964. הגיאולוגיה של אזור טבחה-חוקוק-מגדל. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

יאיר, א., 1968. תופעות גיאומורפולוגיות באגני תבור ויששכר. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

ישראל, ש., 2018. עבודת גמר במדעי כדור הארץ: מיפוי העתק שדה יעקב המשוער, תיכון שקד (מכללת אורנים).

לוין, מ., זלצמן, ע., קדמור, ר., 2008. אתגרים גיאונדסיים לאורך מדרונות הר קדומים (הר הקפיצה), נצרת, וסיור במנהרות נילי הנמצאות בשלב בניה בקטע 18 של כביש חוצה ישראל. סיור 3, כנס החברה הגיאולוגית הישראלית, נצרת, 2008.

סנה, ע., 2018. המפה הגיאולוגית של ישראל, 1: 50,000. גיליון 3-IV, נצרת. המכון הגיאולוגי של ישראל, ירושלים.

רבינוביץ (ניב) ד., 1954. הגיאולוגיה של אזור קישון-נטופה. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים.

רוזנבאום, א., זילברמן, ע., שטיין, מ., סנדלר, ע., שקד-גלבנד, ד., מורג, י., 2015. הרצף הסדימנטרי, הכרונוסטראטיגרפיה והפלאוגיאוגרפיה של המיוקן המאוחר בעמק הירדן המרכזי. סיור מס' 2 בכנס החברה הגיאולוגית, כינר.

שגב, ע. ושש, א., 2009 (א). מפה גיאולוגית 1: 50,000, גיליון עתלית 3-III, המכון הגיאולוגי, ירושלים.

שגב, ע. ושש, א., 2009 (ב). הגיאולוגיה של הכרמל מחזורים וולקנו-סדימנטריים על הקצה הצפון-מערבי של הפלטהפורמה הערבית בתקופת האלבאיאן-טורון. דו"ח המכון הגיאולוגי מס' GSI/7/2009.

שגב, ע. ושש, א., 2014. מפה גיאולוגית 1: 50,000, גיליון חיפה I-3, המכון הגיאולוגי, ירושלים.

שגיא, י. וגברצמן, ז., 2009. מיפוי תת הקרקע בעמק זבולון. דו"ח המכון הגיאופיסי מס' 648/454/09.

שולמן, נ., 1962. הגיאולוגיה של עמק הירדן המרכזי. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 103 עמ'.

שחר, י., 1966. המפה הגיאולוגית של אזור ג'למה-יקנעם. דו"ח המכון הגיאולוגי מס' 196/66.

שליב, ג., 1991. שלבים בהתפתחות הטקטונית והוולקנית של האגן הניאוגני בגליל התחתון ובעמקים. דו"ח המכון הגיאולוגי, GSI/11/91.

שליב, ג., 1995. הבזלת התחתונה באזור העמקים והגליל התחתון והקשר להתפתחות הטקטונית של האזור. סיור 3 חלק ב', כנס החברה הגיאולוגית, זיכרון-יעקב.

שליב, ג., סנדלר, ע. והרלבן, י., 2006. תחנות להכרת ההיסטוריה הוולקנית והסדימנטרית של עמק יזרעאל. סיור 2, כנס החברה הגיאולוגית, בית שאן.

שמיר, ג., 2007. פיזור מוקדים ומנגנוני רעידות אדמה לאורך העתקי גלבוע – כרמל. דו"ח המכון הגיאולוגי מס' GSI/16/2007, 12 עמ'.

שש, א., 1966. הגיאולוגיה של אום אל-פחם. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 103 עמ'.

- Arad, A., 1965. Geological outline of the Ramot Menahe region (northern Israel). *Isr J. E. Sci.*, 14, 18-32.
- Avni, Y., Segev, A., Ginat, H., 2012. Oligocene regional denudation of the northern Afar dome: pre and syn-breakup stages of the Afro-Arabian plate. *The Geological Society of America Bulletin*, 124(11/12), 1871-1897.
- Ben-Gai, Y. and Z. Ben-Avraham, 1995, Tectonic processes in offshore northern Israel: a record of Arabian plate motion, *Marine and Petroleum Geology*, 12, 533-548.
- Bentor, Y.K., 1946. The hydrological conditions of the area of Tiberias-Kinneret-Yavneel-Hadatha-Kefar Kama-Lubyia (lower Galilee). *Palestine Water Co.*, 76 p.
- Blake, G.S., 1928. *Geology and water resources of Palestine*. Palest. Govt. Printing press, Jerusalem, 51p.
- Boulton, S. and Robertson, A.H.F, 2008. The Neogene–Recent Hatay Graben, South Central Turkey: graben formation in a setting of oblique extension (transtension) related to post-collisional tectonic escape. *Geol. Mag.* 145(6), 800–821.
- Brenner, I. B., 1979. The geochemical relation and evolution of the Tertiary-Quaternary volcanic rocks in northern Israel. Unpublished Ph.D. thesis, Hebrew Univ. Jerusalem, 202 p.
- Buchbinder, B. and Siman-Tov, R. 2000. Oligocene clastics in the Ashdod area: mass flow and turbidite deposits in a submarine-fan setting. *Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting*, p. 25 (Abstract).
- Buchbinder, B., Calvo, R., and Siman-Tov, R., 2005. The Oligocene in Israel: A marine realm with intermittent denudation accompanied by mass-flow deposition. *Isr J. E. Sci.*, 54, 63-85.
- Dembo, N., Hamiel, Y., Granot R., 2015. Intraplate rotational deformation induced by faults, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 7308–7321, doi: 10.1002/ 2015JB012264.
- De-Sitter, L. U., 1962. Structural development of the Arabian Shield in Palestine. *Geology en. Mijnb.*, 45, 116-124.
- Dicker, T., 1969. The Geology of central Yizre'el Valley. *Israel Journal of Earth Sciences*, 18, 39-69.
- Freund, R., 1970. The geometry of faulting in the Galilee, *Israel Journal of Earth Sciences*, 19, 117-140.
- Freund, R., Oppenheim, M.J., Schulman, N., 1965. Direction of magnetization of some basalts in the Jordan valley and lower Galilee (Israel). *Israel Journal of Earth Sciences*, 14, 37-44.
- Garfunkel, Z., 1989. Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80, 81-108.
- Goldberg, A., 2020. Ground motions in the Zevulun Valley (Haifa Bay) Deep Structure Effects. MSc Thesis, Ben-Gurion University, Beer Sheva.
- Griffin, W.L., Gain, S.E.M., Bindi, L., Toledo, V., Camara, F., Saunders, M. and O'Reilly, S.Y. 2018. Carmelazite, $ZrAl_2Ti_4O_{11}$, a new mineral trapped in corundum from volcanic rocks of Mt Carmel, northern Israel. *Minerals* 8, 601-612.
- Heimann, A., Steinitz, G., Mor, D. and Shaliv, G., 1996. The Cover Basalt Formation, its age and its regional and tectonic setting: Implications from K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Israel Journal of Earth Sciences*, 45, 55-71.
- Kafri, U. and Ecker, A., 1964. Neogene and Quaternary subsurface geology and hydrology of the Zevulun plain. *Israel Geological Survey Bulletin*, 37, 13p.

- McClay, K. and Bonora, M., 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, 85(2), 233–260.
- McNutt, M.K. and Judge, A.V., 1990. The superswell and mantle dynamics beneath the south Pacific. *Science*, 248, 969–975.
- Michelson, C. and Lipson-Benitah, S., 1986. The litho and biostratigraphy of the southern Golan Heights. *Israel Journal of Earth Sciences*, 35, 221–240.
- Nur, A., Ron, H., Scotti, O., 1989. Fault mechanics and the kinematics of block rotations. In: Cohen, S.C. and Vaníček, P., Eds. *Slow Deformation and Transmission of Stress in the Earth*. Geophysical Monograph 49, IUGG volume 4, 31–46.
- Oppenheim, M.J., 1962. The geology of the southeastern Galilee lava fields. *Isr. Res. Council. Bull.*, 11G, 58–84.
- Picard, L., 1928. Ueber die Verbreitung des Pliocene im noerdlichen Palaestina. *Centralblatt f. Mineral. Etc.* No. 5, 326–335.
- Picard, L., 1943. Structure and evolution of Palestine, with comparative notes on neighboring countries. *Hebrew University Jerusalem Geological Department Bulletin*, 4(2-4), 187pp.
- Politi, M., 1983. Seismic interpretation central Emeq Yisrael. *Oil Exploration (Investments) Ltd Report 83/39*.
- Rotstein, Y., Bruner, I. and Kafri, U., 1993. High-resolution seismic imaging of the Carmel fault and its implications for the structure of Mt. Carmel. *Israel Journal of Earth Sciences*, 42, 55–69.
- Rotstein, Y., Shaliv, G. and Rybakov, M. 2004, Active tectonics of the Yizre'el valley, Israel, using high resolution seismic reflection data. *Tectonophysics*, 382, 31–50.
- Rozenbaum, A.G. Sandler, A., Zilberman, E., Stein, M., Jicha, B.R., Singer B.S., 2016. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of late Miocene–early Pliocene continental aquatic basins in SE Galilee, Israel. *GSA Bulletin* 2016, 128 (9-10), 1383–1402. Doi: <https://doi.org/10.1130/B31239.1>
- Salamon, E., Hofstetter, A., Garfunkel, Z., Ron, H., 1996. Seismicity of the eastern Mediterranean region: Perspective from the Sinai subplate. *Tectonophysics* 263, 293–305.
- Sandler A., Rozenbaum A.G., Zilberman E., Stein M., Jicha B.R., Singer B.S., 2015. Updated ^{40}Ar - ^{39}Ar Chronology for Top Lower Basalt, Base Cover Basalt, and Related Units, Northern Valleys, Israel. *Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting*, Kinar.
- Schattner, U., Ben-Avraham, Z., Reshef, M., Bar-Am, G. and Lazar, M., 2006. Oligocene–Miocene formation of the Haifa basin: Qishon–Sirhan rifting coeval with the Red Sea–Suez rift system. *Tectonophysics*, 419, 1–12.
- Schattner, U. and Lazar, M., 2014. Flip convergence across the Phoenician basin through nucleation of subduction. *Gondwana Research*, 25(2), 729–735.
- Segev, A., 2000. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics*, 325, 257–277.
- Segev, A., Schattner, U., Lyakhovskiy, V., 2011. Middle-Late Eocene structure of the southern Levant continental margin–tectonic motion versus global sea-level change. *Tectonophysics*, 499, 165–177.
- Segev, A. and Rybakov, M., 2011. History of faulting and magmatism in the Galilee (Israel) and across the Levant continental margin inferred from potential field data. *Journal of Geodynamics*, 51, 264–284.
- Segev, A., Avni, Y., Shahar, J., and Wald, R., 2017. Late Oligocene and Miocene different seaways to the Red Sea–Gulf of Suez rift and the Gulf of Aqaba–Dead Sea basins, *Earth-Sci. Rev.*, 171, 196– 219, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.004>.

- Shamir, G., Y. Bartov., A. Sneh., L. Fleisher., V. Arad., and M. Rosensaft, (2001). Preliminary seismic zonation in Israel, GSI Rept. 12/2001 and GII No. 550/95/01
- Sharon, M., Sagy, A., Kurzon, I., Shmuel, M., Rosensaft, M., 2020. Assessment of seismic sources and capable faults through hierarchic tectonic criteria: implications for seismic hazard in the Levant. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(1), 125-148.
- Klang, A. and Sherman, J., 1972. Emeq Yizreel Area Seismic Reflection Survey. The Institute for Petroleum Research and Geophysics Israel Report No. S.I. 809-3/70, 6pp.
- Sneh, A., Bartov, Y., Weissbrod, T., 2000. Stratigraphic chart of exposed rock units in Israel. *Geological Survey of Israel, Current Research*, 12, 2000.
- Toledo V., Ward J., de Wit M., Spaggiari R., Coopersmith H., Wald R., 2015. A transient fluvial placer in the mid reach of the kishon valley northern Israel: initial results of follow-up exploration. *Israel Geological Society Annual Meeting, Kinar-Sea of Galilee, Israel*.
- Wald, R., Toledo V., 2016. Volcanic host rocks as sources of corundum recovered from Shefa Yamim's multi-commodity alluvial placer, northern Israel. *Israel Geological Society Annual Meeting, Eilat (oral)*.
- Wald, R., Segev A., Ben-Avraham, Z., Schattner, U., 2019 a. Structural expression of a fading rift front: a case study from the Oligo-Miocene Irbid rift of northwest Arabia. *Solid Earth* 10, 225–250, doi.org/10.5194/se-10-225-2019.
- Wald, R., Segev A., Ben-Avraham, Z., Schattner, U., 2019 b. Tethys Ocean withdrawal and continental peneplanation—An example from the Galilee, northwestern Arabia. *Journal of Geodynamics.*, 130, 22-40.
- Zilberman, E., Greenbaum, N., Nahmias Y., Porat, N., 2011. The evolution of the Northern Shutter Ridge and its implications on the tectonic activity. *Geological Survey of Israel Report No. GSI/14/11*.

תודות: עבודת הגמר של שי ישראל זכתה בפרס מצויינות בזכות גורמים רבים אשר תרמו בהשגת מידע ששימש להבנת מבנה תת הקרקע בתוואי ההעתק (עמית שגב ומשה שירב-שוורץ, המכון הגיאולוגי; רון בן-שלום וגלעד פטרנקר, הכיתה הארצית למדעי כדור-הארץ (מורים של שי ישראל); ניר הר, גיאובוטנאי עצמאי, לשעבר מהנדס היער המרחבי במחלקת יער מרחב צפון, קק"ל; משה לוי, GGS סקרים גיאולוגיים-גיאוטכניים בע"מ; אינג' דודי בלוטרייך, עופר לוי, סולל בונה בע"מ; רחל אברהם-כתריאל, בלנק-לרר בע"מ).

Israel Geological Society

Nir Etzion | 2022



Geomorphology, prehistory and environmental issues in the Carmel Mountain

Nurit Shtober-Zisu, Lea Wittenberg, Reuven Yeshurun

Geomorphology, prehistory and environmental issues in the Carmel Mountain

Nurit Shtober-Zisu¹, Lea Wittenberg², Reuven Yeshurun³

1. Department of Israel studies, University of Haifa
2. Department of geography and environmental studies, University of Haifa
3. Department of archaeology, University of Haifa

גיאומורפולוגיה, פרהיסטוריה וסוגיות סביבתיות בכרמל

נורית שטובר-זיסור¹, לאה ויטנברג², ראובן ישורון³

1. החוג ללימודי ישראל, אוניברסיטת חיפה

2. החוג לגיאוגרפיה ולימודי סביבה, אוניברסיטת חיפה

3. החוג לארכאולוגיה, אוניברסיטת חיפה

Introduction

Mt. Carmel is characterized by a triangular shape extending over 230 km² with a maximum length of 33 km along the Mediterranean coast, and a maximum width of 12 km (Figure 1). The three vertices of the triangle are located at Rosh Ha'Carmel (Stella Maris in Haifa) at the northernmost edge, Ramat ha'Nadiv (Hotem Ha'Carmel) to the south, and Keren Ha'Carmel (Muhraqa) to the south-east. The three sides of the triangle form an independent mountainous division, distinguished from their surroundings by prominent topography. Their origin and evolution reflect three types of slopes found in nature: the western slopes - which drop precipitously to the coastal plain were formed by Pliocene coastal abrasion; the southern slopes - which bend gradually towards the Menashe syncline form the Carmel anticlinal flank; and the northeastern edge is marked by a steep and prominent fault escarpment.

STOP 1: Carmel fire monument

1. The lithostratigraphic sequence

The paleogeographic configuration of the Levant basin allowed an extensive carbonate platform to develop within the Tethys sea, from the Aptian onwards. Most of the exposed rocks of Mt. Carmel are carbonates, and constitute part of the Cretaceous Judea Group. The stratigraphy is complicated due to significant facies changes over short distances and due to the existence of multiple faults dissecting the ridge. The various facies changes reflect the location of Mt Carmel close to the edge of the Cretaceous carbonate platform, and the variety of depositional environments characterize this transition zone between the Albian and Turonian stages. (Segev and Sass 2009; 2014).

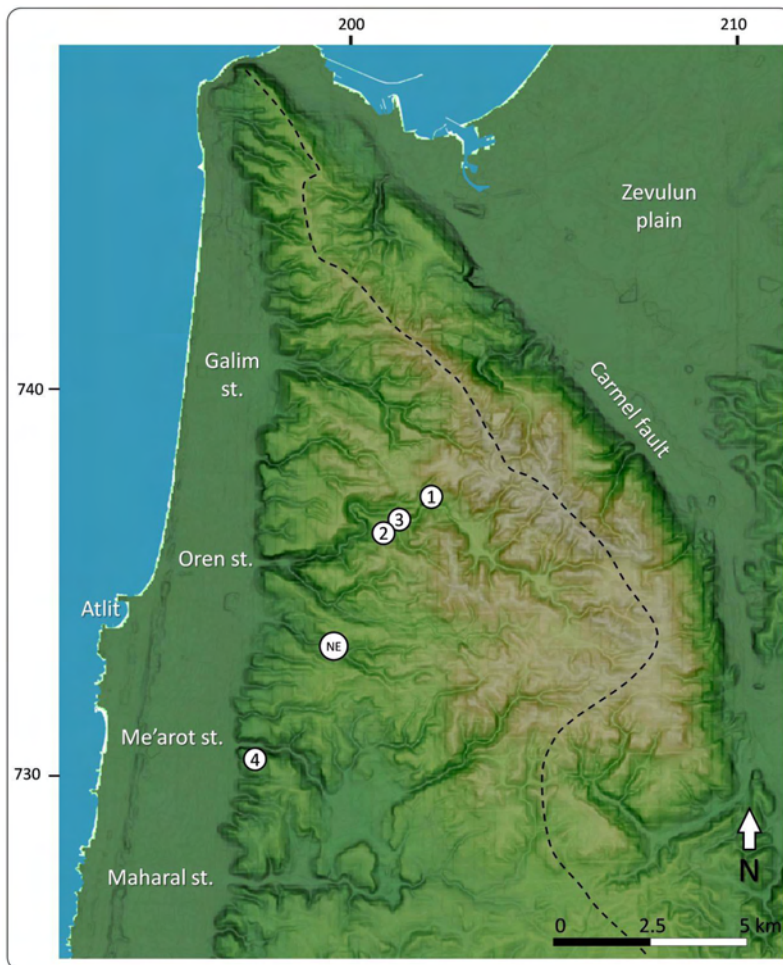


Figure 1. Relief map of Mt. Carmel (courtesy of Rotem Elinson) showing the water divide (dashed line) and major streams; Field trip stops: 1-Carmel fire memorial, 2-Yishah cave and notch, 3-Hanyon Ha'Agam, 4-Nahal Me'arot Nature Reserve; NE- Nir Etzion.

The sedimentary succession (Figure 2) consists mainly of limestone, dolomite, chalk and chert. The lower part of the sequence is formed by stratified dolomites of the Yagur Formation, which accumulated under shallow platform conditions and bordered by a narrow belt of barrier reefs on its western side. The overlying Chalk Complex (composed of Isfye and Arqan formations) was deposited at a few tens of meters, implying the establishment of open marine environments over the outer platform. The successive Bina Formation from the Turonian stage consists of limestone and chalk, with isolated rudist reefs and bioclastic beds suggesting that various depths existed during the deposition (Picard and Kashai, 1958; Segev and Sass, 2009). Volcanic rock units, mostly pyroclastic, are commonly found as lenticular intercalations in the thick (~300 m) carbonate sequence (Segev et al., 2002). Age constraints for the volcanic phases suggest that deposition occurred within a relatively short time (<1 My), and the sequence represents rising global and local sea-level trends (Bialik et al., 2021). The tuffs of the volcanic cones are basaltic and consist of glass-rich black tuff at the base, variegated colored layers of tuffs within the cones and yellowish-brown tuffs at the top and at the outer parts of the cone (Sass, 1980).

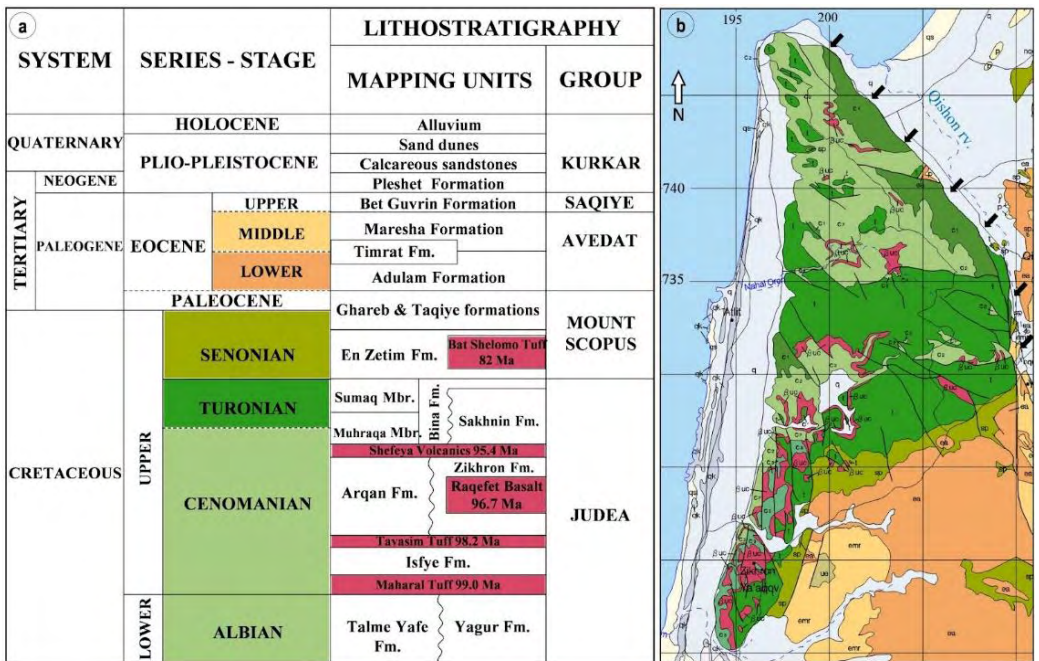


Figure 2. a) Stratigraphic units of Mt. Carmel, modified after Segev and Sass 2009; b) Geological map, modified after Sneh et al. 1998; black arrows mark the location of the Carmel-Yagur fault.

2) The fluvial system

The Carmel drainage network comprises ~50 drainage basins of various sizes, ~30 drains the western mountainside towards the Carmel coastal plain (Mashiah 2011), while ~20 basins drain the eastern mountain front towards the Akko Plain and the Qishon River (Ashkar Halak, 2009). Five major 4th order basins drain approximately 85% of the western slopes of Mt Carmel: the Galim, Oren, Me'arot, Maharal and Daliya streams (Figure 1). Apparently, the Oren and Galim drainage basins are the oldest systems dissecting Mt Carmel, since they both drain the upper abrasion surfaces, starting at the Isfyra water divide level, but also cutting through the Daliyat el Carmel and Beit Oren abrasion surfaces. In Nahal Oren canyon, a large meander has been incised into the chalk and dolomite thick succession, up to a depth of 120 m and 1 km from the water divide (Figure 3). This overfit meander may suggest that Miocene-Pliocene fluvial systems crossed Mt. Carmel in the past, but were completely eroded and therefore became difficult to reconstruct.



Figure 3. The Nahal Oren meander, incised to 120 m at a distance of 1 km from the water divide (courtesy of Hani Amasha).

3) Fire in Mt. Carmel

The Mt. Carmel national park represents a system of varied Mediterranean landscapes, differentiated by lithology, soils, vegetation, and extended anthropogenic activities. Its ecological significance was recognized by declaring a part of it as a “biosphere reserve” (Safriel, 1997). Nowadays, Mt. Carmel forests, which cover an area of approximately 15,700 ha, are a mosaic of natural Mediterranean maquis and non-native trees of various ages. The planted trees and the natural succession processes form a mosaic of areas characterized by different fuel loads and susceptibilities to wildfires; for instance, Aleppo pine stands are more flammable than oak trees (Ne’eman et al., 2004; Malkinson, 2012). Nature preservation efforts, including proclamations of reserves and parks and diverse management approaches, increased the landscape’s heterogeneity. Wildfires are a long-standing characteristic feature of the local landscape. Mediterranean ecosystems were shaped by an extended history of disturbances, namely grazing, timber harvesting and wildfires, which appeared with the development of human civilizations (Naveh 1990).

Mt Carmel Fire 2-5/12/2010

The fire started on December 2 around 11:00 local time and got under control in the afternoon of December 5. During the fire and the preceding two weeks, the weather conditions were exceptional for the region and the season. Ambient temperature was above average, while the relative humidity was exceptionally low—below 20%. On top of all that, the region had experienced a long dry spell of over eight months. The last rain of the previous hydrological year occurred in mid-March, and since then, apart from 2 mm in early October, no rainfall was measured. The lack of rain was exceptional since the average accumulated rain (by December) is expected to exceed 130 mm. This combination of weather conditions and intense eastern winds caused the very rapid propagation of the fire. More than half-million trees and over 2300 ha were burnt (Fig. 4); the most significant extent of the burnt area was that of pines, 1300 ha, whilst the extent of the chaparral, broad-leaved communities was 737 ha; approximately 69 ha consisted of various shrub communities, 101 ha of herbaceous vegetation, and about 120 ha of agricultural or settled areas (Kutiel, 2012; Malkinson, 2012)

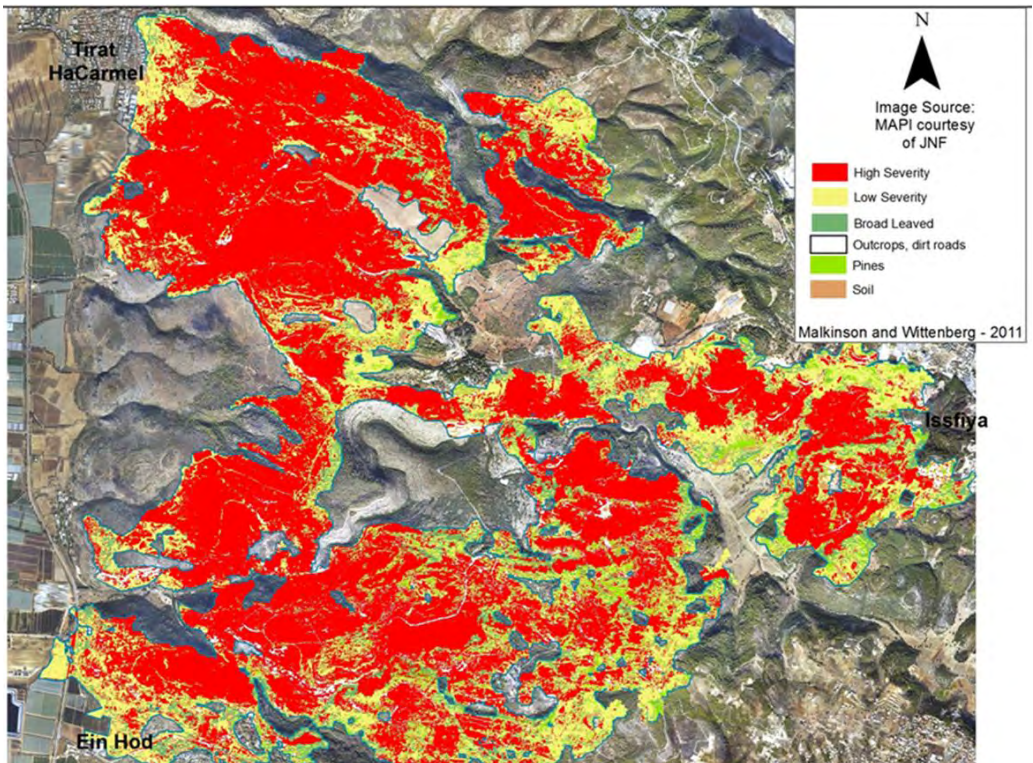


Figure 4: The 2010 fire map in Mt. Carmel. More than half-million trees and over 2300 ha were burnt

Similar to other Mediterranean regions, wildfire frequency and particularly large wildfires occurrences have been markedly increased at the Mt. Carmel region (Wittenberg and Malkinson, 2009). Large wildfires greater than 100 hectares had not been documented in this area until recent decades, primarily due to a lack of mature forest and sufficient biofuel. Until the late 1970s, only four large fires had been noted in the Mt. Carmel area. However, since 1983 there have been 12. Calculating the time intervals between large wildfires in the region since the earliest archival records from the 1940s yields a mean return period of approximately one large fire (> 100 ha) every six years up to the end of the 1970s, and one nearly every three years since 1983. These results clearly highlight the changes in fire frequencies and regime.

Of the approximately 15,700 hectares of the Carmel Ridge, about 2,400 (15% of the area) is covered by pine stands of various species. From 1983 to 2009, large fires consumed about 1,700 hectares. A random distribution of fires would suggest that 15% of burned vegetation would be of pine stands, but in

reality, more than 45% were consumed. Therefore, the fire patterns observed at the Carmel Ridge depend not only on human activity and forest maturation but also on the structure of the vegetation community and its species composition (Figure 5) (Wittenberg and Malkinson, 2009; Wittenberg and Malkinson, 2019)

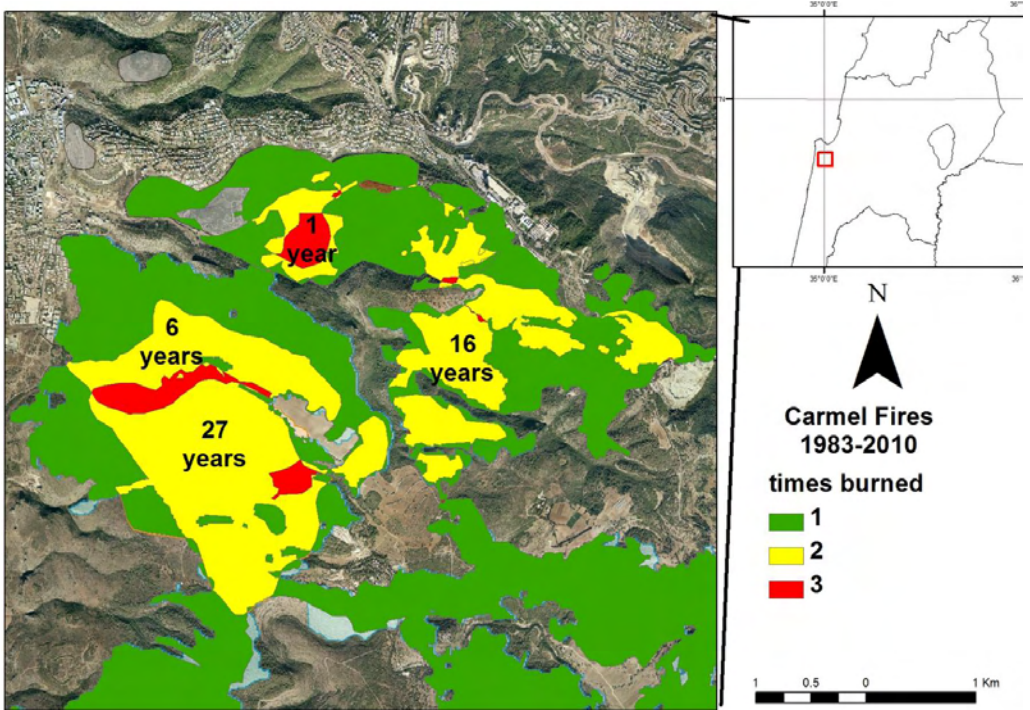


Figure 5: Repeated fire scars within the perimeter of the 2010 fire (Wittenberg and Malkinson, 2019).

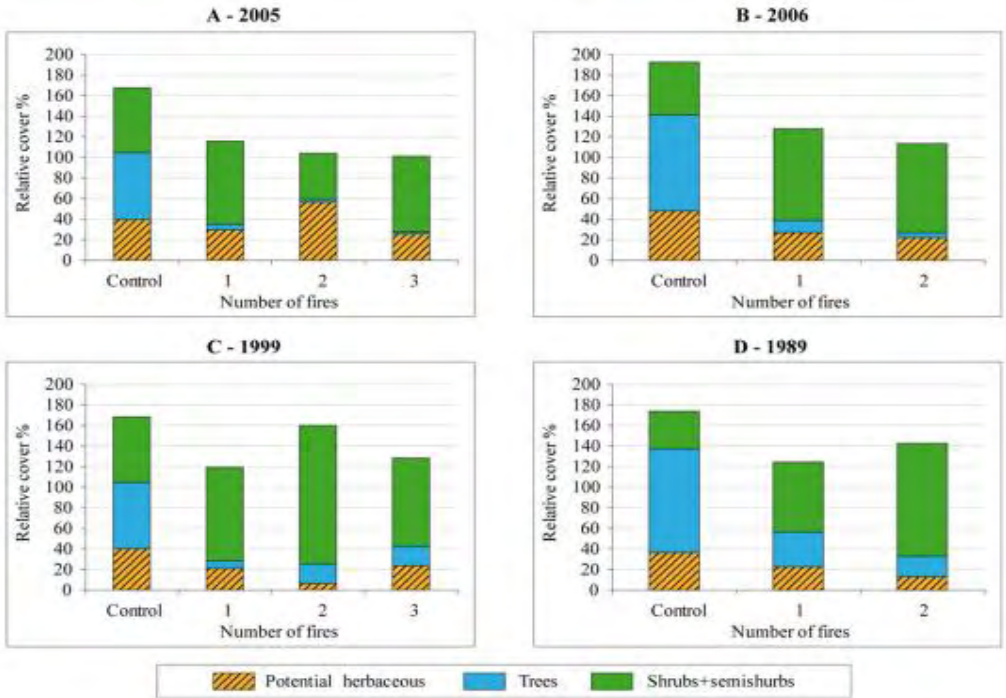


Figure 6. Relative cover (%) in relation to fire frequency A) 4 years after 2005 fire B) 4 years after 2006 fire C) 10 years after 1999 fire and D) 20 years after 1989 fire (Tessler et al., 2016).

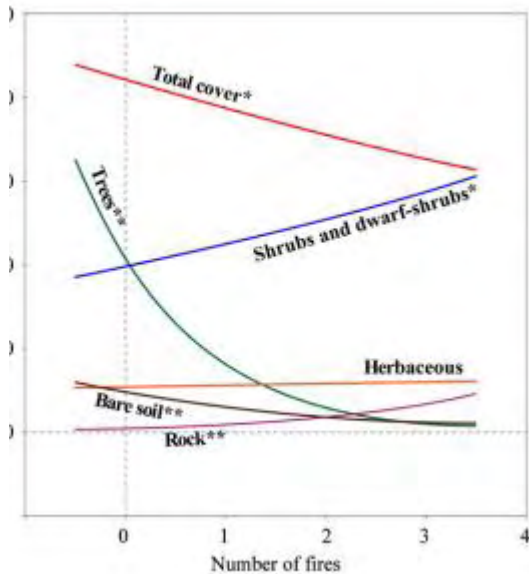


Figure 7. The relation between the number of fires and vegetation cover

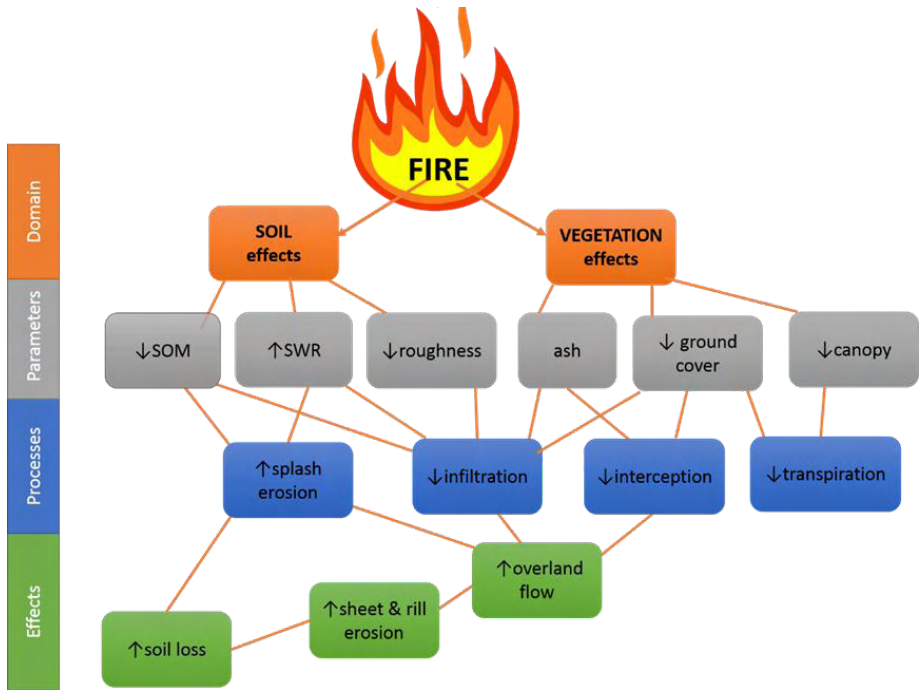


Figure 8. Domains of fire effects on soil erosion: parameters, processes and net effects (Wittenberg, 2021).

STOP 2: Yishah cave and notch

The sedimentary succession of Mt. Carmel is predominated by carbonate rocks, therefore carbonate solution processes are the main geomorphic agents active in the development of karst landforms, especially where limestone and dolomite outcrops prevail. Karst landforms in the region include endokarst features such as caves and mazes (Olami, 1984), as well as epikarst features, represented mainly by karren, inland-notches and tufa deposits (Shtober-Zisu et al., 2015). Although karst processes are very common in the development of Mt. Carmel landforms, the typical karst landforms, such as large and complex caves, closed depressions, sinkholes, and travertine, are rare or absent.

1. Yishah cave:

Cave drips drain the vadose zone including soil pockets, epikarst, deeper fissures, and the rock matrix. A few studies have differentiated cave waters based on their discharge input: a low discharge from stalactite tips (also termed slow-drips, which usually form stalactites), and high-discharge trickles (also termed fast-drips) that emerge from fissures in the cave ceiling or walls, forming different shapes of stalactites and flowstones (Ayalon et al., 1998; Arbel et al., 2008). Based on the characteristic hydrological response of drip flow to rainfall, 4 dripping types were defined at Yishah cave: (1) *perennial* drips were recorded throughout the year, and their discharge increased after a certain seasonal threshold. They are characterized by a relatively low discharge and a long recession (>5 months); (2) *seasonal* and (3) *post-storm drips* emerge only after a cumulative seasonal rainfall of more than 120 mm; these depend on the rainfall distribution and soil wetness. They reach higher discharge rates and fluctuations relative to the perennial drips. The discharge of post-storm drips, initiated a few hours after significant rain showers, attained maximum within 1–2 days, and ceased after 2–3 weeks. Seasonal drips have longer recessions and thus continue between rain events and may last a few months after winter, and (4) *overflow* drips which start last, only during February–March, when the nearby drips exceeded their discharge capacity and epikarst storage was completely filled and overflowed (Arbel et al., 2008)

2) Yishah notch

Inland notches are elongated concave-shape indentations that develop on the carbonate rocky cliffs of mountainous zones, down to the desert fringe (Figure 9).



Figure 9. Typical notch in Mt Carmel; the three components of a notch are: visor (caprock), cavity and base; the black and white streaks indicate cyanobacteria activity.

These rock shelters form due to the interaction between specific petrologic characteristics and climatic controls, emphasizing the importance of the environment upon rock decay. Inland notches are shaped due to slight differences (1–15%) in the porosity of the visor and cavity bed: the cavity bed is more porous, so more likely to erode by exfoliation and dissolution. The notches follow specific beds that enable their formation and are destroyed by the collapse of the upper bed. The geomorphic processes that form inland-notches combine chemical, mechanical, and biogenic weathering, which generate initial dissolution and subsequent spall weathering (exfoliation) of the bed, creating the notch cavity. Thus, the cavity bed retreats faster compared to the slower subaerial dissolution of the visor bed, until a critical point is reached where the visor collapses (Shtober-Zisu et al., 2014). In Israel, inland notches inhabit

the same lithostratigraphic units as do large caves. The vast majority (71%) of inland notches are formed in hard, dense, and crystalline limestone deposited throughout the Turonian age (Figure 10).

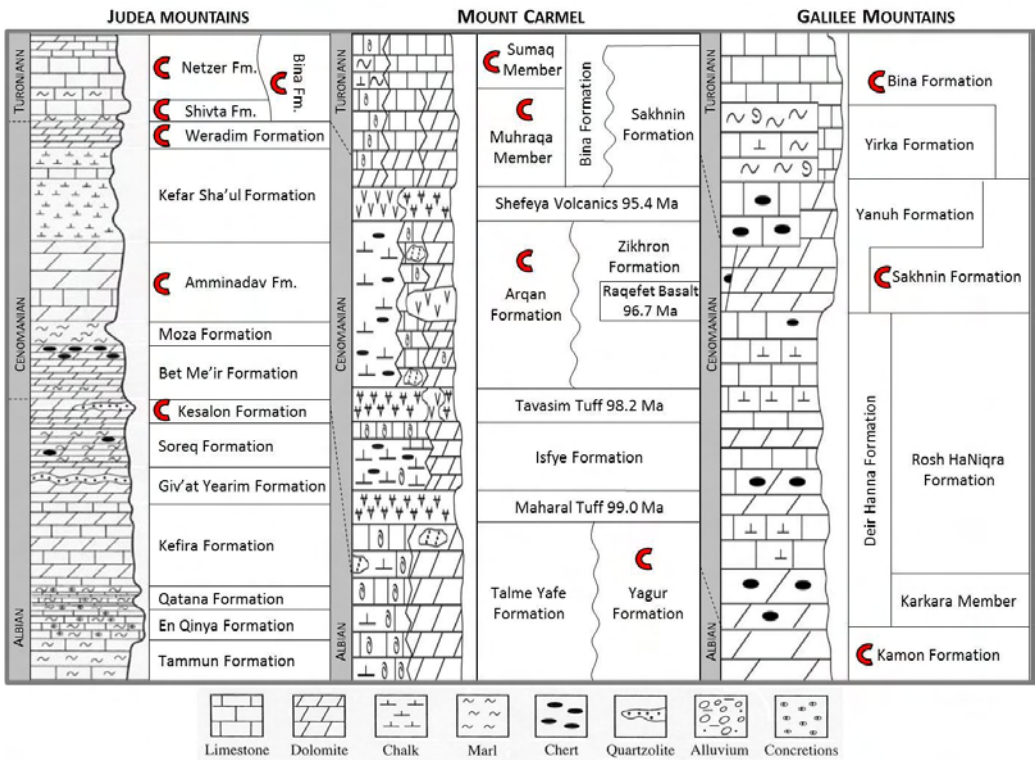


Figure 10: Lithostratigraphic chart of the Albian-Turonian age in Judea Mountains, Mt Carmel and Galilee. Presence of notches are marked by red C-shapes (Shtober-Zisu et al., 2017)

Notches are most common in semi-arid and in Mediterranean climates but mainly in areas with an annual rainfall of between 400 mm and 850 mm (Shtober-Zisu et al., 2017). Occasionally tufa accumulates within notches as stalactites, drapes and crusts, covering the cavity backwall or floors. In attempt to determine the age of the latest stage of notch formation and calculate the relative rate of slope retreat, U dating was used on 16 tufa samples from 2 notches, providing 28 ages (Figure 11)

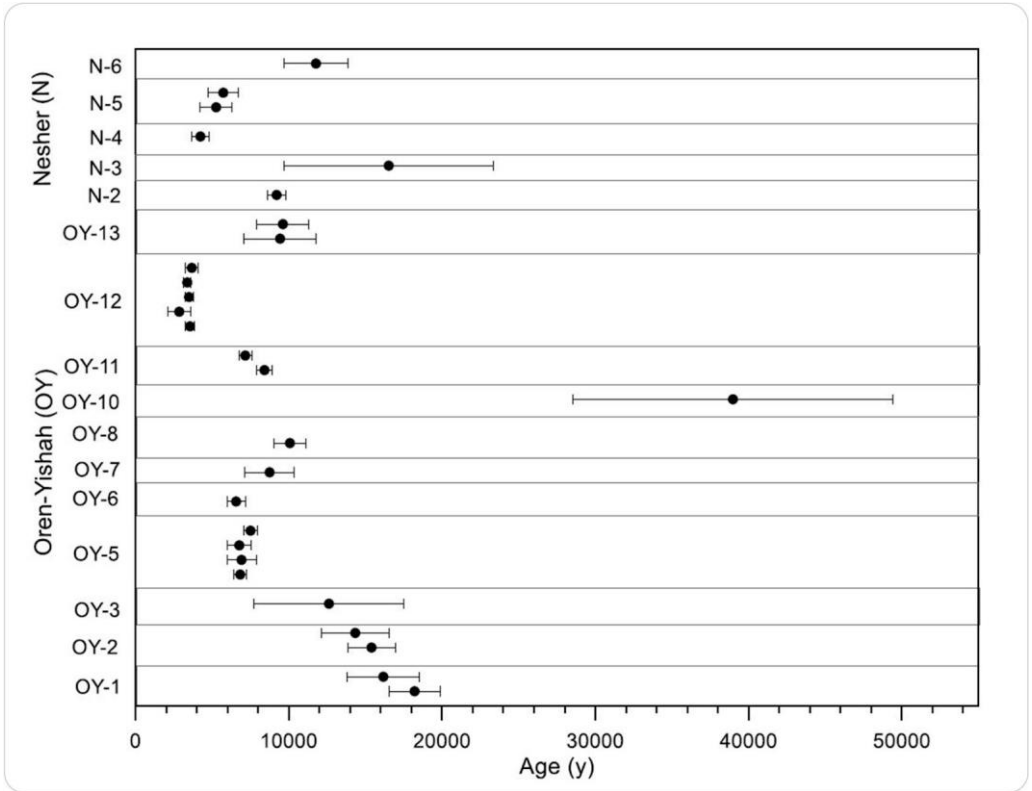


Figure 11. Tufa corrected ages (in years, horizontal axis). The tufa samples for notches of Oren-Yishah and Nesher are shown on the vertical axis.

Tufa grow during the time interval between the backwall erosion and visor collapse, and therefore tufa age is an approximation of the timing of the formation of the surface it developed on, i.e. the age of the notch. The oldest known tufa sample is 39.0 ± 10.4 ky (2σ), and the ages of other tufa samples range from 2.1 to 23.3 ky. At the Nahal Oren notch, the present-day backwall formed by the end of the last glacial period (14 to 18 ky), whereas the visor in its present form is from the early Holocene (7 to 10 ky). The oldest sample was found ~1 m from the backwall, suggesting that backwall retreat rate ranges from 20 to 35 mm/ky. Other samples were deposited 50 to 200 cm from the visor edge, suggesting that slope retreat order of magnitude ranges from 10^1 to 10^2 mm/ky. These results correspond with the rates of tens of meters per million years, similar to the magnitude of denudation found by previous studies in the Mediterranean zone of Israel (Figure 12) (Shtober-Zisu et al., 2020).

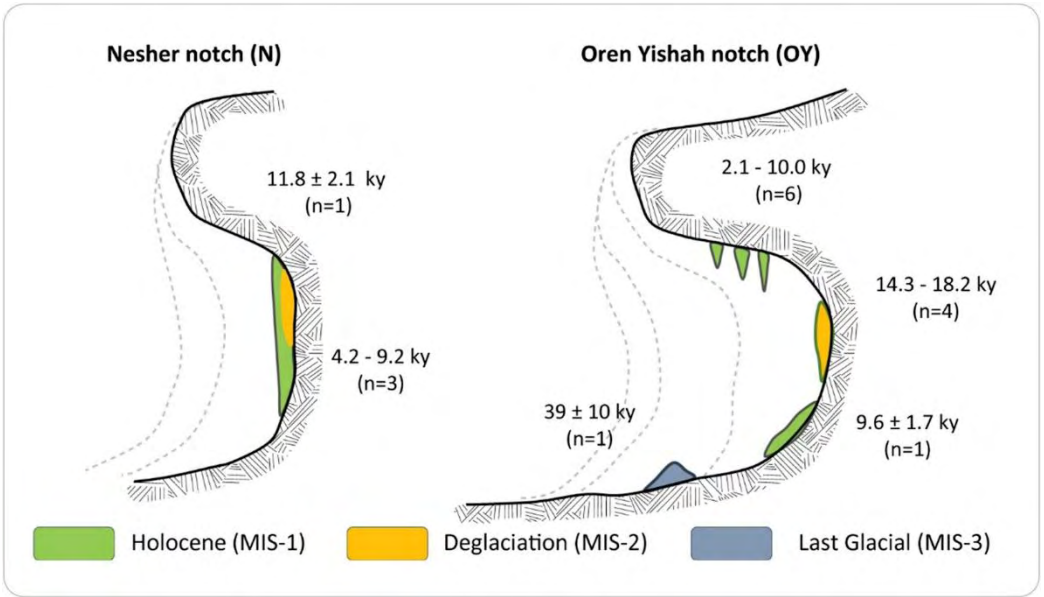


Figure 12. Oren-Yishah notch, the backwall developed by the end of the last glacial period (14-18 ky), whereas the ceiling crusts and stalactites were deposited during the Holocene (2.1-10 ky), probably on a Pleistocene surface. The oldest sample was found on the notch base at a distance of ~1 m from the backwall. The backwall of the Neshor notch formed 10-14 ky.

