

מדריך סירים



כנס החברה הגיאולוגית ■ עין בוקה ■ 2014

הוצאה לאור ע"י החברה הגיאולוגית הישראלית

עריכה גרפית והבאה לדפוס: חנה נצר-כהן, בת שבע כהן
תמונת שער: חוף ים המלח הנסוג - מבט ממצוק ההעתקים, צילום: רם וינברגר

כנס החברה הגיאולוגית הישראלית 2014

עין בוקק

סיורים



עריכה: צפריר לוי, רם וינברגר

כ"ה - כ"ז אדר א' תשע"ד, 27.2.2014 - 25



החברה הגיאולוגית הישראלית מודה למוסדות ולגופים הבאים על תמיכתם ותרומתם לכנס השנתי בעין בוקק 2014:

- המכון הגיאולוגי 
- המכון הגיאופיסי לישראל 
- המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית 
- בית הספר למדעי הים, אוניברסיטת חיפה  
- המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב 
- המחלקה לגיאופיזיקה ומדעים אטמוספריים ופלנטריים, אוניברסיטת תל-אביב 
- המרכז הישראלי לחקר הים התיכון 
- מרכז מדע ים המלח והערבה 
- Zion Oil & Gas Inc. 
- אבנר חיפושי נפט ש"מ 
- דלק קידוחים ש"מ 
- רציו חיפושי נפט ש"מ 
- Israel Energy Initiatives 
- כימיקלים לישראל בע"מ 
- תגלית מחקרי ים המלח בע"מ 
- גיא-פרוספקט בע"מ 
- ד"ר עמיר אידלמן – גיאולוג 
- מ. לויין סקרים גיאולוגים וגיאוטכנים בע"מ 
- אקולוג הנדסה בע"מ 
- A.V.B.A Hitech Services LTD 

חברי ועד החברה הגיאולוגית הישראלית 2013-2014

נשיא – רם וינברגר

סגן נשיא – ישי וינשטיין

מרכז פעולות וספורים – צפריר לוי

פעולות מיוחדות – אלחנן צוקר

מרכז תכנים – נדב לנסקי

גזבר – יואב נחמיאס

אחראי אתר אינטרנט – עמרי דביר

מזכיר – רן יששכר

ועדת הביקורת – מאיר אבלסון, אמיר שגיא, רונית קסל

ד"ר אליהו אריה ז"ל**2013 - 1928**

אל אליהו אריה התוודעתי לראשונה בראשית שנות השמונים עת הצטרפתי לסגל האגף לסיסמולוגיה במכון הגיאופיזי בחולון. המבטא הבולגרי הכבד יחד עם המבט הידידותי, מיד הקרינו ניחוח של אדם רך ונעים הליכות. בשיחתנו הראשונה, סיפר לי על היכרותו האישית עם הסיסמולוגים הנודעים צ'ארלס ריכטר ("סולם ריכטר") ופרנק פרס, אותם הכיר בעבודתו במכון המחקר בקליפורניה, כמו גם על עניינו האישי בדיסציפלינה של חקר רעידות אדמה היסטוריות בתוך הקונטקסט של הערכות סיכונים סיסמיים. כמי שזכה להיות קולגה שלו במשך עשרים שנה, ברור לי היום כי הבחירה הזו בעיסוק הן בגיאופיזיקה והן בהיסטוריה



התאימה מאין כמוה לאדם בעל עושר תרבותי עצום שכמותו. אליהו פיתח התמחות של איסוף וקומפילציה של רעידות אדמה היסטוריות בארץ ישראל וסביבותיה. לידע ההיסטורי אודות רעשים היסטוריים, שהצליח לאסוף היה שימוש מעשי בפיתוח מפת הסיכונים לארץ. בפרט ראוייה באופן מיוחד להערכה העבודה המקיפה שערך בהקשר של רעידות אדמה באזורנו במאה העשרים.

אליהו הצליח להגיע לתיעוד היסטורי לאירועים סיסמיים אשר חוקרים אחרים החמיצו. כך למשל זכור לי כי כאשר עסקנו בהערכת הסיכונים הסיסמיים הנשקפים לישראל מאזור מזרח הים התיכון, הוא הציג בפניי שורה של רעידות אדמה גדולות ובינוניות, אשר התרחשו ככל הנראה באזור מזרח הים התיכון בשנות החמישים והשישים, על סמך חקירת העיתונות הכתובה של אותה עת בלבד.

בתקופות שונות עסק גם במחקרים הקשורים להערכת סיכונים סיסמיים מתוך נתונים גיאופיזיים. באחד המחקרים היותר מוקדמים שלו, אשר זכה להתעניינות רבה בקהילה המקצועית בראשית שנות השבעים, הראה קורלציה מובהקת בין התרחשות רעידות אדמה חזקות במפרץ סואץ לבין שינויים מובהקים במפלס בארות הנפט באבו רודס.

למרות מסלול חייו הסוער, ילד במחנה מעצר בבוגריה הממתין להישלח למחנה השמדה (פעולה שנעצרה ע"י הבולגרים), נער העולה בגפו ארצה בשלהי מלחמת העולם, לוחם במלחמת השחרור (גבעתי), התאלמנות טראגית מנעמה, אשתו מנישואיו השניים, היה אליהו (וזה היה סוד קסמו) אדם תמים ללא תקנה. באחת מן הפעילויות המשותפות שלנו בראשית שנות התשעים, בהקשר של הדרכה מקצועית בארצות מרכז אמריקה, נקלענו שנינו לתחנת גבול נידחת בגבול גואטמלה-הונדורס. שומרי הגבול בצד ההונדורסי, אשר היו חמושים, נראו עצבניים ומאימים. ברור קצר העלה כי הואיל והיום היה יום ראשון, יום אשר להלכה הם אינם עובדים, הם דרשו "מס מעבר מיוחד". המס שדרשו הסתכם בלא יותר מעשרה שקלים בסך הכל. כאן התעורר אליהו במחאה קולנית: "זוהי שחיתות בלתי נסבלת...לא אתן לפרחחים הללו אגורה אחת....אני אפנה לממונה...". הוא נירגע רק כאשר צעקתי לו כי כיתת היורים מחכה לנו אם לא נשלם עשרה שקלים....