STOP 3: Nahal Oren at Hanyon Ha'Agam

The Upper Nahal Oren catchment – 18 km² is a typical mountainous, ephemeral stream system of Mt. Carmel draining its western flanks to the Mediterranean Sea with a general channel gradient of 3%. The carbonate rocks exposed in the basin and the resulting karstic nature of the catchment is well-presented by the relatively low drainage density of 3.2 km km⁻² and by the existence of groundwater aquifers. The land use at the basin comprises natural and planted forests of oaks and pines – 61%; agriculture – 17%, and 22% - urban area of the village of Isfye located at the upper eastern and northeastern part of the catchment. During the 2010 fire, about 30% (540 ha) of the Upper Nahal Oren basin were severely burnt (Greenbaum et al., 2021)

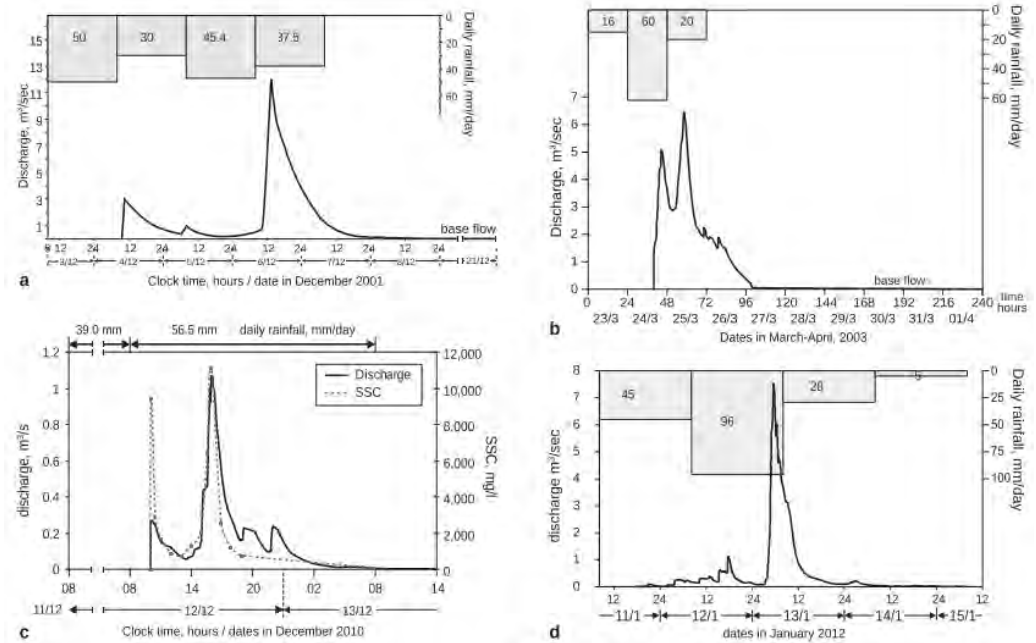


Figure 13: Daily rainfall and hydrographs of different rainstorms. (a) and (b) pre-fire rainstorms, (c) and (d) post-fire rainstorms. (a) Early winter 3–7.12.2001 rainstorm, with a total of 163 mm rainfall and flow duration of 92 hours. Note the long post-flood baseflow of 13 days. (b) Spring 23–26.3.2003 rainstorm, with a total rainfall of 96 mm and flow duration of 62 hours. Post-flood baseflow extended 11 days. (c) Autumn 11–12.12.2010 rainstorm, a week after the fire, with a total of 96 mm and flow duration of 23 hours; no baseflow was documented. The suspended sediment concentrations: sedigraph is shown (in dotted line). The almost identical timing of the peaks of the hydrograph and sedigraph suggest that the sediments were contributed from a near-channel source of the floodplain (d) Mid-winter 11–14.1.2012 rainstorm with a total rainfall of 174 mm and flow duration of 103 hours. Baseflow duration lasted one day (Greenbaum et al., 2021).

STOP 4: Nahal Me'arot Nature Reserve

Extensive prehistoric archaeological research has been conducted in Mount Carmel since 1928. The mountain displays a rich prehistoric sequence in *ca.* 200 caves, rock-shelters, and open-air sites, spanning hundreds of thousands of years from the Middle Pleistocene (Olami 1984). The prehistoric site of Nahal Me'arot or Wadi el-Mughara (Valley of the Caves) consists of the caves of Tabun, Jamal, el-Wad, and Skhul, all clustered in a cliff overlooking the narrow Mediterranean coastal plain. The caves display a long cultural sequence lasting > 500,000 years, from the Lower Paleolithic to the late Epipaleolithic (Table 1). The site has been well-known ever since the excavation campaign by British archaeologist Dorothy Garrod from 1929 to 1934, which culminated in two classic publications on “The Stone Age of Mount Carmel” (Garrod and Bate 1937; McCown and Keith 1939). During that campaign, important Mousterian human fossils were unearthed in the Tabun and Skhul caves, and the first Natufian basecamp to be explored was excavated at el-Wad. The long cultural sequence and essential finds, serving as they have as a baseline for Near Eastern prehistory for many years, were primary factors in its inscription in the World Heritage list by the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) in 2012. It is currently the only prehistoric site in Israel inscribed by UNESCO, and the only one that is open for the public. Research at the site was continued by multi-year excavations by several institutions, with the University of Haifa taking the lead since 1975.

Site & Layer	Period	Culture	Age
Tabun G	Lower Paleolithic	'Tayacian'	Undated
Tabun F	Lower Paleolithic	Acheulian	Undated; prob. > 400 ka
Tabun E	Lower Paleolithic	Acheulo-Yabrudian	324±21 – 264±28 ka
Jamal	Lower Paleolithic	Acheulo-Yabrudian	> 220 ka
Tabun D	Middle Paleolithic	Mousterian	256±26 – 196±21 ka
Tabun C	Middle Paleolithic	Mousterian	165±16 ka
Skhul B	Middle Paleolithic	Mousterian	135–100 ka
Tabun B	Middle Paleolithic	Mousterian	Undated; prob. 75–47 ka
el-Wad E-D	Upper Paleolithic	Aurignacian	Undated; prob. 35–30 ka
el-Wad C	Upper Paleolithic	Atlitian	Undated; prob. 26–23 ka
el-Wad B	Epipaleolithic	Natufian	15,000–12,000 cal BP

Table 1. The cultural sequence at Nahal Me'arot (compiled by Yeshurun 2016, and references therein). For undated strata the age is based upon culturally similar deposits at other sites in the Levant. Note that Tabun B has been dated by several methods which have not yielded consistent results.

Our first stop, Tabun Cave, presents the most complete Lower-Middle Paleolithic sequence in the Near East. The Lower Paleolithic layers testify to the activities of archaic hominins (*Homo erectus*, in the broad sense), while the Middle Paleolithic layers represent the evolution of modern humans (*H. sapiens*) and Neanderthals (*H. neanderthalsensis*). During this time span, Nahal Me'arot was at the northernmost range of the former and the southernmost range of the latter (Fig. 14). The Tabun sequence yields information on the technology, subsistence and mobility of these populations and of their changing environment (e.g. Jelinek et al. 1973; Shimelmitz et al. 2014, 2020).

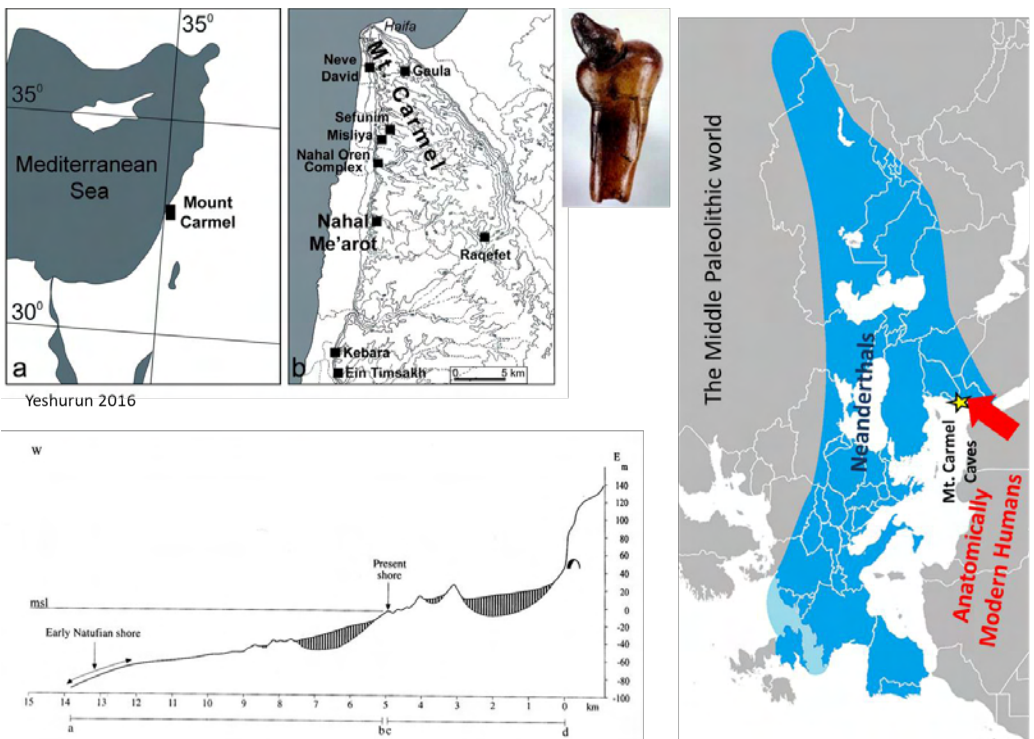


Figure 14: A map showing select Paleolithic and Epipaleolithic sites in Mt. Carmel; a schematic section showing the shifting coastal plain in front of the caves; and the two main hominin populations in western Eurasia during the Middle Paleolithic.

The cave of el-Wad includes Upper Paleolithic deposits but is renowned mainly because of the Natufian Culture. This is a terminal Pleistocene adaptation to sedentary living, creating a unique “complex hunter-gatherers” society (e.g. Weinstein-Evron 1998; Yeshurun et al. 2014a, b). We shall see or discuss the Natufian innovations, such as building stone walls, structures and terraces, hewing the bedrock, creating cemeteries and shifting to a broad and intensified foraging economy at the backdrop of a fluctuating environment (Fig. 15, 16).

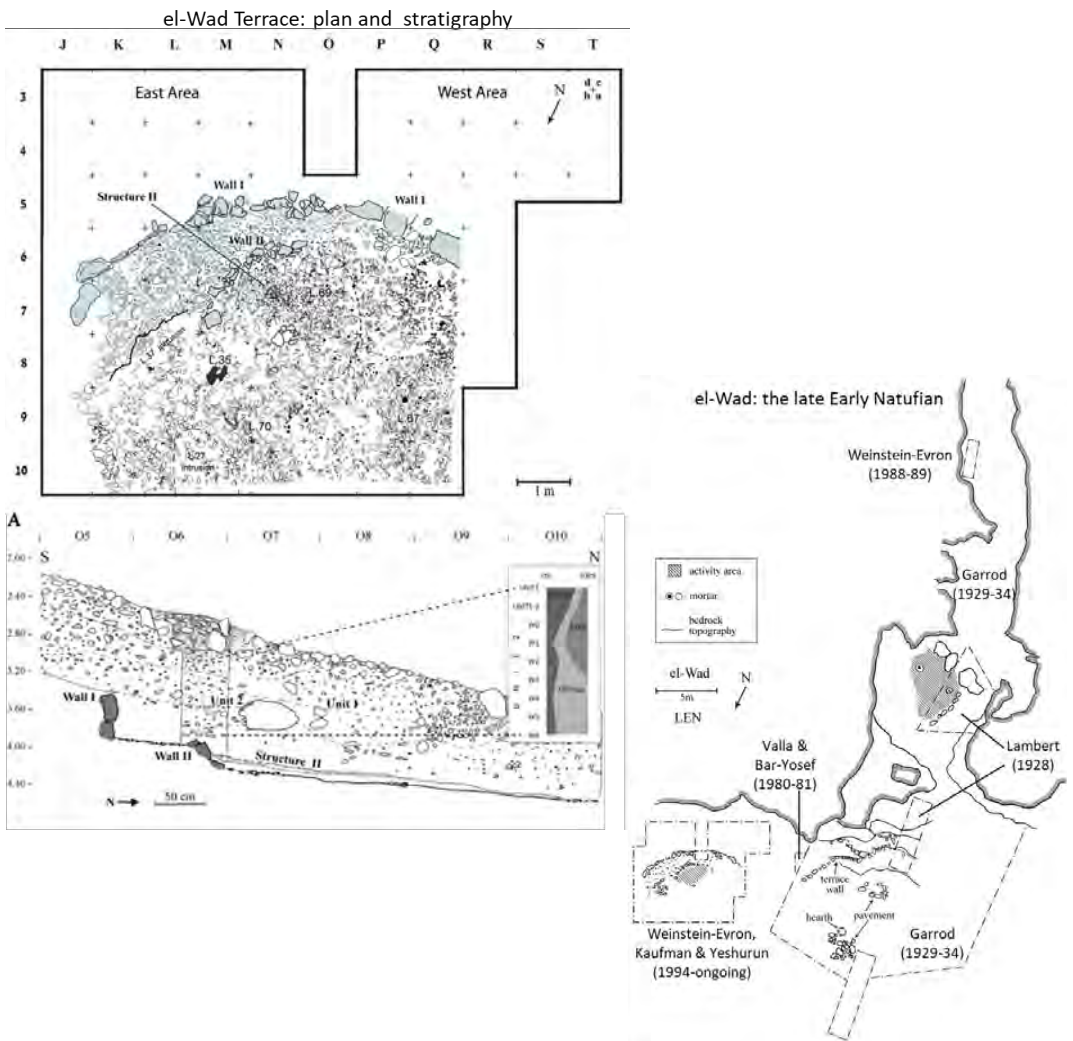


Figure 15. The Natufian of el-Wad

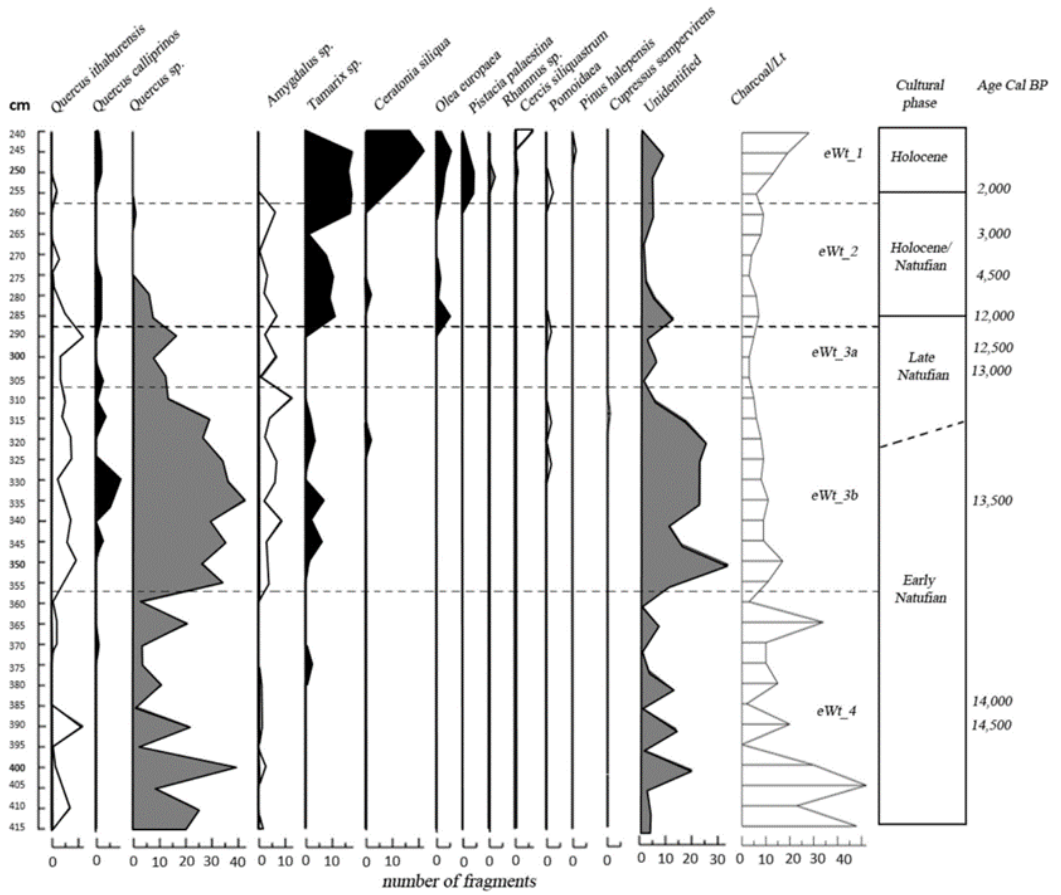


Figure 16: Charred wood remains along with the Natufian stratigraphy of el-Wad Terrace (Caracuta et al. 2016).

REFERENCES

- Ashkar-Halak, L. 2009. The morphotectonics of the Carmel Fault. M.Sc. thesis, University of Haifa. GSI Report: GSI/38/2009, 152 pp.
- Arbel, Y., Greenbaum, N., Lange, J., Shtober-Zisu, N., Grodek, T., Wittenberg, L., Inbar, M. 2008. Hydrologic classification of cave drips in a Mediterranean climate, based on hydrograph separation and flow mechanisms. *Israel Journal of Earth Sciences*, 57: 291-310.
- Ayalon, A., Bar Matthews, M., Sass, E. 1998. Rainfall recharge relationship within karstic terrain in $\delta^{18}\text{O}$ and δD characteristics. *Journal of Hydrology* 207: 18–31.
- Bialik, O.M., Samankassou, E., Meilijson, A., Waldmann, N.D., Steinberg, J., Karcz, K. Makovsky, Y. 2021. Short-lived early Cenomanian volcanic atolls of Mt. Carmel, northern Israel. *Sedimentary Geology*, 411, p.105805.
- Caracuta, V., Weinstein-Evron, M., Yeshurun, R., Kaufman, D., Tsatskin, A., Boaretto, E. 2016. Charred wood remains in the natufian sequence of el-Wad terrace (Israel): New insights into the climatic, environmental and cultural changes at the end of the Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 131: 20–32.
- Garrod, D. A. E. and Bate, D. M. A. 1937. *The Stone Age of Mount Carmel*. Vol. I. Excavations at the Wadi Mughara. Oxford, Clarendon Press.
- Jelinek, A. J., Farrand, W. R., Hass, G., Horowitz, A., Goldberg, P. 1973. New excavations at the Tabun Cave, Mount Carmel, Israel: a preliminary report. *Paléorient* 1: 151–183.
- Mashiah, M. 2011. Geological, Geomorphologic and Prehistoric along the western front of the Carmel block. GSI Report: GSI/16/2011 (in Hebrew).
- Greenbaum, N., Wittenberg, L., Malkinson, D., Inbar, M. 2021. Hydrological and sedimentological changes following the 2010-forest fire in the Nahal Oren Basin, Mt. Carmel Israel—a comparison to pre-fire natural rates. *Catena*, 196, 104891.
- Malkinson, D. 2012. Wildfire heterogeneity: Empirical vs. Simulated observations – The Carmel 2010 wildfire as a case study. *Israel Journal of Ecology and Evolution* 58: 165-176.

McCown, T. D. and Keith, A. 1939. The Stone Age of Mount Carmel. Volume II: The Fossil Human Remains from the Levalloiso-Mousterian. Oxford, Clarendon Press.

Ne'eman, G., Goubitz, S., Nathan, R. 2004. Reproductive traits of *Pinus halepensis* in the light of fire: a critical review. *Plant Ecology* 171: 69-79.

Olami Y. 1984. Prehistoric Carmel. Jerusalem and Haifa: Israel Exploration Society and M. Stekelis Museum of Prehistory.

Safriel, U.N. 1997. The Carmel fire and its conservation repercussions. *International Journal of Wildland Fires* 7: 277–284.

Sass, E. 1980. Late Cretaceous volcanism in Mount Carmel. *Israel Journal of Earth-Sciences* 29: 8-24.

Segev, A., Sass, E., Ron, H., Lang, B., Kolodny, Y., McWilliams, M. 2002. Stratigraphic, geochronologic, and paleomagnetic constraints on Late Cretaceous volcanism in northern Israel. *Israel Journal of Earth Sciences*, 51.

Segev, A. and Sass, E., 2009. Geology of Mt. Carmel. Geological survey of Israel, GSI Report: GSI/07/2009.

Segev, A. and Sass, E. 2014. Geology of Mount Carmel – Completion of the Haifa region. GSI Report: GSI/18/2014.

Shimelmitz, R., Kuhn, S.L., Jelinek, A.J., Ronen, A., Clark, A.E., Weinstein-Evron, M. 2014. 'Fire at will': The emergence of habitual fire use 350,000 years ago. *Journal of Human Evolution* 77: 196–203.

Shimelmitz, R., Kuhn, S.L., Weinstein-Evron, M. 2020. The evolution of raw material procurement strategies: A view from the deep sequence of Tabun Cave, Israel. *Journal of Human Evolution* 143, 102787.

Shtober-Zisu, N., Amasha, H., Frumkin, A. 2015. Inland notches: Implications for subaerial formation of karstic landforms—An example from the carbonate slopes of Mt. Carmel, Israel. *Geomorphology*, 229: 85–99.

Shtober-Zisu, N., Amasha, H., Frumkin, A. 2017. Inland notches: lithological characteristics and climatic implications of subaerial cavernous landforms in Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(12): 1820-1832.

Shtober-Zisu, N., Vaks, A., Korngreen, D., Frumkin, A. 2020. Slope retreat rates estimated from chronology of tufa deposits sheltered by inland notches on Mt. Carmel, Israel. *Geomorphology*, 367, 107319.

Tessler, N., Wittenberg, L., Greenbaum, N. 2016. Vegetation cover and species richness after recurrent forest fires in the Eastern Mediterranean ecosystem of Mount Carmel, Israel. *Science of the Total Environment*, 572: 1395-1402.

Weinstein-Evron, M. 1998. Early Natufian el-Wad Revisited. Liege, ERAUL.

Wittenberg, L. and Malkinson, D. 2009. Spatio-temporal perspectives of forest fires regimes in a maturing Mediterranean mixed pine landscape. *European Journal of Forest Research*, 128(3): 297-304.

Wittenberg, L., and Malkinson, D. 2019. Repeated fires in Mediterranean ecosystems: Patterns of soil-vegetation recovery. In 2019 ESA Annual Meeting (August 11--16). ESA.

Wittenberg, L. 2021. Post-fire soil erosion—the Mediterranean perception. In *Pines and Their Mixed Forest Ecosystems in the Mediterranean Basin* (pp. 481-496). Springer, Cham.

Yeshurun R. 2016. Paleolithic animal remains in the Mount Carmel Caves: A review of the historical and modern research. In: Marom N., Yeshurun R., Weissbrod L., Bar-Oz G. (Eds.). *Bones and Identity: Archaeozoological Approaches to Reconstructing Social and Cultural Landscapes in Southwest Asia*. Oxbow, Oxford, pp. 1–23.

Yeshurun, R., Bar-Oz G., Weinstein-Evron, M. 2014a. Intensification and sedentism in the Terminal Pleistocene Natufian sequence of el-Wad Terrace (Israel). *Journal of Human Evolution* 70: 16–35.

Yeshurun, R., Bar-Oz, G., Kaufman, D., Weinstein-Evron, M. 2014b. Purpose, permanence and perception of 14,000-year-old architecture: Contextual taphonomy of food refuse. *Current Anthropology* 55: 591–618.



מהעמקת הים האוקני ונקבוביות הקירטון,
ועד חוקיות בתפרוסת הצומח: גיאולוגיה, גיאובוטניקה
ואקולוגיה בסינקלינת אלונים מנשה.

מהעמקת היס האאוקני ונקבוביות הקירטון, ועד חוקיות בתפרוסת הצומח: גיאולוגיה, גיאובוטניקה ואקולוגיה בסינקלינת אלונים מנשה.

ניר הר¹, רלי ולד²

1. ניר הר יער וסביבה nirforestecosoil

2. מו"פ מרכזי של ICL חיפה

מטרות הסיוור

1. הכרת אפיוניה המיוחדים של סינקלינת אלונים-מנשה.
2. הכרת התצורות הגיאולוגיות, שינויי הפצאס שלהן כתוצאה משינויי עומק והשפעתם של אלו על נקבוביות הקירטון (עד אבן גיר).
3. הבנת תהליכים גאומורפולוגיים ופדוגנטיים- בעיקר היווצרות הנארי ותכונותיו, אשר עיצבו את הנוף ויצרו את מבנה מערכת הסלע-קרקע.
4. הבנת הדינמיקה של משק המים במערכת הסלע-קרקע-צומח והשפעתה על תצורות הצומח המתפתחות בכל מערכת.
5. הכרת תצורות הצומח ומיקומן בהתאמה לתשתית הגאולוגית.

מסלול הסיוור

הסיוור יתחיל בהר חורשן, בחורש המפותח במרכז החלק המערבי של הסינקלינה, ימשיך בחדך לרוחב הסינקלינה לגבעות חגית ובחדך לאורכה דרך המיגבה הרוחבי באזור אליקים. לאחר מכן, חצית עמק יזרעאל והתמקדות בתחנות עם יער אלון התבור בכיסי קרקע בנארי על קירטון של תצורת תמרת, חורש אלון מצוי על תצורת מראשה, ושיחיות, בתות ועשבונים על קירטון קשה עד אבן גיר במופעי אבן הגיר של תצורות תמרת ועדולם.

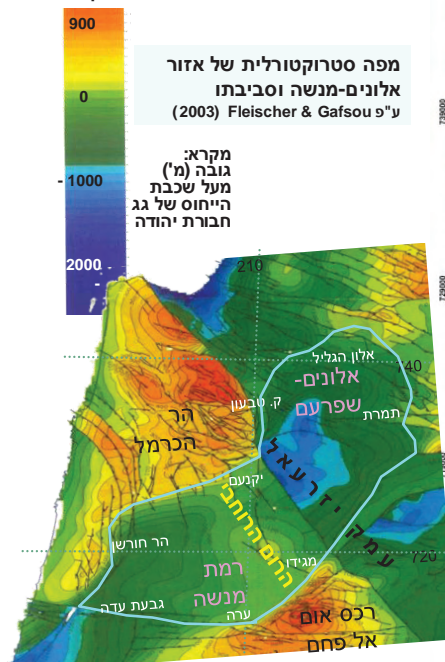
הערה: יעשה כאן שימוש בביטוי "אבן גיר" עבור Limestone כיוון שקרקע גירנית נוצרת דווקא על קירטונים, ואילו הטרה רוסה על אבן גיר היא שטופה מגירניות.

מבוא

מבנה הסינקלינה

קער אלונים מנשה הינו חלק ממערכת הקמרים והקערים המקבילים של הקשת הסורית, התחום בין קמר הכרמל וקמר אום אל פחס - נצרת (ארד, 1955; גרינברג, 1962, 1965, Arad, 1924, Krenkel) (איור 1). ארד (1955) ו- Arad, 1965 זיהה קו קמר קדום (להלן: "הרום הרוחבי"), אשר תצורות של חבורות יהודה והר הצופים בתת הקרקע מידקקות ואף נעלמות לכיוונו. דקל (1988) העריך שקמר זה חוצה את קמר אום אל פחס לרוחבו וממשיך מזרחה לסינקלינת שכם. שגב ושש (2006, 2008) התוו מבנה של הורסט ברצועה של קו זה בקירוב בין העתקי רקפת ודליה. בכל מקרה, רום זה מפריד את החלק הדרום-מערבי משאר חלקי הסינקלינה.

אזור אלונים-מנשה
תיחום האזור נעשה על פי המתווה הסטרוקטורלי



איור 1: תחום הסינקלינה על גבי אורתופוטו (מימין) ומפה סטרוקטורלית (משמאל)

קווי העתק נמתחים בעיקר לרוחב חלקו הצפוני והמרכזי של האזור בכיוון כללי של צפון מערב-דרום מזרח, ומחלקים אותו להורסטים, גרבינים ומדרגות טקטוניות. חלק גדול של ההעתקים כוללים רכיב של תזוזה אופקית (רון, 1984 ; Rotstein et al., 1993). ההעתק העיקרי הוא העתק הכרמל והמשכו העתק יקנעם, המנמיד משמעותית את תשתית הסלע בעמק יזרעאל ביחס לרמת מנשה שמדרום-מערב לו. העתק נוסף העובר מתחת לכיסוי הקרקע של העמק הוא, ככל הנראה, המשכו של העתק הגלבווע, הגורם להסטה קלה מערבה של חלקו הצפוני של ציר הסינקלינה (שליב, 1991 ; שגב ושש, 2006).

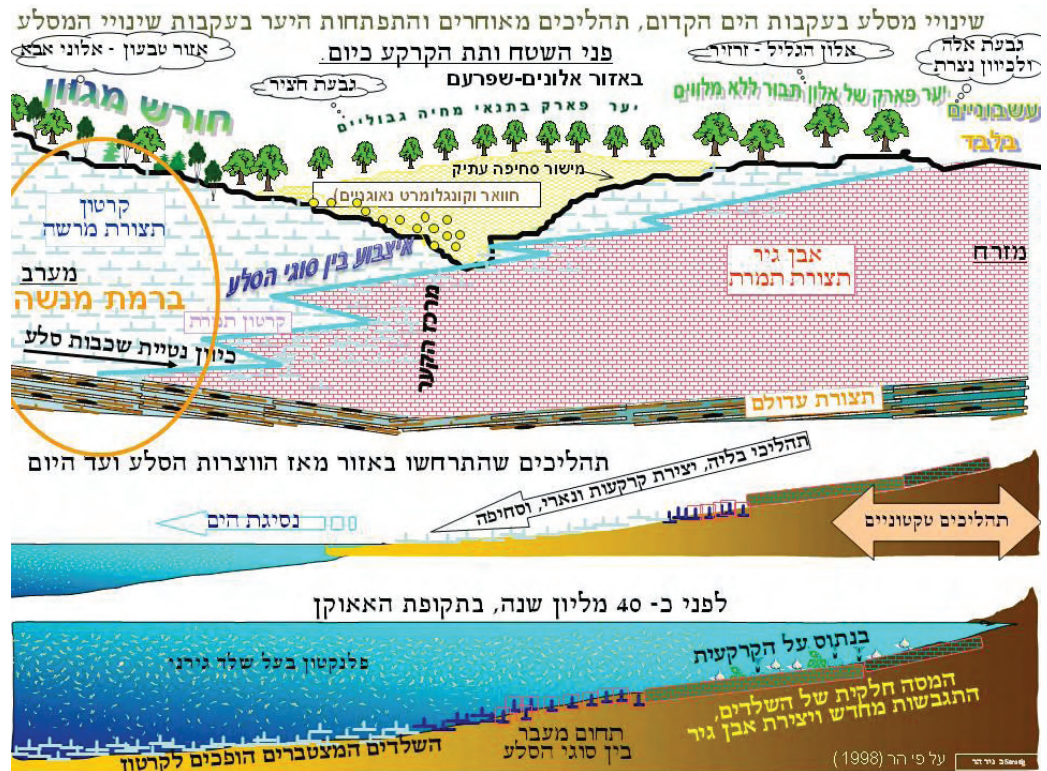
התעמקות ושבירה באגן כפר ברוך – אגן ניאוגני זה, הכולל בתוכו ובתשתיתו את סינקלינת אלונים הקרטיקונית, מופרד מרמת טבעון בהעתקי שדה יעקב ואלוני אבא (ולד, 2016) (ראה המפה באיור 17). האגן נזר על ידי מספר העתקי רוחב בכיוון צפון מערב-דרום מזרח. הללו הם (מדרום לצפון): העתקי כפר ברוך, גבת, נהלל, תמרת, זרזיר ובנוסף חוצה אותו המשכו המערבי, התת-קרקעי של העתק הגלבווע. העתק הגבול הדרומי שלו הוא העתק יוקנעם (חלק ממערכת השבירה כרמל-גלבווע). אגן כפר ברוך מונמד בכ-200 מ' ביחס לרמת מנשה ומוסט מערבה כ-4 ק"מ. השבירה שמתווה את גבולות האגן הטופוגרפיים ואת הגזירה שבתוכו, מטשטשת במידה מסוימת ומשנה את מבנה הקער הקרטיקוני שקבור בתחומו. העתקי הרוחב מסיטים אנכית בלוקים תוך-אגניים, מייצרים מדרגות ומבנים פנימיים אשר נטויים לרוב דרומה. השבירה הינה סינ-טקטונית, כלומר פועלת בד בבד לסדימנטציה (השקעת משקעים). כך, שמצפון לכל העתק (בחלק הדרומי של כל בלוק נטוי), הצטברה שכבה עבה יותר של משקעים. מרבית ההעתקים מכוסים בקרקע, והתמונה מתקבלת בעיקר מפענוח של מידע סייסימי וקידוחים.

לעמק יזרעאל אין גבול צפוני חד ורציף, ומערכת ההעתקים שמצפון להעתק הכרמל מגביהה בהדרגה את גושי הסלע (מטמון, 2000). הורסט שפרעם הוא ההגבהה התוחמת מצפון את קער אלונים-מנשה.

טרטיגריפיה פלאוגאוגרפיה ותכונות סלע

חברת הר הצופים. תצורות מחבורה זו חשופות בעיקר בשולי הסינקלינה, ומעט בתוכה (פלכסר, 1959; גרינברג, 1962; לוי, 1979; סנה וחובי, 1996; 1998; Sneh, 1998; Arad 1965). תצורת עירב מתקופת המאסטריכט בנויה מקרטון. תצורת טקיה מתקופת הפלאוקן מורכבת מחרסית כהה עד חואר לימוניטי וקרטון חווארי. הפרט העליון של התצורה מתאפיין בשכבות סלע קשות יותר. שתי התצורות חשופות ביציאה מהסינקלינה מצפון ומדרום, במעבר לאנטיקלינות הסמוכות וגם על גבי הרום הרחבי של רמת מנשה.

חברת עבדת. רבינוביץ (1954); גרינברג (1962) ו-Greenberg (1963) הגדירו ומיפו באזור אלונים-שפרעם שלוש תצורות גאולוגית של חברת עבדת מתקופת האאוקן התחתון-תיכון. ארד (1955), ו-Arad (1965) הגדיר אותן תצורות ברמת מנשה. עדכון שמות התצורות ומבט פלאוגאוגרפי ניתן עייני Sneh (1988) ו-Sneh et al. (2000). להלן פירוט התצורות (איור 2):



איור 2: סכמה של הווצרות הקירטון ואבן הגיר, מערך התצורות האאוקניות והנאוגניות והתפתחות הצומח בהתאמה

- א. תצורת עדולם** בנויה גיר קרטוני וקרטון מצורר בחילופין של שכבות דקות. עוביה עד 150 מ' ברמת מנשה, והיא מידקקת כלפי צפון עד כדי עובי של מספר מטרים ואף היעלמות בצפון הסינקלינה. מהרום הרחבי ועד בת שלמה וחורשן ניכרים בה שינויי פציאס. השכבות הקשות יחסית ביחידה זו משתנות מאבן גיר לקירטון קשה עד בינוני, ואילו השכבות הרכות משתנות מקירטון קשה לקירטון רך.
- ב. תצורת תמרת** מונחת מעל לתצורת עדולם. המעבר הפציאלי של התצורה הוא בכיוון מזרח-מערב, עם מופע גירי במזרח וקירטוני במערב. המעבר בחלקו הדרגתי ובחלקו האחר מתאפיין באיצבו

פציאלי (גרינברג, 1962, הר, 1998). זאת, כתוצאה מקיומו של ים עמוק יחסית במערב, שהתקדם מזרחה בהדרגה תוך נסיגות קצרות. התצורה נפוצה בחלק הצפוני מזרחי של הקער, (במזרח אלונים-שפרעם) ובמערב היא עוברת בהדרגה לתצורת מראשה (להלן). כלפי דרום, מופע אבן הגיר מופיע בשטח מצומצם ליד יקנעם, מידקק ונעלם (כונה שם בעבר "עדשת סנין", Arad, 1965).

תופעה אופיינית נוספת לתצורת תמרת (כמו גם למקבילותיה במרכז ובדרום הארץ), היא גלישות רבות של קטעי שכבות ושל סדימנטים שהיו עדיין בלתי מגובשים ובלתי יציבים, אשר התקיימו בבוץ הקרבונטי בחלק העליון של מדרון היבשת בים תוך כדי שלבי התקשות הסלע (בוכבינדר וחוב' 1986; קורנגרין 1993). מעברי השיכוב המקורי, הגלישות והעתקים קטנים רבים שנוצרו לאחר מכן, גורמים למעברים רבים ובלתי רגולריים מאבן גיר לקרטון.

ג. תצורת מראשה הקרטונית, באזור אלונים-שפרעם נמצאת במעבר לטרלי מתצורת תמרת באיצבווע מערבה וממשיכה מעליה. ברמת מנשה היא נפוצה בחלקים העמוקים של הקער, משני צידי הרום הרוחבי. בחלק הצפוני, בעיקר בתחום עמק יזרעאל התצורה מכוסה במשקעי בזלת, ב"סדרת החרסית" ובתצורת אום סבונה (הופעה מקומית ליד העתקים). היא ניכרת בפני השטח באזור הסמוך לעמק, וכמו כן, בגרביים ואפיקי סינקלינה מקומיים.

מגמות בתכונות הסלע של חבורת עבדת - במימד האנכי, עם העלייה בחתך נראית מגמה של עלייה בנקבוביות, בחדירות ובאחידות רב-כיוונית (איזוטרופיות), וירידה בצפיפות, בחוזק ובגבול הפלסטיות (פולישוק, 1995; הר, 2008; Diamant et al, 1980). במימד הגאוגרפי, בתוך תצורת תמרת מלבד מעברי הפציאס שהוזכרו לעיל, נראית מגמה של עליה בצפיפות הסלע וירידה בנקבוביות לכיוון שולי הסינקלינה (הר, 2008; Diamant et al, 1980). באזור חורשן נמצאה כאמור ירידה בצפיפות הקרטון לכיוון מרכז הסינקלינה (הר, 2008) או מעבר מקרטון קשה לקרטון חווארי בכיוון זה (מיכלסון, 1968).

חבורת סקיה תחתונה - תצורת בית גוברין (בעיקר) מסוף האיאווקן עד סוף האוליגוקן נחשפת בשני מקומות ברמת מנשה (בית ראש וקטע ממכלול חורשן) סנה וחוב' 1996; (Arad, 1965; Buchbinder et al., 2005). היא יושבת באי התאמה וכוללת בעיקר קרטון חווארי, בחלקה עם קונגלומרט ואבן גיר. השתרעותה מצומצמת, ואין לה משמעות רבה לנושא המחקר הנוכחי ולסיוור.

תקופת הנאוגן (מיוקן-פליוקן), חבורות סקיה עליונה וחבורת ים המלח מתקופה זו השתמרו מספר תצורות, בעיקר בחלק המרכזי של הסינקלינה.

א. הבזלת התחתונה פרצה ושקעה כחלק מתהליכי פתיחת הבקע היבשתי של עמק יזרעאל (שליב, 1991). גילה 9-17.5 מליון שנה, הוא בעיקר מיוקן תיכון. נראים מספר הרי געש ברמת מנשה ודייקים באזור אלונים-שפרעם. הבזלת מילאה חתך ניכר בעמק יזרעאל. בגבעות של אזור המחקר תפוצתה ועוביה מוגבלים. הבזלת אינה ממלאת תפקיד משמעותי בעבודה הנוכחית ובסיוור זה.

ב. תצורת בית ניר (Sandler et al. 2004) זיהו קונגלומרט כתצורה זו מתקופת המיוקן במקביל לסוף הבזלת התחתונה. שליב (1991) הגדירה כתצורת אום סבונה. הקונגלומרט מכיל חלוקים של אבן גיר אאוקנית, ריף מיוקני, ומעט חלוקי בזלת מלוכדים על ידי קלציט. עובי החתך הכולל הוא עד מספר עשרות מ'. כפרי (1995) ו-Kafri (1997) הגדיר קונגלומרט בלתי ממוין זה כחלק ממערכת של ניקוז מקומי שפעלה בנאוגן משולי הגליל התחתון דרומה אל עמק יזרעאל. קו פרשת המים העתיק שהבדיל אותה ממערכת צפונית יותר חופף בקירוב את הורסט שפרעם של היום, ומתחיל בשוליים הצפוניים של שטח הסיוור.

ג. תצורת בירה. חוואר המונח מעל הקונגלומרט (ומכיל קטעי קונגלומרט בתוכו) שויך ע"י שליב (1991) לתצורת בירה. תצורה זו היא ביטוי לחדירה ימית דרך עמק יזרעאל, כשלאורך מרכז העמק אובחן פציאס של אגן עמוק מים, שהמשיך להתעמק תוך כדי השקעת החוואר. בשולי העמק

ובגאיות המתקשרים אליו, המשקעים מתאימים למצב של מים רדודים של שפת אותו אגן. בשטח העבודה נחשף הפציאס הרדוד בלבד ועוביו 5-20 מ'.

ד. **סדרת החרסית** (Picard, 1936). בחלקים העמוקים אגני העמק (ראה להלן), תוך כדי השתפלותם, הצטברה חרסית. היא מתעבה ונעשית דקת גרגר יותר לכיוון מרכזי האגנים (ולד, 2016). בחלק העמוק של אגן כפר ברוך (שחלקו בתחום הסקר) היא מגיעה עד לעובי של כ-200 מ'. מקורה הוא בקרקע שנוצרה על הבזלת והקונגלומרט מעל העמק ונסחפה אליו.

פלאוגאורפיה

התבליט אותו נסקור נוצר כתוצאה מפעילות טקטונית של קימוט שהחל עוד לפני האאוקן, המשיך בהפסקות תוך כדי תקופה זו וגם לאחר נסיגת הים האאוקני. בתקופת הניאוגן, משטר המאמצים התאפיין במתיחה בכוון כללי צפון-מזרח/דרום-מערב אשר גרמה מצידה להעתקה נורמלית נמרצת והשתפלות אגנים במיתאר הגיאוגרפי של עמק יזרעאל ושוליו. בין האגנים התרוממו גושים כדוגמת גבעת המורה והורסט היוגב-מזרע (ולד, 2016; Wald et al., 2019). הבזלת התחתונה קלחה בעיקר דרך מישורי ההעתקים והצטברה במקומות הנמוכים (שליב, 1991; ולד, 2016; Wald et al., 2019). פעילות סחיפתית שהתרחשה בתקופה של שקט טקטוני בתחילת המיוקן המאוחר, שגרמה להתמתנות הנוף, התבטאה בשלב הראשון בסחף של סלעים שהורבדו כחלקים בקונגלומרט. בהמשך נסחפו קרקעות שנוצרו בינתיים, והן הורבדו כחרסיות כ"סידרת החרסית" בעמק יזרעאל. על התבליט המתון נכנסה החדירה הימית ממערב דרך עמק יזרעאל שהשקיעה את החואר בעמק ובגאיות הסמוכים.

יצירת מפות של גובה סטרטיגרפי של שכבות – בעבודה זו נדרשת אבחנה בין רבדים, בעיקר בתצורות תמרת ועדולם, מגיל אאוקן תחתון-תיכון. בתקופה של הרבדת התצורות חלה עלייה הדרגתית בגובה הים, וכתוצאה מכך, חלה עלייה הדרגתית בנקבוביות הסלע מאבן גיר ועד לקירטון רך ונקבובי כמתואר לעיל. לנקבוביות הסלע ישנה השפעה משמעותית על משק המים בבתי הגידול המתפתחים עליהם. לרכות הסלע ישנה השפעה על חדירת שורשים בסדקי סלע דקים. כל אלה הם גורמים מכריעים בהתפתחות תצורות וטיפוסי הצומח כפי שיתואר להלן. כדי להגיע לאבחנה בין רובדי הסלע, נעשה בעבודה זו שימוש בטכניקה של הפחתת קווי גובה של מפות סטרוקטורליות מקווי גובה טופוגרפיים. ההפרש בין הגובה הטופוגרפי מגובה שכבת הייחוס של המפות הסטרוקטורליות מבטא את הגובה בטור הסטרטיגרפי. כך ניתן להשוות את הגובה הסטרטיגרפי לטיפוסי הצומח ולהבין את החוקיות שתוארה כאן. מפת גובה סטרטיגרפי כזו נעשתה תוך שימוש במפת הגובה של גג חברות יהודה של ארד (1955) ברמת מנשה, ובמפת גובה גג חברות הר הצופים של ולד (2016) בגליל התחתון הדרום מערבי.

גאומורפולוגיה

תהליכים גאומורפולוגיים יצרו גבעות המופרדות על ידי נחלים, אולם הסינקלינה נשארה נמוכה במרבית השטח מהאנטיקלינות התוחמות אותה, הרום הרחובי ברמת מנשה נשאר גבוה יחסית וההסטה האנכית של העתק יקנעם ניכרת בבירור. תהליכי סחיפה גרמו לכך שבמקומות המוגבהים בתוך הסינקלינה ובשוליה נחשפות שכבות קדומות יותר, ובמקומות הנמוכים סטרוקטורלית השתמר חלק גבוה של החתך הסטרטיגרפי. נארי שנוצר בפלייסטוקן השתמר ברובו על גבי המדרונות וקרוב לודאי שלא היה שינוי מורפולוגי רב מאז.

קרקע, תופעות פדוגנטיות ומבנה מערכת הסלע-קרקע

הנארי - נפוץ בשטח הסיור על קרטון ועל חואר (הר, 1998). הוא תואר ע"י Yaalon and Singer (1974) ו- שהרבני (1982) כתהליך שחל בתקופה גשומה בפלייסטוקן לפני כ-30,000 שנה. תחילתו כתהליך פדוגנטי של שטיפת הגיר מקרקע הרנדזינה לתוך נקבובי הסלע הרך שמתחתה, והמשכו בשלבי

סידוק, שטיפה והקשיה בתוך הסלע. תוארו שלוש שכבות בנארי: (א) קרום עליון דק וקשה, "הקרום הלמינרי", בעובי של 2 מ"מ. (ב) מתחתיו "הנארי העליון" הקשה מסלע האם, שאינו הומוגני ומוגון בפסים וכתמים חומים-אדומים. (ג) "הנארי התחתון" שהוא סלע רך, פריך, לווחי ובעל נקבוביות גסה ביחס לסלע התשתית הנמצא מתחתיו. תהליך ההקשיה והדחיסה בנארי העליון גורמת לעליית נפחו וליצירה, לעתים, של מבנה גלי בפני השטח. בליית הנארי מתחילה בשכבה המגוונת שבנארי העליון, ובהמשך מתבצעת המסה מואצת של המבנים הלווחיים שבנארי התחתון. כך מתמוטטים גושים של שרידי הנארי עד לחשיפת הסלע המקורי, או שנוצרים כיסי קרקע. נארי בסינקלינת אלונים-מנשה נוצר על גבי סלעים של קרטון, קרטון חווארי וקונגלומרט.

קרקע - מרבית הקרקע הקיימת היום מעל הנארי היא תולדה של בליית נארי ומתוספת חומר אאולי (דן, 1992). על גבי הנארי באזור נמצאת קרקע רנדזינה חומה עד חומה אדומה (זינגר, 1963, הר, 1998, 2022). על גבי אבן גיר נוצרה קרקע טרה רוסה חומה אדומה. על קרטון חווארי של תצורת טקיה המכוסה נארי נוצרה רנדזינה חומה, ועל חוואר של תצורת טקיה ללא נארי נוצרה רנדזינה בהירה.

מבנה מערכת הקרקע והסלע – תשתית מחקרית (הר, 1998, 2008; הר וחוב' 2015, 2016). לאורך קווי חולשה ולאורך שיכוב בנארי על גבי הקרטון של תצורת תמרת נוצרו כיסי קרקע בעומק של עד כ- 1.5 מ'. על גבי חוואר או קרטון חווארי של תצורות טקיה ובירה נוצרו כיסי קרקע העוברים בהדרגה לסלע החווארי הרך. בתצורת עדולם נראים פסי קרקע בין שכבות הסלע הדקות. על קרטון תצורת מראשה לא נוצרו בדרך כלל כיסי קרקע, אלא קרקע שטחית ולעיתים פסי קרקע דקים בתוך הסלע. על אבן גיר של תצורת תמרת השתמרה קרקע עד לעומק של כ- 1 מ' ללא מבנה של כיסים, ובתוכה אבני גיר שרידיות.

צומח ובתי גידול

יער אלון התבור – אלון התבור הוא עץ נשיר העשוי להגיע עד לגובה של כ- 10 מ'. הוא מפותח בעיקר בבית הגידול של נארי על גבי קרטון עם כיסי קרקע שעומקם עד כ- 1.5 מ', ושורשיו נמצאים רק בקרקע. הוא יוצר מבנה של יער פארק שבו לכל עץ יש שטח של קרקע רדודה ולפחות כיס קרקע אחד. תפוצתו היא בעיקר על גבי קרטון של תצורת תמרת באזור אלונים-שפרעם, על שכבות קרטון נקבובי יחסית על החלק העליון של תצורת עדולם ובחלק התחתון של תצורת מראשה ברמת מנשה (שם הוא מלווה במינים נוספים). על קרטון חווארי וקונגלומרט נאוגני הוא גדל בדרך כלל בתנאי מחיה גבוליים כתוצאה ממשק מים מוגבל. הוא מופיע גם כמלווה בחורש האלון המצוי בקטעים של כיסי קרקע.

חורש אלון מצוי – עץ האלון המצוי הינו ירוק עד, קטן יחסית בממדיו ומופיע בדרך כלל במבנה של חורש עם עצים מלווים, שיחים ומטפסים. מופיע בחלקה העליון של תצורת מראשה. הוא מפותח גם כאשר שכבת הקרקע דקה. שורשיו ושורשי המלווים בחורש חודרים בסדקי סלע וקולטים מים ישירות מהקרטון הנקבובי. חדירת השורשים לעומק מאפשרת לצמחי החורש לנצל את מימד העומק ולגדול בצפיפות.

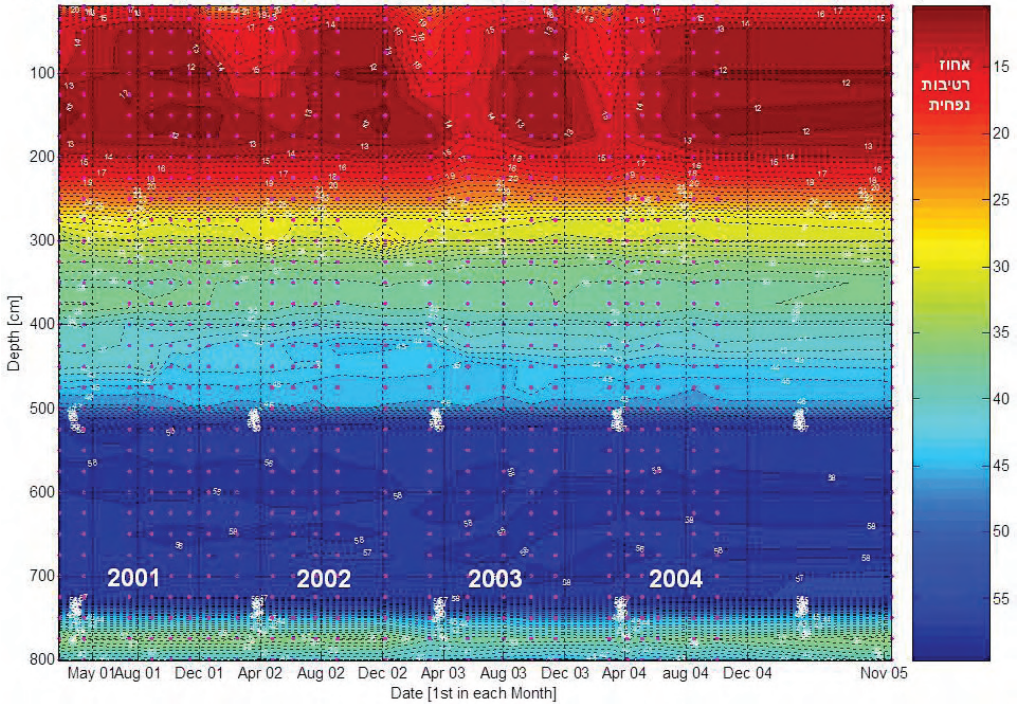
שיחיות, בתה ושטחי עשבוניים – שיחי אלת המסטיק הם מלוים בחורש, וכשהתנאים אינם מאפשרים גידול חורש, הם שולטים בשטח. במדרג יורד של דרישות מים בקרקע נמצאים השיחים אשחר א"י, ובהמשך קידה שעירה ועד צלף קוצני. בבתי גידול יובשניים יותר גדלים בני שיח של אזוב מצוי וגעדה מצויה. וכשהקרקע גירנית יותר (בעיקר על חבורת הר הצופים) שולטת סירה קוצנית. כשכמות המים בבית הגידול מתמעטת, גדלים עשבוניים רב שנתיים כמו קיפודן ועירית. בבתי הגידול היובשניים ביותר, על אבן גיר, שולטים עשבים חד שנתיים. מתוך כך, כל קבוצה כזו שולטת בבית גידול עם תנאים ייחודיים וחלקם יוצגו בתחנות.

הדינמיקה של משק המים בבתי הגידול במערכות הסלע-קרקע-צומח.

חנת הרטיבות בעומק ובזמן – בבית הגידול של אלון התבור נראה בחנת הסלע אופק של הרטבה והתייבשות עד לעומק של 2-2.5 מ', כשמידת ההרטבה תלויה בכמות המשקעים השנתית ובפזיורם (איור 3). מתחת לאופק זה נראית עלייה הדרגתית ברטיבות הסלע עד לרטיבות גבוהה וקבועה בשינויים קלים בלבד החל מעומק של 3-5 מ', בהתאם לתכונות הסלע.

אחוז רטיבות נפחית בעומק ובזמן בקירטון עד עומק 8 מ' בקידוח לדוגמה ביער אלון התבור

soil-rock wetness along time in Quercus ithaburensis system in Alon Hagaili - from Februar 2001 till December 2004 (and Nov 05)

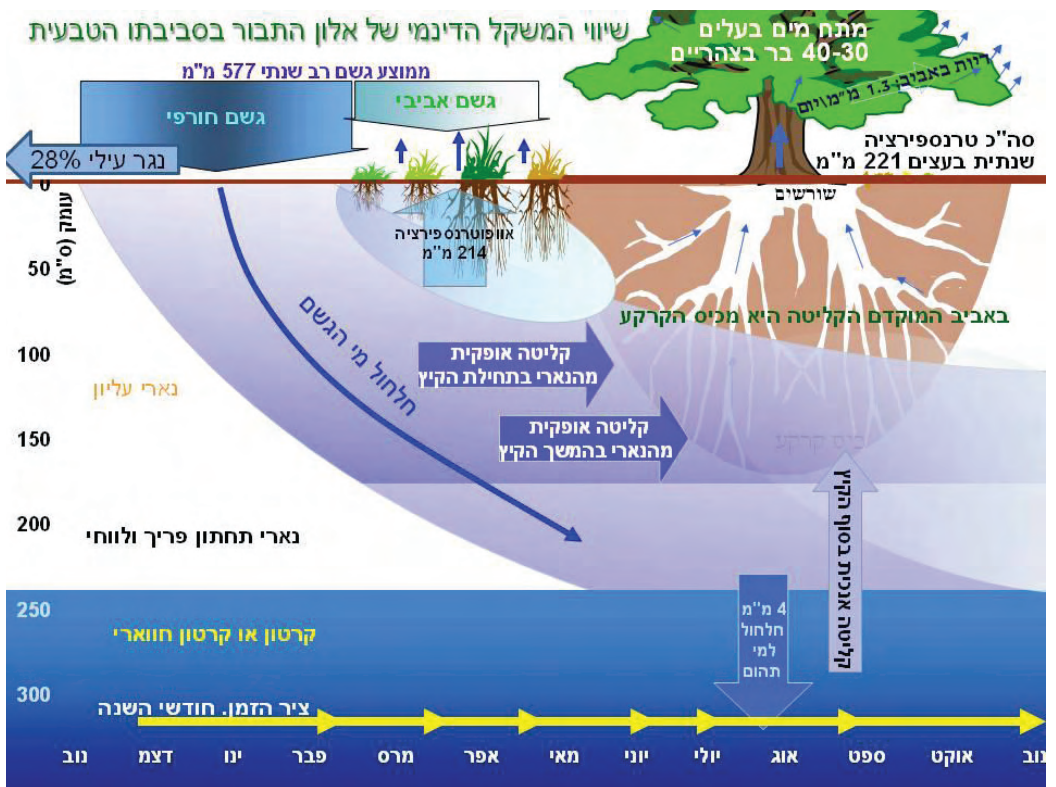


איור 3: רטיבות נפחית שנמדדה לאורך 4 שנים ביער אלון התבור (באמצעות מפזר ניטרונים) אחוזי הרטיבות לפי סקלת צבע.

תנועת המים בקרקע ובסלע כתהליכי הידרולוגיה של התווך הבלתי רווי - מי הגשם מרוויים בתוך זמן קצר את הקרקע הרדודה ואת כיסי הקרקע וממשיכים לחלחל באיטיות דרך סלע הקרטון ובסדקיו (איורים 4-5). במערכת של נארי מעל קרטון חווארי בסביבת המעבר בין התצורות טקיה-תמרת, שיא ההרטבה בעומק 1 מ' מגיע 2-4 חודשים לאחר גשמי החורף, בעומק 2 מ' הוא מגיע לאחר 5-6 חודשים ולעומק 3-4 מ' לאחר 8-13 חודשים. זאת בהתאם לכמות ולמהלך המשקעים השנתיים ולמבנה הסלע ותכונותיו בכל נקודה. המים המחלחלים מצטברים בחלקם בחנת, והעודף ממשיך מחלחל למטה אל מי התהום.

התכונות ההידראוליות של הקירטון המאפשרות את קיום התהליכים – תכולת הרטיבות בכל מתח יניקה נתון מוצגת על ידי עקום תאחיזה. הרטבה לאחר גשם מביא את הקרקע ואת הסלע הנקבוי למצב רווי (מתח יניקה = 0). לאחר חלחול מי הכובד, נשאר שיווי משקל במצב של קיבול שדה (לרוב במתח של כ-0.33 בר = 0.033 מגה פסקל Mpa). הצמח יכול לקלוט מים עד לנקודת הכמישה (לרוב במתח של 1.5 Mpa). התחום בין שתי הנקודות האלו הוא תחום המים הזמינים. עקום התאחיזה מוצג בערכי מתח לוגריתמיים מול סקלה של תכולת רטיבות לינארית. בקרקעות רנדזינה וטרה רוסה בחרסיתיות המים נאחזים בקרקע במתח יניקה גבוה עקב תאחיזת המים הגבוהה במינרלי החרסית,

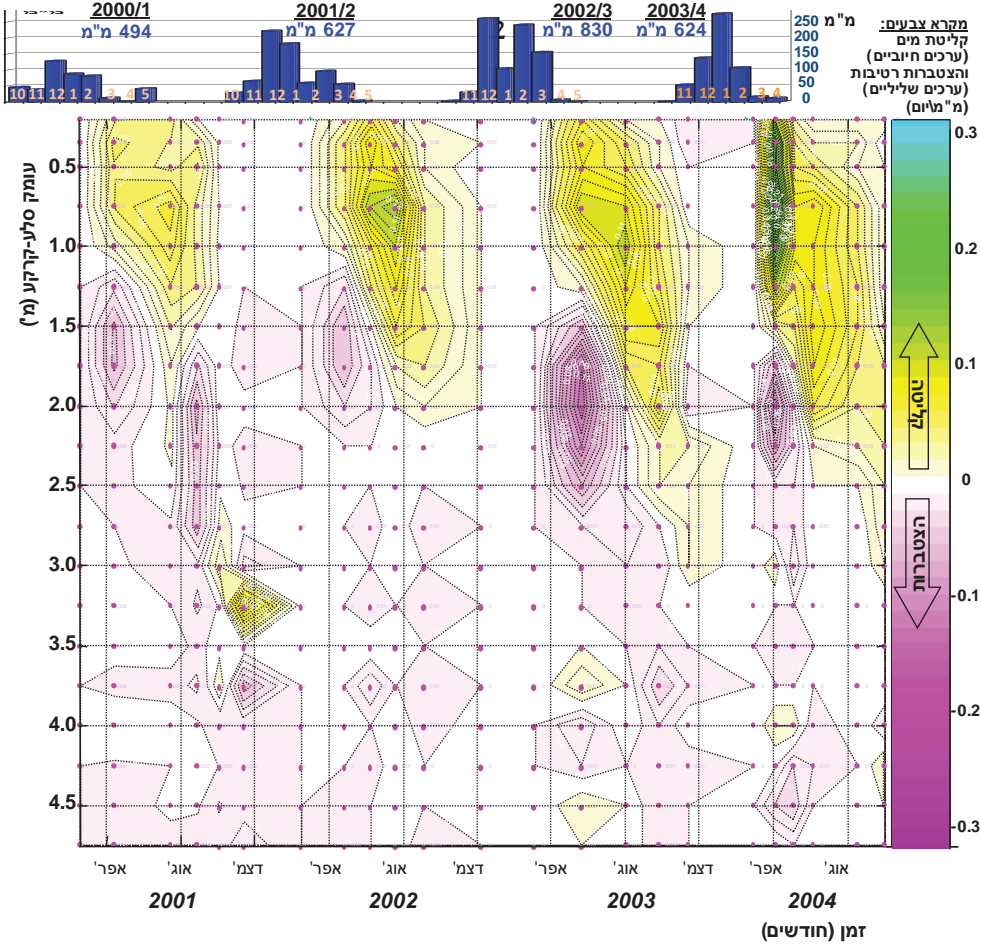
תחום המים הזמינים מוגבל. בקירטון גודל הנקבובים אחיד בקירוב, וכמעט כל המים הנקלטים בסלע הנקבובי הם מים זמינים, המשוחררים באיטיות עם עליית מתח היניקה (ראה איור 6)



איור 4: סכמה על בסיס ערכים מדודים ומחושבים של חלחול המים והתקדמותם בעומק הקרקע הסלע על ציר הזמן, ותנועת מים מהסלע בדיפוזיה אל הקרקע ואל השורשים בעקבות מפל פוטנציאלים. כשהעץ וצמחיית תת היער מתחילים לקלוט מים והקרקע מתחילה להתייבש ולעלות במתח המים. המים חלחלו בקירטון באיטיות במהלך כחצי שנה עד לעומק 2-3 מ' והסלע הגיע לדרגת רוויה גבוהה, במתח מים נמוך. ואז, עם התקדמות הקיץ הם נעים באיטיות אל כיס הקרקע ואל השורשים.

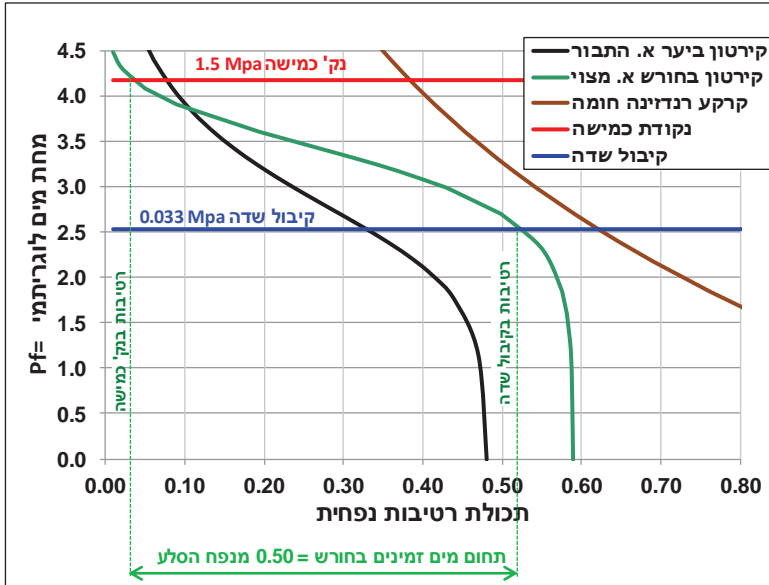
קליטת המים בעצי אלון התבור מתחילה עם תחילת הבלבוב מאמצע פברואר. תחילת הקליטה נעשית בכיסי הקרקע והם מתחילים להתייבש כתוצאה מכך. נוצר מפל פוטנציאלים הגורם לתנועה של המים שנאגרו בסלע לכיוון השורשים. בתחילת הקיץ, המים מגיעים אופקית ממרחק של עד כ-1 מ' מהסלע אל השורשים בכיס הקרקע, וככל שמרחק הזרימה קצר, השטף גבוה יותר ועשוי להגיע ל-0.1-0.2 מ"מ ליום. בסוף הקיץ מנוצלים מים מעומק של עד 3 מ', שם נשמרת רטיבות גבוהה למדי. שטף המים בעונה זו הינו אנכי כלפי מעלה מהסלע אל כיס הקרקע על מרחק עד כ-1.5 מ' בקצב של כ-0.01 מ"מ ליום. בסביבה של נארי מפותח על קרטון של תצורת תמרת חלחול המים מהיר יותר והקליטה מעמיקה יותר. הקליטה הכוללת של יער אלון התבור עולה באביב עד לשיא של כ-1.5 מ"מ ליום במאי-יוני, ודועכת בסתיו לכ-0.2 מ"מ ליום עם התקדמות השלכת בעצים והעמקת הקליטה בסלע. בסביבת חורש אלון מצוי על תצורת מראשה החלחול מהיר יותר, הקליטה נעשית באופן ישיר על ידי השורשים מטווח עומקים רב יותר (עד עומק של כ-4-5 מ'), אולם, כנראה שחלק גדול יותר של המים מחלחל לעומק.

גשם שנתי וחודשי (מ"מ)
 (ממוצע רב שנתי = 577 מ"מ)



איור 5: שינויי רטיבות בסלע במהלך 4 שנים ביער אלון התבור, מוצגים על פי סקלת צבע. הערכים מחושבים על ידי חישוב השינוי ברטיבות בין מדידות עוקבות. הצטרות מים בגווני סגול, בעומק כ-2 מ' בכל שנה, כחצי שנה מתחילת הגשמים (המוצגים למעלה על אותה סקלת זמן). קליטת מים בגווני צהוב עד ירוק, מתקיימת בקצב גבוה יחסית בעומק רדוד בתחילת העונה, ומוקד הקליטה מעמיק עם התקדמות העונה תוך הקטנת קצב הקליטה. ניתן לראות שבשנה גשומה ההצטרות והקליטה גדלו, והשנה העוקבת החלה כבר בקצב קליטה גבוה.

מאזן מים כולל – על פי חישובי ההצטברות, הקליטה והחלחול בסלע בסביבת יער אלון התבור, מדידת הטרנספירציה בעצים וחישובים נוספים, נראה שמתוך ממוצע משקעים רב שנתי של 570 מ"מ, 145 מ"מ (כ- 21%) הופך לנגר עילי, כ- 220 מ"מ נקלטים על ידי יער האלונים, 225 מ"מ מתאדים ונקלטים על ידי צמחיית תת היער כאופוטרנספירציה, ורק 5 מ"מ מחלחלים כלפי מטה להעשרת מי התהום ישירות מבית הגידול

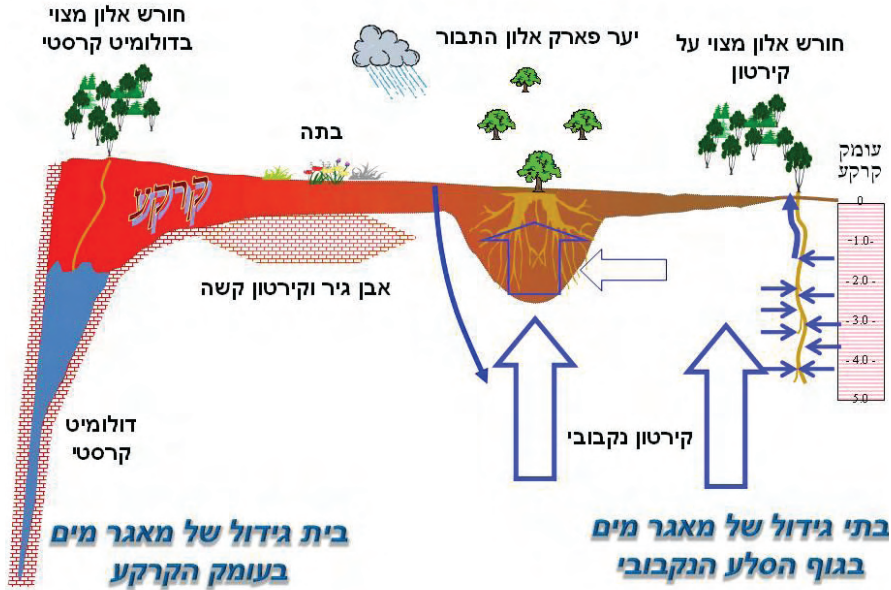


איור 6: עקומי תאחיזה של קרקע וקירטון נקבובי בבתי הגידול של יערות וחורשי האלונים. מתח מים בערכים לוגריתמיים (לוג של ס"מ עומד מים). תכולת רטיבות נפחית כשבר עשרוני.

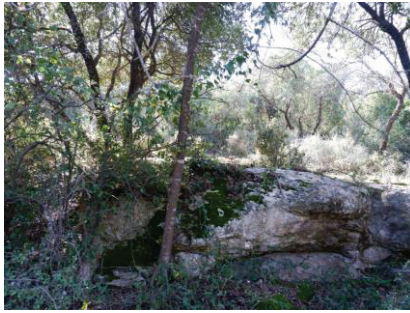
סיכום

המערכת שנחקרה ותוצג בסויר הינה מערכת רב תחומית הכוללת השפעות הדדיות של נושאים גאולוגיים, פדולוגיים, גאומורפולוגיים, אטמוספריים, גאובוטניים, הידרולוגיים ואקולוגיים. מבנה הסינקלינה של אלונים-מנשה הכתיב את מערך הסלע, החל ממיקום התצורות הגאולוגיות, נטיות השכבות, שינויי פציאס ושינויי צפיפות ונקבוביות בתוך תצורות. תהליכים גאומורפולוגיים ופדולוגיים עיצבו את מבנה מערכת הקרקע-סלע ואת פריסתו במרחב. הצומח הגיב לתנאי מערכת הקרקע-סלע ואף השתתף ביצירתם, ותפוצתו היא בהתאם למיקום בתי הגידול שנוצרו, ובעיקר ביחס לנקבוביות הסלע, צפיפותו ואופי כיוון הקרקע. הדינמיקה של המים בסלע ובקרקע נוצרה כתוצאה משילוב של מבנה מערכת הסלע והקרקע ותכונותיה ויכולת הקליטה של הצומח. מאזן המים הכולל הוא תוצר של שילוב השפעתם ההדדית של כל הגורמים במערכת.

בתי גידול של אלונים



איור 7: סכמה של בתי הגידול ותנועות המים בחלחול ובדיפוזיה במערכות הסלע-קרקע. בחורש בבית גידול קירטוני (הר חורשן, תמרת, הסוללים), בחורש בבית גידול קרסטי (קיים בחבורת יהודה באנטיקלינות הסמוכות), בקירטון בינוני עם כיסי קרקע ביער אלון התבור, ובגיר וקירטון קשה לא קרסטי בבתי גידול של בתות ועשבונים שאין בו מאגרי מים משמעותיים בבית הגידול.



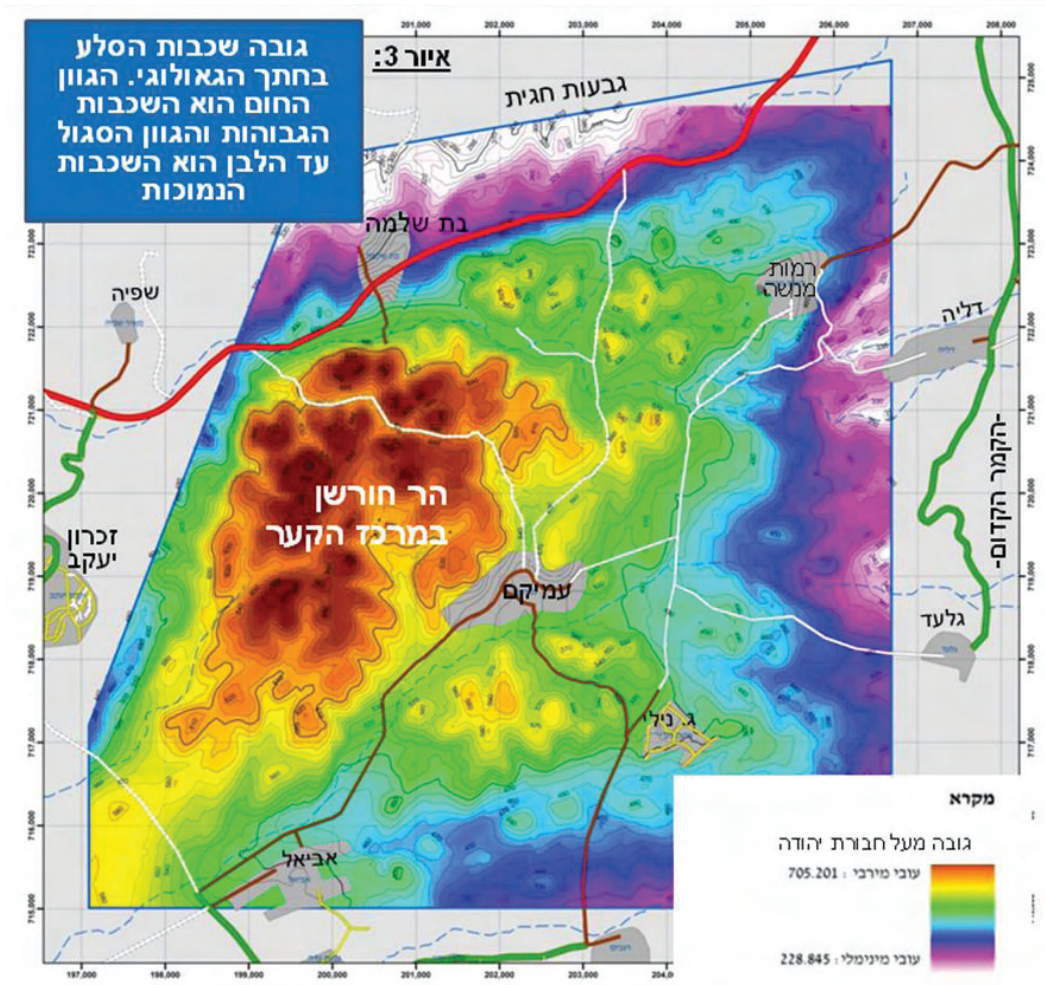
איור 9: בתוך חורש האלון המצוי הגדל ישירות על הנארי והקירטון

ב. מרגלות הר חורשן – ירידה מבת שלמה, חציית נחל תות ונחל דליה, עד חניון חורשן. הליכה רגלית קצרה מהחניון לשלוש נקודות עם בתי גידול שונים:

1. חורש אלון מצוי (איורים 8-10) - גדל בחלק העמוק של הסינקלינה, מערבית לחניון. הסלע הוא קירטון רך מאוד של תצורת מראשה עם סידוק דק של מישקים (joints). נראית חדירת שורשים והתפרסות יונקות בסדקי הסלע. עצי החורש והמלווים (שיחים, מטפסים) מחדירים שורשים לסדקים עד לעומק של כ-5 מ', קולטים מים ישירות מהסלע הנקבובי ועל ידי כך מנצלים את ממד העומק ומאפשרים קיום חורש צפוף.

2. חורש מעורב של אלה א"י עם אלון מצוי – בהתרחקות ממרכז הסינקלינה, על אופק נמוך יותר בחתך הסטרטיגרפי. הסלע מעט פחות נקבובי ומאפשר שליטה של אלה א"י, המסתפקת בכמות פחותה של מים בבית גידולה.

3. יער פתוח של האלון התבור מהחניון ומערבה, לכיוון הגיא של נחל דליה. על אופק נמוך יותר בחתך, קירטון בקשיות ונקבוביות בינונית וקרקע בעומק 1-2 מ'. על בית הגידול של האלון התבור ראה להלן בתחנה 6



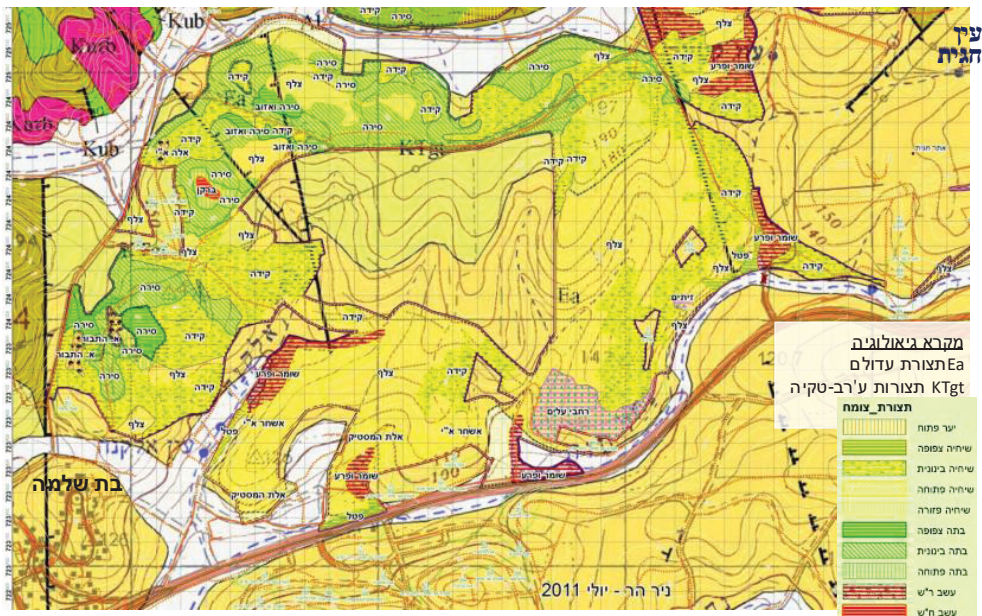
איור 10: מפת שכבות בהפרשי גובה של 20 מ' על פי סקלת צבע מגובה 229 עד 705 מ' מעל לגג חברות יהודה עם סימון תצורות צומח שולטות. ניכר שחורש האלון המצוי גדל על השכבות הגבוהות ביותר. השכבות הנמוכות בחתך הן לכיוון גבעות חגית בצפון ולכיוון הרום הרוחבי בקו דליה-גלעד במזרח

תחנה 2: גבעת אלון התבור מערבית לבת שלמה, וגבעות חגית – שינויי צומח לרוחב הסינקלינה

המשך מבת שלמה צפונה, לרוחב הסינקלינה לכיוון היציאה הצפונית ממנה לכיוון קמר הכרמל.

א. תצפית לגבעה מערבית לבת שלמה עליה גדל יער אלון התבור על תצורת עדולם בכל המפנים. הגבעה נמצאת מול מרכז הסינקלינה. ביציאה מהסינקלינה צפונה (תוך חציה של כביש 70), החורש של הר חורשן משתנה כאן ליער פתוח של אלון התבור. בחלק הקרוב להר עדיין ישנם מלווי חורש, המתמעטים צפונה עם ההתרחקות ממרכז הסינקלינה.

ב. גבעות חגית – מצפון לבת שלמה ומזרחה, בהתאמה לסדר יורד של נקבוביות הסלע, בתוך תצורת עדולם, נראית בתחילה רצועה של שיחיית אלת המסטיק, לאחר מכן רצועה הנשלטת על ידי שיחיית אשחר א"י, בהמשך שיחיית קידה שעירה, ועד שיחייה פזורה נשירה של צלף קוצני עם עשבונים. עם הירידה בחתך לחבורת הר הצופים (תצורות ערב-טקיה ומנוחה), שולטת בתה של סירה קוצנית, המותאמת לגידול על קרקעות גירניות רדודות (איורים 11-12)



איור 11 מפת טיפוסי צומח על גבי המפה הגיאולוגית (של שגב וש, 2008) בגבעות חגית.



איור 12: שיחיות ובתות בגבעות חגית: למעלה אלת המסטיק מחדירה שורשים לסדקי קירטון, שיחיית קידה שעירה. באמצע שיחיה פזורה של צלף קוצני ובתת סירה קוצנית ברקע, וסירה קוצנית על קירטון חווארי של תצורת טקיה. למטה שטחי בתת סירה קוצנית ושיחיית אשחר איי.

תחנה 3: שינויי פציאס המלווים בשינויי צומח על צורת עדולם לאורך הסינקלינה לכיוון הרום הרחבי

א. לאורך חציבות מצידי כביש 67-70 (ו' מילך) מבת שלמה למחלף אלייקים דרך מחלף עין תות. כאן נראה החתך האופייני של תצורת עדולם עם חילופין של שכבות קשות ורכות ביחס אחת לשנייה. השכבה הקשה יחסית עוברת מקירטון קשה לגיר, ואילו השכבה הרכה משתנה מקירטון רך לקירטון קשה. שינוי זה מלווה בשינוי תצורות הצומח מחורש דרך שיחיות עד לעשבונים על פי הסדר שתואר קודם. נראית נטיית השכבות לכיוון מרכז אגן חורשן.

ב. אזור מדע ותעשייה מבוא כרמל וסביבתו ברמת מנשה ויקנעם – החלק התחתון של תצורת עדולם עם צומח עשבוני.



איור 13: מופעים ונטיית של תצורת עדולם בסביבת מחלף עין תות

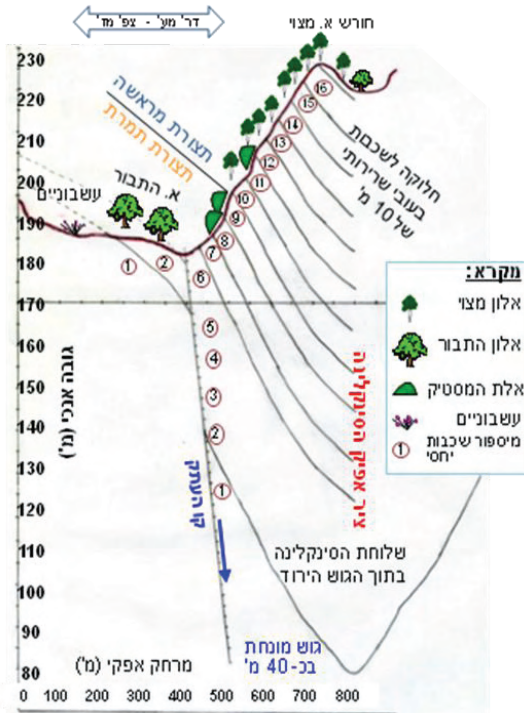
בחלק הצפוני של הסינקלינה בתחום הגליל התחתון

תחנה 4: מדרון תמרת – מעברים מחורש אלון מצוי בתצורת מראשה דרך יער אלון התבור עד עשבונים על תצורת תמרת במופע אבן הגיר – בגרבו ואפיק סינקלינלי מקומי (על פי המפה הסטרקטורלית של גרינברג, 1962, ובהתאמה לממצאי גוטמן ורוזנטל, 2002).

נסיעה לתמרת, לסוף רח' מורן (החלק הצפוני ביישוב).

א. חתך סלע של תצורת מראשה ועליו חורש אלון מצוי. בחינת חתך קירטון אחיד ורך יחסית. תצפית למדרון עם החורש, למעבר לשיחיית אלת המסטיק, ליער הפתוח של אלון התבור בהמשך, ולמעבר לעשבונים ללא צומח מעוצה ממול. השוואה למעבר טיפוסי הסלע והצומח שראינו קודם בחתך חורשן-חגית (איורים 14-15)

ב. ירידה דרך החורש. בדרך מבט לשורשים ויונקות בסדקי סלע. במהלך המדרון החורש מתחלף לשיחיית אלת המסטיק ולעצי אלון התבור בודדים. בחינת תעלה שנחפרה ליד אחד העצים. בית גידול של כיס קרקע מעל קירטון בקשיות ונקבוביות בינונית.



איור 14: נטיית שכבות בניצב למדרון תמרת (עפ"י המפה הסטרקטורלית של גרינברג, 1962) וטיפוסי הצומח בהתאמה



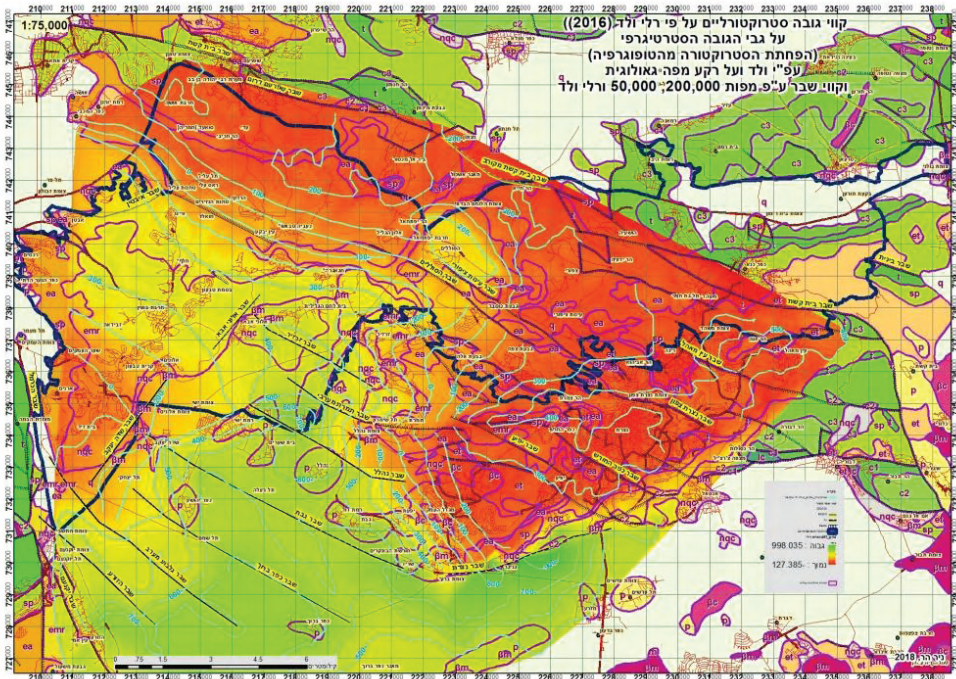
איור 15: מחשוף חציבה בתצורת מראשה ועליו חורש אלון מצוי. בהמשך מימין שיחיית אלת המסטיק (כהה) ויער אלון התבור (בהיר). ברקע ממול עשבוניים על תצורת תמרת



איור 16: חורש אלון מצוי וחדירת שורשים לסדקי הסלע במדרון תמרת

תחנה 5: נסיעה לאורך ציר הסינקלינה בכביש 77

- א. משקעים נאוגניים בגבעת חציר – חוואר בירה המכוסה נארי עם יער אלון התבור. וקונגלומרט אום סבונה (על פי שליב, 1991) או קונגלומרט בית ניר (Sandler et al., 2004). או קונגלומרט פלייסטוקני (לפי סנה, 2018- גיליון נצרת 50,000:1). מעבר באי התאמה לתצורת תמרת.
- ב. חורש אלון מצוי בגבעת הסוללים על תצורת מראשה בשקע מונמד ("שקע הסוללים") התחום בין הורסט גבעת כוסבר ליתרת הסינקלינה.
- ג. תצפית ממול אל מעבר לנחל יפתחאל לגבעת אלון הגליל, ובה יער אלון התבור בכל המפנים.



איור 17: מפת גבעות אלונים מעמק בית נטופה בצפון עד עמק זרעאל בדרום. כוללת: (1) קווי גובה של מפה סטרוקטורלית מעל חבורת הצופים (על פי ולד, 2016) (על פי ניתוח לראות את מבנה הסינקלינה באזור זה) (2) שכבת הגובה המחושב בטור הסטריגרפי על פי סקלת צבע (גוויני אדום – נמוך בחתך, תצורת תמרת מופע אבן גיר; גוויני צהוב עד ירוק – גבוה בחתך בתצורת מראשה, כולל כיסוי בתצורת נאוגניות. (3) קווי שבר (4) גבולות תצורת גאולוגיות ממפת 1:200,000 על פי Sneh et al (1998) (בהיקף מוצגות התצורת בצבעי המפה המקורית)

תחנה 6: אלון הגליל – יער אלון התבור והיציאה הצפונית מהסינקלינה.

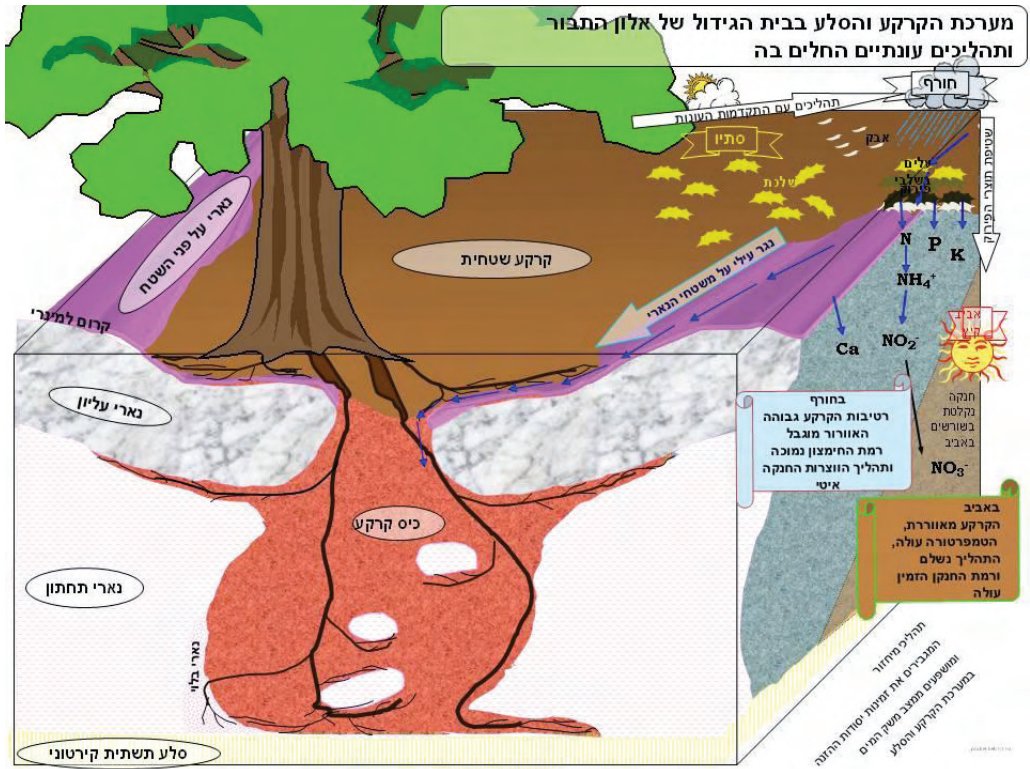
עצי אלון התבור על כיסי קרקע. הכרת חתך הנארי מעל הקירטון (איור 19). סקירת מבנה ותכונות בית הגידול כמו גם הדינמיקה של משק המים במערכת סלע-קרקע המאפשרים כולם את קיומו של היער.



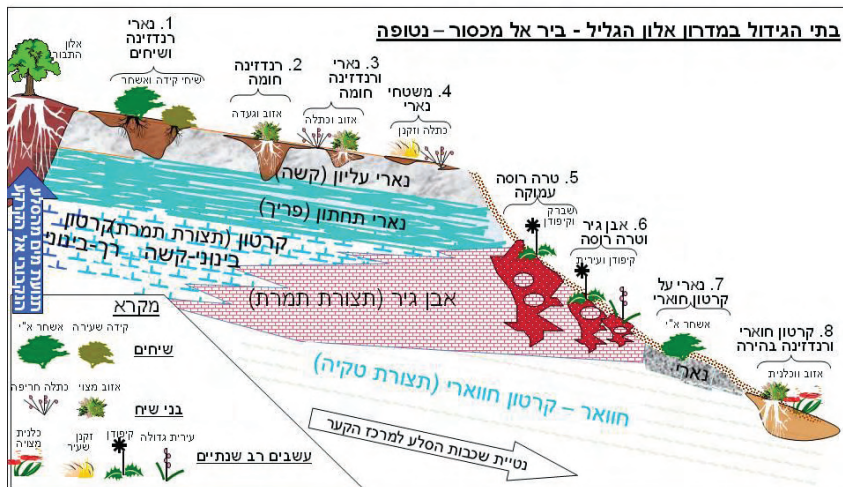
איור 18: מפת מעברי הפצאס באלון הגליל. בא לידי ביטוי באיצבוע בין קירטון, ועליו יער אלון התבור, לקרחות יער על אבן גיר. במקומות המכוסים בשכבה דקה בלויה של אבן גיר על גבי קירטון, גדלים עצים בודים.

הצגת האיצבוע בין מופעי הקירטון המפותח במקומות העמוקים בסינקלינה לבין סלעי הגיר בשוליים. בגבעה זו קיים מעבר פציאלי של איצבוע כתוצאה מעלייה הדרגתית של הים תוך נסיגות ביניים במהלך האאוקן התחתון-תיכון (איורים 2, 18). יער אלון התבור מפותח על הקירטון וקרחות היער הן על סלעי הגיר.

א. תצפית צפונה ליציאה מהסינקלינה: ציר הסינקלינה ממשיך ומסתיים בעמק בית נטופה ובמדרון ביר אלמכסור-חנתון. נצפה בקירטון קשה ועליו בעיקר בתת בני שיח, ומעברים לגיר עם עשבונים (איור 20).



איור 19: בית הגידול של אלון התבור בגבעת אלון הגליל. כולל את מבנה הנארי, כיס קרקע ובו גדל העץ, ותהליכים החלים בו לאורך השנה. את הדינמיקה של משק המים בו ראה לעיל באיורים 4-5



סלע קשה וכיסי קרקע קטנים אינם מאפשרים קיום עצים. העשבונים גדלים בסביבה היובשנית ביותר

איור 20: חתך סכמטי של בתי הגידול מיער אלון התבור באלון הגליל אל השיחיות, הבתות והעשבונים במדרון ביר אל מכסור-חנתון-נטופה

סקרנו את סינקלית אלונים-מנשה לכל אורכה מדרום לצפון. הסינקלינה מחולקת לשני אגנים על ידי הרום הרוחבי. בחלק הדרומי, באגן חורשן, השכבות נוטות למרכז הסינקלינה, הן מהאנטיקלינות של הכרמל ואום אל פחם, והן מהרום הרוחבי. מרכז האגן משמר את השכבות הגבוהות ביותר בחתך. באגן הצפוני, בתוואי קער אלונים הקרטיקוני (הנכלל באגן כפר ברוך הניאוגני שתואר במבוא לעיל), החוקיות של נטיית השכבות דומה, אולם, העתקי הגבול של עמק זרעאל ושל הגליל התחתון יוצרים שינויים מקומיים נוספים. כיסוי הקרקע והתצורות הצעירות בסביבת עמק זרעאל מכסים חלק מהמקומות העמוקים באגן זה.

שילוב של מספר גורמים מכוונים את מערך המסלע בסינקלינה ואת מערך הצומח בהתאמה: (1) חוקיות סטריגראפית המתבטאת בכך שהשכבות הצעירות רכות ונקבוביות יותר (2) נטיית השכבות משולי הסינקלינה ומהרום הרוחבי אל האגנים. פועל יוצא של שילוב גורמים אלה הוא שבמרכזי האגנים השכבות על פני השטח (הגבוהות בחתך) הן הנקבוביות ביותר, ולכיוון השוליים מתבטאות שכבות פחות נקבוביות ויותר קשות. שינויים אלה ניכרים מהמרכז לשולים בטווחים קצרים. (3) נקבוביות הסלע ותכונותיו מכוונת את הוצרות מערכות הסלע-קרקע. תשתית זו מהווה בתי גידול לטיפוסי הצומח. הקירטון הרך והנקבובי ביותר מתאים להתפתחות חורש אלון מצוי, על קירטון בינוני עם כיסי קרקע מפותח יער אלון התבור וקיימים טיפוסי ביניים ביניהם. על קירטון קשה יותר עד גיר מתפתחות שיחות עד עשבוניים בהתאמה.

חוקיות זו קיימת לאורך ולרוחב כל הסינקלינה, ואנו מדגימים אותה בסיוור זה.

מקורות

ארד א., 1955. הגאולוגיה של הרי אפרים. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים.

בוכבינדר ב., מימון י., בנימיני ח., גבירצמן ג., 1986. גלישות סדימנטים פלגיים בחלק העליון של מדרון היבשת האאוקני באזור השפלה. החברה הגאולוגית הישראלית, כנס מעלות מאי 1986, חוברת הכנס עמ' 14.

גוטמן י., רוזנטל א., 2002. קידוח שמרון 6 – סיכום ממצאים ראשוניים. מקורות חברת המים.

גרינברג (גלבוש) י., 1962. הגאולוגיה של אזור כפר החורש - עילוט. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים.

דקל ע., 1988. הגיאולוגיה של אזור עמק דותן. דו"ח GSI/27/88, המכון הגאולוגי, ירושלים.

הר, נ. 1998. מסלע וקרקע כגורם אקולוגי של תפוצה והתפתחות ביער אלון התבור באזור אלונים-שפרעם. עבודת גמר לתואר מוסמך, הפקולטה לחקלאות ברחובות, האוניברסיטה העברית בירושלים.

<https://www.nirforestedcosoil.com/rock-soil-oak-msc>

הר נ., 2008. מבנה מערכת הקרקע והסלע והדינמיקה של המים בבית הגידול כגורמים אקולוגיים עיקריים בתפוצת אלון התבור והאלון המצוי באזור אלונים מנשה. עבודת דוקטור, הפקולטה לחקלאות ברחובות, האוניברסיטה העברית בירושלים. <https://www.nirforestedcosoil.com/phd-nir-herr>

הר נ., 2022. קרקעות אגן נחל ציפורי. בתוך: סקר הידרוגיאולוגי של אגן נחל קישון. מורן פיתוח וייעוץ ורשות ניקוז ונחלים קישון.

הר נ, ריוב י., שני א., 2015. מערך הצומח באזור אלונים-מנשה בהתאמה למבנה המרחבי של מערכת הסלע-קרקע ותכונות בתי הגידול. אקולוגיה וסביבה 6(1): 40-51. <https://www.nirforestedcosoil.com/rock-soil-veg2015>

הר נ, שני א, ריוב י, 2016. הדינמיקה של משק המים במערכת הסלע-קרקע-עץ ביער-פארק אלון התבור ובחורש של אלון מצוי. אקולוגיה וסביבה 7(1): 52-64. <https://www.nirforestedcosoil.com/oak-water-dynamic2016>

ולד ר., 2016. פענוח התפתחותו הטקטונית של הגליל התחתון מהגידוע האוליגוקני ועד למעוות המיוקני-פליוקני באמצעות מידע גאולוגי וגיאופיזי מתת הקרקע. עבודת דוקטור, אוניברסיטת חיפה והמכון הגאולוגי. דו"ח מס' GSI/15/2016 המכון הגאולוגי, ירושלים.

זינגר א., 1963. סקר קרקע בקני"מ 20,000: 1 גיליונות כפר מנדא, שפרעם, נצרת, נהלל, משמר העמק, דליה, אום אל פחם, רגבים. מפות כהכנה למפת קרקעות ישראל (ש. רביקוביץ 1970, מדריך ומפה של קרקעות ישראל, הוצאת מגנס). הפקולטה לחקלאות ברחובות, האוניברסיטה העברית בירושלים (לא פורסם).

כפרי א., 1995. מערכות ניקוז יבשתיות נאוגניות ורביעוניות בגליל התחתון בין הבקע לים התיכון

לוי י., 1979. שפרעם - מפה גאולוגית ומפה סטרוקטורלית 1: 50,000. המכון הגאולוגי, ירושלים.

מטמון א., 2000. הגליל התחתון – בקע יבשתי !? החברה הגאולוגית הישראלית, כנס מעלות 2000, חוברת הכנס עמ' 61.

מיכלסון ח., 1968. דו"ח קידוחי נחל תות – טירלי 7. האגף להידרולוגיה, תכנון המים לישראל (תה"ל)

סנה ע., שש א., ביין ע, ארד א., רוזנפט מ., 1996. מפה גאולוגית של ישראל 1: 50,000, גליון חדרה. המכון הגאולוגי, ירושלים.

סנה ע., 2018. המפה הגיאולוגית של ישראל, 1: 50,000. גיליון 3-IV, נצרת. המכון הגיאולוגי של ישראל, ירושלים.

פולישוק ב., 1995. תכונות גיאולוגיות וגיאומכניות של הקירטון ויישומן למבנים תת קרקעיים. עבודת דוקטור, אוניברסיטת תל אביב.

פלכסר ע., 1959. הפליאוגאוגרפיה של הסנון והמסטרטיכט בצפון ישראל. עבודת דוקטור, המחלקה לגאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים.

קורנגרין ד., 1993. נסיגת הים האאוקני בערבה. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגאולוגיה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב.

רבינוביץ (ניב) ד., 1954. הגיאולוגיה של אזור קישון-נטופה. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים.

רון ח., 1984. מחקר פליאומגנטי וסטרוקטורלי של מערכות השבירה בצפון ישראל. עבודת דוקטור, המחלקה לגאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים.

שגב ע., שש א., 2006. הגאולוגיה של מרכז ודרום אזור הכרמל. החברה הגאולוגית הישראלית, כנס בית שאן 2006. חוברת הסיוורים עמ' 69-88.

שגב ע., שש א., 2008. מפה גיאולוגית של אזור עתלית 1: 50,000 (בהכנה). המכון הגאולוגי, ירושלים.

שהרבני מ., 1992. השפעת התנאים הסביבתיים על הווצרות הנארי בישראל. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגאוגרפיה, אוניברסיטת בר אילן.