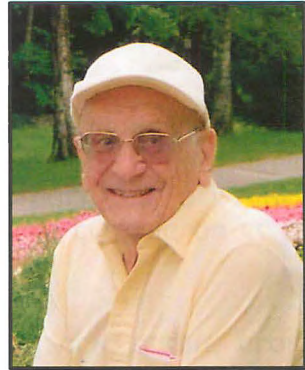
יהי זכרו ברוך.

ניצן רבינוביץ

פרופ' דן יעלון ז"ל

2014 - 1924

פרופ' דן יעלון נפטר בביתו שבמבשרת ציון ב 29 בינואר 2014 כ"ח בשבט תשע"ד. פרופ' יעלון היה אחד החלוצים בארץ ובעולם בחקר קרקעות, בשימוש במדע הקרקע לניתוח והבנת תהליכים בתחומי מדעי כדור-הארץ ובחקר אבק מדבר. מונע מתמיהתו של לאונרדו דה וינצ'י "מדוע אנו יודעים יותר על כוכבים רחוקים מאשר על הקרקע אשר תחת רגלינו?" היה פרופ' יעלון לאחד הראשונים אשר שילב את נושא חקר הקרקעות כחלק אינטגרלי במחקרי מדעי כדור הארץ. פרופ' יעלון היה מהמובילים בעולם בחקר האבק והציג גורם זה כראשון במעלה בתהליך התפתחות ויצירת קרקעות בכלל ובשולי המדבריות בפרט, נושא שכיום הינו בלב



מחקרי התפתחות קרקעות. עבודותיו אלה שהתפרסמו בשנות ה-60 וה-70 של המאה העשרים משמשות אבן פינה בחקר הרביעון בארץ ובעולם ומחקריו פורצי הדרך בנושא רלוונטים גם כיום ועדיין שומרים על רעננותם. כמו כן, הוא היה אחד מהחוקרים הראשונים ששילבו בהצלחה בין חקר הקרקע מתחום מדעי החקלאות לבין חקר הקרקע מתחום מדעי האדמה. שילוב תחומים ייחודי זה הבטיח שרעיונותיו החדשניים השפיעו על חוקרי הקרקעות בעולם, תופעה שאין כדוגמתה בארץ כמעט באף נושא אחר מתחומי מדעי האדמה. השפעתו, הן על החוקרים בארץ והן על חוקרים בעולם, נעשתה דרך פרסומיו ודרך ההוראה במקומות רבים בעולם

מחקריו התפרסמו בכתבי עת וספרים רבים (Davis, Berkeley, Arizona, ANU, Oxford, Cambridge, John Hopkins) ודרך עבודתו עם אנשי חקר הקרקע בישראל, באירופה, ארה"ב (USDA ו USGS), אוסטרליה ואסיה.

פרופ' יעלון פרסם מעל 150 עבודות וערך וכתב מספר ספרים. הספר Paleopedology שערך בשנת 1970 משמש עד היום כאחד מספרי היסוד בתחום. ספר זה היווה זרז לקידום נושא השימוש בקרקעות בחקר הרביעון ובחקר תקופות גיאולוגיות קדומות יותר. כבר בספר זה הציג דן יעלון, מצד אחד את כושר החיזוי שלו בנושא פיתוח תחומי מחקר חדשים ומצד שני, את השפעתו על התפתחות כיוונים אלו. עבודותיו שהתמקדו בשינויים עקביים בתכונות קרקע בזמן ובמרחב משמשים עד היום כבסיס לדין מחשבתי ומאגר בלתי נדלה של רעיונות חדשים. מאמרו שפורסם בעיתון Geoderma:

Conceptual models in pedogenesis; can soil-forming functions be solved? בשנת 1975 הוא אחד המאמרים החשובים ביותר בחקר הקרקעות במדעי האדמה. דוגמא נוספת הינה רעיונותיו ופרסומיו המקוריים בנושא האבק והלס המדברי אשר הקדימו את זמנם ונתקלו בתחילה בהתנגדות מצד הקהילה המדעית. ברבות הימים מחקריו פורצי הדרך בתחום זה זכו לחיזוקים על ידי ממצאים חדשים וכיום דעותיו מהוות בסיס איתן ומקובל למחקרים בנושא.

בישראל עבד יעלון, עם תלמידיו ושותפיו, בכל אזורי הארץ וחקר היבטים רבים ומגוונים בתחום הפדולוגיה וקרקעות ישראל: תהליכי פדוגנזה, ניתוח והבנת סדימנטים צעירים כגון הלס בנגב, החולות והתפתחות קרקעות חוליות במישור החוף, מילוי העמקים על ידי סדימנטים איאוליים דקי-גרגר והפיכתם לוורטיסולים, התפתחות Calcretes על סוגיהם עם דגש על התפתחות נארי על גבי סלעי קירטון והשפעת האקלים על סדימנטים וקרקעות.

לאחר פרישתו וחרף בעיות בריאות המשיך פרופ' יעלון בפעילות מקצועית ענפה, בביקורת, בעריכה ובהשתתפות פעילה בוועדות עורכים של מספר עיתונים וספרים ובארגונים בינלאומיים שונים. לאחרונה התמקד דן יעלון בחקר היבטים של מדע הקרקע והארכיאולוגיה וכן היסטורית התפתחות מדעי הקרקע בעולם ופרסם על כך ספר שזכה ב Sarton Medal.

במשך הקריירה הענפה והפורייה כובד פרופ' יעלון באין ספור מדליות, פרסים וחברויות כבוד על ידי ארגונים לאומיים ובינלאומיים שונים ביניהם מדליית דוקצ'ייב של החברה הבין לאומית למדעי הקרקע 2010, חברות כבוד של החברה הגיאולוגית האמריקאית, חברות כבוד של האיגוד הבין לאומי לחקר הרביעון, פרס האיחוד הבין לאומי למדעי הקרקע וחברות כבוד של החברה הגיאולוגית הישראלית לשנת 2001 כאות הוקרה על תרומתו הרבה בשילוב מדע הגיאולוגיה עם מדע הפדולוגיה.

יהי זכרו ברוך.