שליב ג., 1991. שלבים בהתפתחות הטקטונית והוולקנית של האגן הנאוגני בגליל התחתון ובעמקים. מבוסס על עבודת דוקטור באוניברסיטה העברית. המכון הגאולוגי דו"ח GSI/91/11.

Arad, A., 1965. Geological outline of the Ramot Menashe region (northern Israel). Isr. J. of earth sci., 14: 18-32.

Buchbinder B., Calvo R., Siman-Tov R., 2005. The Oligocene in Israel: A marine realm with intermittent denudation accompanied by mass-flow. Isr. J. Earth sci. 54 (2): 63-86.

Dimant E., Flexer A., Dagan G., Aisenstein B., Vered-Weiss J., Sebel J., Yavneh A., 1980. Underground storage of distillates and L.P.G. in Israel. Geotechnical feasibility study part II – Northern Israel. Petroleum Services, Tel-Aviv.

Fleischer L., Gapsou R., 2003. Northern Israel structural map on top Judea group 1: 200,000. The Geophysical Institute of Israel, Lod.

Kafri U., 1997. Neogene to Quaternary drainage system and their relationship to young tectonics: lower Galilee, Israel. Report GSI/1/97, Geological Survey of Israel, Jerusalem. pp. 50.

Greenberg Y., 1963. The Geology of Kfar Hahoresht-Illut region. Isr. J. Earth Sci. 12. Krenkel E., 1924. Der syrische bogen. Centralbl. Mineral. 9: 274-281; 10: 301-313

Picard L., 1936. Conditions of underground water in the western Emeq. Hebrew Univ. Jerusalem, Geol. Dep. Bull. 1, 24 p.

Rotstein, Y., Bruner, I. and Kafri, U., 1993. High-resolution seismic imaging of the Carmel fault and its implications for the structure of Mt. Carmel. Israel Journal of Earth Sciences, 42, 55-69.

Sandler A., Harlavan Y., Shaliv G., 2004. The stratigraphy of Neogene conglomerates in Yizrael Valley. Isr. J. Earth Sci. 53 (2): 77-86

Sneh A., 1988. Regional lithostratigraphy of the eocene Avdat group, Israel. Report GSI/26/88.

Sneh, A., Bartov Y., Rosensaft M. 1998. Geological Map of Israel 1: 200,000 Sheet 1 (North). Geological survey of Israel, Jerusalem.

Sneh A., Bartov Y., Weisbrod T., 2000. Stratigraphic chart of exposed rock-units in Israel. Current research, Vol. 12. Geological Survey of Israel.

Wald, R., Segev A., Ben-Avraham, Z., Schattner, U., 2019. Structural expression of a fading rift front: a case study from the Oligo-Miocene Irbid rift of northwest Arabia. Solid Earth 10, 225–250, doi.org/10.5194/se-10-225-2019.

Yaalon D. H., Singer S., 1974. Vertical variations in strength and porosity of calcrete (Nari) on chalk, Shefela, Israel, and interpretation of its origin. J. of Sedimentary Petrology, 44: 1016-1023.



**שלבי עיצוב הנוף של חזית הכרמל המערבית –
תהליכי גידוד וסדימנטציה בתגובה להתרוממות טקטונית**

עודד בר, עזרא זילברמן, נעם גרינבאום

שלבי עיצוב הנוף של חזית הכרמל המערבית – תהליכי גידוד וסדימנטציה בתגובה להתרוממות טקטונית

עודד בר¹, עזרא זילברמן¹, נעם גרינבאום²

1. המכון הגיאולוגי
2. החוג לגיאוגרפיה ולימודי סביבה, אוניברסיטת חיפה

מבוא

הקדמה (תרשים 1)

הכרמל הינו הרכס היחיד במרכז ישראל שהתרומם וגודד ע"י הים התיכון במהלך הפלייסטוקן. מאז האיאווקן התיכון שדרת ההר התרוממה ונחשפה בהדרגה מעל פני הים והנוף שלה עוצב בתהליכי ארוזיה ימית ויבשתית. ככל שההתרוממות התקדמה הים הלך ונדחק מערבה, והחל מהפליוקן הים נסוג כליל משדרת ההר והשפלה והציף מזרחה רק בתחומי מישור החוף. הכרמל, בקצה הצפון מערבי של שדרת ההר של מרכז ישראל, בולט מערבה ביחס אליה, ולכן המשיך להיות מושפע מתהליכי גידוד ימיים גם במהלך הפלייסטוקן, בזמן ששאר שדרת ההר כבר לא הייתה במגע עם הים.

הגידוד הימי של חזית הכרמל המערבית בפלייסטוקן יצר סדרת טרסות גידוד בגבהים שונים. טרסות אלו הן שרידים של משטחי גידוד ימי שעליהם שקעו סדימנטים ימיים. הם היוו גם בסיס ניקוז לנחלים שהתנקזו מהכרמל מערבה, ועליהם הצטברו סדימנטים יבשתיים – מניפות סחף וטלוסים. אלו תוארו באופן מפורט בעבודתם של מיכלסון (1970) ומשיה (2005, 2011).

בחינה מחודשת של נתונים ממחשופים ומתת הקרקע, תיארוך של מניפות הסחף והטלוסים, וניתוח מורפולוגי של הכרמל ורמת מנשה באמצעות GIS, חידדה את ההבנה של התהליכים שעיצבו את המפנה המערבי של הכרמל, ואפשרה את שחזור הגיל ושלבי ההתרוממות המאוחרים של שדרת ההר של מרכז ישראל ויחסם להשתפלות צפון מישור

החוף. בסיוור יוצגו הממצאים החדשים והתובנות שעלו מהם, תוך התמקדות בסוגיות הבאות:

1. עדויות לתהליכי אברזיה ימית לאורך חזית הכרמל המערבית, מהם ניתן ללמוד הן על שלבי התרוממות הכרמל והן על הפסקתה.

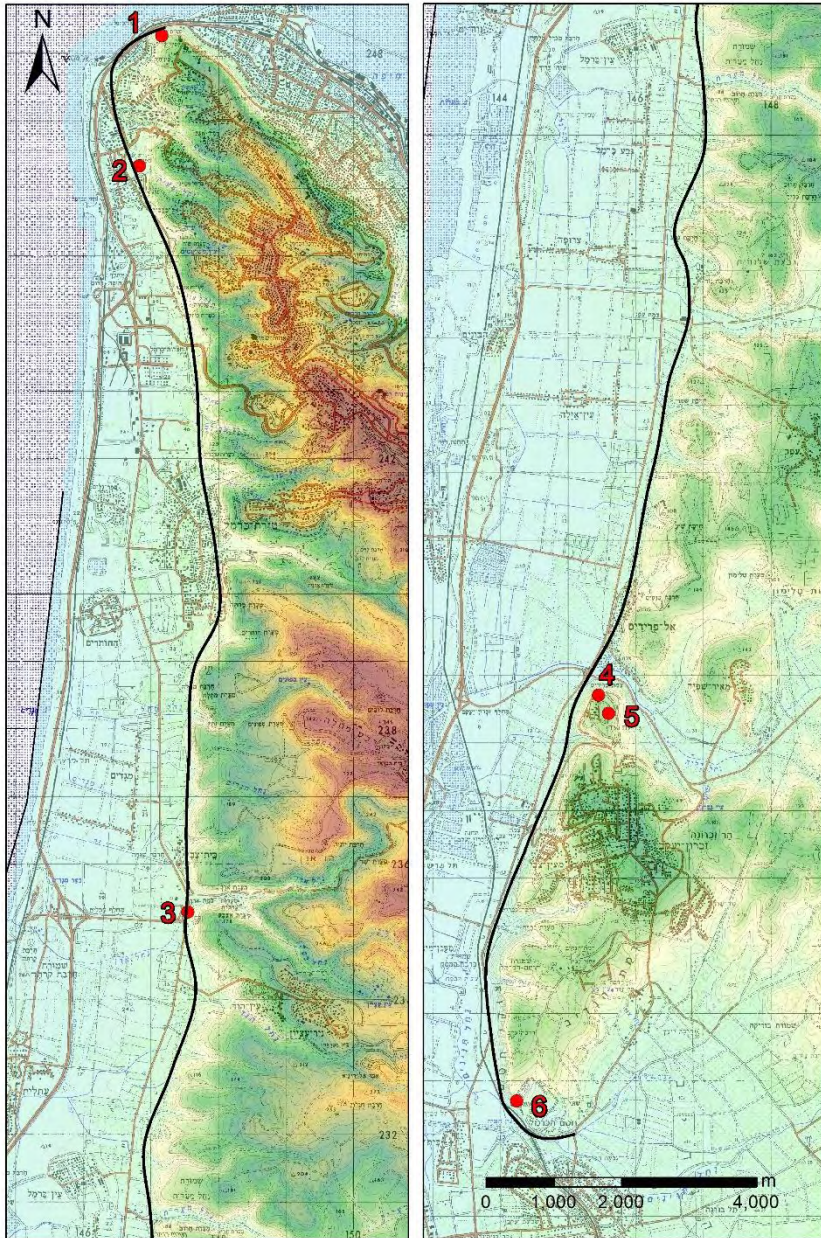
2. התגובה של מערכות הניקוז להתרוממות הכרמל ולירידה בגובה בסיסי הניקוז, כפי שהיא משתקפת ביצירת נקודות נקע (knick points) עקב התחתרות האפיקים, ובהרבדת מניפות סחף במוצא הנחלים מחזית ההר.

3. עיצוב המדרונות בתגובה לתהליכי ההרמה והגידוד, כפי שהם משתקפים מפרופיל המדרונות ומתהליכי הצטברות קולוביום לרגלי המדרונות והתפתחות קלקריטים עליהם.

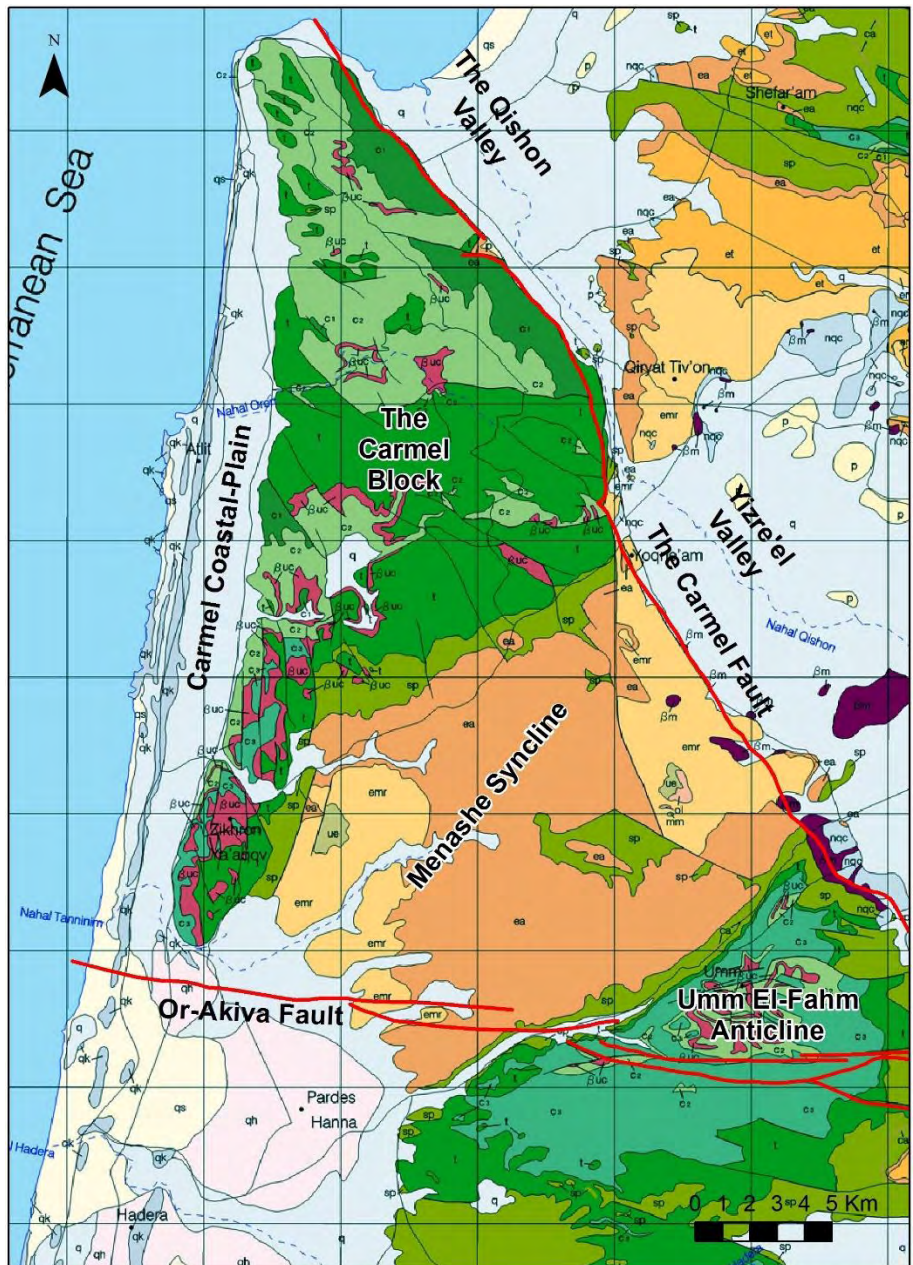
4. הצעת מסגרת זמן לשלבים העיקריים של התרוממות הכרמל ולגיל הפסקת ההתרוממות.

5. בדיקת הקשר בין התרוממות הכרמל להתרוממות שדרת ההר של מרכז ישראל והשתפלות מישור החוף.

הסיוור מבוסס על ניתוח מחודש של הנתונים של מיכלסון (1970) על סמך עבודתם של משיה (2005, 2011), Greenbaum et al. (2011) ובר וזילברמן (2016), בהם מתוארים בפרוט חלק מהנושאים שיתוארו בקצרה במדריך סיוור זה. בסיוור נעקוב אחרי מדרגות הגידוד בחזית המערבית של הכרמל ונבדוק את הסדימנטים הימיים, הנחליים והמדרוניים הקשורים אליהן, נדון כיצד הם משקפים את אופן ההתרוממות של הכרמל ועיצוב חזיתו המערבית, ונבחן כיצד תיארוך הסדימנטים משליך על בניית מסגרת זמן לתהליכי ההתרוממות, הגידוד והסדימנטציה. בנוסף לכך, נבחן את ההיסטוריה הטקטונית של העתק אור עקיבא לאור הניתוח המורפולוגי של חזית הכרמל המערבית, בהסתמך על נתונים סטרטיגרפיים וגיאופיזיים מתת-הקרקע משני עברי ההעתק.



תרשים 1: מפת תחנות הסיור. הקו השחור מסמן את המגע בין מתלול הכרמל המערבי לבין מישור חוף הכרמל



תרשים 2: מפת מיקום ומבנים גיאולוגיים ראשיים באזור העבודה, מתוך בר וזילברמן (2016), על רקע מפה גיאולוגית בק"מ 1:200,000 (Sneh et al., 1998). קווים אדומים מייצגים העתקים (Fleischer and Gafso, 2003)

המבנה והחתך הסטרטיגרפי של הכרמל (תרשים 2)

רכס הכרמל בונה את החלק הצפון מערבי של שדרת ההר המרכזית בישראל הנמשכת בין מערכת העתקי הכרמל בצפון לבקעת באר שבע בדרום. רכס הכרמל תחום בצפון על ידי העתק יגור והאגנים הסטרוקטורלים של עמקי יזרעאל וזבולון, במזרח מפריד קער רמות מנשה בינו לבין קמר אום – אל-פאחם ובדרום הוא גובל בהעתק אור עקיבא המפריד אותו מהאגן המשתפל של מישור החוף.

מישור החוף מדרום להעתק אור-עקיבא, ועמק הקישון מצפון להעתק הכרמל, הם בלוקים משתפלים כלפי מערב, שצברו חתך ניאוגני ופלייסטוקני בעובי של מאות מטרים. ההתרוממות של בלוק הכרמל ומישור החוף שלו ביחס לבלוקים המשתפלים משני עבריו התאפשרה ע"י שני העתקים אלה, המנתקים אותו ואת שדרת ההר המרכזית מהפרובינציה הטקטונית של הגליל התחתון, עמק יזרעאל, ועמק זבולון בצפון (Zilberman et al., 2010), וממישור החוף המשתפל בדרום (Steinberg et al., 2010; Gvirtzman et al., 2011).

הכרמל בנוי ברובו מחתך קרבוניטי מגיל קרטיקון מוקדם (אלביאן) עד טורון השייך לחבורת יהודה. בתוך החתך משולבים ארבעה אופקים וולקניים ואופק נוסף הנמצא בתוך החתך הסנוני של תצורת עין זיתים בשולי קער מנשה בדרום מזרח (Sass, 1980; שגב ושש, 2009, 2014). הרצף הסטרטיגרפי של הכרמל הורבד בשולי הפלטפורמה של הלוח הערבי כאשר רצועות של שוניות מחסום התפתחו לסירוגין בחזית הפלטפורמה הרדודה הפונה לים הפתוח ויצרו חיץ חלקי בינו לבין האגן הסדימנטרי של אזור הכרמל במזרח (Sass and Bein, 1982; Bein, 1976).

היחידה הסטרטיגרפית הקדומה ביותר החשופה בכרמל היא תצורת יגור מגיל אלביאן הבנויה בעיקר מדולומיט ויוצרת מצוק בולט בצפון מזרח הכרמל לאורך העתק יגור. מעליה מונחת באי התאמה ארוזיבית סדרה של יחידות קרטוניות מגיל קנומן: עוספייה, חרייבה וג'ונדייה/שמיר (Karcz, 1959; קשאי, 1966). עדשה סדימנטרית של גיר ביוקלסטי (גיר בית אורן) התפתחה בג קירטון עספייה בצפון הכרמל. שתי היחידות

העליונות (חרייבה ושמיר) אוחדו על ידי שגב ושש (2009) לתצורת ערקן העוברת בדרום מזרח ודרום הכרמל שינוי פאציאלי לגיר ודולומיט, וכלולה שם בתצורת זכרון. שלושת היחידות הוולקניות המשולבות בחתך הקנומני הן: מהר"ל מעל תצורת יגור, טוסיס בבסיס קירטון חרייבה, רקפת בבסיס קירטון ג'ונדייה ויחידה רביעית (שפייה) נמצאת בבסיס תצורת מוחרקה מגיל טרון מוקדם (שגב ושש, 2014).

הליתוסטריטיגרפיה של רצף היחידות הטורוניות הנו מגוון וכולל גירים משוככים, חוואר, גירים ביוקלסטים ודולומיט ולכן הוא חולק בעבר לארבע יחידות (קשאי, 1966). אין כיום הסכמה לגבי החלוקה לתצורות: קרץ וסנה (2011) כוללים את החתך הטורוני בתצורת מוחרקה ואילו שגב ושש (2009) מחלקים אותו לתצורת מוחרקה בבסיס ומעליה תצורת סומק.

שרידים של שוניות המחסום נשמרו לאורך החזית המערבית של הכרמל באזור נחל המערות (תצורת יגור), נחל אורן (תצורת מוחרקה), ובדרום הכרמל מדרום לנחל דלייה שם הם מהווים חלק מתצורת זיכרון.

העתק יגור

העתק יגור המהווה את הענף הצפון מערבי של מערכת העתקי הכרמל, נמשך מקער רמות מנשה בדרום מזרח אל מדף היבשה בצפון מערב ותוחם את שדרת ההר המרכזית של ישראל מצפון. העתק זה הנו גבול טקטוני המפריד בין שתי פרובינציות גיאולוגיות בעלות עובי קרום ומבנה סטרוקטורלי ומורפולוגי שונים (Salamon et al., 1996). ההעתק תואר ומופה בעבר על ידי מחברים שונים שהציעו תזוזה אופקית שמאלית לאורכו שממדיה נעו בין 4 ק"מ (ארד, 1955) לכ- 300 מ' (אכמון, 1986). ההסטה האנכית לאורכו משתנה ומגיעה במערב עמק זבולון עד לכ- 1000 מ' (Kafri, 1970). התזוזה האנכית לאורך העתק זה יצרה את החזית הצפון מזרחית התלולה של רכס הכרמל, המשקפת את שיעור ושלבי ההתרוממות של שדרת ההר המרכזית של ישראל לפחות מאז המיוקן (Zilberman et al., 2010).

קיימות דעות שונות לגבי הגיל של מערכת העתקי הכרמל והסביבה הטקטונית בה הם נוצרו לראשונה, אך קיימת הסכמה שמאז המיוקן הם מעבירים לצפון מערב חלק מהתנועה האופקית השמאלית לאורך טרנספורם ים-המלח, שהוערכה בעזרת מדידות GPS ל- 0.8 ± 0.4 מ"מ לשנה (Hamiel and Piatibratova, 2021). העתק יגור נחשב להעתק פעיל מאחר ובנוסף למוקדים סייסמיים שנמצאו עליו (Hofstetter et al., 1996; Sharon, 2020), קיימות עדויות פאלאוסיסמיות לפעילות מגיל פלייסטוקן מאוחר - הולוקן לאורכו (אשקר, 2007; Zilberman et al., 2006, 2008; 2007). נוף (2006) לא מצא עדויות לתנועה טקטונית רצנטית לאורך העתק הכרמל, אך לא שלל תנועה אנכית בקצב הנמוך מ-1 מ"מ/שנה.

העתק אור-עקיבא

העתק זה מכונה במקומות שונים גם בשם העתק בנימינה. ההעתק מהווה גבול צפוני למערכת העתקים החוצה את מישור החוף בכוון כללי מזרח-מערב (גבירצמן, 1970; Fleischer and Gafsou, 2003). העתק אור-עקיבא מפריד בין רכס הכרמל ומישור חוף הכרמל מצפון לבין מישור החוף והמבנה הקבור של קיסריה מדרום, ונמשך מערבה אל מדף היבשת. כיוון ההעתק הוא מזרח-מערב. אורך ההעתק הוא כ-30 ק"מ, מהם כ-10 ק"מ ביבשה, וכ-20 ק"מ בים (Gvirtzman et al., 2011).

ההסטה האנכית על ההעתק גדלה מערבה ומגיעה לכדי 700 מ' באזור החוף ועד לשיעור של כ-1000 מ' במדף היבשת (גבירצמן, 1970; Neev et al., 1978; Gelberman and Bruner, 1990; Fleischer and Gafsou, 2003; בן-גיא וחובריו, 2007). ניתוח של קוים סייסמיים בים העלה שההסטה האנכית לאורך ההעתק דועכת כלפי מערב עד שהוא מסתיים ככל הנראה במפגש עם המערכת העתקה של שולי מדף היבשה (Steinberg et al., 2010). מזרחה, ביבשה, שיעור ההעתקה לאורך ההעתק קטן והוא דועך כעשרה ק"מ מקו החוף. עם זאת, קיימת מערכת העתקים הנמשכת מזרחה בהמשך לתוואי ההעתק וחוצה את קמר אום אל-פאחם. הקשר הסטרוקטורלי בין מערכת זאת להעתק אור עקיבא אינו ברור, שכן

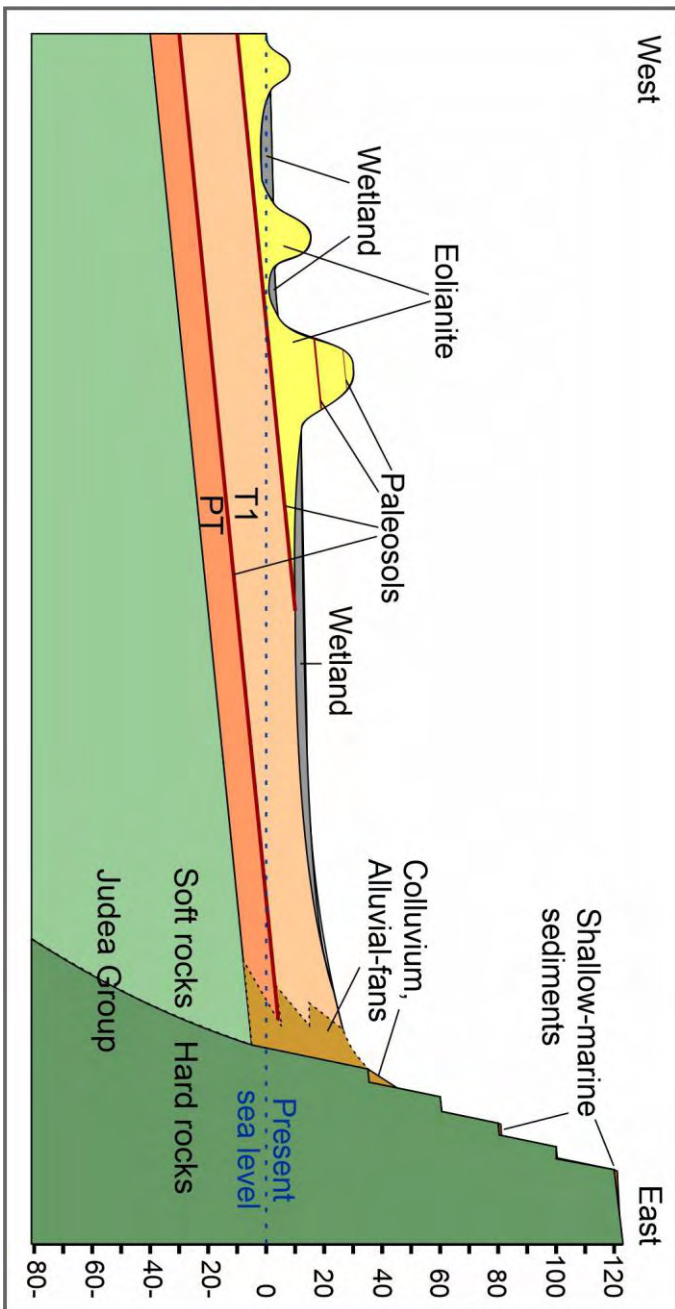
היסטוריית הפעילות לאורכם אינה זהה, אך מאחר שהם מסודרים ברצף לינארי יתכן שניתן לראות בהם מערכת סטרוקטורלית רציפה.

העתק אור-עקיבא נוצר ופעל לדעתם של Steinberg et al. (2010) במיוקן המאוחר ופעילותו נפסקה לפני האירוע המסיני. גם Gvirtzman et al. (2011) מצאו שהעתק פעל רק אחרי המיוקן התיכון, ואולי גם אחרי המיוקן המאוחר, ושפעילותו נפסקה במהלך הפליוקן, עוד לפני יצירת משטח הגידוע בבסיס החתך הפליוקני. מיכלסון (1970) הצביע על התעבות החתך הפלייסטוקני במישור החוף שמדרום להעתק ועל שינוי מפאציאס יבשתי מצפון להעתק לפציאס ימי מדרום לו, אך לא התייחס למשמעות הטקטונית של שינויים אלו.

מציודו הדרומי של העתק אור-עקיבא נמצא מבנה נמוך סטרוקטורלית המכונה גרבן אור עקיבא. לדעת Neev et al. (1978), מבנה זה, המפריד בין מבנה קיסריה להעתק אור עקיבא, הנו גרבן. לעומת זאת, גבירצמן (1970) ו-Gvirtzman et al. (2011) רואים במבנה זה סינקלינה הנשענת בצפון על העתק אור-עקיבא. Gvirtzman et al. (2011), (תרשים 9) הראו שבשקע הסטרוקטורלי שבין מבנה קיסריה להעתק אור עקיבא מונח חתך עבה של תצורת יפו ישירות על חבורת הר הצופים. הם העריכו שיחסים אלו רומזים על כך שמבנה זה החל להתפתח עוד לפני שקיעת תצורת יפו, ושהחתך העבה שלה מבטא תעלה תת-ימית שהתנקזה מערבה ושהתמלאה בסדימנטים של תצורת יפו.

המורפולוגיה של החזית המערבית של הכרמל (תרשים 3)

בין הכרמל לבין מישור חוף הכרמל מפריד המתלול המערבי של הכרמל המתווה קשת רחבה ומתונה מאוד הפתוחה מערבה. גובה המתלול מעל מזרח מישור חוף הכרמל הוא 80-100 מ', ורחבו לרוב 250-400 מ', ושיפועו הממוצע 17° - 25° . הסלעים שנחשפים לאורכו משתייכים לחבורת יהודה. הפרופיל הכללי של המתלול המערבי של הכרמל הינו קמור (משיח, 2011) והדבר מצביע על כך שהמתלול הנו צעיר יחסית ועדיין לא פיתח פרופיל קעור המאפיין מתלולים שהגיעו לשווי משקל (Bull and Mcfadden, 1977; Mayer, 1986; Wallace, 1978).



תרשים 3: חתך סכמטי לרוחב המתלול המערבי של הכרמל ומישור חוף הכרמל (בר וזילברמן, 2016)

בניגוד למתלול של העתק הכרמל התוחם את הכרמל מצפון מזרח, המתלול המערבי של הכרמל הוא מצוק אברזיבי. במחצית הראשונה של המאה ה-20 הגישה הרווחת הייתה שגבולו המערבי של הכרמל נוצר ע"י העתק. כך סברו לדוגמה Avnimelech (1936) ו-Vroman (1938), אם כי האחרון העלה אפשרות לפעילות אברזיבית בתחתית המתלול. Picard and Kashai (1958) טענו לראשונה שהגבול המערבי של הכרמל לא הוכתב ע"י העתק אלא שהוא מצוק גידוד פלייסטוקני. גם קרץ (1958) העריך שהמתלול המערבי הוא מצוק גידוד מאחר שהחתך בבסיס מישור החוף הינו של חבורת יהודה ואינו צעיר מזה שבכרמל. ניר (1962) תיאר מדרגות גידוד ברומים 40-45 ו-30-15 מ' לאורך הכרמל. Slatkine and Rohrllich (1964, 1965) תיארו טרסות גידוד בחיפה, לאורך המתלול הצפון מזרחי של הכרמל. מיכלסון (1970) הדגיש שבקידוחים במגע שבין הכרמל למישור חוף הכרמל לא נמצאה כל עדות לשבירה, אלא שהמגע הוא אברזיבי ומכוסה בטלוס ואלוביום או שמשקעי חוף פלייסטוקניים דבוקים אליו. בן-גיא (1989) הראה באמצעות מחקר סיימי שמבנה הכרמל במדף היבשת הינו המשך לבלוק המורם והנטוי של הכרמל ביבשה. הוא גם טען שהעתק הגבול הדרומי של הכרמל הוא העתק עתלית, החוצה את קו החוף באזור עתלית.

מיכלסון (1970) זיהה ומיפה לאורך המתלול המערבי של הכרמל מספר טרסות גידוד צרות ברומים של 125 מ', 100-105 מ', 80 מ', 55-60 מ', ו-35-45 מ'. רוחבן של טרסות אלו נע לרוב בין עשרות למאה מטרים. על חלקן נמצאו סדימנטים ימיים רדודים, שמאששים את מקורן כטרסות גידוד ימיות, מניפות סחף ששקעו במוצא הנחלים מהכרמל, ויחידות קולוביום. אלו מתוארים בפירוט רב אצל מיכלסון (1970).

הגיאולוגיה של מישור חוף הכרמל (תרשים 3)

למרות ההבדל המורפולוגי הבולט ביניהם, מישור חוף הכרמל שייך לבלוק הטקטוני של הכרמל (ראו לעיל), כשעובי הסדימנטים הפלייסטוקניים המכסים את הסלעים הקרטיקוניים הוא עשרות מטרים בודדים (מיכלסון, 1970).

משטח הגידוד הנמוך והצעיר ביותר שנוצר בשולי הכרמל מהווה את התשתית למישור החוף של הכרמל והוא מכוסה ברובו על ידי סדימנטים פלייסטוקנים ימיים ויבשתיים (מיכלסון, 1970). בניגוד למשטחי הגידוד הצרים הגבוהים יותר המלווים את המתלול החשוף, משטח הגידוד של מישור חוף הכרמל הנו רחב (מעל ל- 2 ק"מ מדרום לעתלית). המשטח גודע את סלעי חבורת יהודה ומשתרע ממרגלות מתלול הכרמל עד לקו החוף במערב, ויתכן שאף מערבה לקו החוף. המשטח דומה ברוחבו למשטחי הגידוד העתיקים הנמצאים בראש הכרמל. מישור הגידוד של חוף הכרמל מכוסה בסדימנטים ימיים רדודים, אאוליים, פלוביאליים וביצתיים שעוביים גדל מ כ- 10 מ' בצפון ומזרח מישור החוף ועד ל 30-45 מ' במערב, מול הקצה הדרומי של הכרמל (מיכלסון, 1970).

לפי מיכלסון (1970 – תרשים 2 שם), משטח הגידוד תחום במזרח במדרון מתון שחלקו התחתון קבור מתחת לסדימנטים הפלייסטוקניים. רום המשטח בקצהו המזרחי, למרגלות הכרמל, נע בין 0 ל- 10 מ'. שיפוע המשטח לכיוון מערב נע לרוב בין 1.5^0 - 1^0 , שיפוע האופייני למשטח גידוד. רום המשטח באזור קו החוף שמדרום לעתלית הוא לרוב 40- מ' ומצפון לעתלית הוא 20- מ', והוא הולך ומתרדד צפונה.

החתך הסטרטיגרפי לאורך חוף הכרמל תואר בפרוט על ידי מיכלסון (1970). החתך כולל בבסיסו שתי יחידות עיקריות שמשתרעות על פני רוב השטח של מישור חוף הכרמל, ומעליהן שלוש יחידות שהשתרעותן מצומצמת. לפי מיכלסון (1970), על מישור הגידוד של מישור חוף הכרמל מונחת היחידה P.T., הבנויה מאבן-חול גירית עם פאונה ימית שהורבדה בסביבה ימית רדודה. יחידה זאת, שעובייה 5-15 מ', מכסה את רוב רצועת חוף הכרמל עד עתלית בצפון והיא נוחתת מערבה, בשיפוע דומה למשטח הגידוד שעליו היא מונחת. בחלקה העליון מתרבות יחידות של קונגלומרטים חופיים הבנויים מחלוקים מעוגלים, רובם צורניים, שהורבדו בסביבה ימית רדודה עד חופית. לדעת מיכלסון (1970), לאחר הרבדת היחידה נסוג הים ועל פני מישור החוף שנחשף התפתחו תהליכי בלייה וסחיפה המלווים ביצירת קרקעות.

מעל היחידה PT מונחת היחידה T1, הבנויה מאבן-חול גירית עם פאונה ימית, המתאפיינת באופן ייחודי במאסף של Marginopora-Miliolidae ולכן מהווה אופק מנחה חשוב (מאסף זה קיים גם ביחידה T2, אך לא ביחידות שמתחת ומעל). עובי היחידה נע בין 15-20 מ' והיא בעלת התפוצה הנרחבת ביותר במישור חוף הכרמל. לדעת מיכלסון (1970), ההצפה שהשקיעה את היחידה הזו יצרה את הטרסה החופית בגובה של 35-45 מ' במתלול המערבי של הכרמל. לאחר הרבדת יחידה זאת חלה רגרסיה ומישור החוף נחשף. למרות שמיכלסון (1970) ייחס ליחידה זו מוצא ימי, לא ניתן להוציא מכלל אפשרות מוצא איאולי ליחידה זו, כשמאסף פאונת הפורמיניפרה הימית שבה הובלה ע"י הרוח מקו החוף. הרבדה בסביבה הימית נתמכת על ידי ההשתרעות הנרחבת בעלת האופי האחיד של היחידה. לעומת זאת, השימור של הקרקעות בגג יחידה PT עשויה להצביע על אפשרות שיחידה זאת הורבדה בתהליכים אאוליים, מאחר שקשה להניח שהצפה ימית המלווה בגידוד הייתה משאירה את פני השטח הקודמים.

מעל יחידה T1, בחלקו המערבי של מישור חוף הכרמל, מונחות שלוש יחידות של אבן-חול גירית שהשתרעותן מזרחה הולכת ופוחתת. יחידות אלו בונות את מערכת רכסי הכורכר וקרקעות החמרה החשופות. היחידה T2 מונחת על גבי יחידה T1 ומגיעה עד לרכס הכורכר המזרחי, היחידה T3 מונחת על גבי יחידה T2 ומגיעה עד לרכס הכורכר התיכון, והיחידה F מונחת על גבי יחידה T3 ומגיעה עד הרכס המערבי. לעומת זאת, Farrand and Ronen (1974) ו-Sivan and Porat (2004) מצאו שסלעי הכורכר ואופקי החמרה נוצרו לעיתים בו זמנית ושהחלוקה המורפולוגית – סטרטיגרפית של רכסי הכורכר אינה מבטאת בהכרח אירועים איזוכרוניים.

מיכלסון (1970) ייחס ליחידה PT גיל של פרה-טירניאן, ליחידה T1 גיל של טירניאן I, ליחידה T2 גיל של טירניאן II, ליחידה T3 גיל של טירניאן III, וליחידה F גיל של פלנדריאן.

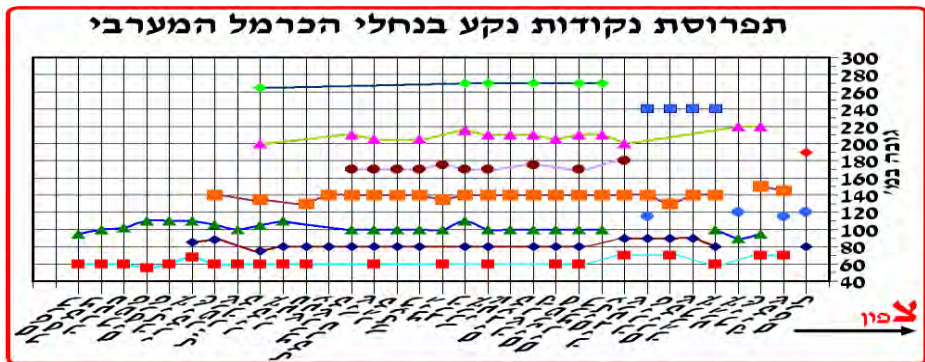
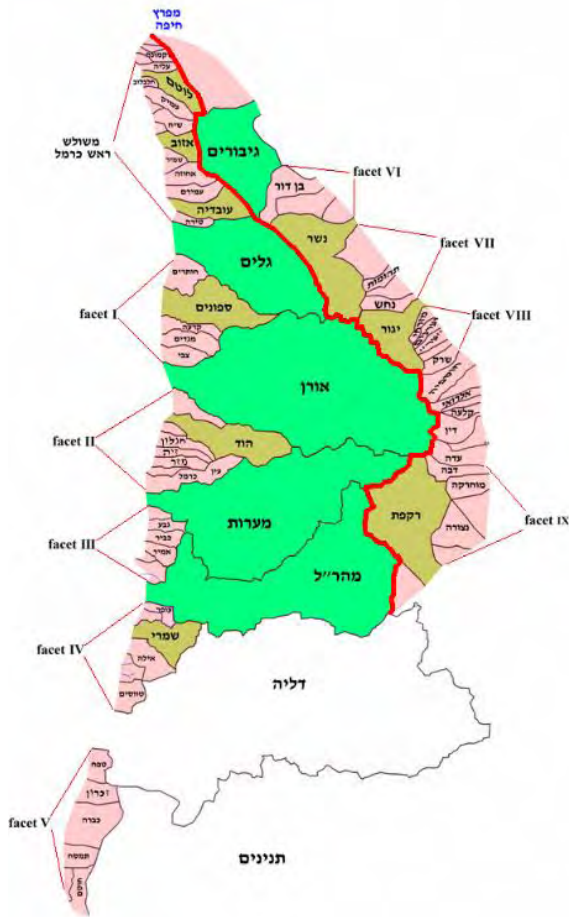
מיכלסון (1970) ואדלר (1985) תיארו בפירוט את המורפולוגיה של מישור חוף הכרמל. במערב מישור החוף משתרעים שלשה רכסי כורכר במקביל לקו החוף: המערבי (רכס

החוף), בונה את קו החוף, רומו 5-15 מ' ורוחבו 100-150 מ'; האמצעי (רכס הביניים), שהופעתו מקוטעת ולא בולטת, נמצא 250 מ' מזרחה, רומו 10-15 מ' ורוחבו 100-200 מ'; המזרחי (רכס האוטוסטרדה), שהוא רכס רציף ובולט, נמצא 300 מ' מזרחה, רומו 20-30 מ' ורוחבו 200-400 מ' (תרשים 4.1). בין הרכסים נמצאות מרזבות צרות שכוסו בקרקעות ובמשקעי ביצות. מזרחה לרכס המזרחי נמצאת מרזבה רחבה ושטוחה המשתרעת עד למרגלות הכרמל. הרכסים בנויים בעיקר מאבן חול גירית, עם שני אופקי חמרה עיקריים, המופיעים בעיקר ברכס המזרחי. האופק העליון דק ולעיתים חסר ונמצא בו כלים מהתרבות הכבארית. האופק התחתון עבה ובולט יותר ונמצא בו כלים מהתרבות המוסטרית. מצפון לעתלית קו החוף נסוג מזרחה ושני הרכסים המערביים שקועים בים כשראשיהם מבצבצים במקומות שונים מעל פני המים כאיים.

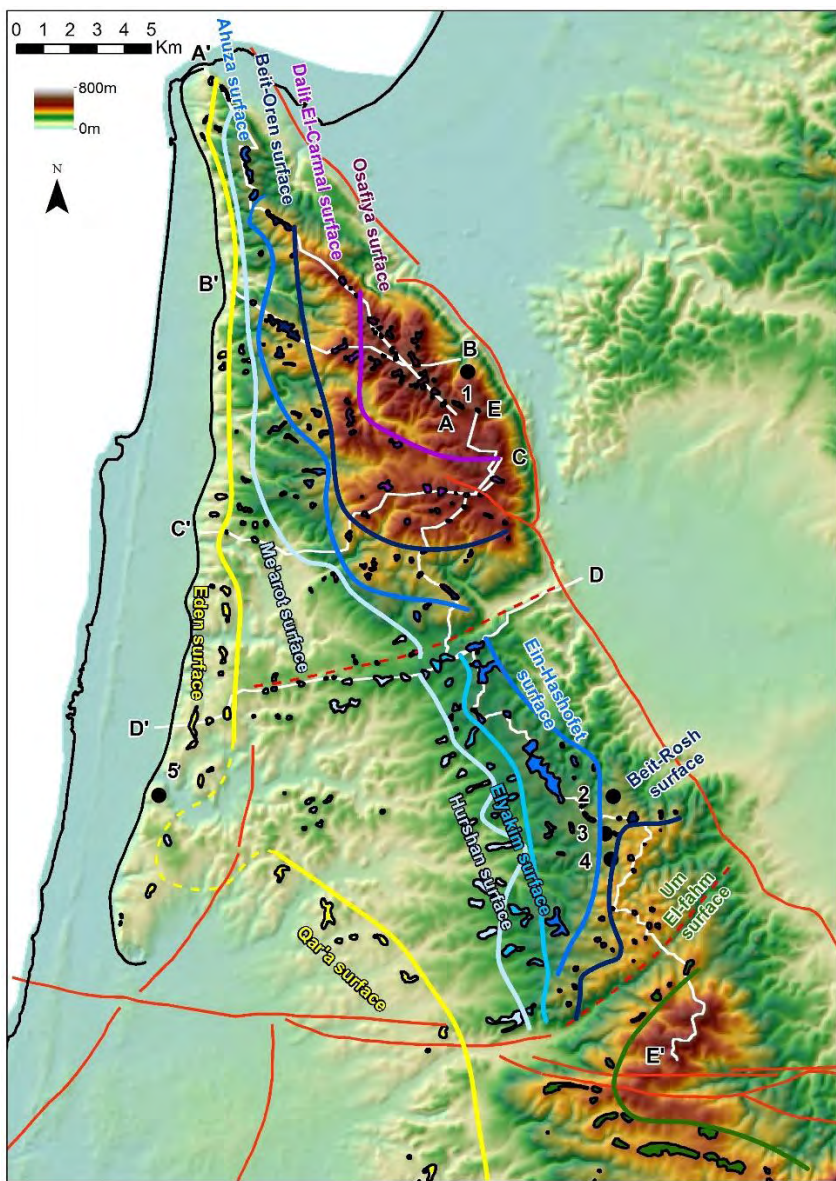
מערכות הניקוז בכרמל (תרשים 4)

את הכרמל מאפיינת מערכת א-סימטרית של אגני ניקוז: רובו מנוקז למערב על ידי מערכות ניקוז מסדר 3-4, חלקן ארוכות, ואילו המדרון הפונה לצפון וצפון מזרח מנוקז ברובו על ידי מערכות ניקוז קצרות, בחלקן הגדול מסדר ראשון. בין שני מרחבי ניקוז א-סימטריים אלה מפריד קו פרשת המים העובר לאורך פסגות הכרמל במקביל להעתק יגור והמדרון הצפון מזרחי התלול. רוב הנחלים המתנקזים לצפון מזרח (15 נחלים), הם קצרים ותלולים, והם מתחתרים לאחור ומשתלטים על שולי האגנים המערביים בסמוך לקו פרשת המים (משיח 2011). אגני הניקוז המערביים הם בעלי שיפועים מתונים יותר ועמקים רחבים וקיימת מגמה של עלייה בשיפועם כלפי צפון (ניר, 1989).

לאורך הפרופילים של נחלי הכרמל המערבי זיהה משיח (2011) סדרות של נקעים (Knick points), המעידים על תגובה סימולטנית של מערכות האפיקים לאירועי התרוממות של הרכס ויצירת מדרגות גידוד בחזיתו, ולכן חלקם נמצא בהתאמה טופוגרפית לטרסות הגידוד.



תרשים 4: מערכות הניקוז בכרמל וסדרות נקודות הנקע בנחלים שלאורך הכרמל (משיח, 2011)



תרשים 5: מפת משטחי גידוע ומחשוּפי סלע ניאוגניים בכרמל ורמות מגשה. הקווים הצבעוניים מסמנים את גבול ההצפה והגידוד המזרחי בכל משטח. עיגולים שחורים מסמנים מחשופים: 1 – תצורת צקלג בכרמל; 2 תצורת צקלג בבית ראש; 3 קונגלומרט חופי באל-כופריין; 4 סלעי חוף בנג. 5; 325 אבני חול ימיות וחלוקי חוף בגבעת עדן. קווים לבנים מסמנים את מיקום החתכים המורפולוגיים בתרשים 6 (מתוך בר וזילברמן, 2016)

חוסר הסימטריה בתפרושת אגני הניקוז בכרמל יוחס להטיה טקטונית מערבה של הבלוק המתרומם לאורך העתק יגור. עם זאת, משיח (2011) הראה שקיימת התאמה בין ממדי אגני הניקוז למיקום משטחי הגידוד בחזית הכרמל. הנחלים שהחלו להתפתח בשלבים הראשונים של החשיפה ומנקזים את המפלסים הגבוהים מתקופת המיוקן, הם הגדולים ביותר ומנקזים את רוב השטח (גלים, אורן, מערות מהר"ל ורקפת). המפלס הנמוך (עזון) הנמצא מעל המתלול התוחם את הכרמל ממערב, מנוקז על ידי סדרה של נחלים קצרים ברובם מסדר ראשון.

במפת האגנים שנעשתה על ידי משיח (2011), ניתן לראות שבין האגנים הראשיים מצפון לנחל מערות, נמצאים אזורים דמויי משולש שקודקודיהם ממוקמים באזור מפלס בית אורן שהוא הגבוה מבין משטחי השפלה הנמוכה. משולשים אלה מנוקזים על ידי אפיקים קצרים שגם בהם ניתן לראות דרוג. משולשים דומים מוכרים מחזיתות הרים טקטוניות שם הם מהווים משארים של חזית ההרים הנשמרת בין האפיקים המתחתרים בה והם מכונים Facets (Mayer, 1986; Wallace, 1978). מיקום הקודקודים של משולשים אלה מעיד ככל הנראה על עליה בקצב ההתרוממות של הכרמל לאחר יצירת משטח בית אורן. נחל דליה המנקז את קער מגשה ואת בקעת שפיה הוולקנית ויצר מפער ברכס הכרמל בו עובר כיום הכביש מפורדייס ליקנעם.

התרוממות הכרמל (תרשימים 5 ו-6)

Zilberman et al. (2010) טענו שהכרמל מהווה חלק בלתי נפרד משדרת ההר של מרכז ישראל ולכן ההיסטוריה הטקטונית שלהם זהה. הם הראו שבלוק הכרמל הורם בשיעור של כ- 300 מ' לאחר הפליוקן המוקדם, בדומה לשדרת ההר של מרכז ישראל (בר, 2009; Bar et al., 2013). ההסטה האנכית מתאפשרת מאחר שהעתק יגור הנמשך מיוקנעם במזרח אל מדף היבשה במערב מנתק את הבלוק המתרומם של שדרת ההר והכרמל מהמערכת הסטרוקטורלית המורכבת של עמקי יזרעאל, זבולון והגליל התחתון. סדימנטים ימיים מגיל אוליגוקן עד פליוקן שנמצאו בקער רמות מגשה (ארד, 1965; Buchbinder et al., 2005; בר וזילברמן, 2016) מעידים על כך שרכס הכרמל היה מוקף בתקופות

אלה על ידי ים מכל עבריו, עד לשלב ההרמה האחרון שהחל בפליוקן המאוחר ונמשך ככל הנראה אל תוך הפלייסטוקן המוקדם (Zilberman et al., 2010; Gvirtzman et al., 2011; משיח, 2011).