יהודה אנזל ויגאל אראל, האוניברסיטה העברית
רבקה אמית ואון כרובי, המכון הגיאולוגי
דני איטקין, אוניברסיטת בן גוריון בנגב

רשימת סורים

1. חבורת חצבה בדרום ים המלח ובצפון הערבה:
 עדויות לגיל ההשתפלות לאורך בקע ים-המלח
 רן קלבו
 1-28
2. תצורת חתרורים - משרפת פצלי שמן עד בלייה עכשווית -
 מסע לאורך התהליך
 אביהו בורג, סימון וולין, יהושע קולודני
 29-58
3. דייקים קלסטיים וקמטים במישור עמיעז
 כמצייני רעידות אדמה
 צפריר לוי, רם וינברגר, יהודה אייל, איאן אלסופ, שמואל מרקו
 59-92
4. נוף פעיל במניפת נחל צאלים ובדלתת המלח
 של נחל הערבה: התחרויות, בולענים והשתנות קו החוף
 יואב אבני, נדב לנסקי, גדעון בר
 93-140
5. הידרוגיאולוגיה ובולענים בחוף ים המלח –
 עדכון לשנת 2013
 מאיר אבלסון, יוסף יחיאלי, רן נוף
 141-169

סיור מספר 1:

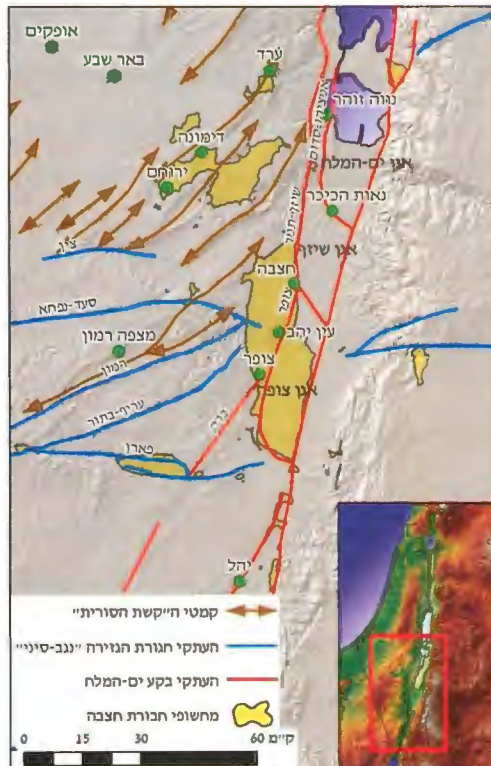
חבורת חצבה בדרום ים-המלח ובצפון הערבה: עדויות לגיל ההשתפלות לאורך בקע ים-המלח

רון קלבו

המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501

כללי

סלעי חבורת חצבה השתמרו בסמוך לשלושת האלמנטים הטקטוניים העיקריים שעיצבו את הנוף של הנגב והערבה: קמרי ה"קשת הסורית" של הנגב הצפוני, העתקי חגורת הגזירה נגב-סיני בנגב המרכזי והעתקי בקע ים-המלח לאורך הערבה (איור 1). בדרום ים-המלח נמצאה חבורת חצבה במספר מחשופים מבודדים והיא נחדרה במספר קידוחי נפט עמוקים. בערבה הצפונית (מאזור היישוב פארן ועד מצפון ליישוב עידן) נחשפת החבורה משני צדי ההעתק המערבי של בקע ים-המלח (העתק צופר והעתק שיזף-תמר) והיא נחדרה על ידי למעלה מ-150 קידוחי מים רדודים.



איור 1: מפת מיקום למחשופי חבורת חצבה והאלמנטים הטקטוניים העיקריים בדרום ישראל.

הסיור הנוכחי משלים את התמונה שהוצגה במסגרת שני הסיורים הקודמים שהתקיימו בכנסי החברה הגיאולוגית, מצפה רמון (1998) ומשאבי שדה (2005), שהתמקדו בהכרת חתך התבורה בגרנן כרכום שהתפתח לאורך העתק מחגורת הגזירה נגב-סיני (קלבו וחובריו, 1998), וכן בהכרת התבורה באזורים שהיו נתונים להשפעת התנועות הטקטוניות של קמטי ה"קשת הסורית" בצפון הנגב (קלבו וחובריו, 2005). הסיור הנוכחי יתמקד בהכרת החתך הסטרטיגרפי (החשוף והקבור) של חבורת חצבה המיוקנית בדרום ים-המלח ובצפון הערבה, בשחזור הפלאוגיאוגרפיה המיוקנית ובשאלת גיל השבירה לאורך בקע הערבה, כפי שעולה מיחסי השדה שבין סלעי התבורה להעתקי השולים המערביים של הבקע. במהלך הסיור נעקוב אחר העתק הגבול המערבי של בקע ים-המלח בדרום ים-המלח, שם הוא יוצר את "מצוק ההעתקים", ובערבה הצפונית, שם אין לו ביטוי מורפולוגי מובהק. בכל המחשופים של חבורת חצבה שהשתמרו בסמיכות להעתק נראה כי אין אינדיקציות ברורות להרבדה של סלעי התבורה סיני-טקטונית עם ההעתק בבקע.

מבנה בקע ים-המלח והערבה

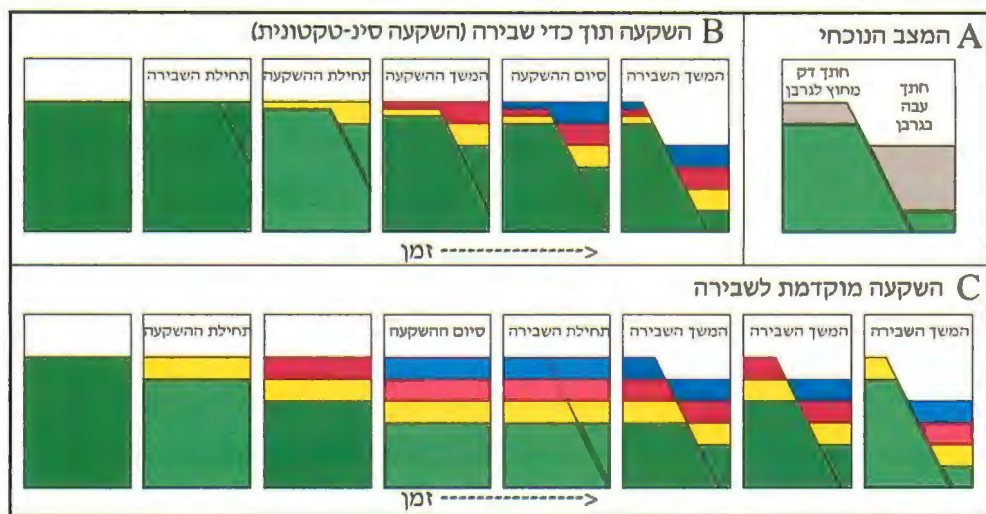
העתקי הגבול המערבי של בקע ים-המלח הנם חלק מטרנספורם ים-המלח המבדיל בין הלוח הערבי לתת-הלוח של סיני. הטיעונים למידת ההסטה האופקית לאורך הטרנספורם התבססו על מיפוי של מבנים גיאולוגיים ושל חגורות פציאליות משני צדי הבקע וכן על בסיס הסטה של מערכת העתקי חגורת הגזירה נגב-סיני. Garfunkel (1988) קובע את תחילת התנועה האופקית לאוליוקן עליון - מיוקן תיכון, כשלאורכה חלה תנועה שמאלית מצטברת של 105 ק"מ. Bartov et al. (1980) טענו כי התנועה האופקית לאורך הבקע מאוחרת למיוקן התחתון (20 מיליוני שנים) ואילו Joffe and Garfunkel (1987) טענו לתחילת תנועה אופקית טהורה של כ-75 ק"מ כבר לפני 25 מיליוני שנים; שלאחריה, לפני 5 מיליוני שנים, כתוצאה משינוי במיקום קוטב אויילר, התנועה משולבת עם רכיב פתיחה. לדעת הורוביץ (1987) ההעתקה לאורך הבקע החלה רק לפני 15 מיליוני שנים ועיקר התנועה בבקע היא של פתיחה בלבד וללא רכיב תנועה שמאלית כלל. כפי שנראה במהלך הסיור, חבורת חצבה, שהורבדה במהלך תקופת המיוקן, יכולה לסייע בקביעת מועד הפעילות על העתקי הבקע ועל סגנון פעולתם (תנועה אנכית ו/או אופקית).

קטע הטרנספורם המשתרע לאורך הערבה כולל סדרה של אגנים טקטוניים מאורכים (אגן ים-המלח, אגן שיזף ואגן צופר; איור 1) המסודרים בחלקם בצורה מדורגת והמוגבלים בהעתקי גבול מערביים (העתק צופר והעתק תמר) ומופרדים זה מזה על ידי העתקים

ליסטריים (העתק אמציהו והעתק שיזף) (פריזלנדר, 2000). החתכים הרציפים והעבים ביותר של החבורה הוכרו בקידוחים עמוקים בבקע ים-המלח, ממזרח להעתק צופר, וכן במחשוף בגרנן כרכום (מרכז הנגב), בעוד שבשאר המרחב (שולי הנגב ואזור הנגב הצפוני) עובי החתך המוכר לא עלה על מספר עשרות מטרים בודדים (איור 2). החתך החשוף הרציף והעבה ביותר (למעלה מ-1,300 מטרים) תואר בגרנן כרכום, שם הוא כולל יחידות מסלע נחליות-יבשתיות (אבני-חול, חרסית, סילט וקונגלומרט) וכן מעט שכבות מסלע ממקור אגמי (גיר וחואר). על בסיס החתכים בבקע הערבה ובגרנן כרכום חולקה החבורה לתצורות הבאות: אפעה (הפרטים שחק ומשק), גדרון, צפע, רותם וכרכום (איור 2c) (Calvo and Bartov, 2001).

ההבדל החד בין עובי החתכים שהשתמרו בגרננים לאלו שמחוץ לגרננים (איור 3a) מעלה את השאלה הבאה: האם הרבדת סלעי החבורה הייתה בו-זמנית לתנועת ההשתפלות האנכית של הגרננים ("השקעה סינ-טקטונית"), ולפיכך עובייה גדול בגרננים ודק בשוליים (איור 3b), או שמא ההרבדה הייתה אחידה במרחב והתרחשה ברובה לפני הפעילות הטקטונית, והיווצרות הגרננים לאחר סיום ההרבדה שימרה בתוך הגרננים את חתך סלעי החבורה שהושקעו עד כה, בעוד שמחוץ לגרננים הוסר רוב החתך על ידי ארוזיה והשתמרו ממנו חלקים בודדים בלבד (איור 3c). (Garfunkel and Horowitz, 1966), פרוינד וזק (1973) ו-Garfunkel and Ben-Avraham (1996) מהווים דוגמא לאלו התומכים בהשקעה הסינ-טקטונית, בעוד שברטוב (1974), זילברמן (1991) וקלבו (2000) מייצגים את אלו התומכים בהשקעה הנרחבת של החתך, עוד לפני העתקתו ושימורו לאורך הגרננים.

תיאור ומיפוי מפורט של חלקי החתך השונים של סלעי החבורה (קלבו, 2000) אפשרו הגדרה של חלקי החתך השונים בתוך החבורה באזורים השונים וקביעת היחסים שבין ההשקעה הסדימנטרית לתנועות האנכיות עבור כל תצורה בנפרד ולא באופן מוכלל ("החתך המיוקני העבה/הדק"). בסיור הנוכחי נבקר במרבית המחשופים המוכרים בדרום ים-המלח וכן במספר אתרים לאורך הערבה הצפונית המציגים קטעי חתך שונים של סלעי החבורה. נציג נתונים מקידוחי נפט עמוקים וקידוחי מים רדודים על מנת לקבוע מה עובי החתכים שמחוץ לגרננים והאם הם מייצגים את כל התצורות בעובי דק או שרק חלקן השתמרו. כמו כן נעקוב אחר היחסים שבין התצורות השונות להעתקים הראשיים של בקע ים-המלח.



איור 3: השקעה סינ-טקטונית או הרבדה אחידה? (A) המצב הנוכחי ללא הפירוט של השכוב הפנימי. (B) שלבי היווצרות הנוף הצפויים בתהליך השקעה סינ-טקטוני. (C) שלבי היווצרות הנוף בהשקעה שהיא מוקדמת לשבירה.