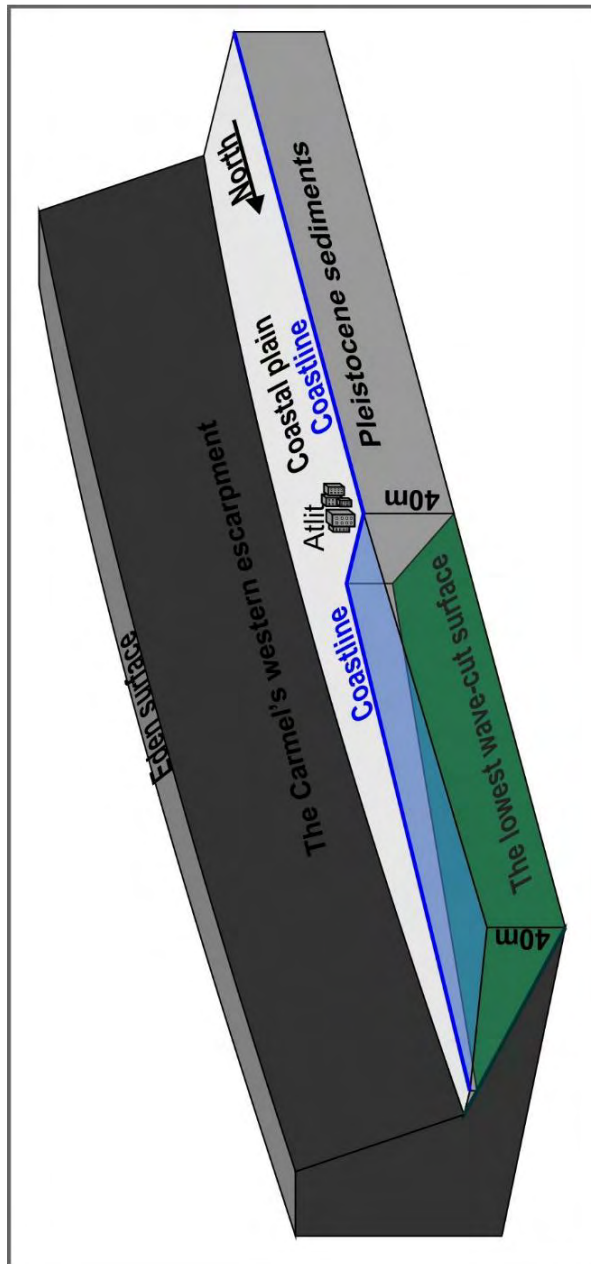
הסדימנט הימי הצעיר ביותר שנמצא על הכרמל הנו שריד של תצורת ציקלג המיוקנית שתוארה מהחזית הצפון מזרחית של הכרמל בגובה 400 מ' על ידי Picard and Kashai (1958), בגובה הדומה לזה בה היא נמצאת כיום על גבי השפלה הגבוהה במרכז ישראל. מחשוף זה, שמיקומו שוחזר (בר וזילברמן, 2016) אך ששרידיו לא נמצאו מאז שתואר הורבד על מדרגת גידוד הנמצאת כיום כ 150 מ' מתחת לפסגת הרכס, ומקיפה אותו מכל עבריו (משיח, 2011). הגיאומטריה המרחבית של משטח גידוד ימי זה משקפת את קיומו של אי שבלט מעל פני הים כבר במיוקן התיכון.

שלבי ההתרוממות של הכרמל מאז המיוקן התיכון משתקפים במערכת מדרגות גידוד שנשמרו לאורך האגף המערבי של הרכס (מיכלסון, 1970; משיח, 2005, 2011; בר וזילברמן, 2016) ולאורך המדרון הצפוני של "ראש הכרמל" (Slatkin and Rohrlich, 1964). שלבי ההתרוממות של רכס הכרמל והמורפולוגיה של מדרגות הגידוד שנוצרו לאחר כל שלב, הכתיבו את שטח אגני הניקוז והגיאומטריה של מערכות הנחלים משני עברי הכרמל (משיח, 2005, 2011).

משיח (2011), ניתח סדרה של מפלסים גיאומורפים לאורך השוליים המערביים של הכרמל ואיתר חמישה מפלסים עיקריים ממזרח למתלול המערבי של הכרמל. הגבוה ביותר הנו משטח עוספיה המעצב את פסגות רכס הכרמל (528-546 מ'), ומסביבו רצועות חוגרות המקיפות את הכרמל מדרום, מערב וצפון: משטח דליית אל כרמל (480 מ'), משטח בית אורן (350-390 מ'), משטח אחוזה (280-300 מ') ומשטח זכרון (160-200 מ'). ניתוח נוסף שנעשה בעזרת GIS (בר וזילברמן 2016) הצביע על קיומם של ששה מפלסים החופפים במידה רבה לאלה שזיהה משיח (2011): משטח עוספיה ברום של 510-540 מ'; משטח דליית אל כרמל ברום של 450-490 מ'; משטח בית אורן ברום של 340-370 מ'; משטח אחוזה ברום של 280-300 מ'; מפלס מערות ברום של 160-200 מ'.

מ' ומפלס עדן ברום של 130-150 מ'. קווי החוף של השפלה הנמוכה והשפלה הגבוהה בכרמל ורמות מנשה תוארו גם ע"י Gvirtzman et al. (2011). ארבעת מפלסי הגידוע הגבוהים מקיפים את רכס הכרמל, ולכן משיח (2011) שיער שאלה מפלסי גידוד ימי. הוא הראה קשר טופוגרפי בין מפלס בית אורן (המפלס השלישי) לבין שרידי תצורת ציקלג מגיל מיוקן תיכון שתוארה מהחזית הצפון מזרחית של הכרמל בגובה 400 מ' (Picard and Kashai, 1958). לדעתו, מצביעה התפרושת המרחבית של ארבעת המפלסים העליונים על כך שהכרמל היה אי החל מהאוליגוקן ועד הפליוקן. טרסת גידוד ברום 30-35 מ' נמצאת למרגלות המתלול המערבי של הכרמל ועליה סדימנטים ימיים רדודים (מיכלסון, 1970), והיא נמשכת לכל אורך החזית המערבית של הכרמל. לדעתו של משיח (2011), טרסה זו מייצגת אתנחתא בתהליך ההתרוממות, שהתחדש לאחר יצירתה. לדעתו, התייצב בלוק הכרמל בפלייסטוקן המוקדם, מאחר שיחידות קולוביום מגיל זה, הנשענות על חזית ההר המערבית, מונחות באזור נחל אורן על מישור הגידוד של חוף הכרמל, ואין עדויות להתרוממות משמעותית שלהן מאז הרבדתן.

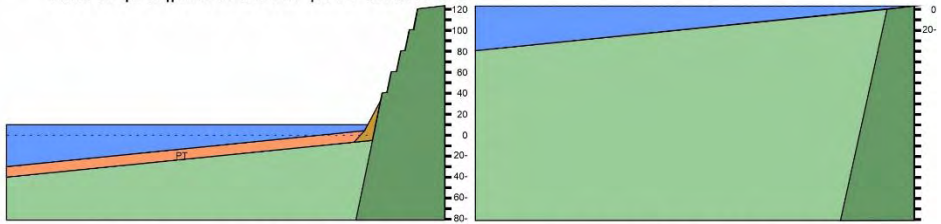
לדעת מיכלסון, הכרמל היה מורם "לפחות מאז הניאוגן" וזאת מאחר שחבורת סקיה שהורבדה מדרום לו חסרה באזור חוף הכרמל, שעוצב לדעתו על ידי ההצפות הימיות במהלך הפלייסטוקן וכוסה בסדימנטים ימיים בהצפה הטירניאנית. Zviely et al. (2009) מצאו שהכרמל לא התרומם יותר מ- 35-40 מ' מאז 600Ka. משיח (2011) מצא שהכרמל לא התרומם יותר מ- 30 מ' מאז שנוצרה טרסת הגידוד ברום 35 מ', לפני 1.77-2.58 מ"ש. Galili et al. (2007) מצאו שהכרמל לא התרומם באופן משמעותי מאז MIS5e, לפני 125Ka.



תרשים 7: דיאגרמה של השינוי בעובי הסדימנטים הפלייסטוקניים במישור חוף הכרמל (מתוך בר

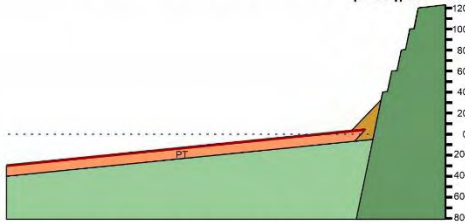
וזילברמן, 2016)

1. משטח השפלה הנמוכה. פליוקן.

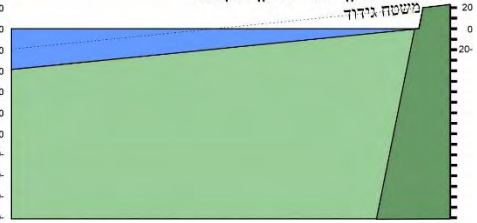


5. הצפה במפלס ים גבוה והשקעת של היחידה הימית PT על גבי משטח הגידוד של חוף הכרמל. פלייסטוקן תיכון. MIS11?

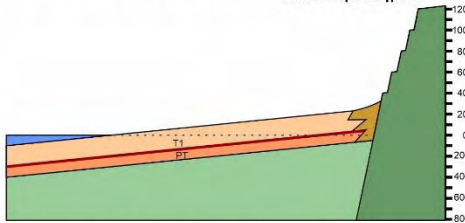
6. נסיגת הים והיווצרות קרקע על גבי גג היחידה PT. פלייסטוקן תיכון.



2. התרוממות ותחילת יצירת המתלול המערבי של הכרמל. פליוקן - פלייסטוקן מוקדם.



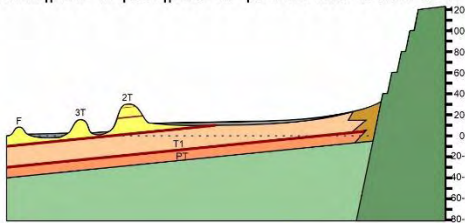
7. השקעה של היחידה T בתקופה של מפלס ים גבוה. פלייסטוקן תיכון. MIS9?



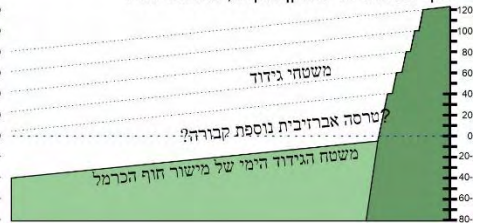
3. המשך ההתרוממות ויצירת משטחי הגידוד התחתונים, תוך יצירה הדרגתית של מצוק מעליהם. פלייסטוקן מוקדם.



8. נסיגת והצפת הים לסירוגין והרבדת יחידות הכורכר והקרקעות ברכסי הכורכר והמרזבות. סוף פלייסטוקן תיכון-פלייסטוקן מאוחר.



4. סיום ההתרוממות ויצירת משטח הגידוד התחתון של מישור חוף הכרמל. פלייסטוקן מוקדם, 1.1-2.2Ma?



תרשים 8: שלבי התפתחות המתלול המערבי של הכרמל ומישור חוף הכרמל (בר וזילברמן, 2016)

תחנות הסיור

תחנה 1 – סטלה-מאריס

מבוא לסיור: (תרשימים 1, 3, 7 ו-8): לאורך המתלול המערבי של הכרמל נמשכים באופן מקוטע סדרות של שרידי טרסות גידוד וסדימנטים יבשתיים ונחליים, ברומים 125-130 מ', 100-105 מ', 80 מ', 55-60 מ', ו-35-45 מ' (מיכלסון, 1970). השרידים ברוב הסדרות משתרעים לכל אורך הכרמל אך הם מעטים, להוציא את הסדרה ברומ 35-45 מ' שממנה נשמרו שרידים רבים. רום הסדרות אחיד לכל אורך הכרמל (מיכלסון, 1970); משיח, 2011) ומצביע על כך שלא התרחשה הטיה לאורכו בכיוון צפון – דרום. אמנם Kafri (1970) תיאר עלייה בגובה משטח הגידוד התחתון והדקקות של הסדימנטים הפלייסטוקניים במישור חוף הכרמל כלפי צפון, והסיק מכך על הטיה טקטונית לדרום מערב, אך המפה הסטרוקטורלית של המשטח (מיכלסון, 1970) אינה מראה נטייה כזו. מוצע שהשינוי ברומ המשטח ובעובי הסדימנטים שתואר ע"י Kafri (1970) נובע מנטייה מדומה לאורך קו החוף, מאחר שקו החוף אינו מקביל לסטרייק של המישור ולמתלול הכרמל המערבי אלא נמשך בזווית אליו, כשהוא מרוחק ממנו מעל ל-3 ק"מ במרכזו אך נושק לו בקצהו הצפוני. לפי זה, משטח הגידוד ברומ 0 למרגלות הקצה הצפוני של הכרמל הוא משטח הגידוד התחתון החשוף שם, אך למרגלות שאר אורכו של הכרמל קבור מתחת לחתך של סדימנטים פלייסטוקניים.

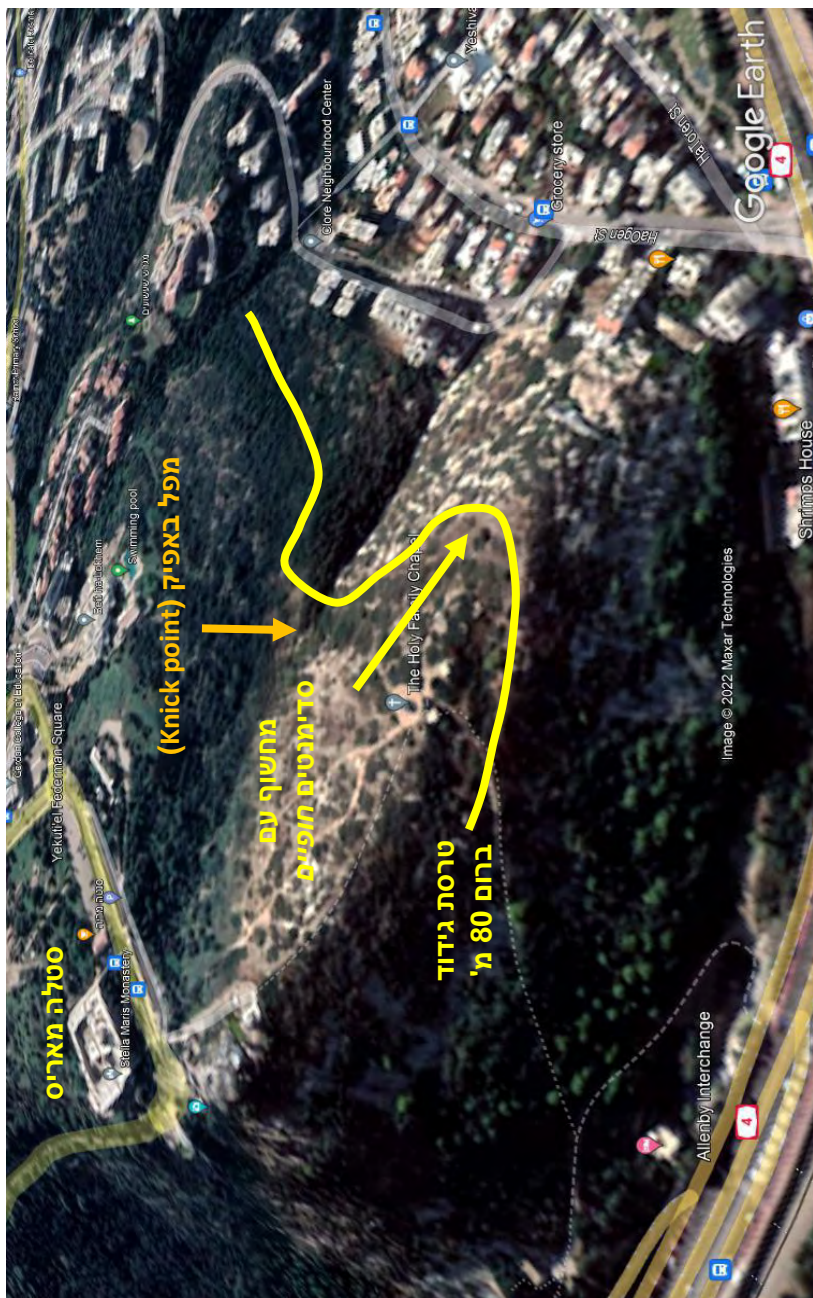
עבודות קודמות התייחסו אל סדרות הטרסות כאל שרידים של משטחי גידוד שנוצרו ע"י הים לאורך המתלול המערבי של הכרמל במהלך התרוממות של הכרמל. נראה שבבסיס התייחסות זו עמדה ההנחה שהמתלול התקיים עוד קודם ליצירת משטחי הגידוד, אך מודל כזה מחייב תנועה טקטונית מורכבת. לפיכך, המתלול נוצר בהדרגה באירועי גידוד עוקבים תוך כדי התרוממות מתמשכת. כל טרסת גידוד היא שריד של משטח שגידד את כל מסת הסלע על פני כל שטח מישור החוף עד לכרמל ממזרח, כשהוא יוצר מעליו מתלול. לכן, מצוק הכרמל נוצר על ידי סדרה של ארועי גידוד ימי שגידדו את שולי הבלוק המתרומם כלפי מזרח, החל משוליו המערביים, והתקדמו מזרחה עד שנעצרו במקום בו נמצא כיום

המתלול. מיקום המתלול והתוואי הקעור שלו הוכתבו כנראה ע"י המעבר הפציאלי בחבורת יהודה בין יחידות סלע קשות של דולומיטים וגירים ממזרח לבין יחידות סלע חוואריות-קירטוניות רכות ממערב, שתואר ע"י ביין (1974) ומופה בתת-הקרקע ע"י מיכלסון (1970). קצב הגידוד המהיר של החתך הרך שבנה את המרחב שממערב לכרמל ירד ב- 1-4 סדרי גודל (טבלה 1) בהגיעו למסלע הקשה ועקב כך המפנה המערבי של החתך הגירי נחשף בהדרגה עקב הסרת החתך הקירטוני-חווארי הרך שממערב לו והפך למצוק.

טבלה 1: משך יצירת משטחי גידוד בחזית הכרמל המערבית

משך זמן עבור:	סוג מסלע	טווח נפוץ לקצב נסיגת מצוק חופי במשטר של גאות ושפל	קצב לחישוב	רוחב משטח	טווח משך זמן הגידוד (א"ש)
יצירת משטח גידוד לרוחב מישור חוף הכרמל	קירטון	100-1,000 מ"מ/שנה Moses & Robinson (2011)	500 מ"מ/שנה	4 ק"מ	8
יצירת טרסת גידוד בחזית הכרמל המערבית	גיר	0.1-10 מ"מ/שנה Moses (2012)	1 מ"מ/שנה	10-100 מ'	10-100

כל אחת מהטרסות שנשמרו לאורך המתלול מייצגת קו חוף המציין את הנקודה המזרחית ביותר אליה הגיע תהליך הגידוד לאחר כל שלב של התרוממות. ניתן להניח שהיו משטחי גידוד נוספים לאלו שנראים כיום אך הם נמחקו לחלוטין ע"י גידודים מאוחרים ולא נותר להם שריד. כך נבנה המתלול המערבי כשגובהו גדל בהדרגה עם כל שלב גידוד שבא בעקבות התרוממות. גיל הסדימנטים המונחים על גבי טרסות אלו מייצג נקודות בזמן במהלך התרוממות הכרמל. משטח הגידוד התחתון מבטא את הפסקת התרוממות, שאם לא כן היה נוצר אחריו משטח גידוד נמוך יותר שהיה מוחק אותו לחלוטין, להוציא שרידים בשולי המתלול, בדומה לטרסות הגידוד הנוכחיות. גיל הסדימנטים הימיים המונחים על גבי משטח הגידוד התחתון תוחם את גיל הפסקת התרוממות.

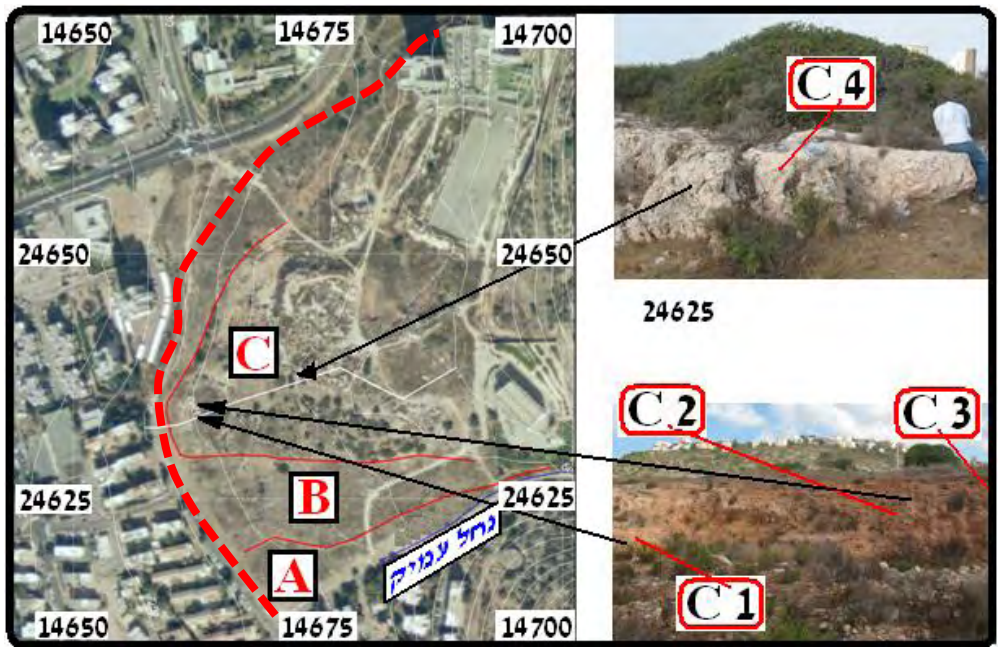


תרשים 9: טרסת הגידוד ונקודת הנקע ברום 80 מ' בסלה-מאריס

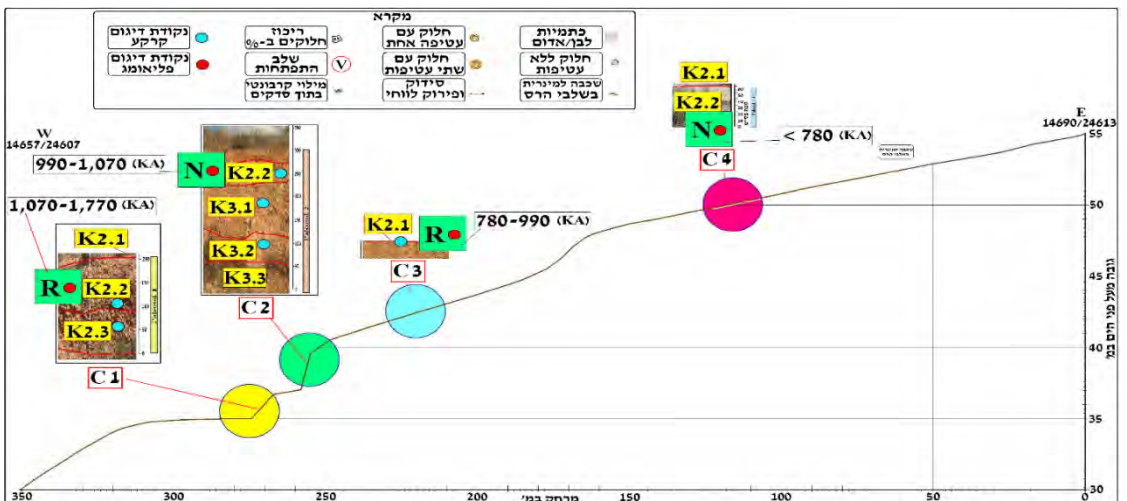
טרסות גידוד ונקודת נקע הנחלית (תרשים 9): טרסות הגידוד בשלוחה שמתחת למנזר סטלה מאריס תוארו על ידי מיכלסון (1970). טרסת גידוד אחת נמצאת ברום של כ- 100 מ', ועליה קפלה קטנה. על משטח זה מצא מיכלסון (1970) מספר חלוקי חוף, אך ללא סדימנט ימי או חופי. טרסת גידוד נוספת ברום של כ- 80 מ' מעל פני הים ועליה סדימנטים בעלי אופי של סלעי חוף (beach rocks) משתרעת לאורך 1.5 ק"מ על פני המתלול המערבי של צפון הכרמל (מיכלסון, 1970). סלעי החוף על גבי טרסה זו גודעים את הסלע הקרטוני הקרטיקוני ומורכבים מחלוקי צור חופיים מעוגלים ומלוכדים במטריקס קרבונטי ביוקלסטי המכיל כמויות משתנות של חול קוורץ. במפנה הצפוני של המדרון נמצא צניר שנוצר בתהליכי גידוד ימי ובו נשמר חתך של אבן חול גירית עשירה בפאונה של סביבות ימיות רדודות (הוגדרה על ידי פרופ. רייס עבור מיכלסון, 1970).

טרסה בגובה דומה תוארה על ידי קרץ (1958) ונבדקה על ידי מיכלסון (1970), על גבי המדרון הצפון מזרחי של הכרמל (ברחוב ארלוזורוב 19). הרציפות של טרסת הגידוד משני עברי רכס הכרמל מצביעה על כך שההרמה הצעירה לא הייתה מלווה בהטיה ניכרת של בלוק הכרמל למערב-דרום מערב.

ערוץ מקומי ממחיש את התאמת המערכת הנחלית של הכרמל אל בסיסי הניקוז המשתנים כתוצאה מהתרוממות הכרמל. בראש הערוץ נמצא גיא רחב יחסית מסדר ראשון המתלכד במורד עם טרסת הגידוד הימי ברום 80 מ' שתוארה לעיל. מיד לאחר חציית טרסה זו הערוץ צונח במפל והופך במורד לאפיק צר היורד בתלילות עד למוצא הערוץ מחזית הכרמל המערבית, ברום של כ- 30 מ', שם הערוץ מתרחב. נראה שהאפיק הרחב שמעל המפל נוצר כאשר הנחל התנקז לקו החוף לאורכו נוצרה הטרסה ברום 80 מ'. המפל הינו נקודת נקע (knick-point) שהתפתחה עקב התרוממות הכרמל וירידת בסיס הניקוז החופי של הנחל, כשהערוץ הצר שמתחת התעצב בשיווי משקל עם קו חוף נמוך יותר. בסיס הניקוז הנוכחי משמר ככל הנראה את שרידי קו החוף של טרסת הגידוד ברום 30-35 מ'.



תרשים 10: מניפת שער העלייה עליה מסומנים המחשופים שנבדקו (משיח, 2011)



תרשים 11: מניפת שער העלייה עם מיקום המחשופים והחתכים שנדגמו, אחרי משיח (2011). הסיגנל המגנטי מופיע בריבועים הירוקים. ראה דיון בתחנה 2 בנוגע לגילי הסיגנלים

קלקריט	פליאו-סול	אופק	גובה מוחלט מ'	עובי ס"מ	עובי מצטבר ס"מ	קרבו נט-נות (%)	דרגת התפתחות קלקריט	קוטב-יות מגנטית	משרע קוטב-יות מגנטית KA	
טרסת שער עליה	C4	K2.1	46	0.3						
		K2.2		65 (300)	1080		(VI)	N	780>	
	C3	K2.1	42	1 (200)	715	66	(<IV)	R	990-780	
	C2	K2.2			60	514	77	(-V)	N	1,070-990-
		K3.1			100	454	77			
		K3.2			90	354	79			
		K3.3			60	264	52			
	C1	K2.1			4	204	74			
		K2.2		37	110	200	85	(-V)	R	1,770-1,070
		K2.3		35	90	90	80			

טבלה 2 (בעמוד הקודם): טבלה סטרוטגרבית של חתך מניפת הסחף של שער העלייה (משיח, 2011). האופקים של הקרקעות הקרבונטיות והקלקריטים מסומנים ב K, כאשר K3.3 הנו האופק התחתון ביותר בו כמות הקרבונט במטריקס היא הקטנה ביותר (והיא גדלה כלפי גג הקלקריט) K2.2 הנו האופק העליון הפטרוקלצי בו כמעט כל המטריקס הנו קרבונטי ואילו K2.1 הנו ציפוי למינרי קרבונטי דק המכסה את גג האופק הפטרוקלצי הנוצר כאשר הקלקריט הופך לשכבה קשה ואטומה לחילחול ומים זורמים על פניו ומשקיעים שכבות קרבונט דקות. ראה דיון בתחנה 2 בנוגע לגילי הסיגנלים.



תרשים 12: בסיס מניפת הסחף של שער עליה המורבדת על סלע, ברום 30-35 מ'. מגע זה מכוסה כיום לחלוטין ע"י בתים. (התמונות נמסרו באדיבותה של נורית שטובר-זיסו, אוניברסיטת חיפה).

תחנה 2 – מניפת הסחף "שער עליה" (תרשימים 10, 11 ו-12 וטבלה 2)

מניפת שער העלייה נמצאת בין נחל לוטם לנחל עמיק כאשר המגע בין גוף המניפה למדרונות הכרמל מצוי בגובה של כ 55 מ' מעל פני הים ושוליה המערביים מתלכדים עם משטח מישור החוף בגובה של כ 35 מ'. עקב תהליכי בנייה של שכונת שער העלייה, נשמר כיום רק חלק מחתך המניפה. בסיור נסקור מספר מחשופים של המניפה שהשתמרו בשולי השכונה.

חתך המניפה תואר על ידי משיח (2011) שמצא בו ארבע יחידות אלוביאליות שבראש כל אחת מצוי אופק קלקריט בוגר (דרגה VI-IV; לפי הדרוג של Machette, 1985). שלושה אופקי הקלקריט התחתונים (C1-C3) חשופים במחצבות שנעשו במניפה ואילו העליון (C4) מצפה את גג המניפה הנוחת מערבה והוא הצעיר ביותר. כל אחד מהקלקריטים התפתח כאשר תהליך הצטברות הסדימנטים במניפה פסק למשך תקופה ארוכה (עשרות אלפי שנה לכל הפחות – שטובר, 2006) ואילו הקלקריט האחרון התפתח לאחר שנחל עמיק התחתר במניפה ויצר את האפיק הנוכחי.

ארבעה היפוכים מגנטיים נמצאו בארבעת יחידות הקלקריט. הדוגמאות נלקחו מתוך המטריקס הקרבונטי של אופק K2.2 המלכד את הסדימנטים האלוביאליים ולכן הן מייצגות את פרק הזמן שעבר מאז שפסקה הפעילות הפלוביאלית וההרבדה במניפה והתפתחה קרקע קרבונטית על פני המשטח הנטוש, ועד שחידוש ההרבדה כיסה את הקרקע והקלקריט שנוצר בסדימנט חדש.

הקלקריט העליון (C4), הנו בעל סיגנל מגנטי נורמלי ולכן נראה שהוא נוצר במהלך תקופת ה-Brunhes, שהחלה לפני 780,000 שנה. קלקריט C3 שמתחתיו הנו בעל סיגנל מגנטי הפוך, ולכן נוצר בתקופת ה-Matuyama, שהחלה לפני 2.58 מ"ש. בקלקריט C2 נמצא סיגנל נורמלי, והשאלה לאיזה תקופת היפוך מגנטית הוא משתייך – האם לתקופת ה-Gauss הקדומה יותר, שהחלה לפני 3.58 מ"ש, או שנוצר עדיין בתוך תקופת ה-Matuyama, וזאת מאחר שקיימים בתוכה שני היפוכים קצרים לסיגנל נורמלי: ה-Jaramilo שנמשך רק 80,000 שנה (לפני 1.07-0.99 מ"ש) והוא קצר מידי עבור יצירת

קלקריט בוגר בדרגה V; וה- Olduvai שנמשך 180,000 שנה (לפני 1.95-1.77 מ"ש).
והיה יכול להספיק ליצירתו (Gile, 1961; Gile et al., 1965). אם קלקריט C2 נוצר
ב- Olduvai אז הסיגנל ההפוך בקלקריט C1 נוצר בחלק התחתון של ה- Matuyama.
אם קלקריט C2 לא נוצר ב- Olduvai אז הסיגנל ההפוך בקלקריט C1 נוצר בתקופת ה-
Gilbert, דהיינו קדום ל- 3.58 מ"ש, אך לוח זמנים כזה שם את יצירת המניפה שבתחתית
המצוק בתוך הפליוקן, סמוך מאוד לזמן שבו הכרמל היה מוצף כולו בים. לכן אנו מעריכים
שגיל בסיס המניפה נמצא בטווח שבין 2.58-1.95 מ"ש.

בכל מקרה, המניפה מייצגת תקופה ארוכה בה הצטברו סדימנטים אלוביאליים בחזית
ההרים, כאשר רוב הזמן המניפה לא הייתה פעילה ונוצרו עליה קלקריטים. לא ברור עם
הפסקות הסדימנטציה במניפה מייצגות ארועים אקלימיים בהם לא היו שטפונות בנחלים,
או שניתן לייחס את נטישת המניפה או חלקים ממנה להסטת הערוץ הפעיל לשוליה.

בסיס המניפה מונח על מישטח הגידוד ברום של 30-35 מ', שנחשף בזמן בניית שכונת
שער העלייה על גבי שולי המניפה. לפיכך, גיל בסיס המניפה מאוחר למפלס הגידוד ויש
לכך השלכה על שיחזור ההיסטוריה של התרוממות הכרמל.

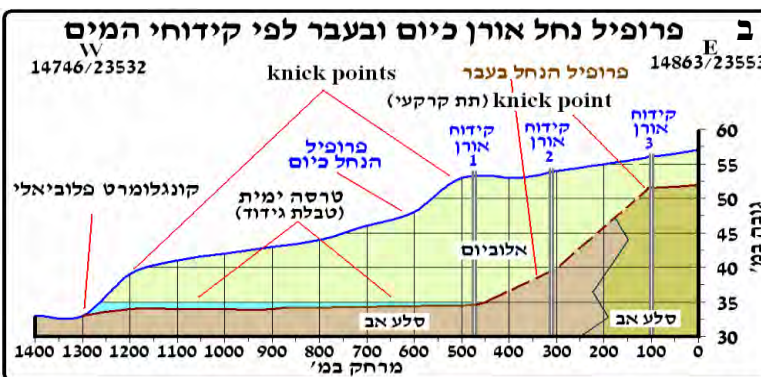
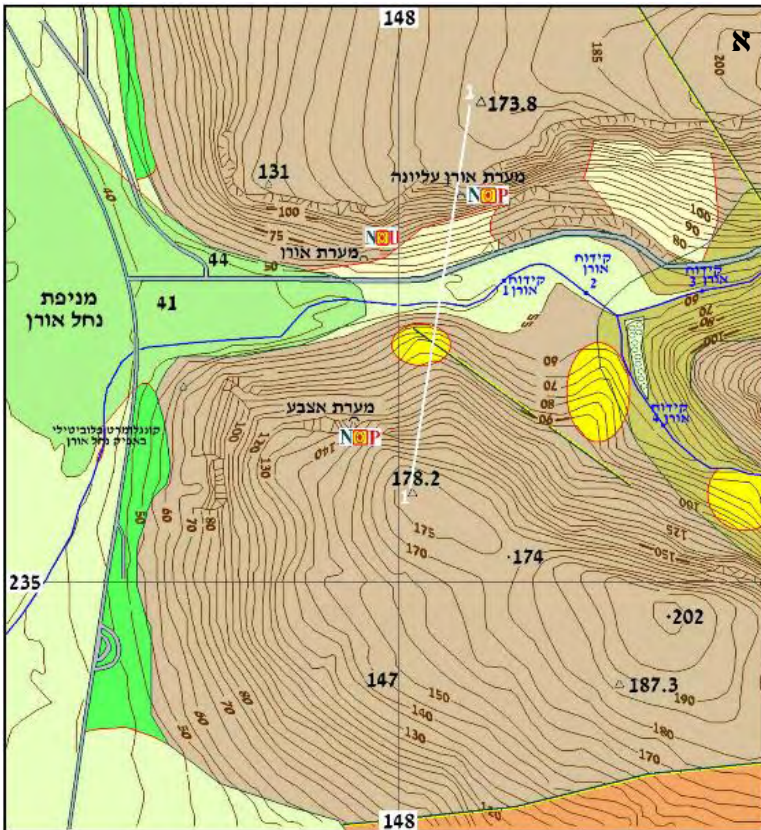
תחנה 3 – פיתחת נחל אורן (תרשים 13 א, ב, ג, ד)

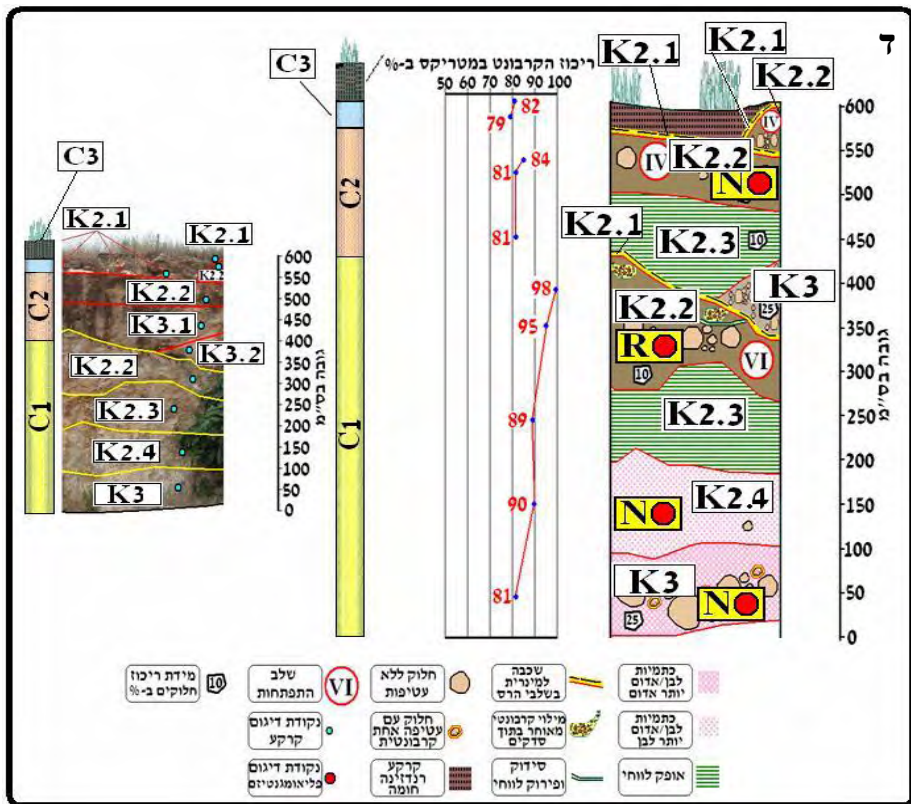
מפלסי נחל, אזורי נקע ובסיסי ניקוז: חלקו המערבי של נחל אורן שבתחומי הכרמל מציג
פרופיל מורכב המבטא את התאמת המערכת הנחלית לבסיסי הניקוז המשתנים. הפרופיל
מתבטא במגע של הערוץ המתחת בסלע התשתית הקרטיקוני. ניתן להבחין בשלשה
מקטעים המופרדים ע"י שני אזורי נקע (knick-zone), אחד מהם מזרחה לחזית הכרמל
המערבית והשני ממערב לה. במקטע המזרחי, נחל אורן זורם בערוץ צר על גבי תשתית
הסלע החשופה, כשהוא נוחת במתינות עד שהוא מגיע לרום של 50-60 מ' במערב
המקטע, בקידוח פלח (אורן) 3. מערבה לקידוחים אלו, עד לקידוח פלח (אורן) 2 בקירוב,
נמצא אזור נקע בצורה של מדרון קבור בגובה של כ- 20 מ'. בהמשך, מקידוח פלח (אורן)
1 ומערבה, נמצא המקטע המרכזי שרומו כ- 30-35 מ' כשהוא משתפל במתינות מערבה.
במקטע זה הערוץ הצר מתרחב לכדי עמק שרוחב קרקעיתו 100-300 מ', ותשתית הסלע

שלו קבורה מתחת לסדימנטים פלוביאליים בעובי של עד 20 מ' המתוארים בקידוח פלח (אורן) 1 כחלוקים וקרקע. מערבה יותר נמצא אזור הנקע השני. המיקום של גבול המזרחי לא ידוע, אך ראשו נמצא במרחק של פחות מ- 300 מ' ממערב לחזית ההרים. באזור הנקע, המגע של הסדימנטים הפלייסטוקנים עם סלע התשתית יורד לרום של 16 מ' במרחק של 300 מ' מערבה לחזית הכרמל המערבית (קידוח עתלית) ולרום של 4 מ' במרחק של 600 מ' (קידוח עתלית 362). מערבה יותר נמצא המקטע המערבי (שאינו ערוץ הנחל), שהוא מישור הגידוד של מישור החוף.

המקטע המזרחי נוצר כנראה בשיווי משקל עם בסיס הניקוז המבוטא ע"י הטרסה ברום 60 מ' הנמשכת לאורך הכרמל. המקטע המרכזי נוצר בשיווי משקל עם הטרסה ברום 30-35 מ'. יתכן שהעמק הרחב היווה מפרץ קטן שאליו נכנס הים ואזור הנקע המזרחי נוצר כמדרון גידוד. המדרון של אזור הנקע המערבי הוא מדרגת הגידוד המפרידה בין הטרסה של משטח הגידוד ברום 35 מ' למשטח הגידוד התחתון של מישור החוף הכרמל. מדרגה תת-קרקעית תלויה זו, שגובהה כ- 40 מ', נמשכת לכל אורך חזית הכרמל המערבית והיא יוצרת את השליש התחתון של המתלול המערבי של הכרמל, שנקבר ברובו ע"י הסדימנטים הפלייסטוקניים של מישור חוף הכרמל.

מישור גידוע בערוץ נחל אורן: כ- 50 מ' מערבית לחזית הכרמל המערבית, ברום של כ- 30 מ', מתחתר כיום אפיק נחל אורן במניפת הסחף הקדומה שלו וגודע אותה. מיכלסון (1970) מצא כי הקונגלומרט הנחשף באפיק בנוי מגיר, דולומיט ומעט צור, בעלי כדוריות בינונית עד טובה – אך ללא הכדוריות והברק המאפיינים חלוקי חוף, מעט גריט וחצץ ואולי רסיסי חומר וולקני, עד 5% גרגרי קוורץ, שפע רב של שברי וקליפות צדפים במצב שימור טוב וליכוד של חרסית חומה בהירה "מקולצטת לחלוטין". מיכלסון (1970) העריך שזהו מקום המפגש בין קו החוף הקדום ונחל אורן שהתנקז אליו במקום זה, ושזוהי הסיבה לקיומו של קונגלומרט נחלי שהצמנט המלכד שלו מכיל פאונה ימית. יתכן שקונגלומרט זה מונח על משטח הגידוד של 35 מ' הנמשך לתוך הפתחה של נחל אורן. מערבית למחשוף





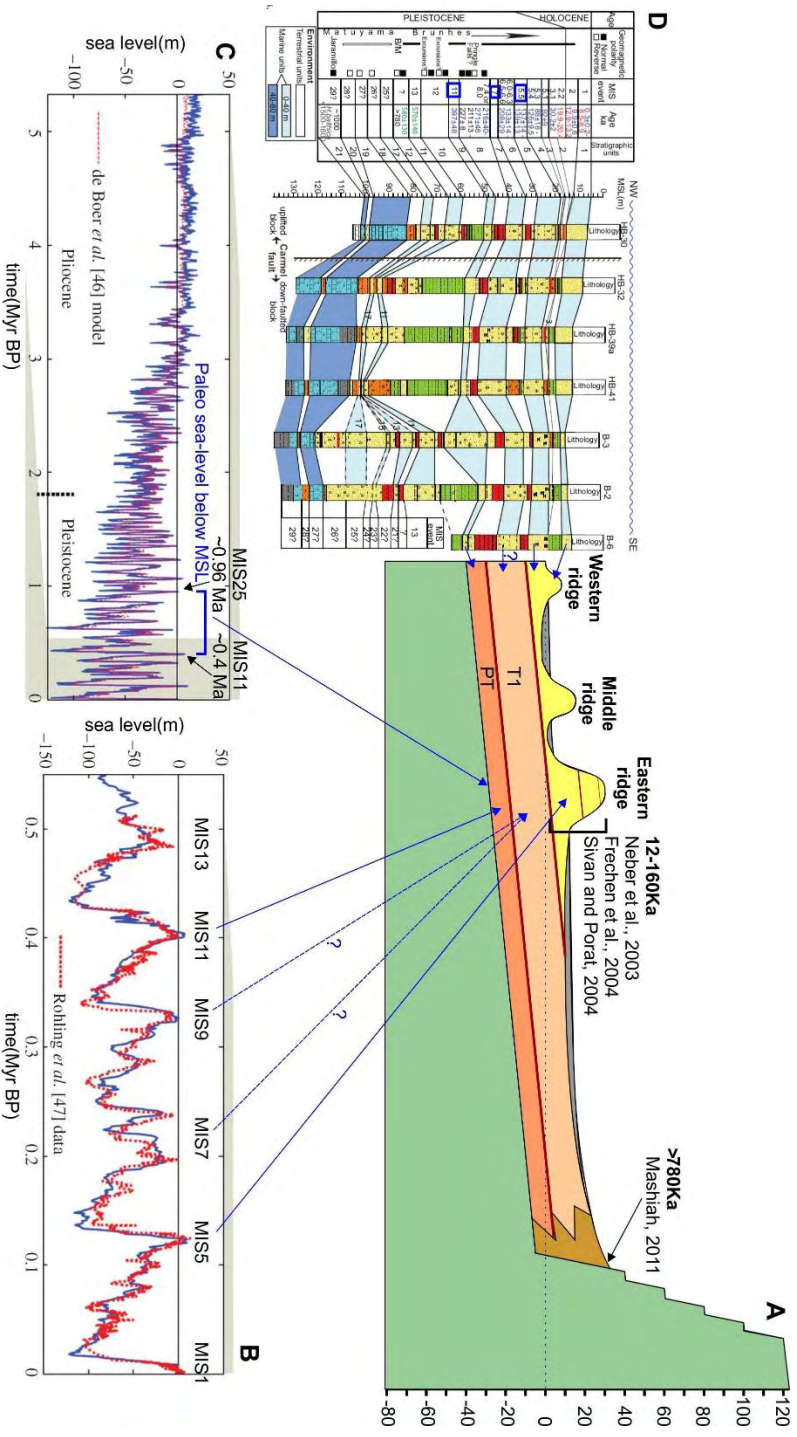
תרשים 13: מניפת נחל אורן: מפת המניפה (א), וחתך לאורך ערוץ הנחל (ב), אחרי משיח (2011).
 ג – הקונגלומרט באפיק נחל אורן. ד. – חתך ביחידות הקלקריט בקולוביום שמדרום לפתחת נחל אורן, אחרי משיח (2011). ראה דיון בתחנה 3 בנוגע לגילי הסיגנלים.

זה (ממערב ובצמוד לכביש הגישה אל כלא 6) נמצאו מחשופים קטנים של כורכר שמוצאם ושיוכם אינם ברורים.

קולוביום בחזית הכרמל: כ- 400 מ' דרומית למחשוף של מישור הגידוד, בתוך אתר של תחנת דלק שנחצב אל תוך המתלול המערבי של הכרמל, נחשף קולוביום שהצטבר על גבי המתלול. שולי הקולוביום נמצאים ברום זהה לזה של מחשוף הנחל הסמוך ועקב הקרבה ביניהם ונראה שבסיסו מתלכד עם משטח הגידוד ברום 30-35 מ'. הקולוביום תואר על ידי משיח (2011) שזיהה בו שלוש יחידות קולוביאליות המונחות באי התאמה האחת על השנייה ומלוכדות על ידי שלושה דורות של קלקריטים בוגרים (דרגות V-VI). בחתך נמצאו שלושה היפוכים מגנטיים (N-R-N). שני היפוכים נמצאו בקלקריט התחתון: N בבסיס ו R בגג, ובקלקריט שמעליו נמצא סינגל נורמלי, המייצג לדעת משיח את תקופת ה Brunhes (780,000 שנה). בהנחה שהסינגל ההפוך בגג הקלקריט התחתון נוצר בתקופת ה- Matuyama, שהחלה לפני 2.58 מ"ש, הסינגל הנורמלי שבתחתית הקלקריט התחתון נוצר בתקופת ה- Olduvai שנמשך 180,000 שנה (לפני 1.77-1.95 מ"ש) (ראה תחנה 2 לעיל). הקולוביום מצביע על תקופת יציבות ארוכה בה הצטברו דורות של סחף מדרוני בחזית הכרמל שנשענו על מדרגת הגידוד ברום 30-35 מ'. למעשה, גם כיום מהווה קו החוף של 35 מ' את הבסיס עליו נשענים סדימנטים מדרוניים באזור זה.

תחנה 4 – תצפית מערבה על מישור חוף הכרמל – גיל הפסקת התרוממות הכרמל (תרשימים 3, 8 ו-14)

במהלך תחנות הסיוור נצפו עד כה על גבי המתלול המערבי של הכרמל טרסות גידוד ברומים שונים. העליונה מביניהן, בגבעת עדן שבגג המתלול, היא ברום של 130 מ', והתחתונה מביניהן, ברום של 35-45 מ', נמצאת בבסיס המתלול המערבי החשוף של הכרמל. אך החלק החשוף מהווה רק שני שלישי מגובהו המלא של המתלול, שבסיסו עוצב ע"י משטח הגידוד התחתון ונמצא ברום של 0 עד 10- מ', ו- 40 המטרים התחתונים שלו קבורים בעומק רדוד מתחת לסדימנטים הפלייסטוקניים של מזרח מישור חוף הכרמל.



משטח זה היווה את בסיס הניקוז של הערוץ הקדום של נחל דליה שמתחתנו, המתחתר בסלע התשתית הקרטיקוני ומכוסה כיום באלוביום, במוצאו מהכרמל (מיכלסון, 1970). משטח הגידוד התחתון מבטא את הפסקת ההתרוממות, שאם לא כן היה נוצר מתחתיו משטח גידוד נמוך יותר שהיה מוחק אותו באופן מלא או חלקי. גיל הסדימנטים המונחים על משטח הגידוד התחתון, ולפיכך תוחמים את הפסקת ההתרוממות של הכרמל, הוא נושא תחנה זו. גיל היחידות השונות ייבחן להלן מהיחידות העליונות והצעירות אל היחידות העמוקות והעתיקות יותר.

תיחום גיל הפסקת התרוממות הכרמל לפי סלעים מתוארכים

יחידות הכורכר העתיקות ביותר שתוארכו במישור חוף הכרמל הן בנות 160 ± 40 Ka (Sivan and Porat, 2004; Frechen et al., 2004; Neber et al., 2003), והם הורבדו החל מסוף תקופת הקרח MIS6 ותחילת התקופה הבין קרחונית (MIS5). לפיכך, יחידת כורכר זאת מהווה גבול זמן עליון ליחידות העמוקות יותר – P.T. ו-T1 והקרקעות שעליהן – הקבורות בדרום חוף הכרמל.

מיכלסון (1970) ציין כי תפוצתו של פורמיניפר בנתוני *Marginopora sp.* (Amphisorus sp.) מוגבלת ליחידה T1 וליחידה T2 שמעליה, אך שהוא אינו מצוי ביחידות שמתחת ומעל. אביטל (2002) נקבה בשם המין הספציפי (*Amphisorus hemprichii*) ומצאה כי טווח הופעתו מוגבלת לטרנסגרסיות של MIS 5 ו-7 וקרוב לוודאי גם 9. לפיכך, גיל בסיס יחידה T1 שבה מופיע לראשונה מין זה שקע כפי הנראה לכל המאוחר במהלך ההצפה של MIS7 לפני כ-240Ka, ואולי אף במהלך ההצפה של MIS9 לפני כ-330Ka, דבר הנתמך גם בשיקולים נוספים שיוצגו להלן. גיל זה מהווה גבול זמן עליון ליחידת P.T.