חבורת חצבה

נסיגת הים האיאוקני מדרום ישראל וחשיפת המרחב לתהליכי ארוזיה נרחבים הובילה להתפתחות משטח גידוע (פנפליין) נרחב המכונה "משטח הגידוע האוליגוקני" או "משטח הגידוע העליון". על גבי משטח ארוזיבי זה הורבדה חבורת חצבה. השלבים העיקריים בהתפתחות מערכות הניקוז שבהן הורבדה חבורת חצבה הם: (א) הובלה קצרה והרבדת קונגלומרט, שמרכיביו נגזרו ממקורות מקומיים, במערכות נחלים בעלי אנרגיית זרימה גבוהה (פרט שחק בתצורת אפעה); (ב) הצטברות משקעים אגמיים (פרט משק בתצורת אפעה) ומשקעים נחליים דקי-גרגר (תצורת גדרון) במערכות ניקוז נרחבות של אנרגיית זרימה נמוכה. מקור הגרגירים בשלב זה כבר לא היה מקומי בלבד; (ג) הרבדה של חתך עבה מאוד, שעיקרו חולות קוורץ וחלוקי "צור יבוא" במערכות נחלים בעלי אנרגיית זרימה גבוהה (תצורת רותם). אגן הניקוז של מערכות אלו נמצא הרחק במזרח או בדרום מזרח; (ד) הרבדה של חתך המורכב מחומר סחף שהובל מרחוק יחד עם מרכיבים מקומיים (תצורת כרכום), עדות להשתפלות המבנים הטקטוניים ולהתחלת הבליה מתוך לגרובים.

המעבר בין הקונגלומרט של פרט שחק ושכבות הגיר של פרט משק הנו הדרגתי ולפיכך פרטים אלו אוחדו תחת תצורת אפעה (Calvo and Bartov, 2001) (השם בעקבות Bartov et al., 1981). פרט שחק (כונה בעבר "קונגלומרט הבסיסי") עשוי קונגלומרט גס-גרגר

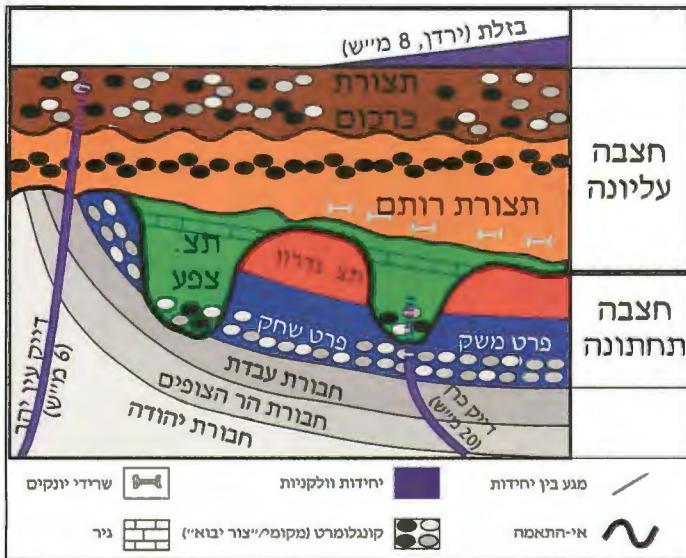
שמרכיביו בדרך כלל מזוותים ומקור הספקתם קרוב. החלוקים הם בעיקרם חלוקי גיר שנגזרו מיחידות מסלע מחבורות יהודה עד עבדת עם מעט מאד חלוקי צור מישאש. פרט שחק מונח באי-התאמה ארוזיבית וזוויתית קלה על גבי חבורת עבדת. עוביו של פרט שחק תלוי במבנה התבליט הטופוגרפי שאותו הוא ממלא, ובדרך כלל הוא דק מ-22 מטרים. פרט שחק מייצג את השלבים הראשונים של הרבדת חומרי הסחף על גבי מישור הגידוע העליון, שהיה מישורי ברובו. פרט משק מאופיין בבסיסו בחילופי שכבות של חרסית וחואר, ובחלקו העליון בשכבות גיר מסיביות היוצרות מצוק. עוביו של פרט משק כ-25 מטרים. הפרט הורבד בקרקעית של אגמי מים מתוקים שהתקיימו בדרום ישראל לאחר מילוי חלק מהתבליט הטופוגרפי על ידי פרט שחק. השכבות הבודדות בפרט משק שומרות על הופעתן (סדר השכבות ועוביין) וכן על הרכבן (הכימי והליתולוגי) על פני מרחקים גדולים (כמה עשרות ק"מ), עדות להמשכיותו ואחידותו של גוף מים אחד נרחב שממנו שקעו הסלעים. איור 4 מציג כמה מהמחשופים הידועים של פרט משק וכן שחזור משוער של השתרעות האגם ("אגם משקי"). אגם כזה מחייב תקופה לחה מאוד בעלת כמות משקעים מקומית גדולה בהרבה מזו של היום או כזו המביאה את מי הנגר ממרחק.



איור 4: הדגמה של חתכי פרט משק במרחב הנגב, הערבה וירדן, וגבולות ההשתרעות האפשריים של "אגם משקי". המפה מציגה את מיקום המחשופים הידועים כשהם משוחזרים לאחור למיקומם הגיאוגרפי לפני תחילת התנועה האופקית (105 ק"מ) לאורך הבקע.

תצורת גדרון, המונחת בהתאמה על גבי תצורת אפעה, מאופיינת בחילופי שכבות עבות של חרסית אדומה ושכבות דקות של אבן-חול דקת-גרגר. סלעים אלו הורבדו בקרקעית ובשוליים של מערכות נחלים בעלי אנרגיות זרימה נמוכות. עובייה של תצורת גדרון במחשופים הנו כ-30 מטרים, אך בקידוחי מים לאורך הערבה נמצאו חתכים עבים מ-100 מטרים. תצורת גדרון מייצגת תקופה ארוכה ויציבה שבה מערכות נחלים הובילו חומרי סחף ממקור מרוחק, דרך אזורנו, אל עבר אוקיינוס התטיס.

בשלב זה של ההיסטוריה חל מפנה ביציבות היחסית של האזור. תנועות הרמה, שמקורן כנראה בקימוט נוסף של ה"קשת הסורית", עודדו שלב בליה נוסף. רצף היחידות שחק-משק-גדרון נגדע, ועל גבי מישור אי-ההתאמה הארוזיבית והזוויתית שנוצר הורבדו בהמשך הסלעים של תצורת צפע (איור 5). במקומות אחדים הייתה אי-ההתאמה כה נרחבת ומהותית עד שכל החתך הקדום של חבורת חצבה וכן מספר תצורות עתיקות ממנה הוסרו, ותצורת צפע מונחת ישירות על שכבות מחבורת יהודה ובמכתש הגדול אפילו על תצורת זוהר היוראסית.

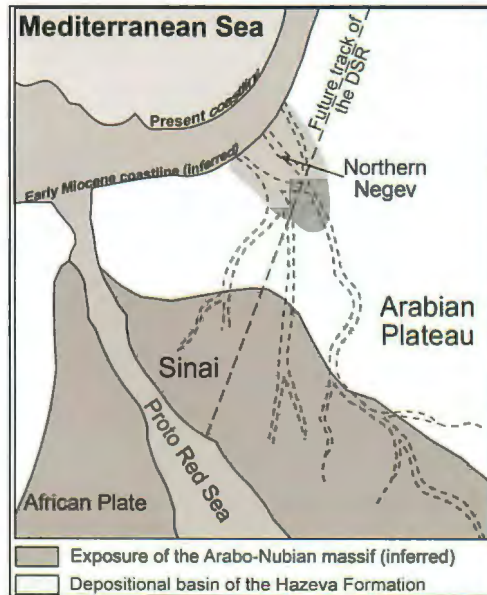


איור 5: יחסי שדה בין היחידות בחבורת הצבה. מוצגות שלוש אי-התאמות ארוזיביות: בבסיס תצורת צפע, בבסיס תצורת רותם, ובבסיס תצורת כרכום.

תצורת צפע, המונחת מעל לאי-ההתאמה התחתונה, מורכבת מיחידות המסלע הבאות: בבסיסה שכבות קונגלומרט ומעליהן חילופי חרסית ואבן-חול. בחלקה העליון ביותר של תצורת צפע מופיע אופק גירי אגמי דק (עד מטר אחד), המשתנה מגיר מסיבי ומצוקי, דרך

תרכיזי גיר בתוך חוואר ומסתיים כלפי מעלה בחוואר קשה. רצף השכבות בתצורת צפע מזכיר את רצף היחידות שחק-משק-גדרון, אך הבדלים פטרוגרפיים וגאוכימיים מאפשרים הבחנה ביניהם.

אירוע טקטוני נוסף, חלש בעוצמתו מזה שבבסיס תצורת צפע, הוביל להתפתחותו של שלב בליה מחודש. על גבי משטח בליה זה הורבדו סלעי תצורת רותם. החתך הליתולוגי של תצורת רותם מורכב ממחזורים רבים של רצפי קונגלומרט-חול-סילט-חרסית ועוביו המדוד כ-1,000 מטרים (איור 2b). חלוקי הצור בתצורת רותם הם בעלי קטרים שונים ומגיעים עד לכמה עשרות סנטימטרים. הם מאופיינים בלמינות דקיקות (איור 9b), שאינן נמצאות בטיפוסי הצור האחרים המוכרים בארץ. לסלע כזה אין מקור ידוע בתחומי ישראל, ולפיכך הוצע לכנותם "צור יבוא" (קולודני, 1965). הלמינות הדקיקות בצור מכילות מאובנים חד-תאיים (פורמניפרים, בעיקר *Globigerina*) מגיל איאוקן. מקורם הוגדר על סמך מחשופים של סלעי צור איאוקני דומים בדרום מזרח ירדן (אבני, 1998). תצורת רותם מתעדת לפיכך מערכות זרימה נרחבות, שהובילו חלקיקים גסי-גרגר ממרחק רב בתקופה שבקע ים-המלח לא היה קיים. קו פרשת המים הדרומי היה ממוקם מצפון לקו ההרמה של פתיחת ים סוף (הים האדום) (איור 6).



איור 6: מפה פלאוגיאוגרפית של תקופת תצורת רותם. הנחלים הגדולים זורמים מדרום-מזרח לצפון-מערב וחוצים את האזור המהווה היום את בקע ים-המלח (Zilberman and Calvo, 2013).

תצורת כרכום מורכבת מרצפים מחזוריים של חול גס-גרגר וקונגלומרט בהרכב מגוון, חלוקי "צור יבוא", חלוקי צור אחרים (כגון צור מישאש), חלוקי פוספוריט וגיר וכן מספר חלוקים ממקור מגמתי. תצורה זו כונתה בעבר "קונגלומרט הגג". השונות בהרכב הליתולוגי ובגודל הגרגירים של המרכיב החולי בתצורת כרכום מעידה על מחזור של מקטעי חתך קדומים, עדות אפשרית לתחילתה של ההשתפלות באגנים השונים ולתחילתה של הבליה החריפה בשוליהם. Zilberman and Calvo (2013) הראו כי ההשתפלות הנרחבת שאפשרה את הרבדת החבורה לווטה בשלב מאוחר יותר בהרמה נרחבת שהסירה את חתך החבורה ממרבית מרחבי הנגב.