חסם עליון לגיל הפסקת התרוממות הכרמל לפי גיל משוער ליחידת P.T.

יחידה PT מהווה גבול גיל עליון ליצירת משטח הגידוד התחתון. משטח זה צעיר ליצירת משטח הגידוד של 35 מ' שגילו נקבע באמצעות היפוכים מגנטיים לטווח שבין 1.77-2.35 מ"ש. לפיכך, גיל יצירת משטח הגידוד התחתון המסמן את הפסקת ההתרוממות מאוחר

לטווח גיל זה, וקדום להופעת ה- *Marginopora* (המין *Amphisorus hemprichii*) בים התיכון, כלומר, להצפה של MIS9.

ניסיון לקבוע טווח גיל צר יותר למשטח הגידוד התחתון וליחידה P.T., הסתמך על זיהוי ההצפה שבה הם נוצרו. מאחר שמשטח הגידוד התחתון מבטא את הפסקת ההתרוממות של הכרמל ומישור החוף שלו, הרי שיחידה P.T., שבמזרח מישור החוף מגיעה לרום של 0-10 מ', הייתה חייבת לשקוע בהצפה שרומה עלה על מפלס הים הנוכחי. קביעת הגיל להלן מתבססת על שלוש הנחות. הנחה אחת היא שמאחר שהקרקעות שהתפתחו על גבי היחידות PT ו-T1 משתרעות בצורה רציפה במרחב הרי שלא התרחש גידוע משמעותי, ימי או יבשתי, של החתך, והוא מבטא רצף של כל אירועי ההשקעה שהתרחשו במישור חוף הכרמל מאז גמר עיצובו של משטח הגידוד התחתון. הנחת העבודה השנייה היא שיחידת P.T. שקעה בסביבה ימית, כפי שניתן להסיק מהפאונה הימית, מהמיקרופאציאס שבה ומהשתרעותה שוות העובי בקירוב. ההנחה השלישית היא שמישור חוף הכרמל, שהיה במשטר התרוממות במהלך הפלייסטוקן התחתון, לא השתפל מאז יצירתו, ולכן שקיעת היחידות האלו ברום העולה על מפלס הים הנוכחי התרחשה במפלסי ים גבוהים ממפלס הים הנוכחי.

מפלס הים במהלך הפלייסטוקן התיכון-מאוחר היה רוב הזמן נמוך ממפלס הים הנוכחי, בשיעור שנע בין עשרות מטרים למעל ל- 100 מ'. עליית פני הים המשמעותית ביותר מעל למפלס הים הנוכחי (כ- 10 מ') ארעה בסביבות 400ka במהלך התקופה הבין-קרחונית MIS11c. עליות פני ים במהלך התקופות הבן-קרחוניות MIS9e ו-MIS7 לא עברו את מפלס הים הנוכחי (e.g., Waelbroeck et al., 2002; Berger and Wefer, 2003; Olson and Hearty, 2009; Bowen, 2010; Rohling et al., 2010). קשורה ליחידה T1, ועליית מפלס הים הגדולה ב-MIS5 קשורה לשקיעת הכורכרים העליונים. לכן, אנו מניחים שהיחידה P.T. יכלה לשקוע רק בתקופה הבין-קרחונית MIS11c, שגילה כ- 400Ka, וגיל זה מהווה חסם עליון להפסקת ההתרוממות של הכרמל. היחידה יכלה אמנם לשקוע גם במפלסי הים הגבוהים שהתקיימו לפני כ- 1 מ"ש,

אך תרחיש זה פחות סביר כיוון שההצפה של MIS11c הייתה מגדדת במקרה כזה את היחידה, ולכל הפחות מסירה את אופק הקרקע שבגגה.

קיים דמיון בטווח הגילים בין רצף היחידות העליונות בחוף הכרמל לחתך של מפרץ חיפה שנחקר ע"י Avnaim-Katab et al. (2012). בקורלציה שהציגו בר וזילברמן (2016), היחידה שמקבילה ליחידת P.T. במישור חוף הכרמל היא יחידת אח"ג הימית (יחידה 9) שגילה נקבע ל- MIS11.

קצבי ההתרוממות של הכרמל כבסיס להערכת גיל הפסקת ההתרוממות שלו

ניסיון לקבוע את הטווח של קצב התרוממות הכרמל מתבסס על נתוני גיל מרומים שונים.

1. קו החוף של הים שבו שקע החתך הפליוקני במחצבת נשר (Zilberman et al., 2010): החתך מורכב מתערובת של סדימנטים ימיים אוטוכטונים דקי גרגר ו- mass transport deposit אלוכטוני שמקורו במדרונות הגבוהים יותר של הכרמל. עובי החתך כ- 70 מ'. בסיס המחשוף (בסיס החתך אינו חשוף) נמצא ברום 20 מ' וגגו ברום של כ- 90 מ'. החתך ממלא תעלה ארוזיבית תת-ימית שהתחתרה במדרון הצפון מזרחי של הכרמל, מדרום להעתק יגור (הכרמל), והורם לאחר הרבדתו יחד עם בלוק הכרמל. גיל החתך מוקדם להופעת המין *G. margaritae* (החסרה בחתך במחצבה) ומגדירה את ביוזון mpl2 שגיל בסיסו 5.1 מ"ש. לכן החתך במחצבה כלול בביוזון הקודם להופעתה - mpl1, הנמשך מסוף המסיניאן ועד 5.1 מ"ש. הפאונה האוטוכטונית של החתך מצביעה על שקיעה בים שעומקו לכל הפחות 200 מ', דהיינו שקו החוף שהתקיים אז נמצא כיום ברום של לכל הפחות 300 מ'. קו חוף ברום כזה מתלכד עם משטח הגידוד העליון של השפלה הנמוכה (משטח אחוזה) שרומו כ- 300 מ', שנוצר בזמן ההצפה של תחילת הפליוקן, במהלך ביוזון mpl1. ברמות מנשה נמצא קונגלומרט חופי (Beach Rock) שמיוחס להצפה של תחילת הפליוקן ברום 325 מ' (בר וזילברמן, 2016).

2. טרסת הגידוד ברום ~35 מ': כאמור, גיל מניפות הסחף והקולוביום שהצטברו על גבי הטרסה ותוחמים את גיל יצירתה הינו לכל המאוחר 1.77 מ"ש (Olduvai), אך יכולים להיות עתיקים יותר, בגיל 2.58 מ"ש ומטה (Gauss).

3. יחידת P.T. על גבי משטח הגידוד התחתון, ברום 0-10 מ' (למרגלות מתלול הכרמל המערבי): כפי שתואר לעיל, היחידה הורבדה ככל הנראה במהלך MIS11 וגילה כ- 400 Ka.

טבלה 3: קצבי התרוממות הכרמל (הסבר לפרמטרים מוצגים בטקסט לעיל)

הערכת קצב התרוממות הכרמל	גיל גבול תחתון (מ"ש)	גיל גבול עליון	רום לחישוב עבור גיל תחתון	רום לחישוב עבור גיל עליון	שיעור התרוממות למסגרת זמן	קצב מ' /שנה	קצב מ"מ /שנה
קצב מינימלי	5.1	0.4 – גיל יחידת P.T. על משטח הגידוד התחתון	~300 מ'	~0	300 מ' ל- 4.7 מ"ש.	$6 \cdot 10^{-5}$	0.06
קצב ביניים	5.1	1.77 – גיל מקסימום לקלקריט על טרסה	~300 מ'	35 מ'	265 מ' ל- 3.3 מ"ש	$8 \cdot 10^{-5}$	0.08
קצב מקסימלי	5.1	2.58 – גיל מינימום לקלקריט על טרסה	~300 מ'	35 מ'	265 מ' ל- 2.5 מ"ש	$1 \cdot 10^{-4}$	0.1

נתונים אלו מאפשרים הערכה של קצב ההתרוממות המינימלי והמקסימלי של הכרמל (טבלה 3). לפי הנתונים הידועים כיום, בהנחה של קצב התרוממות קבוע, הכרמל התרומם בקצב שנע בין 0.06-0.1 מ"מ/שנה. במידה והכרמל לא החל להתרומם מיד לאחר 5.1 מ"ש, קצב ההתרוממות המקסימלי עשוי להיות מעט גבוה יותר.

גיל הפסקת התרוממות הכרמל לפי קצבי ההתרוממות

שיעור ההרמה הכולל של הכרמל מאז תחילת הפליוקן היה כ- 300 מ'. ההתרוממות החלה לפני כ- 5.1 מ"ש, מ' כשבמהלך הפליוקן עוצבו משטחי השפלה הנמוכה הרחבים המשתרעים בין רכס רום הכרמל ממזרח לבין המתלול המערבי של הכרמל. לאחר התרוממות של כ- 170 מ' התחיל העיצוב של מתלול הכרמל המערבי. לפי קצבי

ההתרוממות המחושבים (טבלה 4), ובהנחה של קצב התרוממות קבוע, משטח עדן, המסמן את גג המתלול המערבי של הכרמל, נוצר בין 2.3-3.4 מ"ש, דהיינו בקירוב גס במעבר בין הפליוקן לפלייסטוקן. במהלך הפלייסטוקן המוקדם התרומם הכרמל בכ- 130 מ', תוך כדי גידוד של אזור מישור חוף הכרמל ועיצוב מתלול הכרמל המערבי, עליו נותרו שרידים לקווי החוף בצורת טרסות צרות. לפי קצבי ההתרוממות המחושבים התרוממות הכרמל דעכה בין 1.1-2.2 מ"ש. יש לציין ש-Avnaim-Katab et al. (2012) העריכו את גילו של מישור הגידוע הפלייסטוקני של שולי הכרמל בעמק זבולון בכ- 1 מיליון שנה.

טבלה 4: הערכות גיל לשלבי התרוממות הכרמל

משך זמן ו/או גיל עבור:	גיל תחילת ההתרוממות (מ"ש)	קצב מינימלי-מ"מ/שנה	קצב מקסימלי-מ"מ/שנה	שיעור התרוממות (מ')	טווח משך הזמן להתרוממות (מ"ש)	טווח גיל (מ"ש)
תחילת גידוד גג מתלול הכרמל המערבי (~130 מ')	5.1 (ברום ~300 מ')	$6 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	~170	2.8-1.7	3.4-2.3
התרוממות הכרמל בין הטרסה ברום 35 מ' למשטח הגידוד התחתון ברום 0 מ' (הפסקת ההתרוממות)	2.58-1.77 (לפי גיל הקלקריטים על הטרסה)	"	"	~40	0.67-0.4	2.2-1.1
יצירת המדרגות בגובה 20 מ' המפרידות בין טרסות הגידוד במתלול הכרמל	"	"	"	~20 מ'	0.33-0.2	

היחס בין קצבי התרוממות הכרמל לקצבי ההצפה והגידוד

1. קצבי ההתרוממות נמוכים ב- 4-1 סדרי גודל מקצבי הגידוד. לכן, המרווחים שבין טרסות הגידוד במתלול הכרמל המערבי מוכתבים ע"י אירועי ההצפות ולא ע"י קצב ההתרוממות של הכרמל.

2. המדרגות בגובה 20 מ' שמפרידות בין טרסות הגידוד מחייבות שההצפות שהיו יכולות לייצר טרסות רחבות לא הגיעו עד למתלול הכרמל במשך 200-300 א"ש.

3. התרוממות העולה על מטרים ספורים תמנע יצירת טרסות גידוד רחבות, ולכן תהליך הגידוד שלהם היה צריך להימשך לא יותר מעשרות אלפי שנה בודדות. מאידך, הצפות מהירות שהתרחשו במהלך אלפי שנה בודדים בלבד לא היו יכולות לגדד את כל מישור חוף הכרמל, להגיע עד המתלול, ולעצב בו טרסות רחבות. מגבלות אלו מגדירות את רוחב האמפליטודה של ההצפות שיצרו את טרסות הגידוד הרחבות.

4. בהנחה שכל משטח שגידד את מישור חוף הכרמל והגיע עד למתלול הכרמל המערבי היה דומה למשטח הגידוד התחתון, גובה האמפליטודה של ההצפות שגידדו את המשטחים היה צריך להיות לכל הפחות 40 מ', שהוא הפרש הגובה שבין מזרח ומערב משטח הגידוד התחתון. ויתכן שאף יותר, באם תחילת גידוד המשטחים היה מערבה לקו החוף הנוכחי.

תחנה 5 – גבעת עדן

טרסת גידוד בגבעת עדן (תרשים 15)

בשכונת גבעת עדן, בגובה 125 מ' מעל פני הים, בתוך מטע זיתים קטן הנמצא בין בתי השכונה, נחשף משטח הבנוי מסדימנטים ביוקלסטיים חוליים המכילים גם גרגירי קוורץ (4-5%). אבני חול אלה מכילים חלוקי חוף רבים, צורניים ברובם, וכן מאסף של שרידי פאונה בנטונית ימית שהוגדרה על ידי פרופ. רייס ויוחסה על ידי מיכלסון (1970) לתקופת הקלבריאן (פלייסטוקן מוקדם). בבדיקה חוזרת של דוגמאות מאתר זה במכון הגיאולוגי נמצאה פאונה בנתונית, שאינה אינדיקטיבית לגיל (פרליס, דברים בע"פ). שרידים מעטים של סלעים חופיים ביוקלסטים, הכוללים אבן חול גירית שבתוכה משובץ חלוק של א"ח גירית, נמצאו גם בפארק ברומ 131 מ' ממזרח למחשוף שברום 125 מ'. סדימנטים אלו מעידים על המוצא הימי של רצועות משטחי הגידוע הנמשכים ברומים אלו באופן מקוטע לכל אורך גג הכרמל.



תרשים 15: סדימנטים חופיים בגבעת עדן. א – חלוקי חוף פזורים ומלוכדים באבן חול גירית ברום 125. ב – אבן חול גירית עם חלוקים ברום 131 מ'.

תצפית מורחבת אל רמות מנשה והקצה הצפוני של שדרת ההר (תרשימים 5 ו-6) פני השטח של רמות מנשה עוצבו ע"י משטח הגידוד של השפלה הנמוכה בפליוקן המוקדם ומעליו הורבדה תצורת פלשת הפליוקנית. המשטח הרחב נטוי במתינות ונמשך ברציפות מערבה, כשהוא גודע את גג דרום הכרמל ונמשך ברצועה צרה צפונה לאורך המדרונות המערביים. רציפות מישור גידוד זה מצביעה על כך ששדרת ההר של מרכז ישראל והכרמל התרוממו יחדיו והם מהווים בלוק טקטוני ומורפולוגי רציף (Zilberman et al., 2010; Gvirtzman et al., 2011). משטחי הגידוע בכרמל ורמות מנשה והקורלציה ביניהם מתוארות בהרחבה אצל משיח (2011) ובר וזילברמן (2016).

התרוממות שדרת ההר של מרכז ישראל לאחר השקעת תצורת פלשת הפליוקנית דחקה את קו החוף משולי הרי יהודה אל שולי השפלה הנמוכה, ותהליכי ההצפה הפלייסטוקניים היו מוגבלים מאז רק לרצועת מישור החוף. לכן בר (2009) ו-Bar et al. (2016) העריכו שההתרוממות התרחשה בפליוקן המאוחר ויתכן שגלשה אל הפלייסטוקן המוקדם, אך התרחשה עוד לפני השקעת הסדימנטים הפלייסטוקניים במישור החוף. התצפיות בכרמל מאפשרות לשחזר את שלבי ההרמה וההיסטוריה הטקטונית של שדרת ההר במהלך הפלייסטוקן המוקדם והתיכון, ולהגדיר גבול עליון לתהליך ההתרוממות.

תחנה 6 – תצפית על העתק אור-עקיבא (תרשימים 16, 17, 18, 19)

מעברו הדרומי של העתק אור-עקיבא נמצא קער חדרה המהווה את המשכו של קער רמות מנשה; מבנה קיסריה, הניצב אל מול הכרמל; והקצה הצפוני של מישור החוף הניצב אל מול מישור חוף הכרמל. מאז תחילת הפעילות הניאוגנית לאורך העתק אור-עקיבא הוא שימש כגבול חופשי בין בלוקים שנעים במגמות הפוכות – הכרמל המתרומם מצפון ומישור החוף המשתפל מדרום. ההשתפלות של הבלוק שמדרום להעתק מבטאת את ההיסטוריה הטקטונית והסדימנטרית של צפון מישור החוף.

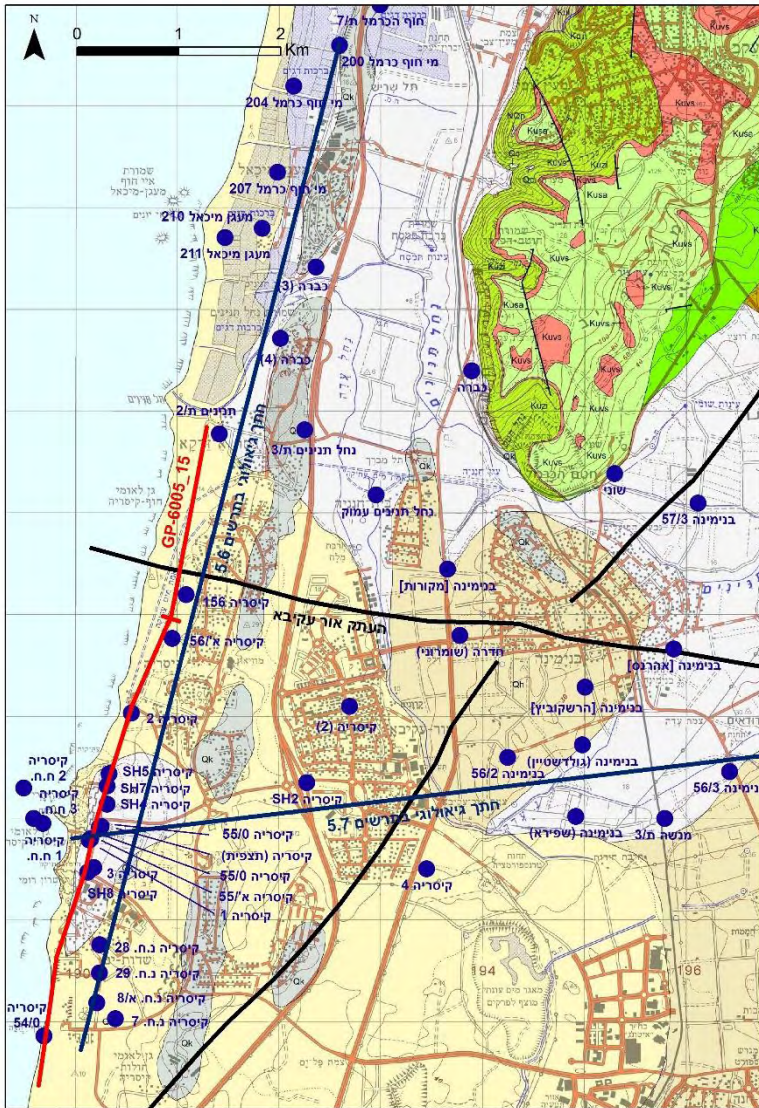
במסגרת מחקר שמטרתו הייתה שחזור ההיסטוריה הגיאולוגית של העתק אור-עקיבא (בר וזילברמן, 2016), בוצע ע"י המכון הגיאופיסי לישראל סקר רפלקציה סייסמית בהפרדה גבוהה (אינטרוולים של 5 מ') החוצה את העתק אור-עקיבא. אורך הקו, שמספרו

GP-6005_15, הוא 2,093 מ', כיוונו הכללי הוא דרום-צפון, והוא נמשך במרחק של עשרות עד מאות מטרים מקו החוף. המכון הגיאופיסי הכין בנוסף גם קו משולב, שבו שילב את קו זה עם קו ישן שמספרו EC-3713 ושנמשך דרומה יותר. דו"ח מפורט של המכון הגיאופיסי וכן הסבר מפורט לאופן הפענוח של הקווים מופיע אצל בר וזילברמן (2016).

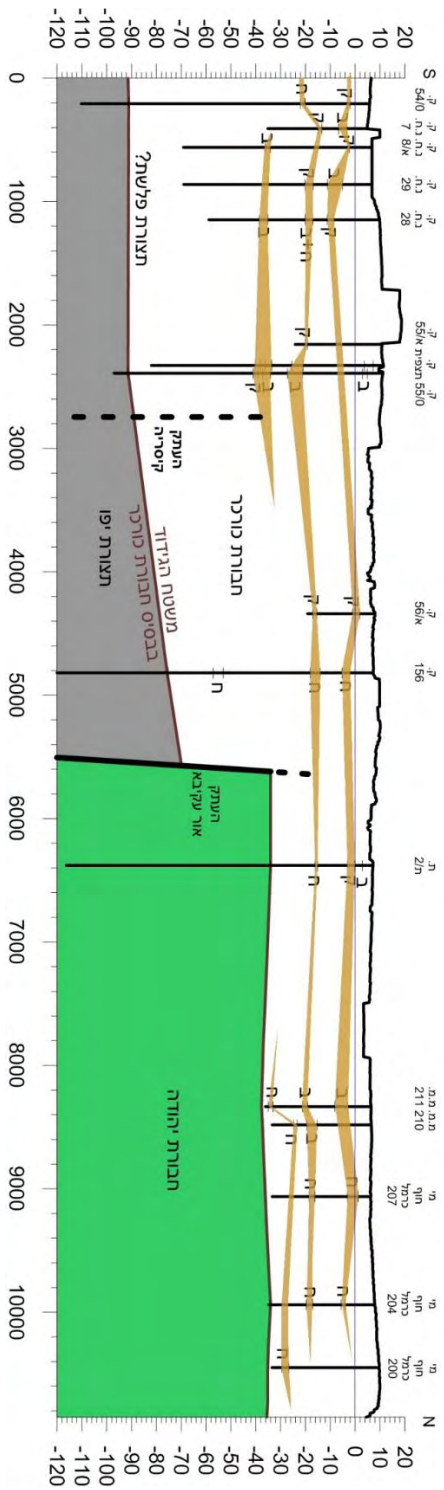
בנוסף, הוכנו שני חתכים גיאולוגיים רדודים ברזולוציה גבוהה של החתך הפלייסטוקני, חתך באורך 10.4 ק"מ בכיוון צפון-דרום חצה את העתק אור עקיבא והסתמך על בחינה מחודשת של נתוני קידוחים ועל זיהוי אופקי קרקעות. חתך באורך 9 ק"מ בכיוון מזרח-מערב הוכן מדרום להעתק אור-עקיבא והתבסס על לוגים של קידוחי מים הכוללים הגדרות גיל פלאונטולוגיות. אופן ניתוח הקידוחים, הקורלציה ביניהם והכנת החתך מתוארים אצל בר וזילברמן (2016).

פענוח החתכים הסייסמיים מראה כי מבנה קיסריה, המהווה את קצהו הדרומי של רכס הכרמל, מועתק ומונמך ע"י העתק אור-עקיבא. מבנה הכרמל ומבנה קיסריה היוו עד הפליוקן קמר אחד רציף, אך פעילות טקטונית מאוחרת הנמיכה לאחר מכן את צידו הדרומי של העתק אור-עקיבא ויצרה בין שני המבנים את גרבן/סינקלינת אור-עקיבא. על גבי גרבן/סינקלינת אור-עקיבא ומבנה קיסריה ניתן לזהות בחתכים הסייסמיים משטח גידוע בבסיס החתך הפליוקני. אנו מעריכים שמשטח זה היה חלק ממשטח השפלה הנמוכה עליו מונחת תצורת פלשת שנצפה בתחנות הקודמות בכרמל וברמות מנשה (משטח אחוזה). לכן, נראה שמשטח גידוד זה נמשך בזמן יצירתו ברציפות מערבה לפחות עד קו החוף של היום ומכאן ניתן להניח שההסטה על ההעתק מאוחרת ליצירתו בפליוקן המוקדם.

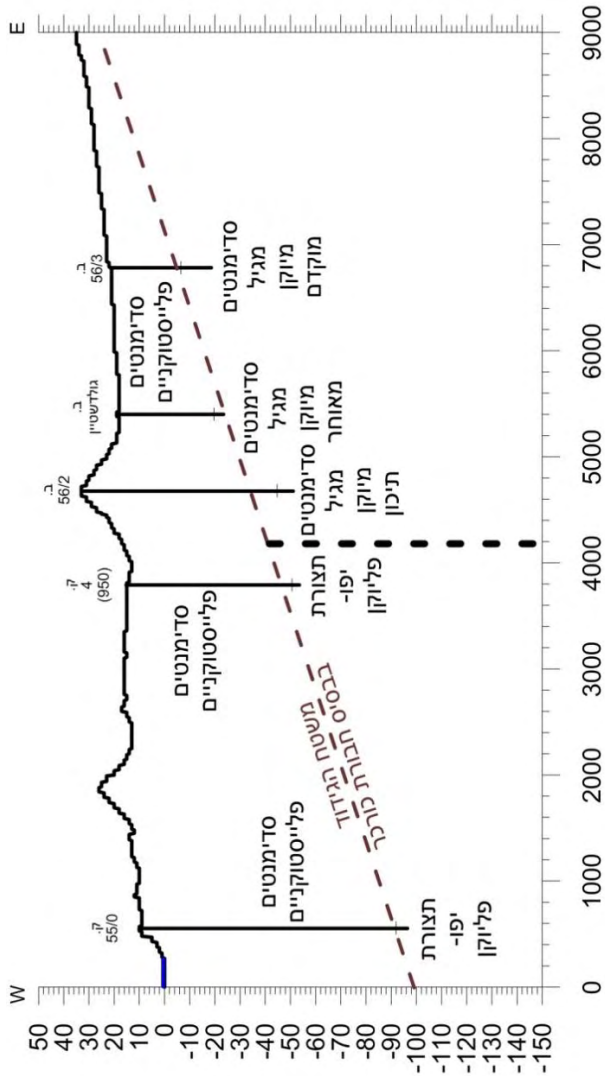
הפענוח מצביע על שתי פאזות פעילות טקטוניות: הפעילות העיקרית על ההעתק החלה בתחילת הפליוקן ונמשכה לרוב אורכו, כשהיא מלווה בקימוט מתמשך של החתך הפליוקני שהצטבר מדרום להעתק. עוביו של חתך זה מצטמצם לעבר שולי הסינקלינה והוא כולל בתוכו תעלות תת-ימיות קטנות. שיעור ההעתקה האנכית לאורך ההעתק בפאזה טקטונית



תרשים 16: מפת קידוחים, קווים סייסימיים ותחכים גיאולוגיים באזור העתק אור-עקיבא, מתוך בר וזילברמן (2016), על רקע מפה גיאולוגית (סנה וחובריו, 1996). בריבוע הקטן מפה גיאולוגית של אזור זיכרון יעקב (שגב ושש, 2009), מצפון למיקום המסומן בחץ שחור גדול. Klya – תצורת יגור; Kurtm – טוף מהר"ל; Kui – תצורת עספאי; Kutt – טוף טווסים; Kizi – תצורת זיכרון; Kuvs – וולקני שפיה; Kusa – תצורת סחנין; Kub – תצורת בינה. הקו האדום הוא הקו הסייסמי המשולב, והקטע הקצר בתוכו משתייך לקו GP-6005_15



תרישים 18: חתך גיאולוגי רדוד לדרת העתק אור-עקיבא והעתק קיסריה, מתוך בר ווילברמן (2016). מיקום החתך מוצג בתרשים 16. החתך מובסס על חלוקה סטראטיגרפית של הקידוחים המוצגת אצל בר ווילברמן (2016). נפים חומים מייצגים פני שטח קדומים שמוכסים בקרקעית. קיצור שמות הקידוחים: קי-קיסריה, מגי-מגען מיכאל, קיצור שמות ההרפת בקידוחים: ק-קרקע, ח-חמרית, ב-ביצה. סקלת אופקית (מרחק) ואנכית (רום טופוגרפי) מוצגת במטרם. קי-קיסריה, מגי-מגען מיכאל, קיצור שמות ההרפת בקידוחים: ק-קרקע, ח-חמרית, ב-ביצה. סקלת אופקית (מרחק) ואנכית (רום טופוגרפי) מוצגת במטרם.



תרשים 19: חתך גיאולוגי רדוד לרוחב צפון מישור החוף, מתוך בר וזילברמן (2016). מיקום החתך מוצג בתרשים 16. החתך מבוסס על קידוחי מים שקיימים עבורם הגדרות גיל פליאונטולוגיות במאגר הנתונים של המכון הגיאולוגי. קיצור שמות הקידוחים: ק. = קיסריה, ב. = בנימינה. קידוח קיסריה 4 מושלך צפונה אל קו החתך בשיעור של כ- 950 מ'. סקלת אופקית (מרחק) ואנכית (רום טופוגרפי) מוצגת במטרים. קו שחור עבה מקווקו מציינ מיקומו של העתק אפשרי בגבול בין מבנה קיסריה לסינקלינת חדרה, המנמיך את הבלוק שממערב לו, הכולל סדימנטים פליוקניים, ביחס לבלוק ממזרח לו, הכולל סדימנטים מיוקניים, ושפעילותו קדומה למשטח הגידוד בבסיס חבורת כורכר

זאת היה כ- 350 מ'. גג החתך הפליוקני המקומט גדוע על ידי מישור גידוד אופקי עליו מונח החתך הפלייסטוקני. מישור גידוד זה מועתק בשיעור של כ- 70 מ' כפי שמשקפת התעבות החתך הפלייסטוקני מדרום להעתק ושינוי הפאציאס מיבשתי בצפון לימי בדרומו (מיכלסון, 1970). את סיום הפעילות על ההעתק תוחמים אופקי קרקעות שאינם מועתקים על ידו, המשולבים בחתך פלייסטוקני שגילו 160Ka ואולי אף 400Ka.

בחלוקת התנועה היחסית שבין הבלוקים משני צדדי ההעתק לתנועה מוחלטת, נראה שכמחצית מהתנועה (כ- 200 מ') נבעה מהתרוממות של הכרמל ומישור הגידוד הפליוקני שבראשו, והיתרה (כ- 150 מ') נבעה מהשתפלות של צפון מישור החוף (בר וזילברמן, 2016).

כאמור, פאזת ההתרוממות של שדרת ההר המאוחרת לתצורת פלשת הפליוקנית הייתה משולבת בהטיה טקטונית מערבה של כל החלק המערבי של מרכז ישראל. מאחר שההתרוממות נמשכה עד הפלייסטוקן התיכון, נראה שההטיה מערבה שפעלה במקביל נמשכה אל תחום מישור החוף ואפשרה שם את הצטברות היתד של הסדימנטים הפלייסטוקניים. היסטוריית הפעילות לאורך העתק אור-עקיבא תומכת בהצעה זו. העתק אור-עקיבא מנתק את הרציפות המרחבית בין שדרת ההר המתרוממת לבין מישור החוף המשתפל, ומאפשר להם תנועה מנוגדת זה לצד זה, ובכך מזמן לנו אפשרות לצפות במקום אחד במרכיבי הפאזה הטקטונית האחרונה שהשפיעה על מרחב ישראל.

מקורות

- אביטל, א., 2002. שחזור ההיסטוריה הגיאולוגית של דרום מדף היבשת בפליוקן העליון, בפלייסטוקן ובהולוקן עפ"י סדימנטים ופאונה מקידוחים ימיים באזור אשקלון. עבודת גמר, אוניברסיטת בן גוריון בנגב.
- אדלר, א., 1985. רכסי הכורכר התת ימיים בחוף הכרמל הצפוני. עבודת גמר, אוניברסיטת חיפה, 106 עמ'.
- אכמון, מ., 1986. שבר הגבול של הכרמל בין יקנעם לנשר. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, 56 עמ'.
- ארד, א., 1955. הגיאולוגיה של הרי-אפרים. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, 42 עמ'.
- אשקר, ל., 2009. המורפוטקטוניקה של העתק הכרמל. עבודת גמר, אוניברסיטת חיפה.
- ביין, ע., 1974. התפתחויות שונות בחבורה יהודה, בכרמל ובשפלת החוף, ישראל. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, 154 עמ'.
- בן-גיא, י., 1989. שברי הגבול של מבנה הכרמל במדף היבשת של צפון ישראל. עבודת גמר, אוניברסיטת תל אביב, 74 עמ'.
- בן-גיא י., פליישר ל., גולדברג א., גנדלר מ., גפסו ר., גבירצמן ח., דפני א., שטיינברג ג., 2007. פיתוח מודל הידרוגיאולוגי לאקוויפר ירקון- תנינים, שלד סטרוקטוראלי וליתופציאלי. דו"ח 425/255/07, המכון הגיאופיזי לישראל, לוד, 59 עמ' + תרשימים.
- בר, ע., זילברמן, ע., 2016. ההיסטוריה הגיאולוגית הצעירה של העתק אור-עקיבא – גבול טקטוני בין הכרמל המתרומם ומישור החוף המשתפל. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/34/2016, 61 עמ'.
- גבירצמן, ג., 1970. חבורת סקיה (איאוקן מאוחר עד פלייסטוקן מוקדם) במישור החוף והשפלה, ישראל. המכון הגיאולוגי, דו"ח OD/5/67, 180 עמ'.
- מיכלסון, ח., 1970. הגיאולוגיה של חוף הכרמל. תה"ל, דו"ח HG/70/025, 61 עמ'.
- משיח, מ., 2005. השפעת תהליכים טקטוניים וגיאומורפולוגיים על עיצוב החזית המערבית של בלוק הכרמל. עבודת גמר, אוניברסיטת חיפה, 103 עמ'.
- משיח, מ., 2011. גיאולוגיה, גיאומורפולוגיה ופרהיסטוריה בחזית המערבית של בלוק הכרמל. עבודת דוקטורט, אוניברסיטת חיפה, 154 עמ'.
- ניר, ד., 1962. המגע בין הכרמל למישור החוף. ידיעות בחקירת א"י ועתיקותיה, שנה כ"ו, חוב' א – ב.
- ניר, ד., 1989. גיאומורפולוגיה של א"י. מהדורה חדשה, אקדמון, ירושלים.
- קרץ, י., 1958. גיאולוגיה של הכרמל הצפוני מערבי. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית.
- קרץ, י., וסנה, ע., 2011. מפה גיאולוגית של ישראל 1:50,000, חיפה I-3, המכון הגיאולוגי.

קשא, א., 1966. הגיאולוגיה של הכרמל המזרחי והדרום מערבי. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, 114 עמ'.

שגב, ע., שש, א., 2009. מפה גיאולוגית של ישראל, 1:50,000, גליון III-3, עתלית. המכון הגיאולוגי.

שגב, ע. ושש, א., 2009. הגיאולוגיה של הכרמל, מחזורים וולקנו-סדימנטריים על הקצה הצפון מערבי של הפלטהורמה הערבית בתקופת האלביאן-טורון. המכון הגיאולוגי דו"ח מס' GSI/7/2009. 77 עמ'.

שגב, ע. ושש, א., 2014. הגיאולוגיה של הר הכרמל – השלמת אזור חיפה. המכון הגיאולוגי, דו"ח מס' GSI/18/2014 51 עמ' (תקציר באנגלית).

שטובר-זיסו, נ., 2006. גיאומורפולוגיה טקטונית רבעונית בחזית רכס הרי נפתלי. עבודת דוקטור, אוניברסיטת ת"א.

Arad, A., 1965. Geological outline of the Ramot Menashe region (northern Israel). *Isr. J. Earth Sci.*, 14: 18-32.

Avnaim-Katav, S., Almogi-Labin, A., Sandler, A., Sivan, D., Porat, N., Matmon, A., 2012. The chronostratigraphy of a Quaternary sequence at the distal part of the Nile littoral cell, Haifa Bay, Israel. *J. Quaternary Science.*, 27(7): 675-686.

Avnimelech, M., 1936. *Etudes geologiques dans la region de la Shephelah en Palestine*, Grenoble.

Bar, O., Zilberman, E., Feinstein, S., Calvo, R., Gvirtzman, Z., 2016. The uplift history of the Arabian Plateau as inferred from geomorphologic analysis of its northwestern edge. *Tectonophysics*, 671: 9-23.

Bein, A., 1976. Rudistid fringing reefs of Cretaceous shallow carbonate platform of Israel. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 60, 258-272.

Berger, W. H., Wefer, G., 2003. On the Dynamics of the Ice Ages: Stage-11 Paradox, Mid-Brunhes Climate Shift, and 100-Ky Cycle. *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question*: 41-59.

Bowen, D. Q., 2010. Sea level ~400 000 years ago (MIS 11): analogue for present and future sea-level?. *Climate of the Past*, 6(1): 19-29.

Buchbinder, B., Calvo, R., Siman-Tov, R., 2005. The Oligocene in Israel: A marine realm with intermittent denudation accompanied by mass-flow deposition. *Isr. J. Earth Sci.*, 54:63-85.

- Bull, B. W., McFadden, L.D., 1977, Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doering, D.O., (editor), *Geomorphology in arid region. Proceedings, Eight Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York Binghamton 115-138.
- De Boer, B., Van de Wal, R. S. W., Bintanja, R., Lourens, L. J., Tuenter, E., 2010. Cenozoic global ice-volume and temperature simulations with 1-D ice-sheet models forced by benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Annals of Glaciology*, 51(55): 23-33.
- Farrand, W. R., Ronen, A., 1974. Observations on the kurkar-hamra succession on the Carmel Coastal Plain. *Tel Aviv*, 1(2): 45-54.
- Fleischer, L., Gafsou, R., 2003, Top Judea Group digital structural map of Israel, Scale 1:200,000 (2 sheets): The Geophysical Institute of Israel, GII 753/312/03.
- Frechen, M., Neber, A., Dermann, B., Tsatskin, A., Boenigk, W., Ronen, A., 2004. Chronology of Pleistocene sedimentary cycles in the Carmel coastal plain of Israel. *Quaternary International*, 121: 41-52.
- Galili, E., Zviely, D., Ronen, A., Mienis, H. K., 2007. Beach deposits of MIS 5e high sea stand as indicators for tectonic stability of the Carmel coastal plain, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 26(19), 2544-2557.
- Gelberman, E., Bruner, I., 1990. Seismic interpretation based on high resolution seismic survey, Caesarea area. IPRG , Lod, Israel.
- Gile, L. H., 1961, A Classification of Ca-Horizons in Soils of a Desert Region, Dona Ana County, New Mexico. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 25: 52-61.
- Gile, L. H., Peterson, F.F., Grossman, R.B., 1965, The K horizon: master soil horizon of carbonate accumulation. *Soil Sci.* 99: 74-82.
- Greenbaum, N., Mashiah M., Zilberman, E., Ron, H., 2011. Age constrain on the uplift of the Mt. Carmel block, northwestern Israel – evidence from magneto-stratigraphy of clastic sedimentary units and calcretes. International Quaternary (INQUA), 18th Congress, Bern, Switzerland
- Gvartzman, Z., Steinberg, J., Bar, O., Buchbinder, B., Zilberman, E., Siman-Tov, R., Calvo, R., Grossowics, L., Almogi-Labin, A., Rosnfchensaft, M., 2011. Retreating Late Tertiary shorelines in Israel: Implications for the exposure of north Arabia and Levant during Neotethys closure. *Lithosphere*, 3: 95-109.
- Hamiel, Y., Piatibratova, O., 2021. Spatial variations of slip and creep rates along the southern and central Dead Sea Fault and the Carmel–Gilboa

Fault System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(9), p.e2020JB021585.

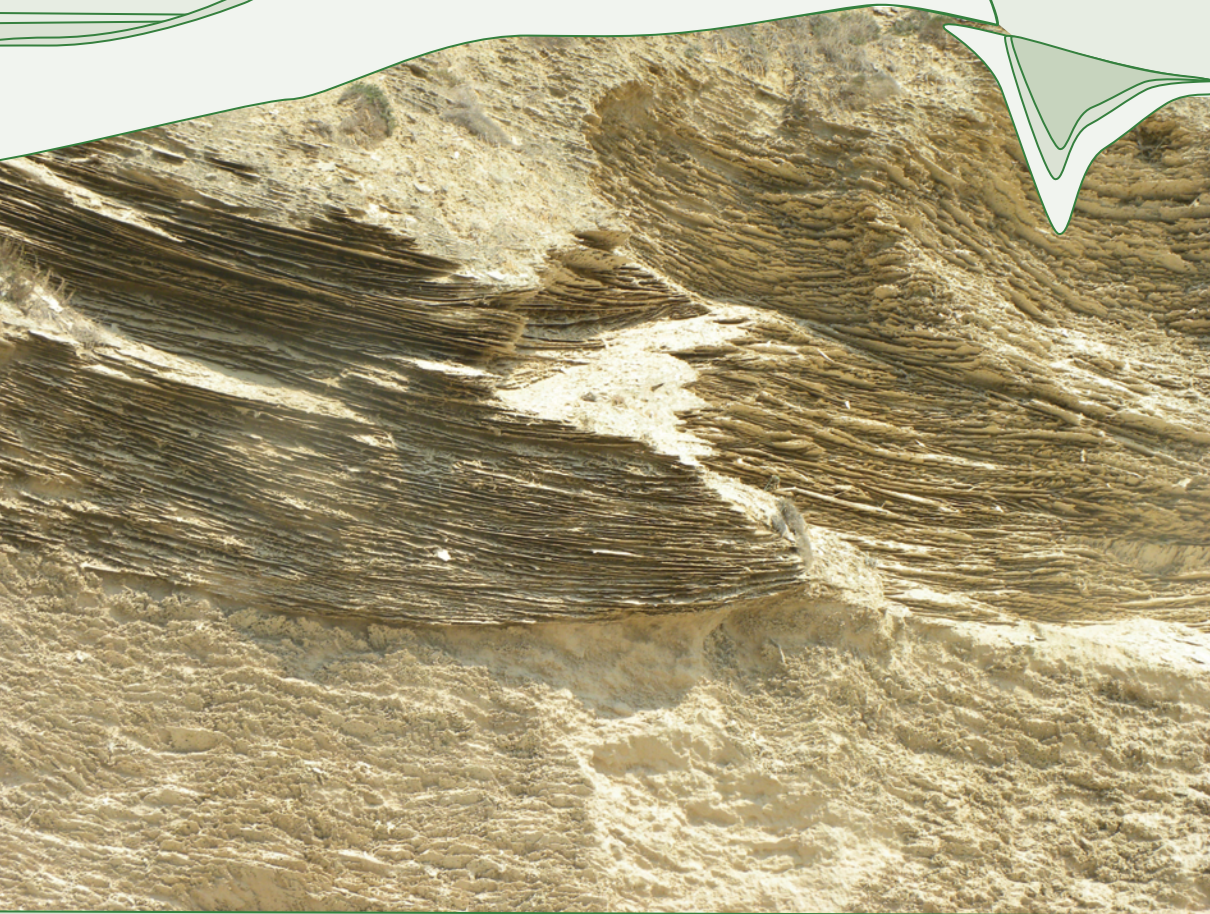
- Hansen, J., Sato, M., Russell, G., Kharecha, P., 2013. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 371(2001): 20120294.
- Hofstetter, A., van Eck, T., Shapira, A., 1996. Seismic activity along fault branches of the Dead Sea-Jordan Transform: the Carmel-Tirza fault system. *Tectonophysics*, 267:317-330.
- Kafri, U., 1970. Pleistocene tectonic movements in the coastal plain of Israel emphasizing the Mount Carmel area. *Isr. J. Earth Sci.*, 19: 147-152.
- Karcz, I., 1959. The structure of the northern Carmel. *Isr. Res. Council. Bull.*, 8G(2-3), 119-130.
- Machette, M.N., 1985, Calcic soil of the southwestern United States. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 203: 1-21.
- Mayer, L., 1986, Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts, Active tectonics, *Studies in geophysics*. National Academy Press 125-135.
- Moses, C.A., 2013. Tropical rock coasts: cliff, notch and platform erosion dynamics. *Progress in Physical Geography*, 37(2), pp.206-226.
- Moses, C.A., Robinson, D., 2011. Chalk coast dynamics: Implications for understanding rock coast evolution. *Earth-Science Reviews*, 109(3-4), pp.63-73.
- Neber, A., Boenigk, W., Ronen, A., 2003. Facies characteristics of aeolianites near Atlit – Carmel coastal plain, Israel. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud, Osterr.* 46: 67-75.
- Neev, D., Shschnai, E., Hall, K.J., Bakler, N., Ben-Avraham, Z., 1978. The young (post Lower Pliocene) Geological History of the Caesarea structure. *Isr. J. Earth Sci.*, 27, 43-64.
- Olson, S.L., Hearty, P.J., 2009. A sustained +21 m sea-level highstand during MIS 11 (400 ka): direct fossil and sedimentary evidence from Bermuda. *Quaternary Science Reviews*, 28: 271–285.
- Picard, L., Kashai, E., 1958. On the lithostratigraphy and tectonics of the Carmel. *Isr. J. Earth Sci.*, 7G: 1-19.
- Rohling, E. J., Braun, K., Grant, K., Kucera, M., Roberts, A. P., Siddall, M., Trommer, G., 2010. Comparison between Holocene and Marine

- Isotope Stage-11 sea-level histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 291(1): 97-105.
- Rohling, E. J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A. P., Siddall, M., Hemleben, C., & Kucera, M., 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience*, 2(7): 500-504.
- Salamon, A., Hofstetter, A., Garfunkel, Z., Ron, H., 1996, Seismicity of the eastern Mediterranean region: Perspective from the Sinai Sub-plate. *Tectonic* 263: 293-305.
- Sass, E., 1980. Late Cretaceous volcanism in Mount Carmel. *Israel J. Earth Sci.*, 29, 8-24.
- Sass, E., and Bein, A., 1982. The Cretaceous carbonate platform in Israel. *Cretaceous Res.* 3, 135-144.
- Sharon, M., 2020. Mapping and Characterising Active Tectonic Sources in Israel and Adjacent Areas. Msc. thesis, The Hebrew University.
- Sivan, D., and Porat, N., 2004. Evidence from luminescence for Late Pleistocene formation of calcareous aeolianite (Kurkar) and paleosol (Hamra) in the Carmel Coast, Israel. *Paleo. Paleo. Paleo.*, 211: 95-106.
- Slatkine. A., Rorlich, V., 1964. Sur quelques niveaux marins quaternaires do Mont Carmel. *Isr. J. Earth Sci.*, 13: 125-132.
- Slatkine. A., Rorlich, V., 1965. Quaternary terraces on Mt. Carmel, Israel. *Nature*, 205 (4968): 272-273.
- Sneh, A., Bartov, Y., Weissbrod, T., Rosensaft, M., 1998. Geological map of Israel, scale 1:200,000. *Geol. Surv. Isr.* (4 sheets).
- Steinberg, J., Gvirtzman, Z., and Folkman, Y., 2010. New age constraints on the evolution of the Mount Carmel structure and its implications on a late Miocene extensional phase of the Levant continental margin: *Journal of the Geological Society of London*, 167, 203–216.
- Vroman, J., 1938. *Geology of the region of southwestern Carmel*. Proefschrift, Utrecht.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1): 295-305.
- Wallace, R.E., 1978, Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North-Central Nevada. *J. Res. Of the U.S.G.S* 6: 637-650.

- Zilberman, E., Greenbaum, N., Nahmias, Y., Porat, N., Ashqar, L., 2006. Middle Pleistocene to Holocene tectonic activity along the Carmel Fault - Preliminary results of a paleoseismic study. Geol. Sur. Isr., Rep. GSI/02/2007, Jerusalem.
- Zilberman, E., Greenbaum, N., Nahmias, Y., Porat, N., Ashqar, L., 2008. Late Pleistocene to Holocene tectonic activity along the Nesher fault, Mount Carmel, Israel. Israel J. Earth Sci. 57: 87-100.
- Zilberman, E., Bar, O., Gvirtzman, Z., 2010. Neogene to recent uplift of the central mountain belt of Israel and its relations to vertical offset along the Carmel fault system. Isr. Geol. Soc. Annu. Meet., Eilat, p. 163.
- Zilberman, E., Siman-Tov, R., Almogi-Labin, A., Melinte-Dobrinescu M.C., Suc, J-P., Korngreen D., Buchbinder, B., 2010. Late Miocene (Messinian) to earliest Pliocene submarine density flow sediments in the Nesher Quarry, and their implications on the timing of the Carmel Mts. Uplift. Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/31/2010, 44 pp.
- Zviely, D., Galili, E., Ronen, A., Salamon, A., Ben-Avraham, Z., 2009. Reevaluating the tectonic uplift of western Mount Carmel, Israel, since the middle Pleistocene. Quaternary Research, 71(2): 239-245.

Israel Geological Society

Nir Etzion | 2022



From late Quaternary geology to human impact on coastal environments at the northern Sharon and southern Carmel coast

Revital Bookman, Gilad Shtienberg, Amir Bar, Lucy Mokaya,
Adam Ostrovski, Dorit Sivan, Michael Lazar,
Assaf Yasur Landau, Sagi Filin, Naomi Porat, Itamar Taxel, Joel Roskin

Fieldtrip guide

From late Quaternary geology to human impact on coastal environments at the northern Sharon and southern Carmel coast

Revital Bookman⁽¹⁾, Gilad Shtienberg⁽²⁾, Amir Bar⁽¹⁾, Lucy Mokaya⁽¹⁾, Adam Ostrowski⁽¹⁾, Dorit Sivan⁽³⁾, Michael Lazar⁽¹⁾, Assaf Yasur Landau⁽³⁾, Sagi Filin⁽⁴⁾, Naomi Porat⁽⁵⁾, Itamar Taxel⁽⁶⁾, Joel Roskin⁽⁷⁾

- (1) Department of Marine Geosciences, Leon H. Charney School of Marine Sciences, University of Haifa
- (2) Department of Anthropology, Scripps Center for Marine Archaeology, Center for Cyber-Archaeology and Sustainability, University of California
- (3) Department of Maritime Civilizations, The Leon Recanati Institute for Maritime Studies (RIMS), University of Haifa
- (4) Mapping and Geo-Information Engineering, Technion - Israel Institute of Technology
- (5) Geological Survey of Israel, Jerusalem
- (6) Archaeological Research Department, Israel Antiquities Authority
- (7) Department of Geography and Environment, Bar-Ilan University

Introduction

The Nile Littoral Cell extends along ~ 650 km from the Nile Delta to Haifa Bay along the passive margins of the Eastern Mediterranean continental shelf (Almagor et al., 2000) (Fig.1). The Nile sediments are transported along the inner shelf by anticlockwise longshore currents and seaward by wind-induced currents (Schattner, 2015). The nearshore wave induced currents transport coarse quartz sands, variable amounts of heavy minerals and biogenic carbonate (Emery and Neev, 1960). The percentage of biogenic sand increases northward (Hyams-Kaphzan et al., 2008). Wave- and wind-induced currents subsequently transported these sediments landward and once on the beach, these sands were blown inland to accumulate on the coastal plain as sand sheets and later as a series of shore-parallel dunes (Roskin et al., 2015a,b). The width of Israel's coastal plain varies from a few hundred meters, in its northern parts, up to 15 km south of Mt. Carmel. The morphology of the coast and immediate hinterland is dominated by aeolianite ridges that trend parallel-subparallel to the current 190 km-long relatively straight coastline.