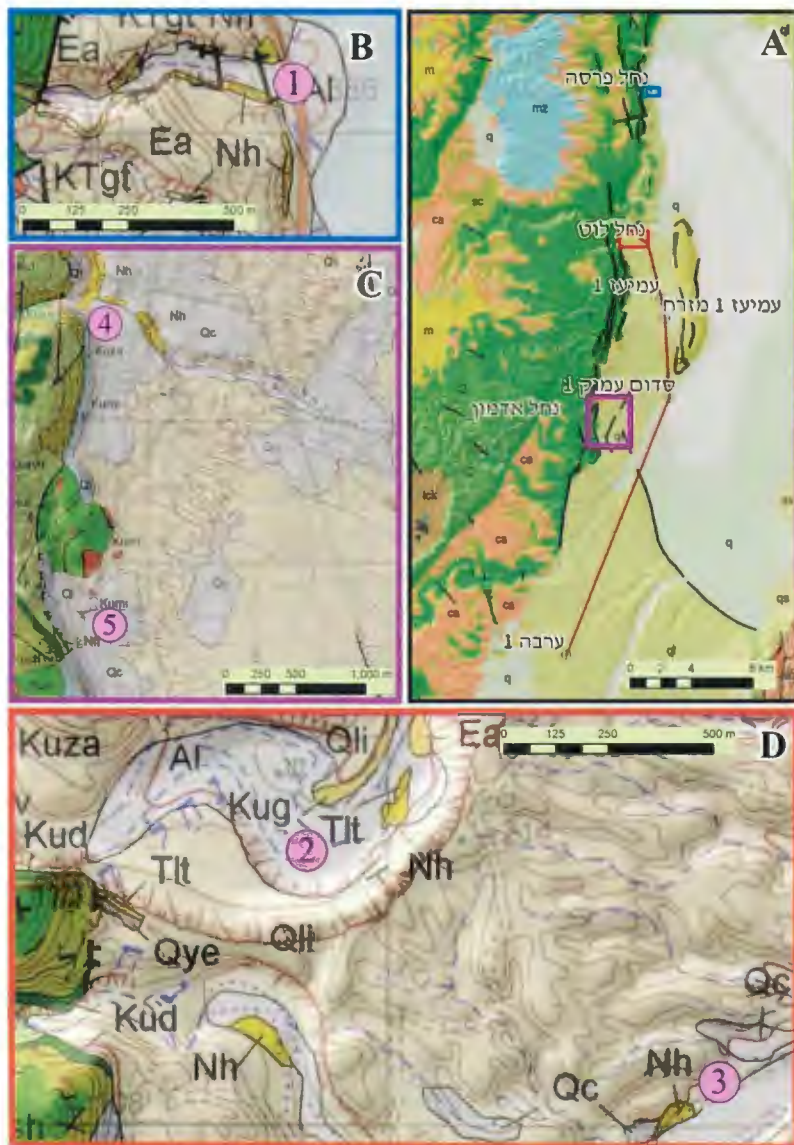
חלק ראשון: תחנות הסיור בדרום ים-המלח (איור 7)

באזור החוף הדרום מערבי של ים-המלח חשופה חבורת חצבה במספר אתרים מבודדים (הגדולים והחשובים ביותר הם: נחל פרסה, עין-בוקק, נחל חימר, נחל לוט ונחל אדמון) (בן-תור ופרומן, 1961; עגנון, 1983; Gilat and Braun, 1992), והיא נחדרה במספר קידוחי נפט עמוקים (קידוח עמיעז 1, קידוח עמיעז 1 מזרח, קידוח סדום עמוק 1 וקידוח ערבה 1) (Gardosh, 1991) (איורים 7 ו-8).

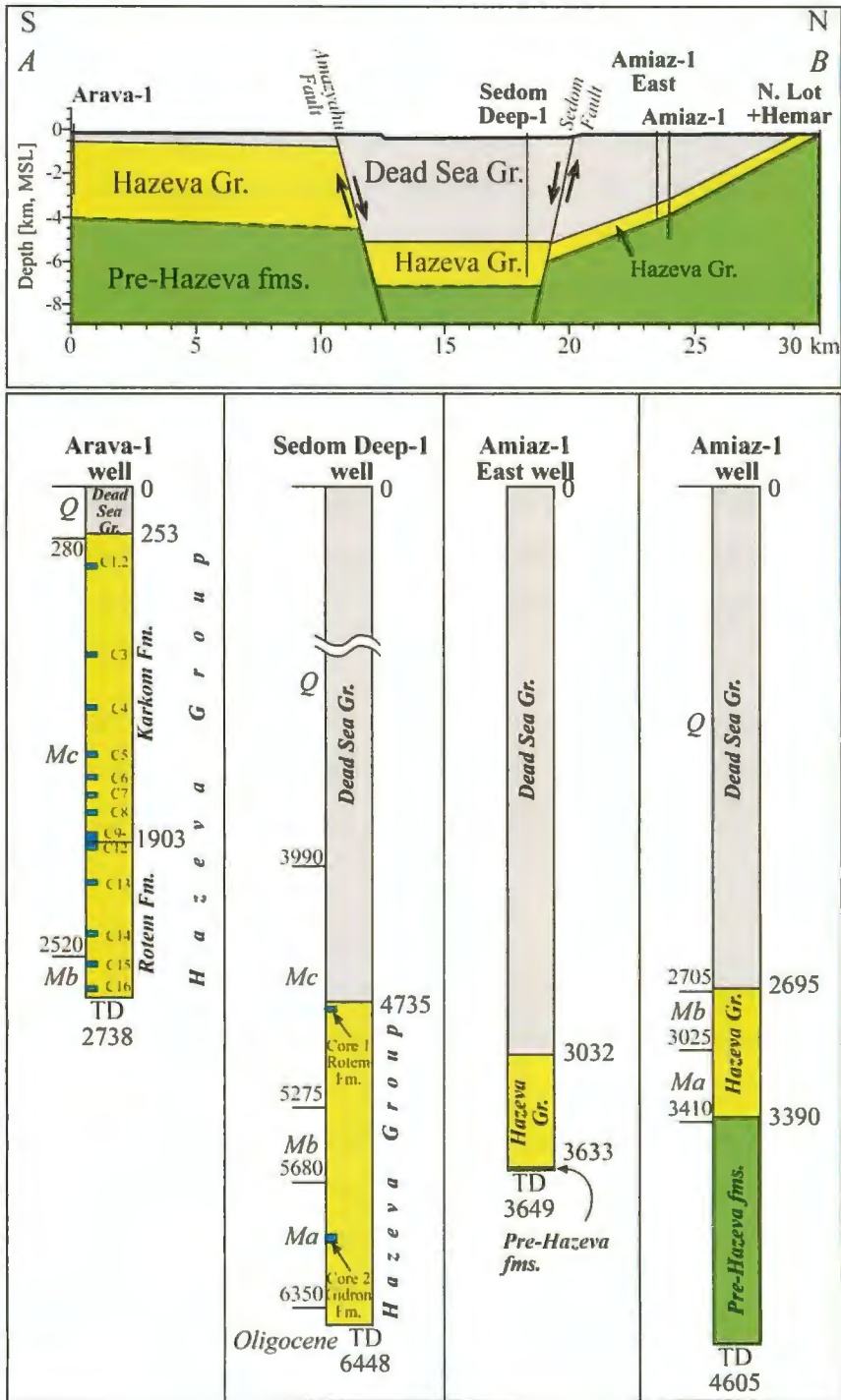
כל המחשופים שיתוארו וכן שני קידוחי עמיעז מצויים במבנה ביניים של אגן ים-המלח (בלוק עמיעז), התחום במזרחו בהעתק סדום (שאינו חשוף על פני השטח) ובמערבו בהעתק הגבול המערבי של ים-המלח (היוצר את "מצוק ההעתקים"). בבלוק עמיעז חשופים על פני השטח סלעים מחבורות הר הצופים ועבדת וכן תצורות מחבורת ים-המלח (בעיקר תצורת הלשון), ומחשופים מבודדים של חבורת חצבה מצויים בחלקו המערבי ביותר. הבלוק המרכזי של הבקע, שבו מצוי קידוח סדום עמוק 1, השתפל לעומקים גדולים יותר, וחבורת חצבה מצויה שם לפחות 4,700 מטרים מתחת לפני השטח (איור 8). קידוח ערבה 1 מצוי בבלוק אמציה (אגן שיזף; פריזלנדר, 2000), שאף הוא בלוק ביניים המורם יחסית לבלוק המרכזי של הבקע. החתכים שנחדרו בבלוקים אלו מייצגים כולם אזורים שעברו הנמכה טקטונית על גבי העתקי הבקע (הראשי או משני), ולפיכך משמשים כמציינים חשובים ביותר לתיעודם של שלבי השתפלות בבקע.