The Israel coast and in particular, the region of the excursion, is one of the coastal area where ancient civilizations left numerous remains in the sea and along the coasts that include settlements inundated by the rising sea, ancient cities, shipwreck remains, harbors and anchorages (Raban, 1985). Clustering of archaeological sites along the coast is apparent and often occurs near river mouths, in lowlands and upon adjacent and overlooking coastal cliff edges (Galili and Sharvit, 1991). The archaeological record surveyed in these coastal parts provides one of the most comprehensive and continuous archives of cultural adaptation to the ever-changing coastal environment. These prehistorical-historical human traces display indications of settlement alteration, improvement of technologies as well as subsistence strategies related to the altering landscape through time (Galili et al., 2019).

The current excursion (Fig. 1b) is taking place along the northern part of the aeolianite cliffs of the Sharon coast, the Caesarea-Hadera dune field and the southern Carmel coast, with the objective of presenting recent and preliminary studies in the area.

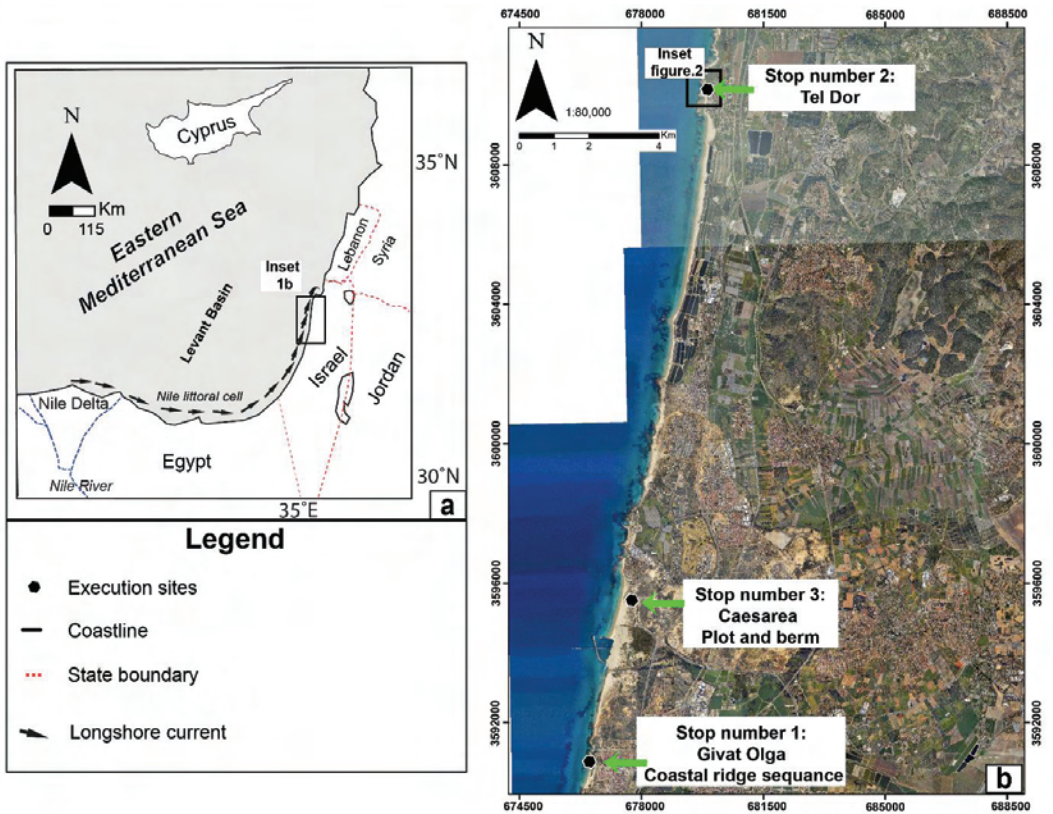


Figure 1. Locality maps. (a) Direction of longshore transport along the eastern Mediterranean shown by black arrows. Outlined rectangle shows location of inset (b), which illustrates the locations that will be discussed in the field trip.

Station 1: Givat Olga Beach, Gador Nature Reserve

1. Aeolianites and their significance in the geological record

Aeolianite dune ridges are a well-recognized landform along coasts of warm and saline water bodies (Abegg et al., 2008). Aeolianites record aeolian deposition of shallow marine biogenic carbonate particles and mineral sand into accumulative dunes that develop parallel to the shoreline and later consolidate. Dunes, foredunes, and other aeolian deposits can represent several hundreds to thousands of years of accumulation and erosion (Mauz et al., 2013), but can also provide records of discrete storms (Bateman et al., 2018). Inherently, aeolianite dune growth is generally associated with shallow marine processes such as longshore sediment transport and sea-induced weather conditions. Dune growth, stabilization and erosion can rapidly respond to changes in sediment supply, wind power intensity, precipitation, moisture content and consequent vegetation cover (Pye and Tsoar, 2009). Holocene dunes, though, are often sensitive to human land use (Roskin et al., 2015).

The Israeli aeolianite (locally termed “Kurkar”) ridges are a main geologic and topographic component of the coastal plain of Israel. The upper Quaternary geology of the Mediterranean coast and shelf (onshore and offshore) of Israel and the Gaza Strip consists of up to eighteen semi-parallel ridges built of sequences of aeolianite units and thick reddish clay-sand soils locally called “Hamra” (Gvirtzman et al., 1998; Frechen et al., 2001; Sivan and Porat, 2004) (Fig. 2). On land, eight ridges have been mapped, the easternmost lying 25 km inland (Yaalon, 1967; Sneh et al., 1998). The ridges linearly extend for significant distances, from 20 km in the Western Galilee coast to 65 km in the southern coast and all of them run parallel to today’s coast line. Their width (200-2000 m) and height (10-50 m) change along their linear trace, and their number and size diminish northward (Almagor et al., 2000). Aeolianites are dominated by interchanging lithified and loose fine-bedded quartz sands including lithoclasts and shells fragments. The preservation of the laminated dune structure with alternating laminae of smaller and larger amounts of carbonates suggests that cementation takes place adjacent to the place of dissolution (Yaalon, 1967). The ridges usually contain 2-5 red loam Hamra palaeosols (Fig. 3) that were shown to be deposited sometimes synchronously with the aeolinities (Sivan and Porat, 2004).

The aeolianite ridge sequences near the coast cover the past ~180 ka years (Mauz et al., 2013). The eastern ridge at the Carmel coast was correlated to MIS 5 and sand deposition was renewed during MIS 3, when the Mediterranean shoreline was positioned ~10 km west of its current position, which was followed by pedogenesis and erosion during the late MIS 3 and MIS 2 (Harel et al., 2017). An active sand phase occurred during the early to middle Holocene (Porat et al. 2003, 2004), which is probably related to sand transport during the final stage of the post glacial sea level rise (Bookman et al., 2021). Beach sand accumulated when rates of global sea level rise declined around 6–5 ka, and by 4 ka sand sheets encroached up to 2.5 km inland. Dating, and historical and archaeological evidence points to continuation of sand mobilization up to the last few centuries with

increasing human impact (Roskin et al., 2015). Recent analysis of the optically stimulated luminescence (OSL) signals of the aeolianites suggests that age ranges of 80–170 ka may be underestimated and should be treated as minimum ages (Faershtein et al., 2019).

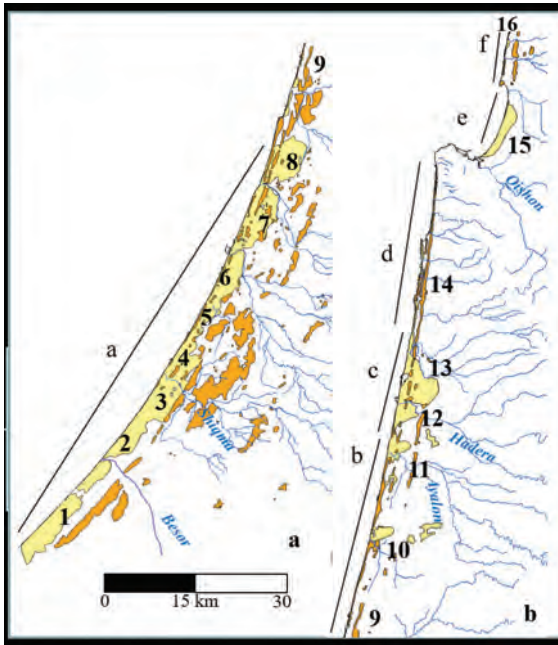


Figure 2. The Israeli coastal dunefields (yellow) and aeolianite ridges (oranges) (after Roskin et al., 2017). Field #13 is the Caesarea-Hadera dunefield.



Figure 3. Hamra and Kurkar outcrops at the Olga Beach (Station 1). The main sequence was dated to the MIS 3 (Frechen et al., 2001).

2. The internal structure of aeolianites ridges

The internal stratigraphy of aeolianite units includes highly distinct packages of bedded and cross-bedded sand, often defined by sharp discontinuities and boundary surfaces, which cannot be automatically interpreted as chronostratigraphic breaks (Fig. 4). High-resolution imaging, using laser scanning produced detailed images (Fig. 5) capturing the fine bedding and cross bedding therein. Preliminary evaluation reveals an average lamina

width of ~5mm that appears at a frequency of several tens of lamina per m; however additional analysis is needed. Lithification of the sediment is uneven and limited to discrete beds. XRD analyses point that while the loose sands are almost entirely quartz, the lithified fine layers are dominated by calcium carbonate (Fig. 5).



Figure 4. Examples for aeolianite units and their internal cross-bedded and laminated structure. Olga Beach outcrops.

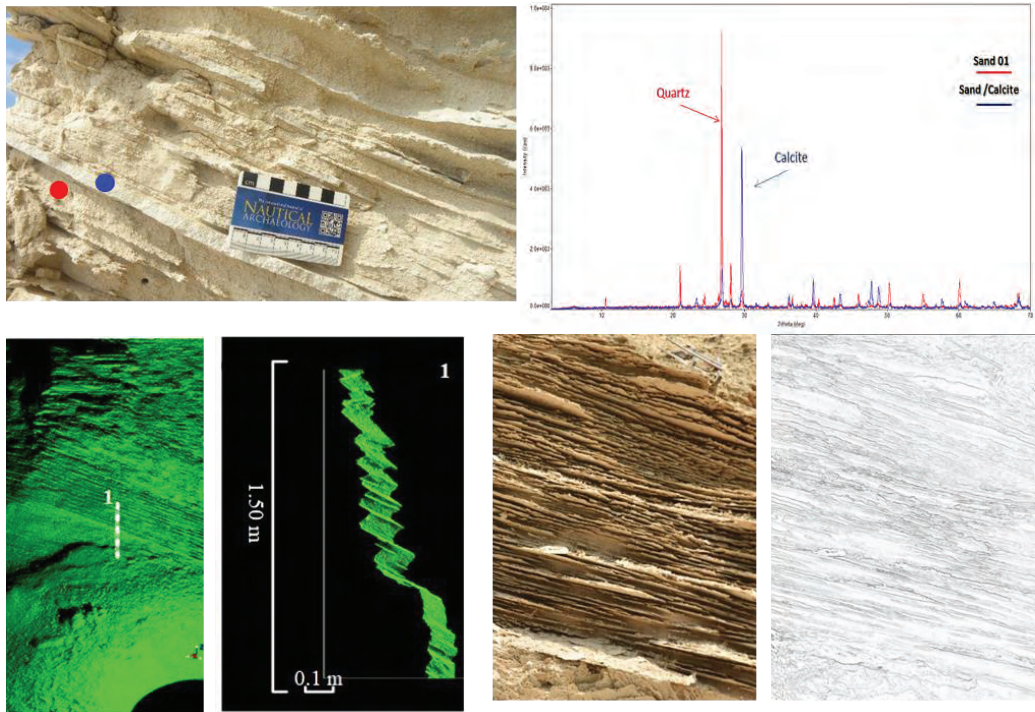


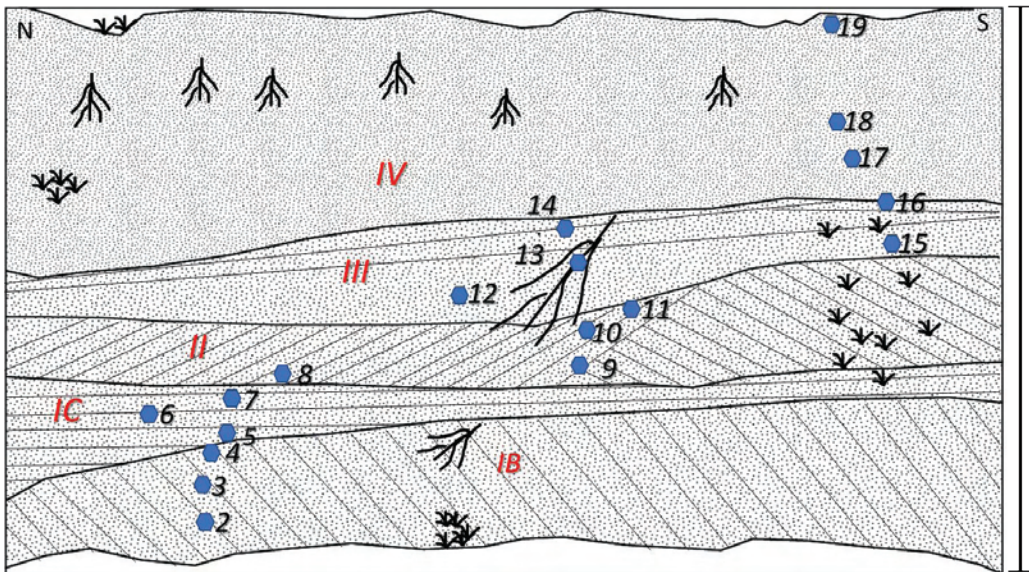
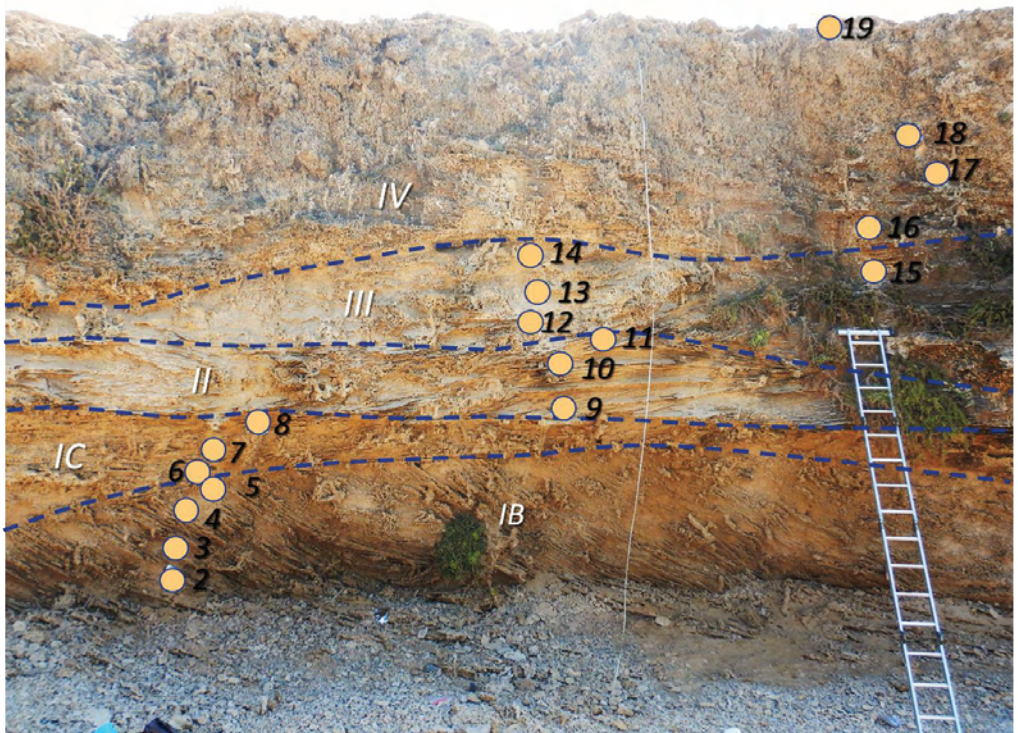
Figure 5. Preliminary XRD results of two samples show that the fine laminated unconsolidated sand sample is dominated by quartz peaks (red) and the sample from the lithified ~1 cm thick layer is dominated by calcite (blue). This observation suggests the structure was not lithified as a whole, but in an episodic process along its accumulation. Below, laser scan of the laminations, and extracted profile demonstrating the 3-D level of detail, and an image based feature extraction. Combining scans and images will be useful for reliable lamina detection and extraction in future research.

3. Luminescence dating of aeolianites

The Nilotic quartz found in the coastal aeolianites of Israel is characterized by excellent luminescence properties (Faershtein et al., 2019). However, a semi-natural OSL dose-response curve (Faershtein et al., 2019) shows that Nilotic quartz reaches 85% of saturation at 140 Gy, which would be the limit of reliable OSL dating. Depending on the dose rate, this D_e translates to ages in the range of 80-200 ka, and beyond that the OSL ages may be underestimated. Concerning infra-red stimulated luminescence (IRSL) ages of feldspars, both single aliquot added dose (Porat et al., 2003; 2004; Sivan and Porat, 2004) and multiple aliquot additive dose protocol were used (Engelmann et al., 2001; Frechen et al., 2004 and refs within). These protocols are now outdated and reliable ages can be obtained from feldspars by either correcting the published ages for fading or re-measuring them at elevated temperatures (Porat et al., 2018).

Preliminary profiling, using a portable OSL (POSL) reader of a stratigraphically older part of the exposed section, revealed potential for high-resolution chronostratigraphic analysis of aeolianites (Fig. 6). The section comprises medium-well consolidated fine-bedded and often cross-bedded uniform unimodal, medium-sized and very pale brown sand laminae in several units bordered by unconformities at different levels. The aeolianite units show different rates of weathering. The lower unit has vertical and slightly open/infilled 0.5-2m wide cracks and its upper part seems to reveal remains of nebkhas that developed prior to the cover of the youngest unit. The upper unit contains vertical fossilized root casts (Fig. 6).

POSL samples have bright blue OSL signals and very similar depletion and IRSL-OSL ratios (not shown) that further demonstrate sedimentological similarity that is suitable for reliable POSL profiling. The values also nicely reflect the high-resolution stratigraphy initially mapped in the field. The vertical profile demonstrates a linear upwards decrease in count values, but also displays different accumulation rates and deposition modes that reflect the complex accumulation and lithification process. The trend also shows that the OSL signal in the quartz grains is not saturated, as the natural signal keeps increasing. This may increase our confidence in previously published OSL ages at least up to MIS 3.



- | | | | |
|--|---|---|--|
|  Sand |  Laminations |  Samples | Apparent orientation
1b- 30°S-E
2- 10-15° NW
3- 10° N-W |
|  Loose sand |  Cross-bedded sand |  Vegetations | |
| | |  Roots remains | |

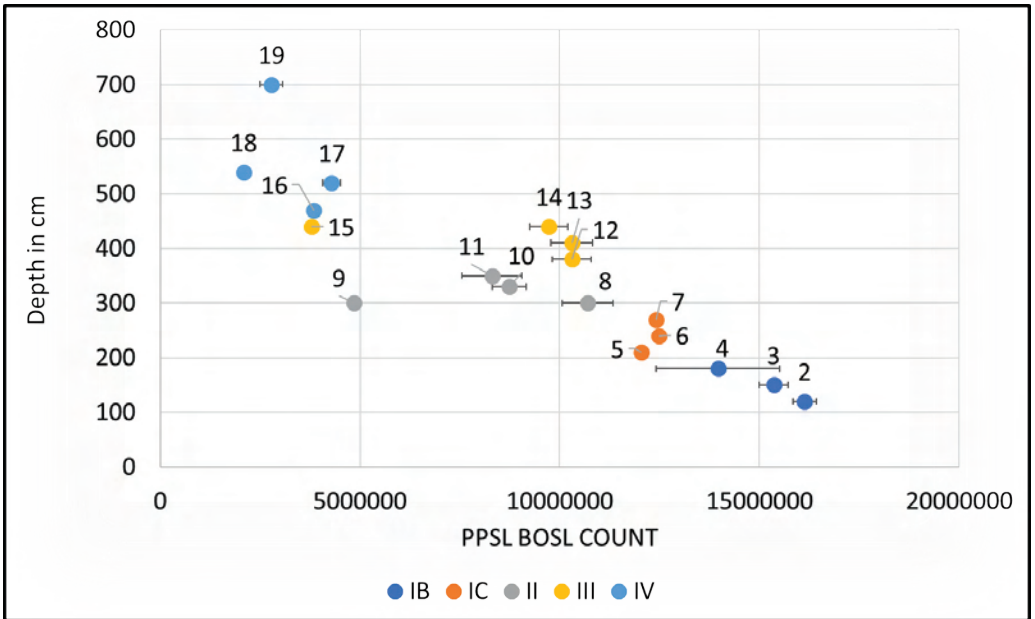


Figure 6. The lower part of the Olga Beach outcrop, locations of samples for analysis, and POSL results.

4. Beachrock

Beachrock is composed of inter-tidal associated sediments, rapidly cemented by calcium carbonate, and have important implications for understanding coastal processes. Most of the exposed beachrock outcrops at the Mediterranean coast of Israel and in particular the Sharon and the Carmel beaches have formed since sea level has reached its present elevation (Fig. 7). Once exposed, beachrock outcrops are subjected to erosion, majorly affecting their upper surface and seaward and landwards facing fronts. The erosion creates distinct morphological features due to the physical mechanism generated by direct wave pounding and currents, removing loose sediment that base and support the beachrock (Fig. 8).

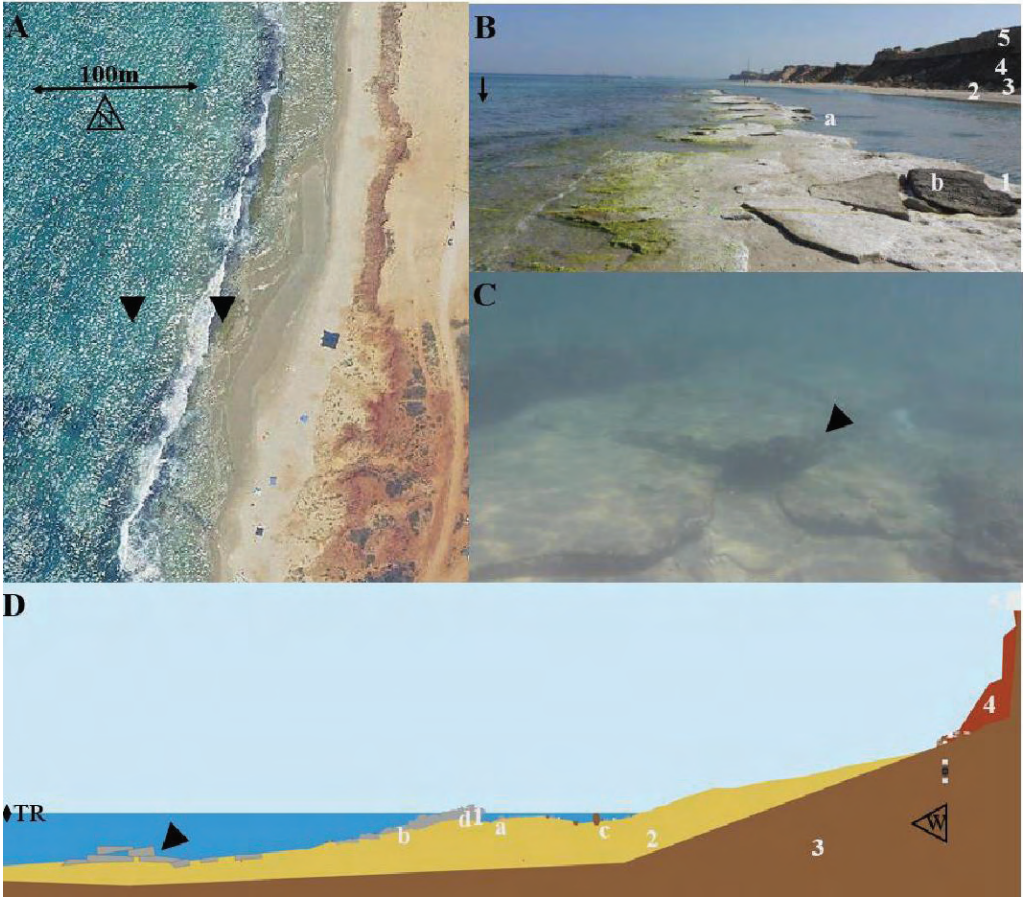


Figure 7. Beachrock (BR) exposure at Gador beach, north of Mikhmoret. (A) Location of the transect indicated by triangle pointing down, left triangle pointing the location of a submerged wide exposure of BR plates and surfaces on the seafloor, at ~2–2.5m depth. Aerial photo (2020) from GOVMAP; (B) View (to north) on the in-situ BR outcrop surface. Letters and numbers represent morphological features and lithological units (1=in-situ BR land-facing front; 2=loose beach sand; 3=kurkar (Dor) unit; 4=hamra (Netanya) talus; 5=kurkar (Tel Aviv) unit; a= BR plates concentrated near the land fronting step of the outcrop; b=BR plates thrown by wave power and deposited on top of BR surface). (C) View of the submerged BR. Triangle points on the BR plated on the kurkar bottom, at depth of ~2–2.5 m. (D) The schematic transect of a beach profile. Scale is 1 m high and wide. Letters and numbers represents morphological features and lithological units (TR=tidal range; c=remains of the cliff collapses: boulders of different cliff units; b=concentration of BR plates near the sea-facing front of the intertidal BR outcrop; All other notes are as in (B)).

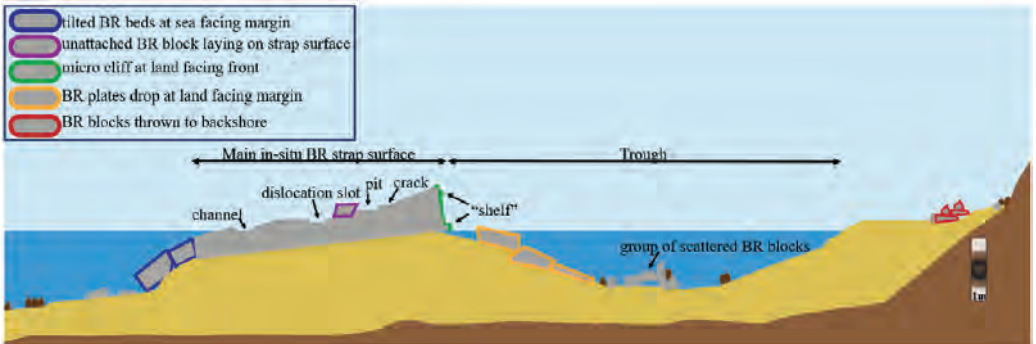


Figure 8. Schematic lateral cross-section of a BR outcrop showing typical erosion morphological features occurring on intertidal outcrops.

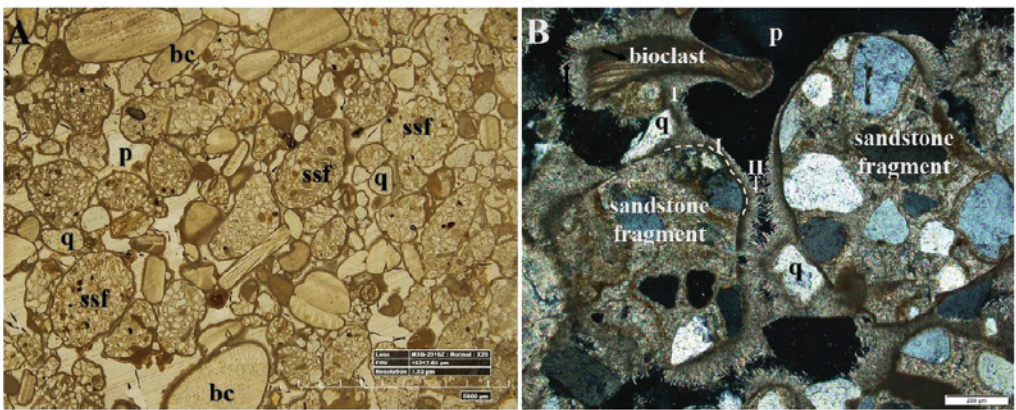


Figure 9. Images of thin sections showing texture and common cement structure in BR. Examples from HaSharon coastline. Round sandstone fragments and erosion products from the coastal cliff have a major part in BR composition, together with Nilotic quartz grains, crushed shells and other bioclasts. (A) Wide view in regular light (photo: Maayan Cohen). Scale is five mm. Letters represent the main types of particles (bc=bioclast; p=pore space; ssf=sandstone fragment; q=Nilotic quartz grain). (B) View in cross polarized light. Scale is 0.2 mm. Letters represent the main types of particles and cement (I= micritic rim over clastic component, dashed line marking part of rim's path; II= isopachous grows of aragonite crystal over the particle; q=as in (A)).

Station 2: Dor

1. The general coastal geology of Dor

The site of Dor (Figs. 10, 11) located in the Carmel coast of northwest Israel, consists of a series of unique embayment/pocket beaches that stand out in relation to the generally linear morphology of the Israeli coast. Such protected setting and subdued wave/current energies efficiently trap sediments, faunal, and floral remains, allowing reconstruction of the environmental change along the late Pleistocene to Holocene periods (Shtienberg et al., 2021). The area was intensively investigated by geological and paleoenvironmental research (Kadosh et al., 2004; Sivan et al., 2004; Sneh and Klein, 1984), archaeological (Gilboa and Sharon, 2003; 2008) and shallow marine studies (Raban, 1995). An ongoing coastal and underwater geology and archaeology project led by Scripps Center of Marine Archaeology of the University of California San Diego in collaboration with the Department of Maritime Civilizations, University of Haifa, and the Dr. Moses Strauss Department of Marine Geosciences, University of Haifa is currently carried out.

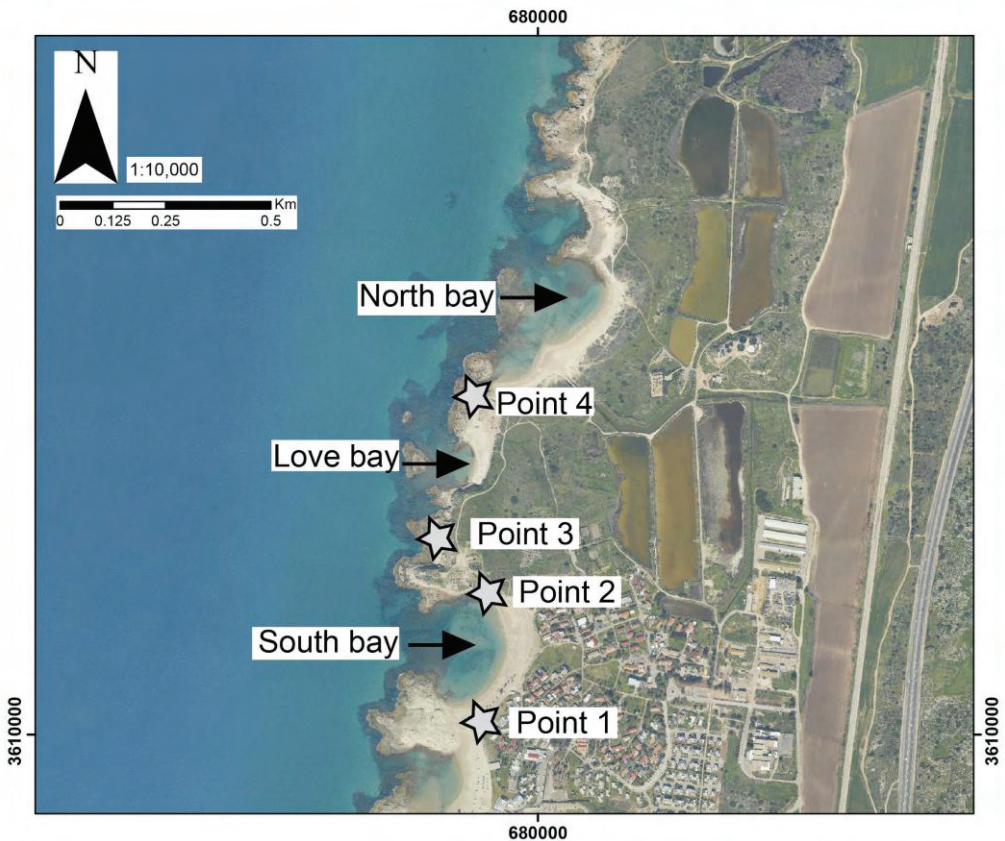


Figure 10. Fieldtrip location along the coast of Dor. Point 1- Paleogeography of the area, Pottery Neolithic remains found on the wetland surface now submerged following sea-level rise; Point 2- IA harbor remains; Point 3- Partly flooded villa or temple; Point 4- Roman rock pool (annotating location of sea level that is similar to present).

The stratigraphy of Dor area comprises aeolianite units which were deposited and lithified between 77–50 ka. The aeolianites are overlain by a paleosol dated from ca. 50 to 20 ka, which is covered by two wetland phases constrained between 15 to 10 ka and from 10 to 7 ka. The occurrence of these wetlands was occasionally found with similar facies north and south of Dor on the shallow shelf (Galili et al., 2017; Goff et al., 2018; Ramirez et al., 2021; Shtienberg et al., 2016; Tal et al., 2018) and in terrestrial coastal locations (Cohen-Seffer et al., 2005; Sivan et al., 2011) indicating a wider phenomenon.

We postulate that the occurrence of the wetland phases was related to the sea-level rise and landward migration of the coastline, which resulted in coastal groundwater inundation and aquifer changes in the lowlands. The younger wetland was subsequently flooded by the on-going transgression. The rising sea level and approaching shoreline transported sand which covered the wetland surface from ca. 7 ka, eventually reaching thicknesses of up to 4 meters at Dor.

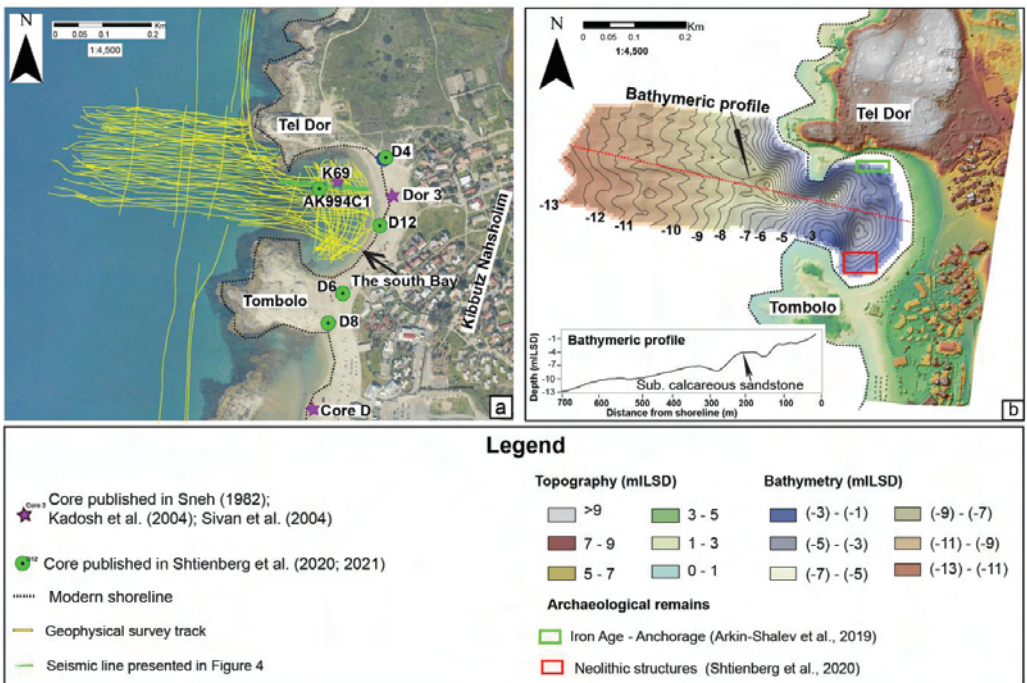


Figure 11. maps representing surveying and sampling locations of the south bay of Dor and its pocket beach (Shtienberg et al., 2021). (a) Aerial photograph with drilling locations as well as geophysical survey lines collected in the study area. (b) Modern coastal and seabed elevation surfaces from DEM and bathymetric data.

2. The south bay

Geophysical analysis revealed four seismic facies within the south bay of Dor and two seismic facies outside. The acoustic basement is characterized as a high-amplitude unit with chaotic and highly diffracted reflections with limited seismic penetration (Fig. 12). The surface of the unit consists of an irregular, uneven set of reflections, which extend over the entire study area from elevations of -1 to -13m relative to mean sea level. A north-south striking elongate structural high is recognized at the entrance of the bay at elevations of -1 to -4m relative to mean sea level, and ~ 0.2 km offshore of the current coastline. This morphological feature has a maximum width of 100 m, with crests that are up to 4m above the surrounding surface topography. The main axis of this structure is perpendicularly dissected by a ~ 3 m-deep trough at water depths of -6 to -3m relative to mean sea level.

The seismic units within the south bay boundaries were correlated with the stratigraphic sequence of the Carmel coast based on geometric relations between the units, respective seismic facies, lithostratigraphic relations, and sedimentological correspondence with on-land boreholes. The acoustic basement surface has been identified as the top of the Late Pleistocene calcareous sandstone surface formed between 80 – 60 ka (Figs. 13, 14; Middle Paleolithic period). The calcareous sandstone aeolianite surface is overlain by seismic unit Sb1. Seismic unit Sb1 is interpreted as the late Pleistocene red-brown paleosol (Unit F1), which was deposited from ca. 60 ka to 15 ka (Upper Paleolithic to Natufian period). Sb2 is interpreted as a combination of a brackish wetland deposit (Unit F2) deposited between the late Pleistocene to early Holocene, and coastal-marine sand (Unit F3) deposited between ca. 15 ka and 10 ka (Natufian to Pre-Pottery Neolithic B period; PPNB). Seismic unit Sb3 overlaps unit Sb2 and consists of a strong bounding-surface reflector (Fig. 12). Sb3 is interpreted as the early Holocene brackish wetland unit (F4) that was deposited from ca. 9.15 ka to 7.20 ka (PPNB to end of the Pottery Neolithic period; PN). Seismic unit Sb4 covers the coastal sequence in the south bay and is interpreted as the mid-Holocene coastal sand unit (correlative to F5 in the terrestrial borehole data) deposited between 7.1 ka–present (Chalcolithic to Modern).

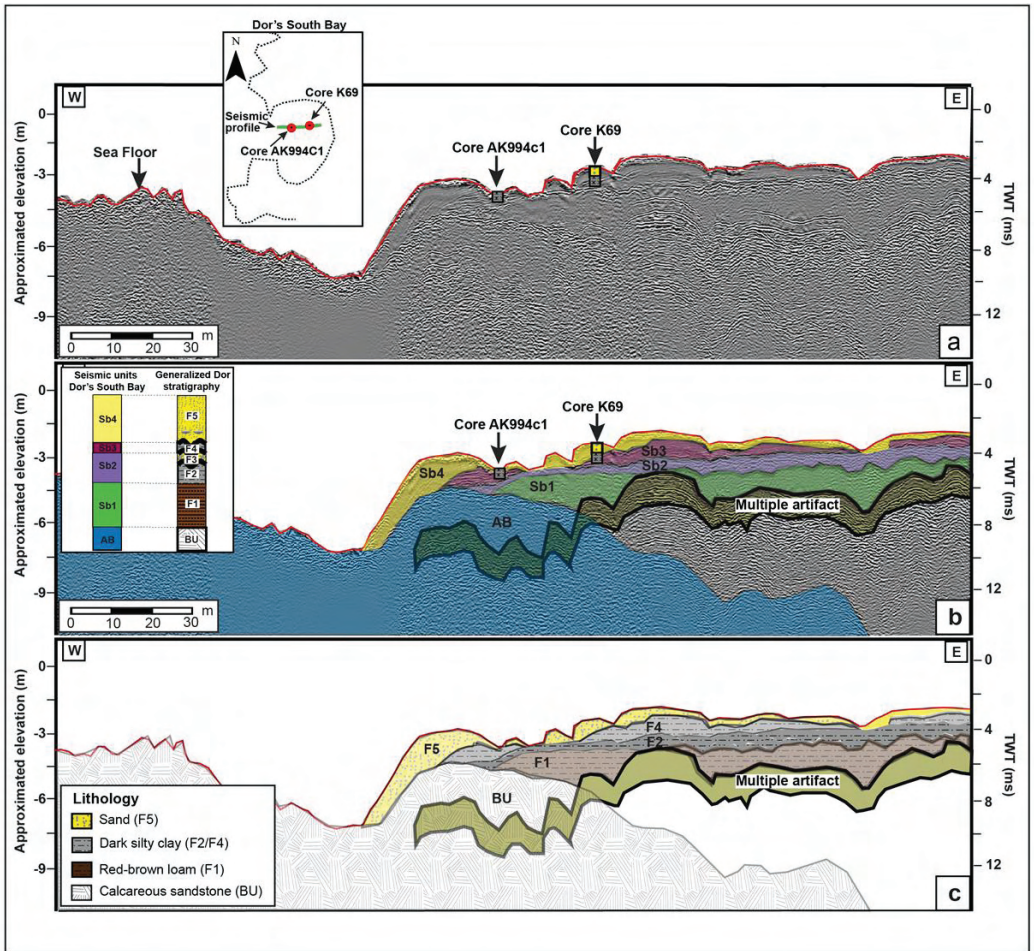


Figure 12. Results from the geophysical survey (Shtienberg et al., 2021): (a) Shore-perpendicular seismic section from the south bay of Dor; (b) the interpretation of the seismic section (c) transformation from acoustic units to lithologies was achieved based on boreholes AK994C1, K69 as well as surface lithologies identified on the shallow seabed of the south bay. The locations of the seismic section and boreholes are displayed in Figure 11.

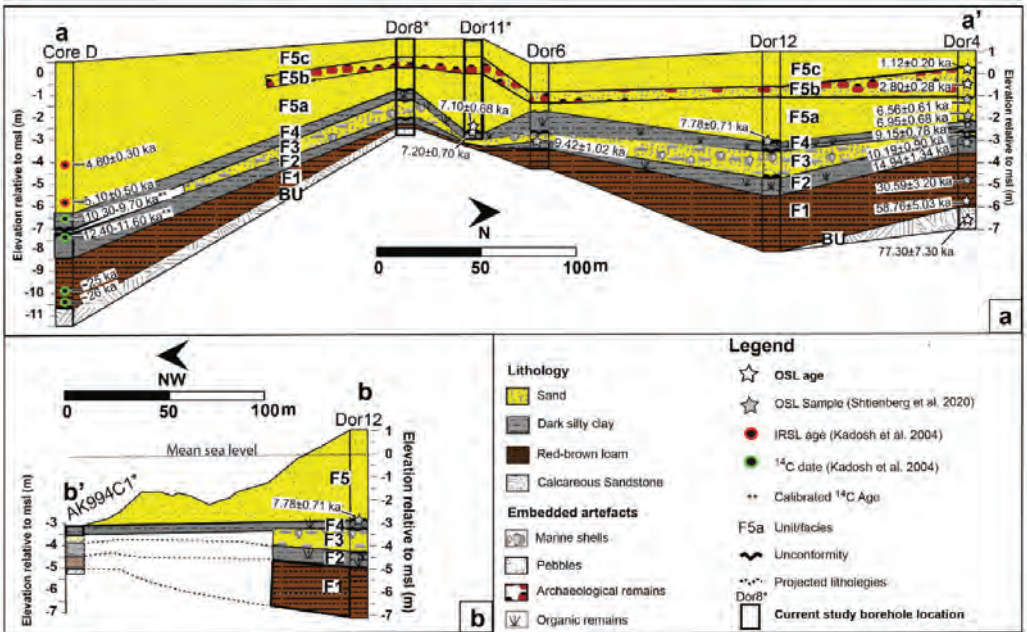


Figure 13. Chronostratigraphic cross-sections from the coastal area of Dor based on OSL ages (white stars = this study) and sedimentological data (Shtienberg et al., 2021). Subsurface thickness and elevation are based on the seismic unit interpretation. BU = basal unit; F1, F2, F3, F4, F5a, F5b, F5c = lithologic facies.

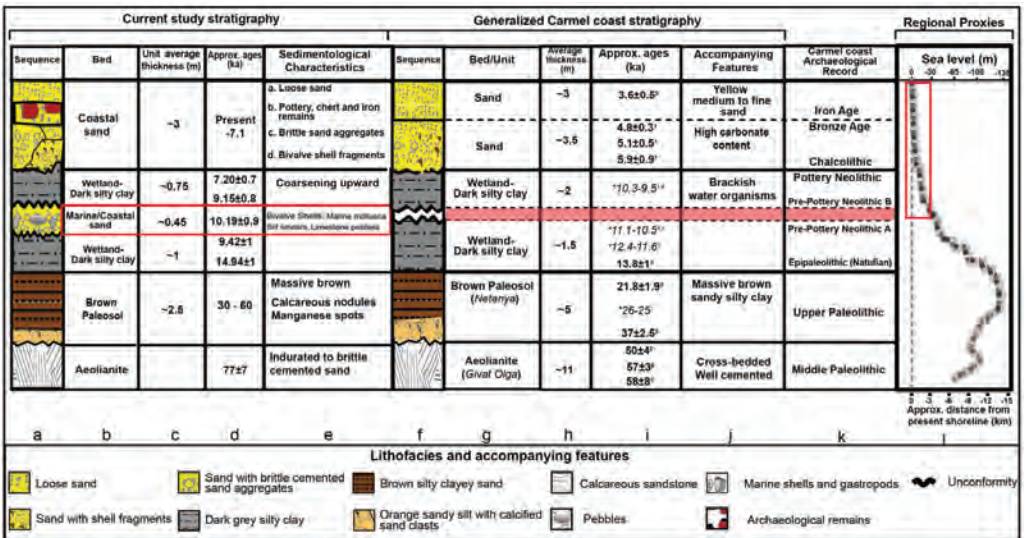


Figure 14. Comparison between a composite of sequences from the south bay of Dor, general Carmel coast stratigraphy, and regional proxies (Shtienberg et al., 2021). Columns (a–e) represent the following stratigraphic and age results: (a) generalized lithofacies of the south bay sequence; (b) sediment bed; (c) average thickness; (d) unit age range; (e) sedimentological characteristics. Generalized Carmel coast sequence that includes: (f) generalized lithofacies of the Carmel coast; (g) bed/unit; (h) average thickness; (i)

unit age range; (j) accompanying features. This compilation was computed through the integration of the thickness and ages: (1) Kadosh et al. (2004), (2) Sivan and Porat (2004), (3) Sivan et al. (2004), (4) Cohen-Seffer et al. (2005), (5) Sivan et al. (2011), (6) Mauz et al. (2013), (7) Shtienberg et al. (2017); (k) correlative archaeological periods based on Galili et al. (2020) and Kuijt and Goring-Morris (2002); (l) Global sea level stack (Spratt and Lisiecki, 2015) and relative sea-level curve (red polygon; Dean et al., 2019; Galili et al., 2019; Sivan et al., 2001) against approximated distance from present shoreline.

3. Tel Dor Land and Maritime Archeology

For human habitation, the setting of Dor makes is almost insular: it is located on a kurkar ridge, separated from the nearby coast of the Carmel by a narrow alluvial area, giving it only a minimal agricultural hinterland, thus necessitating maritime connectivity. Three bays are located to the west of the site, named the North Bay, the Love Bay and the South Bay, from north to south, respectively. The Tantura Lagoon is located south of the South Bay (Raban 1995).

It is unknown if the tsunami event detected at Dor between 9,910-9,290 YBP (years before present) had an impact on local Neolithic settlement. Later Pottery neolithic remains, including submerged structures found underwater indicate the beginning of habitation at the site ca. 8,000 YBP (Shtienberg et al., 2020; 2021). Stratigraphic and geographic relationships suggest that Neolithic communities of Dor were displaced by sea-level transgression ca. 7.5 ka. These findings demonstrate how integration of different data sets is crucial for reconstructing the geomorphic evolution of coastal settings as well as providing an important addition to the nature of human–landscape interaction and cultural development.

Continuous urban habitation at Tel-Dor began in the Middle Bronze Age period (3,950–3,550 YBP) and into the Late Bronze Age, with monumental coastal remains in the “Love Bay”, perhaps a sea gate (Raban 1995). During the Early Iron Age (ca. 3150-3050 YBP) Dor became a hub for maritime trade, with monumental administrative structure overlooking the south bay and ample evidence for trade with Egypt including amphorae and bones of Nile perch (Stern, 1994; Gilboa et al., 2008). During this time the earliest built harbor in Israel was constructed in the south bay, including a coastal fortification wall made of ashlar and a mole (Arkin Shalev et al., 2019), with additional structures perhaps buried in the sand nearby (Lazar et al., 2017). A prosperous Hellenistic city (2,300-2,060 YBP) included planned streets and city blocks (Nitschke et al., 2011), as well as remains of a now-submerged harbor at the south bay, with possible additional structures (perhaps towers) covered by the coastal sand and discovered by geophysical prospection (Lazar et al., 2020). The sea level rise at the end of the Hellenistic period has possibly ended the use of this harbor (Yasur-Landau et al., 2021).

During the Roman Period (2,060– 1,670 YBP) the city moved from the tell to its north and east, and the tell was covered with monumental structures. The shallow North bay, now filled with water following the sea level rise, became the main anchorage of the city (Arkin Shalev et al., 2019b). The city continued to exist throughout the Byzantine period (1,670–1,360 YBP), and into the early Islamic period, later becoming the village of

Tantura (ca. 1360-900 YBP) (Stern, 1994; Nitschke et al., 2011), while maritime activity continued uninterrupted in the Tantura lagoon, as evident by numerous shipwrecks. During the Crusader period (900–750 YBP) a fort was built on the summit of the tell, later becoming a Templar stronghold between Caesarea and Atlit (Lantos et al., 2021).



Figure 15. The coastal and maritime features of Iron Age Dor and its harbour in the South Bay south of the Tell (Arkin-Shalev et al. 2021).

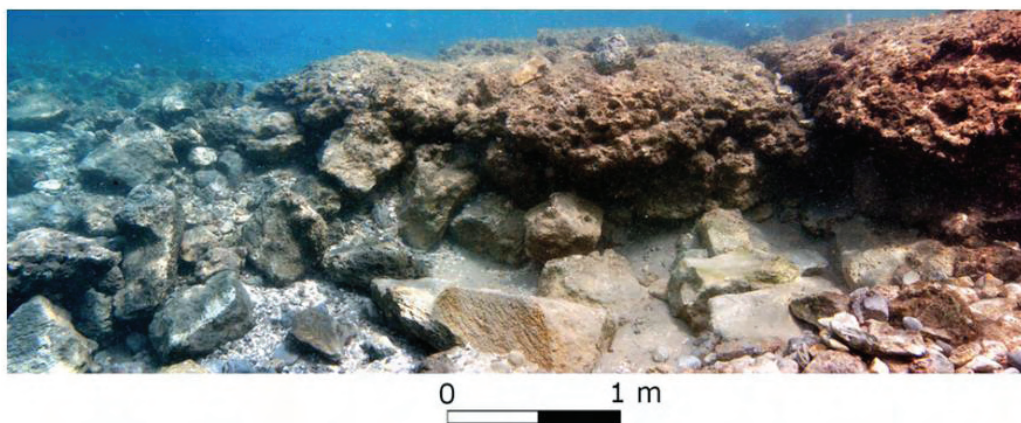
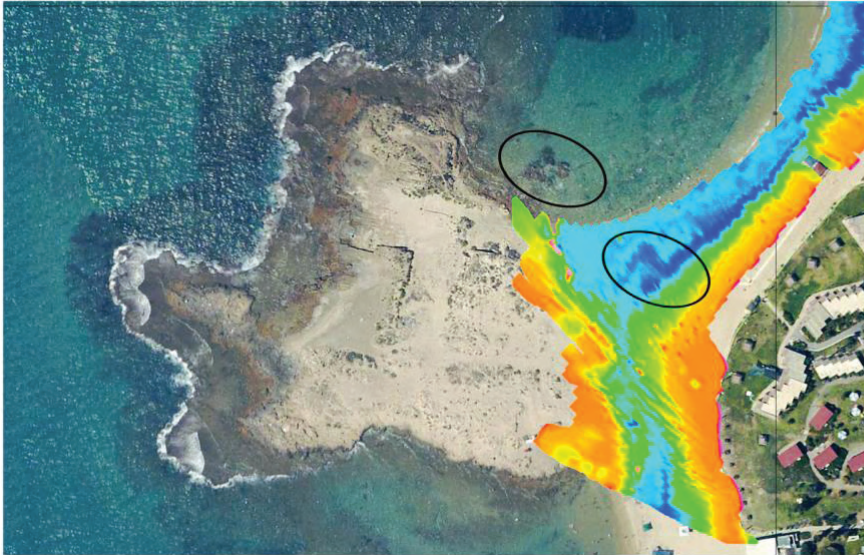


Figure 16. The Iron Ib-II ashlar stone mole in the south bay (Arkin Shalev et al., 2019).

1625 1750 1760 1770 1775 1780 1800 [mS/m]



0 50 100 m

Figure 17. Electrical conductivity inversion map of the edge of the south bay and tombolo for the frequency range of 25,725–60,025 Hz (representing the depth slice from 2.5 to 3.2 m), superimposed on an orthophoto. The square anomaly visible in the FDEM image on land is marked by a black oval. Please note the submerged ashlar, likely a part of a Hellenistic harbor structure (a tower?) visible on the orthophoto image located in the water adjacent to the northern edge of the tombolo (also circled) (Lazar et al. 2020).

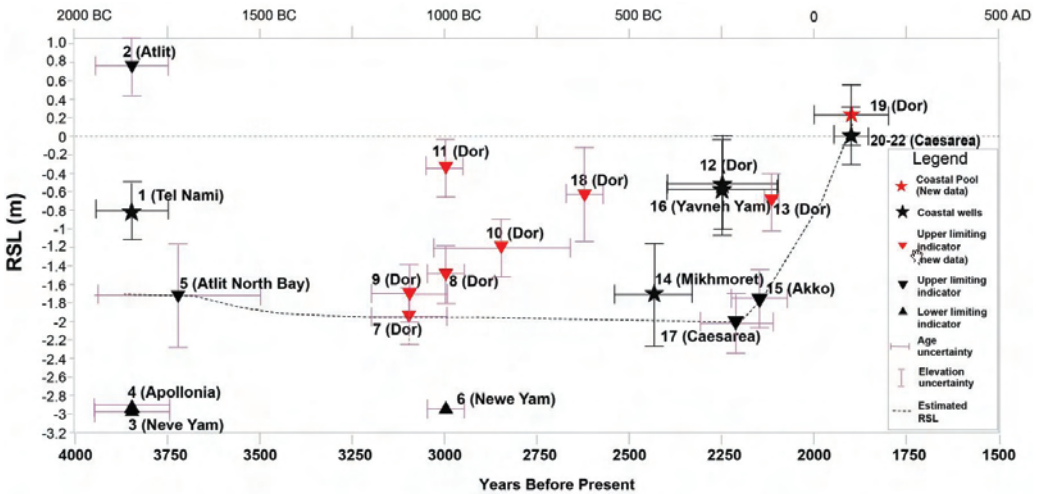


Figure 18. Computed relative sea level for the coast of Israel including the new indicators from Dor with the chronological and vertical uncertainties. (Yasur-Landau et al. 2021).

Station 3: Southwestern Caesarea-Hadera dunefield

1. Background

Aeolian sands and dunes have been sporadically dated from 6 ka ago to modern times by different luminescence methods along several dunefields of the Israel coast (Fig. 2). Relative dating of coastal dunes through field relations of the sand with Roman-Byzantine relics suggests a major dune incursion post-dating the Roman-Byzantine period (Tsoar, 1990 and refs within). Tsoar and Blumberg (2002) explained these observations by hypothesizing that following the Early Moslem conquest, the vegetation cover of the dunes and foredune was destroyed for agricultural and pastoral practices enabling sand to be transported inland. The above chronological framework aligns with Kark and Levin (2012) who suggested that at 1.2-1.3 ka, coastal dunes began to form and by the end of the 19th century, dunes were prevalent all along the coastal plain. According to this statement and assuming constant sand supply, it took around 1200-1300 years for the initial dunes (that are presumably now at the eastern end of the dunefields) to transverse 5-6 km, assuming no significant change in environmental and climatic conditions occurred.

2. Caesarea-Hadera dunefield and northern Sharon and southern Carmel coast evolution

The Caesarea-Hadera dunefield, the largest dunefield north of Tel-Aviv, extends 5.5 km inland around the Roman-Byzantine metropolis and port city of Caesarea. The dunefield has three geomorphic units from west to east (Figs. 19, 20). None of these morphologies is similar to the morphology and magnitude of the Pleistocene aeolianite ridges (Fig. 21).

Beach sand thickness is usually 3-6 m and the sand overlies Hamra soil, aeolianite and clay (Galili, 1985; Sivan and Porat, 2004). Geoarchaeological studies in the northern Sharon and southern Carmel coast indicates that beach sand started to substantially accumulate when rates of global sea level rise declined at 7–5 ka. South of Atlit, the upper 1.4 m of the beach section by Tel Nami dates to 0.1 ± 0.05 ka (Salmon et al., 2014) and the upper meter at the Dor bay is <1 ka (Shtienberg et al., 2021; Station 2) suggesting that beach sections have a basal unit unconformably overlaid by a dynamic younger and often modern one. This hiatus suggests that since beach construction, additional sand either has been blown inland, or back into the sea by easterly wind as mean net aeolian transport of beach sand has been reported to be $(0.1-0.2 \text{ m}^3\text{m}^{-1})$ of the beach. However, the limited studies of beach sand dynamics have not deciphered the patterns of such sand transport.

The OSL ages of the Caesarea-Hadera dunefield indicating times of sand deposition, nicely cluster into three main age groups; about 5.9–3.3 ka, 1.2–1.1 ka (800–1000 AD) and 190–120 years ago (1825-1895 AD) (Roskin et al., 2015a,b). Until ~ 3.3 ka, sand sheets intermittently encroached from the beach up to 2.5 km inland (Fig. 22). Then the sand was probably stabilized by natural vegetation, or beach sand supply decreased and did not suffice to transport sand inland.

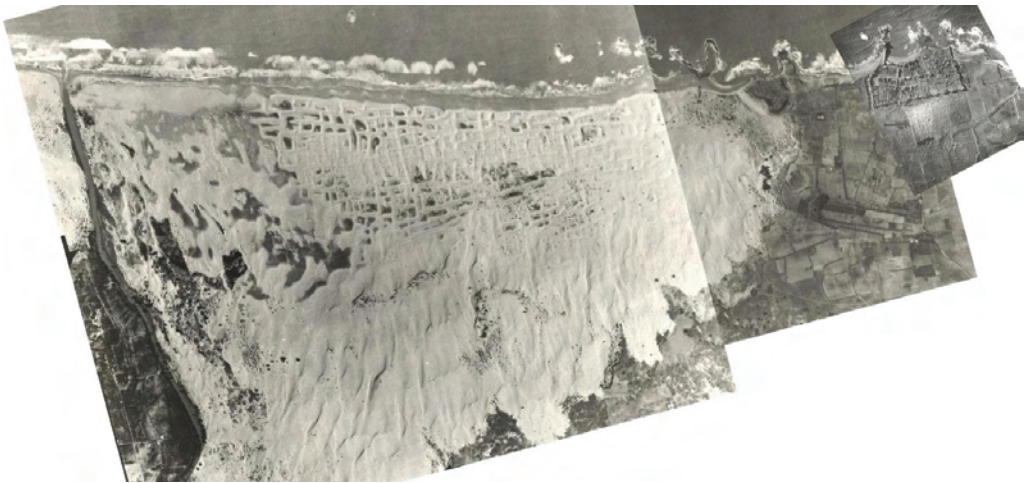
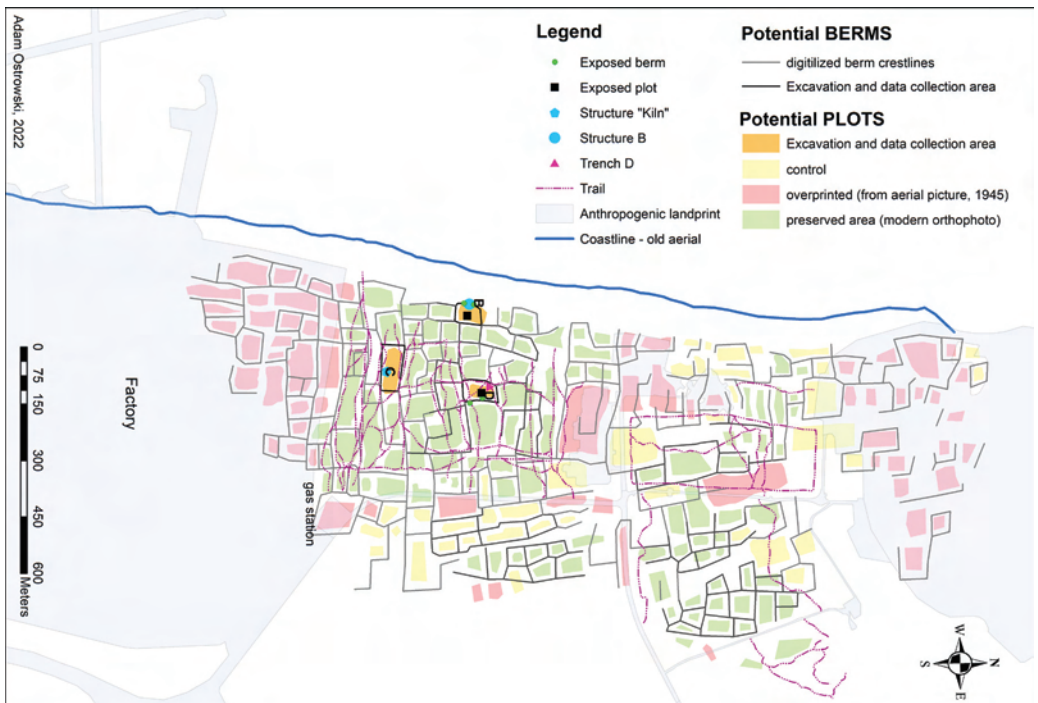


Figure 19. Aerial photo (DS 1944) of the Hadera-Caesarea dunefield and coast between Nahal Hadera (on left) and ancient Caesarea (upper right) that include in the west, the well-preserved plot and berm agroecosystem and barchanoid, transverse and linear dunes extending eastwards. Note partially infilled and infilled plots.



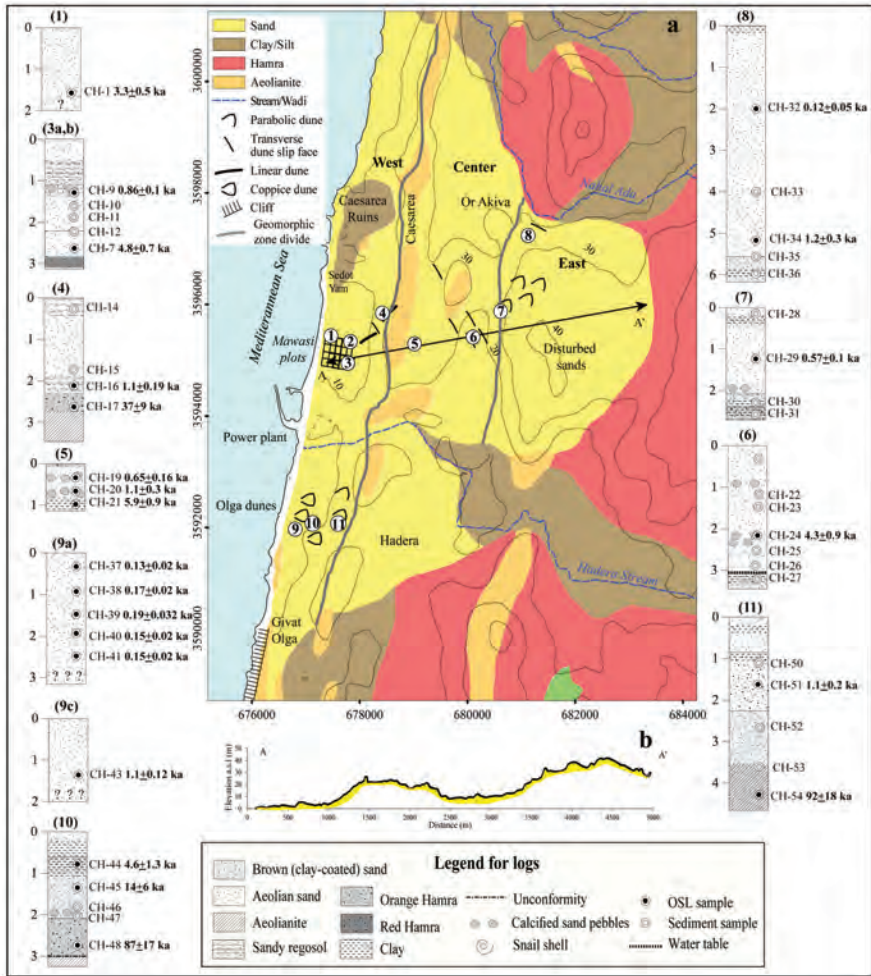


Figure 20. a. Geomorphic map of Caesarea-Hadera dunefield, stratigraphy and OSL ages. b. Cross-section exemplifying the thin Holocene sand and dune cover upon the coastal lowland in the west and two aeolianite ridges.

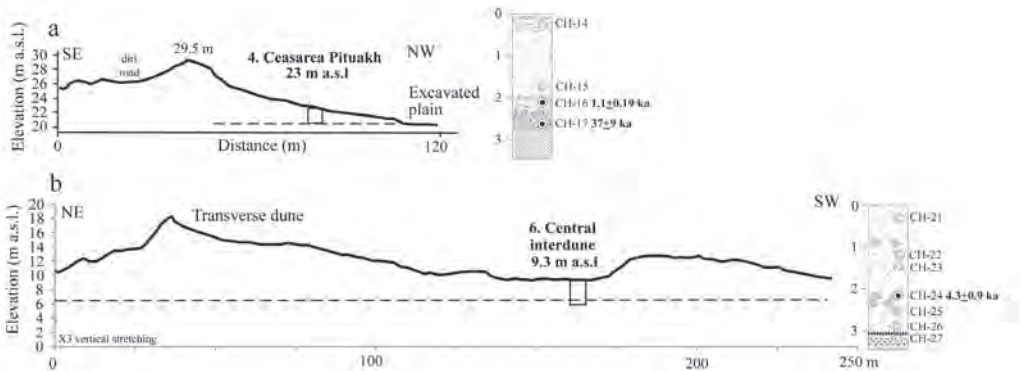


Figure 21. Selected sections and logs of Caesarea dunefield (see Fig. y). a. Base of the flank of the now-vegetated linear dune in the western part of dunefield. b. Interdune sand sheet between transverse dunes in the central part of the dunefield.

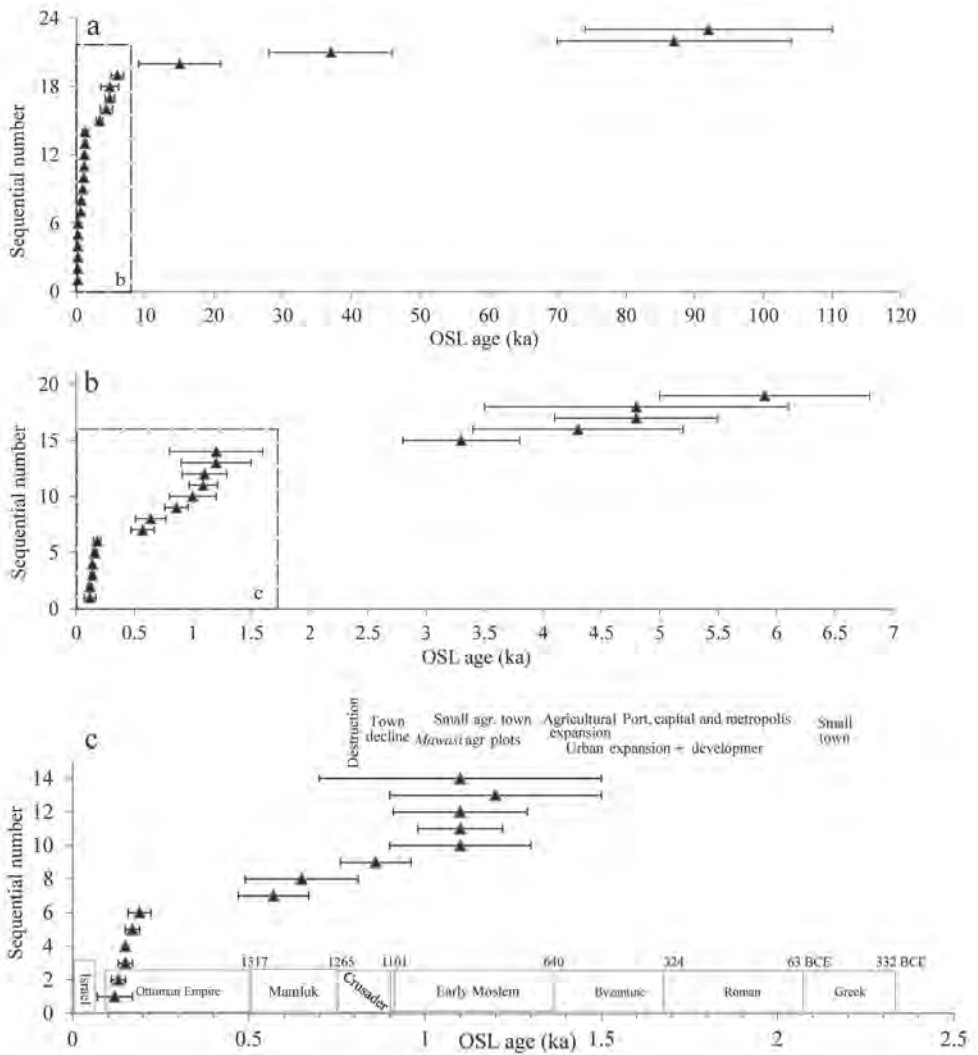


Figure 22. a. Ranked order of Caesarea-Hadera dunefield OSL ages (a,b) and their relations with historic human activity at Caesarea (c).

3. Plot and Berm Agroecosystems

During the latter part of the Early Islamic period, a notable and relatively unrecognized method of Plot and Berm (P&B) agroecosystems (Taxel et al., 2018) was developed in the coastal dunefields of modern Israel (Fig. 23). Thus far, the remains of three Early Islamic to early Crusader (10th–12th century) P&B agroecosystems have been identified, namely south of ancient Caesarea, in the Yavneh (Palmachim) dunefield between Tel Yavneh and Yavneh-Yam, and near the mouth of Naḥal (wadi) Shiḡma by the Ziḡim beach (Roskin and Taxel 2021a; 2021b).

The P&B agroecosystems consist of human-made rectangular depressions used as agricultural plots that were confined and protected by berms (Fig. 24). This checkerboard

morphology is understood to have decreased the aeolian erosion potential in the sunken plots. The most distinct feature of the P&B agroecosystems is a 5–50 cm thick grey sandy coat unit easily observable on today's berm surface (Fig. 25). This grey anthrosediment consisting of charcoal bits, ash, and organic refuse mixed with the sand substrate, is often encrusted. The berm surface hosts a dense scatter of small (2-12 cm wide) weathered artifacts.

A similar looking dark grey sandy loam unit in the plots that has significantly fewer artifacts than the berm anthrosediment is interpreted as an anthrosol (Fig. 25). Similarities in geochemical analysis of cores of the plot anthrosol with dump material south of Caesarea (Shtienberg et al., 2017) and of the Yavneh plot and Tel Yaavneh artifacts show that this material originated from nearby town dumps. This refuse is understood to have enriched the inert sand making it suitable for agriculture based on irrigation from local pits down to the groundwater table. The small size of the artifacts indicates that the refuse was sorted prior to transportation to the fields (Taxel et al., 2018).

Since 2015, we have been carrying out a multidisciplinary study of the P&B agroecosystems along the Israeli coast, which involves archaeological and geomorphological fieldwork, laboratory analyses and a review of medieval Arabic agricultural manuals (*kutub al-filāḥa*) as well as other relevant literary sources. Despite the absence of historical documentation regarding the Early Islamic agroecosystems, and based on gross calculations of the efforts to construct the berms and import refuse, we suggest that these enterprises required administrative support (Roskin and Taxel, 2021a). The presence of several P&B agroecosystems along the coast of Israel, two of which date to the same timespan based on OSL ages and archaeological finds, strengthen our understanding that a regional governance was behind the development of these agroecosystems. These agroecosystems are proposed to have been developed in response to religio-administrative calls for a type of *mawāt* (Arabic: “dead”) land reclamation, combined with an economic agricultural incentive and demand for a certain productive, rewarding and possibly unique crop type (Taxel et al. 2018; Roskin and Taxel 2021a).

Surveys, and two excavations (2020, 2021) coupled with a wide range of analyses and luminescence dating (Figs. 25, 26) have revealed a wide scope of archaeological and geoarchaeological understandings about the construction, materials, chronology and function of the agroecosystem. The agroecosystem is hypothesized to be the 1st of its kind, later spreading south along the coast of Israel and gradually spreading along the path of the Islam conquest, to Saharan Algeria, and the Atlantic coast of Iberia and Gaza (Roskin and Taxel, 2021a,b).

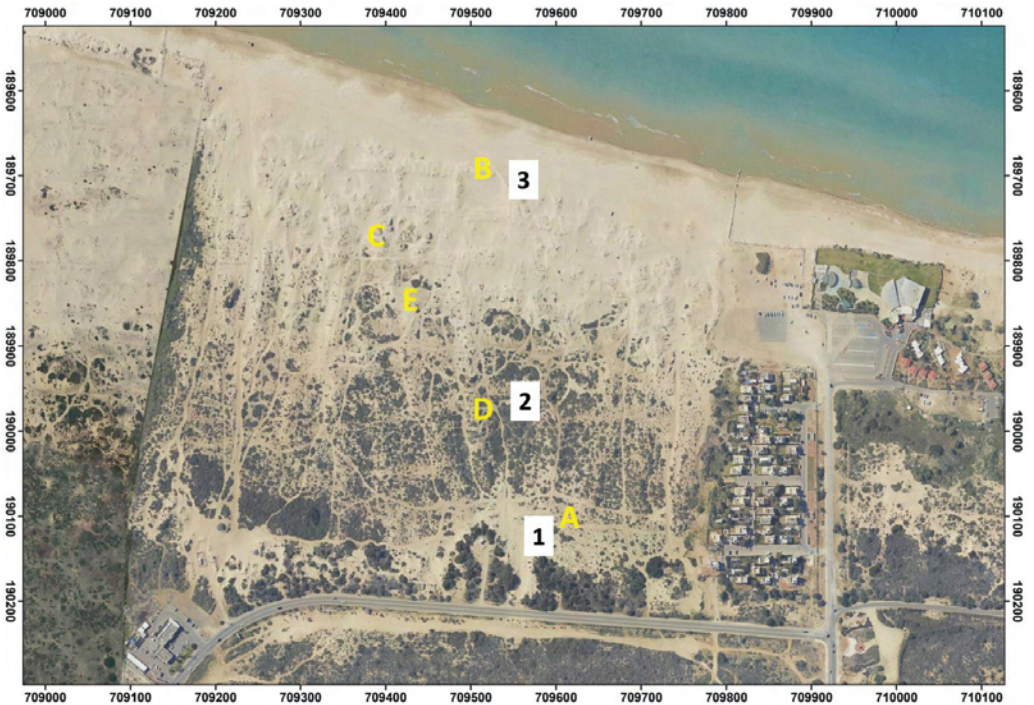


Figure 23. Orthophoto of the remaining plot and berm agroecosystem and location of (2020, 2021) archaeological excavation areas (A-D) and excursion stations.

We will explore in this field trip some of the main features of the excavations (Fig. 23):

1- Modern foredune overlooking the Caesarea P&B Agroecosystem and western part of the dunefield.

This tamarisk and acacia covered foredune probably formed following preparation of the road and piling of the sand to one side. Here we can see the remaining west-central part of the Caesarea-Hadera dunefield in the form of the Caesarea P&B agroecosystem extending to the beach. To the east is the overgrown eastern and more moderate morphology of the agroecosystem. A now-vegetated linear dune extends from here and a thin sand sheet/climbing dune has advanced eastwards upon the western aeolianite ridge.

2- Area D, exposed plot anthrosol and cross-section and flank section of a Berm

By investigating the internal structure and field relations with the plots and the stratigraphy of the plot (Figs. 24, 25), we can learn about the construction materials, function, time and pattern. The small wall at the base of the berm is hypothesized to be a marker of the plot edge prior to the buildup of the overlapping berm. The anthrosediment of the dark grey berm coat and gray berm interior contains less additions of fine grain refuse additives and thus their texture is still sand and their calcium carbonate content is about half (10%) than of the anthrosols (~20%).

The OSL ages (yrs before 2020) (Fig. 25, 26) in Area D demonstrate the different stages

of the dunefield and agroecosystem development. The age of 3600 ± 150 yr of the sand beneath the plot anthrosol marks the end of sand sheet deposition in the region. Two samples of sand, at the base of Berm D and at the base of 1 m deep pit in loose sand in Area A with Roman artifacts dated to 1920 ± 80 and 1930 ± 83 yr, suggest land use or sand deposition and stabilization during Roman times (around the time of the destruction of the 2nd Temple in Jerusalem). Around this time or during the Byzantine period a water pipe made of ceramic sections coated with a lime-rich mortar was laid within the backshore sand by the base of the westernmost berm at an elevation of about 1.8 m above sea level (Fig. 27) (Porath 1990; Raban and Arnon 2006). The location of the pipe along the beach hints that the area of the agroecosystem had by then a certain dune morphology.

The age of the lower part of the plot anthrosol to 1130 ± 60 yr (890 AD) may mark the inception time of the anthrosol. Previous ages nearby and also at the Yavneh agroecosystem of around 860 ± 10 yr (Roskin et al., 2015a,b; Shtienberg et al., 2017) probably mark the last tillage of the agricultural soil and that the anthrosol was not used since then. Based on these ages, the agroecosystem was in use for about 250 years. The age of 300 ± 50 ka of the sand above the plot anthrosol demonstrates that the anthrosols may have remained exposed for hundreds of years and that the agroecosystem has served as a reliable and long-term barrier to sand incursion into many of the plots. However, the west-east berms may have been conduits of sand thru the agroecosystem to feed the dunes to its east. Nebkhas upon some of the berms may attest to this hypothesis.

The age of 940 ± 40 yr of the berm coat anthrosediment probably points to reinforcement of the western berm slope (Fig. 25a). The eastern berm slope reveals several anthrosediment layers suggesting several maintenance periods. These efforts made the berms resilient to fluvial and aeolian erosion until today. The similar BOSL values of the berm section suggests that, let alone its coat, its interior was piled up in one construction stage (Fig. 26).

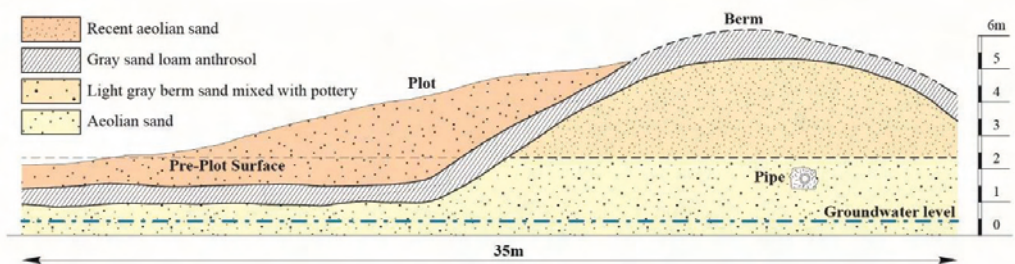


Figure 24. Schematic cross-section of plot and berm down to the groundwater table.



Figure 25. a. Area D: mechanized cross-section of berm. Left (eastern) flank has several grey anthrosediment “coats” on its upper part (a); Fresh groundwater revealed in trench of plot (b), and the distinct grey anthrosols in the sand (c). OSL ages are yr before 2020.

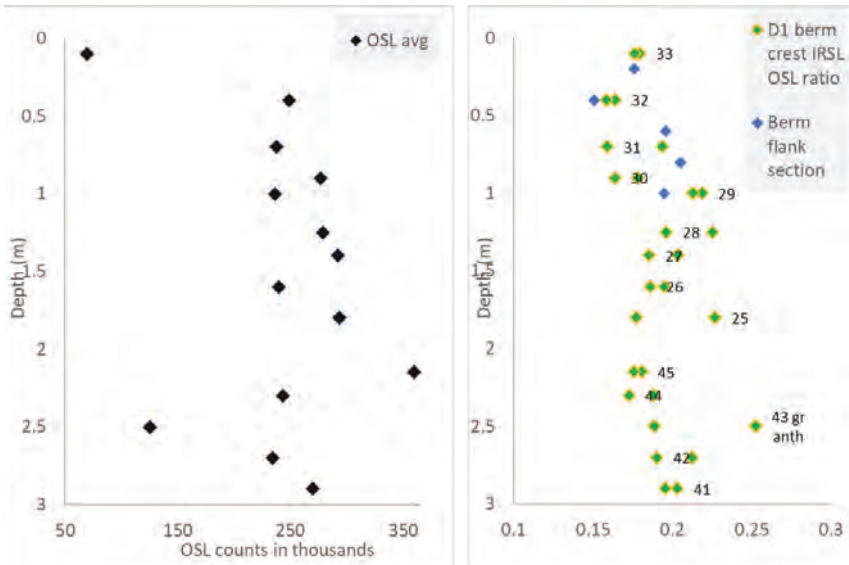


Figure 26. Portable OSL profile of 3 m deep mid-berm profile and berm flank sediments. Right: Similar IRSL/OSL ratios of all the samples indicating their comparability. Left: Similar Blue-light OSL (BOSL) stimulated signal showing similarity throughout profile, demonstrating a one-stage construction effort.

3- Structure on western berm overlooking beach

In Area B the remains of a structure (overall known dimensions ca. 5×9.5) overlooking the beach were excavated (Figs. 27, 28). The structure, which is the largest known to us within the site, is composed of two related architectural units. The western unit comprised a small structure (ca. 3.5 m width), relatively well built from dressed (reused?) stones and smaller fieldstones. It was constructed directly on a layer of sand that contained only a few worn pottery sherds. No floors were found, probably due to beach erosion and/or destruction by looters.

The structure's eastern unit is bordered on the east by a long, curved wall (exposed length 10.5 m) that continues westwards, slightly to the north and south of the structure. The wall is about 1.2 m high and built of fieldstones and various dressed stones and fragmentary architectural elements in secondary use, such as a Roman-period marble Corinthian column capital. The wall is built into a 2.5 m thick layer of light brownish-gray sandy anthrosediment containing numerous mixed finds. The finds are mostly pottery sherds dated almost exclusively to the Early Islamic period, as late as the 10th or 11th century (the remaining sherds were from the Roman and Byzantine periods). The area between the curved wall and the structure was also filled with anthrosediment containing similar artifactual contents. Here, most of the pottery sherds were 3–10 cm large, though there is a greater representation of larger pieces (10–20 cm), mostly of pipes, roof tiles and sizeable vessels (storage jars and basins). Some of this area was covered with an element built of fieldstones and reused building stones, which sloped eastwards to the line of the curved wall. We hypothesized that the area between the curved wall and the structure was built as a sloping, crescent-shaped platform. The platform's function may have been designed to protect the structure from aeolian erosion, in particular by winds from the east, or as a foundation for architectural elements that did not survive.

Sherds are devoid of functional affiliation with these structures. They represent mainly, if not solely, material brought from the town's dumps to be deposited on the berms and plots. Some of the pottery sherds of the latter group bear no registration details, but even those which bear some numbers or short legends made by the excavator, cannot be affiliated to a given excavated unit. Altogether, the



Figure 27. Excavated (in 2020 by authors) structure on a western berm (Area B): a) Oblique westerly looking drone photo of an excavated structure; b) Southeastern corner of the excavation exhibiting a 1+ m thick sand loam that resembles the grey anthrosols identified on top of the berm and in the plots. Here, a thicker unit was applied beneath and around the structure probably to enable its structural stability; c) Reused Roman-period capital embedded in the curved wall that delimits the structure from the east.



Figure 28. Eastward oblique view of the excavated (in 2021) structure on a western berm demonstrating the depth of the foundations or multi-stage remains solely containing Early Islamic-dominated artifacts.

References

- Abegg, F.E., Loope, D.B., Harris, P.M., 2008. Carbonate eolianites - Depositional models and diagenesis. In: Abegg, F.E., Harris, P.M., Loope, D.B. (Eds.), *Modern and ancient carbonate eolianites SEPM Special Publication 71*, 17–30.
- Almagor, G., Gill, D. and Perath, I., 2000. Marine sand resources offshore Israel. *Marine georesources & geotechnology*, 18(1), pp.1-42.
- Arkin-Shalev, E., Gilboa, A. and Yasur-Landau, A. 2019a. The Iron Age Maritime Interface at the South Bay of Tel Dor: results from the 2016 and 2017 excavation seasons. *International Journal of Nautical Archaeology*. doi: 10.1111/1095-9270.12360
- Arkin-Shalev, E., Gambash, G. and Yasur-Landau, A. 2019b. Disheveled Tenacity: The North Bay of Roman and Byzantine Dor *Journal of Maritime Archaeology*. <https://doi.org/10.1007/s11457-019-09235-y>
- Arkin Shalev, E., Galili, E. Waiman-Barak, P. and Yasur-Landau, A. 2021. Rethinking the Iron Age Carmel Coast: A Coastal and Maritime Perspective. *Israel Exploration Journal* 71/2:129-161.
- Barton, R. N. E., Bouzouggar, A., Collcutt, S. N., Schwenninger, J. L., & Clark-Balzan, L., 2009. OSL dating of the Aterian levels at Dar es-Soltan I (Rabat, Morocco) and implications for the dispersal of modern *Homo sapiens*. *Quaternary Science Reviews*, 28(19-20), 1914-1931.
- Bookman, R., Mor-Federman, T., Herut, B., Harlavan, Y., Taha, N., Stein, M. and Almogi-Labin, A., 2021. Development of the Nile Littoral Cell during the past 8.2 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 274, p.107262.EI
- Cohen-Seffer, R., Greenbaum, N., Sivan, D., Jull, T., Barmeir, E., Croitoru, S., Inbar, M., 2005. Late Pleistocene–Holocene marsh episodes along the Carmel coast, Israel. *Quaternary International* 140-141, 103-120.
- Dean, S., Horton, B.P., Evelpidou, N., Cahill, N., Spada, G., Sivan, D., 2019. Can we detect centennial sea-level variations over the last three thousand years in Israeli archaeological records? *Quaternary Science Reviews* 210, 125–135.
- Emery, K.O. and Neev, D., 1960. *Mediterranean beaches of Israel*. State of Israel, Ministry of Agriculture, Division of Fisheries, the Sea Fisheries Research Station.
- Faershtein, G., Porat, N., Avni, Y. and Matmon, A., 2016. Aggradation–incision transition in arid environments at the end of the Pleistocene: An example from the Negev Highlands, southern Israel. *Geomorphology*, 253, pp.289-304.
- Faershtein, G., Guralnik, B., Lambert, R., Matmon, A. and Porat, N., 2018. Investigating the thermal stability of TT-OSL main source trap. *Radiation Measurements*, 119, pp.102-111.
- Frechen, M., Dermann, B., Boenigk, W., & Ronen, A. (2001). Luminescence chronology of aeolianites from the section at Givat Olga—Coastal Plain of Israel. *Quaternary Science Reviews*, 20(5-9), 805-809.
- Galili, E., Benjamin, J., Eshed, V., Rosen, B., McCarthy, J. and Horwitz, L.K., 2019. A submerged 7000-year-old village and seawall demonstrate earliest known coastal defence against sea-level rise. *PLoS One*, 14(12).
- Galili, E. and Sharvit, J., 1991, October. Classification of underwater archaeological sites along the Mediterranean coast of Israel: Finds from underwater and coastal archaeological research. In *Actes du Symposium International Thracia Pontifica V, Sozopol* (pp. 269-296).

- Galili, E., Ronen, A., Mienis, H.K., Kolska Horwitz, L., 2017. Beach deposits containing Middle Paleolithic archaeological remains from northern Israel. *Quaternary International* 464.43–57.
- Galili, E., Rosen, B., Evron, M.W., Hershkovitz, I., Eshed, V., Kolska Horwitz, L., 2020. Israel: submerged prehistoric sites and settlements on the Mediterranean coastline—the current state of the art. In: Bailey, G., Galanidou, N., Peeters, H., Jöns, H., Mennenga, M. (Eds.). *The Archaeology of Europe's Drowned Landscapes*. Coastal Research Library, Volume 35. Springer, Cham, pp. 443–481.
- Gilboa, A., Sharon, I., 2008. Between the Carmel and the sea: Tel Dor's Iron Age reconsidered. *Near Eastern Archaeology* 71, 146–170.
- Gilboa A, Sharon I. 2003. An Archaeological Contribution to the Early Iron Age Chronological Debate: Alternative Chronologies for Phoenicia and Their Effects on the Levant, Cyprus, and Greece. *Bulletin of the American Schools of Oriental Research*; 332: 7–80.
- Gilboa A, Sharon I. 2008. Between the carmel and the sea: Tel Dor's iron age reconsidered. *Near Eastern Archaeology*. 71: 146–170.
- Goff, J.A., Austin, J.A., Goodman-Tchernov, B.N., 2018. Estuarine development and early Holocene transgression across an aeolianite substrate, Caesarea, central Israel. *Continental Shelf Research* 158, 33-44.
- Gvirtsman, G., Martinotti, G.M., Moshkovitz, S., 1997. Stratigraphy of the Plio-Pleistocene sequence of the Mediterranean coastal belt of Israel and its implications for the evolution of the Nile cone. In: Van Couvering, J.A. (Ed.), *The Pleistocene boundary and the beginning of the Quaternary*. Cambridge University Press, pp. 156–168.
- Harel, M., Amit, R., Porat, N. and Enzel, Y., 2017. Evolution in of the southeastern Mediterranean coastal plain. In *Quaternary of the Levant: Environments, Climate Change, and Humans* (pp. 433-445). Cambridge University Press Cambridge.
- Hyams-Kaphzan, O., Almogi-Labin, A., Sivan, D. and Benjamini, C., 2008. Benthic foraminifera assemblage change along the southeastern Mediterranean inner shelf due to fall-off of Nile-derived siliciclastics. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 248(3), pp.315-344.
- Kadosh, D., Sivan, D., Kutiel, H., Weinstein-Evron, M., 2004. A late quaternary paleoenvironmental sequence from Dor, Carmel coastal plain, Israel. *Palynology* 28, 143-157.
- Kark, R., & Levin, N., 2012. The environment in Palestine in the late Ottoman period, 1798–1918. *Israel's Environmental History*, 1.
- Kuijt, I., Goring-Morris, N., 2002. Foraging, farming, and social complexity in the Pre-Pottery Neolithic of the southern Levant: a review and synthesis. *Journal of World Prehistory* 16, 361-440.
- Lantos, S., Yasur-Landau, A., Gambash, G. and Khamisy, R.G., 2021. The Frankish Castle of Dor. *Levant*, 53(2), pp.217-235.
- Lazar, M., Engholtz, K., Basson, U. and Yasur-Landau, A. 2017. Water Saturated Sand and a Shallow Bay: Combining Coastal Geophysics and Underwater Archaeology in the South Bay of Tel Dor. *Quaternary International* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.02.025>.
- Lazar, M., Himmelstein, A., Levy, T. E., Arkin Shalev, E., Basson, U. and Yasur-Landau, A. 2020. The door to Dor: Tracing unseen anthropogenic impact in an ancient port. *Georachaeology*
- Nitschke, J.L., Martin, S.R and Shalev, Y. 2011. Between the Carmel and the Sea. *Tel Dor: The Late Periods*. *Near Eastern Archaeology* 74 (3): 132–154
- Mauz, B., Hijma, M.P., Amorosi, A., Porat, N., Galili, E., Bloemendal, J., 2013. Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean). *Earth-Science Reviews* 121,31–54.

- Muhs, D. R., Roskin, J., Tsoar, H., Skipp, G., Budahn, J. R., Sneh, A., Blumberg, D. G., 2013. Origin of the Sinai–Negev erg, Egypt and Israel: mineralogical and geochemical evidence for the importance of the Nile and sea level history. *Quaternary Science Reviews*, 69, 28-48.
- Porat, N., Avital, A., Frechen, M. and Almogi-Labin, A., 2003. Chronology of upper Quaternary offshore successions from the southeastern Mediterranean Sea, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 22(10-13), pp.1191-1199.
- Porat, N., Jain, M., Ronen, A., & Horwitz, L. K., 2018. A contribution to late Middle Paleolithic chronology of the Levant: New luminescence ages for the Atlit Railway Bridge site, Coastal Plain, Israel. *Quaternary International*.
- Pye, K., & Tsoar, H., 2008. *Aeolian sand and sand dunes*. Springer Science & Business Media.
- Ramirez, I.O., Galili, E., Shahack-Gross, R., 2021. Locating submerged prehistoric settlements: A new underwater survey method using water-jet coring and micro-geoarchaeological techniques. *Journal of Archaeological Science* 135, 105480.
- Raban, A. 1995. Dor-Yam: Maritime and Coastal Installations at Dor in Their Geomorphological and Stratigraphic Context. In: Stern, E. *Excavations at Dor, Final Report, Vol. 1 A: Areas A and C: Introduction and Stratigraphy*. Jerusalem: 286–354.
- Roskin, J., Sivan, D., Bookman, R., Shtienberg, G., Roskin, E., Porat, N., 2015a. Natural and human controls of the Holocene evolution of the beach, aeolian sand and dunes of Caesarea (Israel). *Aeolian Research*, 19A: 65-85.
- Roskin, J., Shtober-Ziso, N., Wittenberg, L., Greenbaum, N., (eds.), 2015b. The Hadera-Caesarea sands and mouth of the Alexander stream, research methods and finds. Israel Geomorphologic Research Group annual meeting excursion guidebook. 23 pp. (in Hebrew).
- Roskin, J., Sivan, D., Bookman, R., 2017. The environmental significance of Holocene sand incursion and dune formation along the Coast of Israel and its affiliation to human settlement- Final report for Israel Energy and Water Ministry, 3-yr grant (2014-2016). (77 pp.).
- Roskin, J. and Taxel, I., 2021a. "He Who Revives Dead Land": Groundwater Harvesting Agroecosystems in Sand Along the Southeastern Mediterranean Coast Since Early Medieval Times. *Mediterranean Geoscience Reviews*.
- Roskin, J. and Taxel, I., 2021b. Groundwater-Fed Plot-and-Berm Agroecosystems in Aeolian Sand in the Mediterranean Basin. In: Abrunhosa, M., Chambel, A., Peppoloni, S. and Chaminé, H.I. (eds.). *Advances in Geoethics and Groundwater Management: Theory and Practice for a Sustainable Development*. Proceedings of the 1st Congress on Geoethics and Groundwater Management (GEOETH & GWM '20), Porto, Portugal 2020. Cham. Pp. 473-478.
- Salmon, Y., Conyers, L., Jol, H., & Artzy, M., 2014 (June). Early second millennium settlement landscape in the Nami Region, Israel, revealed by GPR investigations. In *Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar* (pp. 60-65). IEEE.
- Shtienberg, G., Dix, J., Waldmann, N., Makovsky, Y., Golan, A., Sivan, D., 2016. Late-Pleistocene evolution of the continental shelf of central Israel, a case study from Hadera. *Geomorphology* 261, 200-211.
- Shtienberg, G., Dix, J., Waldmann, N., Bookman, R., Taha, N., Porat, N., Roskin, J., Sivan, D., 2017. Anthropogenic overprints on natural coastal aeolian sediments, a case study from the periphery of ancient Caesarea, Israel. *Anthropocene*.
- Shtienberg, G., Yasur-Landau, A., Norris, R. D., Lazar, M., Rittenour T. M, Tamberino, T. Gadol. O. Cantu, K. Arkin Shalev, E., Ward, S. N. and Levy, T. E. 2020. A Neolithic mega-tsunami event in the eastern Mediterranean: Prehistoric settlement vulnerability along the Carmel coast, Israel. *PLoS ONE* 15(12): e0243619.

- Shtienberg, G., Gadol, O., Levy, T. E., Norris, R. D., Rittenour, T. M., Yasur-Landau, A., ... & Lazar, M., 2021. Changing environments and human interaction during the Pleistocene–Early Holocene from the shallow coastal area of Dor, Israel. *Quaternary Research*, 1-18.
- Schattner, U., Gurevich, M., Kanari, M. and Lazar, M., 2015. Levant jet system—effect of post LGM seafloor currents on Nile sediment transport in the eastern Mediterranean. *Sedimentary geology*, 329, pp.28-39.
- Sivan, D., Lambeck, K., Toueg, R., Raban, A., Porath, Y., Shirman, B., 2004. Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 315-330.
- Sivan, D., Porat, N., 2004. Evidence from luminescence for Late Pleistocene formation of calcareous aeolianite (Kurkar) and paleosol (Hamra) in the Carmel Coast, Israel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211,95–106.
- Sivan, D., Wdowinski, S., Lambeck, K., Galili, E., Raban, A., 2001. Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167, 101–117.
- Sivan, D., Greenbaum, N., Cohen-Seffer, R., Sisma-Ventura, G., Almogi-Labin, A., 2011. The origin and disappearance of the late Pleistocene–early Holocene short-lived coastal wetlands along the Carmel coast, Israel. *Quaternary Research* 76, 83-92.
- Sneh, Y., Klein, M., 1984. Holocene sea level changes at the coast of Dor, Southeast Mediterranean. *Science* 226, 831-832
- Sneh, A., Bartov, Y., Weissbrod, T. and Rosensaft, M., 1998. Geological Map of Israel, 1:200,000. *Isr. Geol. Surv.*
- Spratt, R.M., Lisiecki, L.E., 2015. A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past Discussions* 11, 3699-3728.
- Stern, E., 1994. *Dor Ruler of the Seas*. Israel Exploration Society, Jerusalem. 348 pp.
- Tal, A., Weinstein, Y., Wollman, S., Goldman, M., Yechieli, Y., 2018. The Interrelations between a Multi-Layered Coastal Aquifer, a Surface Reservoir (Fish Ponds), and the Sea. *Water* 10.
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews* 114, 279–297.
- Taxel, I., Sivan, D., Bookman, R., Roskin, J., 2018. Early Islamic inter-settlement agroecosystems in coastal sand, Yavneh dunefield, eastern Mediterranean coast, Israel. *J. of Field Archaeology* 43(7),551-569
- Tsoar, H., 1990. Trends in the development of sand dunes along the southeastern Mediterranean coast. *Catena (Suppl.)*, 18: 51-60.
- Tsoar, H., and Blumberg, D.G., 2002. Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1147-1161.
- Yaalon, D. H., 1967. Factors affecting the lithification of eolianite and interpretation of its environmental significance in the coastal plain of Israel. *Journal of Sedimentary Research*, 37(4).
- Yaalon, D.H. and Laronne, J., 1971. Internal structures in eolianites and paleowinds, Mediterranean coast, Israel. *Journal of Sedimentary Research*, 41(4).
- Yasur-Landau, A., Shtienberg, G., Gambash, G., Spada, G., Melini, D., Arkin-Shalev, E., Tamberino, A., Reece, J., Levy, T., Sivan, D., 2021. New relative sea-level (RSL) indications from ~ 3500y BP to ~2000y BP (Middle Bronze to Early Roman) from archeological constructions in Dor, the Carmel coast of Israel. *Plöse one*.