תחנה מס' 1: נחל פרסה (נצ"מ 23448/56907)

התחנה נמצאת בפתחת נחל פרסה בסמוך לכביש 90 (איור 7b), כקילומטר מצפון לכניסה הצפונית למלונות עין בוקק. החתך החשוף בנחל פרסה הנו המחשוף הצפוני ביותר של חבורת חצבה בבקע ים-המלח. בתחנה זו נכיר את מאסף החלוקים הייחודי של חבורת



איור 7: מפות מיקום לתחנות הסיור בדרום ים-המלח על רקע המפות הגיאולוגיות בקני"מ 1:50,000 של נווה זוהר (עגנון ושיגיא, 2011) ושל סדום (עגנון וחובריו, 2006) והמפה הגיאולוגית בקני"מ 1:200,000 של ישראל (Sneh et al., 1998). (A) מפת מיקום כללית; (B) מפת אזור נחל פרסה; (C) מפת נחל אדמון; (D) מפת אזור הנחלים חימר ולוט.



איור 8: חתך רוחב גיאולוגי בין קידוחי הנפט שבדרום ים-המלח (מיקום החתך מוצג באיור 7a) וחלוקה סטרוגראפית של החתך שנחדר בקידוחים וחלוקה לפי מאספי הפולן (אחרי Horowitz, 2001).

חצבה (חלוקי "צור יבוא") ונעמוד על היחס שבין החתך החשוף להעתק הגבול המערבי של הבקע הנמצא במעלה הנחל. בין נחל פרסה לעין-בוקק נמצאים מספר מחשופים מבודדים של שכבות אבן-חול צהובה גסת-גרגר (איור 9a) ואופקים של קונגלומרט העשוי מחלוקי "צור יבוא" (איור 9b) בעובי כולל של כמה עשרות מטרים. המחשופים הללו זוהו מלכתחילה כשייכים לתצורת חצבה, אך המיקום המרחבי שלהם הובילו להגדרת פרט חדש (פרט פרסה) (עגנון, 1983). מאוחר יותר, על בסיס החלוקה המחודשת של החבורה במרחב, ניתן היה לזהות באתרים אלו את החלקים הגבוהים בתצורת רותם (קלבו, 2000). במחשוף זה לא ניתן לזהות את היחידות המונחות בבסיס החבורה או בגגה.

המחשוף מרוחק מאות מטרים בלבד מהעתק הגבול המערבי של הבקע ("מצוק ההעתקים"). במעלה הנחל מצוי מחשוף נוסף במרחק של כעשרה מטרים מהעתק משני של הבקע. בשני המחשופים מאסף החלוקים אינו כולל מרכיבים שנגזרו מהיחידות הבונות את קיר ההעתק, עדות להרבדת תצורת רותם ללא קשר ליצירת המצוק ולפעילות הטקטונית לאורך ההעתק הראשי של הבקע.

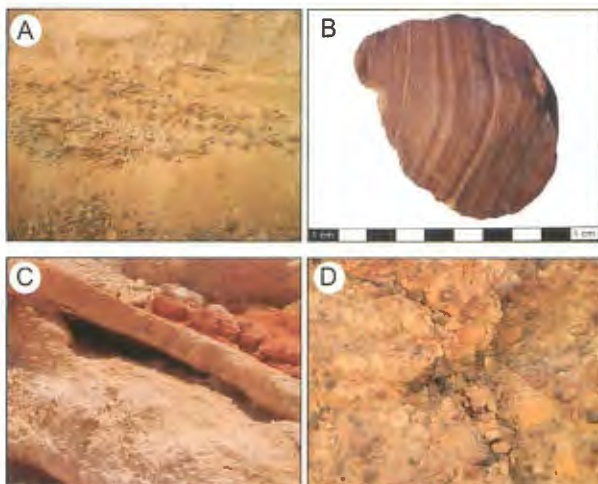
במהלך הנסיעה דרומה, נעבור בסמוך למחשוף נוסף של תצורת רותם הנמצא בערוץ ללא שם מדרום למלונות עין-בוקק, בין נחל רום ונחל בוקק. גם במחשוף זה (נצ"מ 23467/56578), הקרוב להעתק הגבול המערבי של הבקע, לא קיימים מרכיבים מקומיים בחתך החולי של תצורת רותם.

תחנה מס' 2: נחל חימר (נצ"מ 23298/55977)

המשך נסיעה דרומה לעבר אילת וכניסה מערבה (סימון שבילים בצבע כחול) אל עבר נחל חימר כחצי קילומטר לאחר צומת נווה זוהר. התחנה נמצאת כשלושה קילומטרים במעלה נחל חימר (איור 7d). בנחל חימר, הנמצא מדרום לנווה זוהר, נמצאו מספר מחשופים מבודדים של החבורה כשהם נטויים דרומה. בסיס החבורה חשוף כשהוא מונח בהתאמה על גבי סלעים מחבורת עבדת ומעליו מופיעים הפרטים שחק ומשק של תצורת אפעה (במופע דק יחסית) וכן את בסיס תצורת גדרון (איור 9c), ועד לחלקיה הגבוהים יותר, החשופים בנחל לוט (תחנה 3), והכוללים שכבות מהתצורות רותם וכרכום.

גם כאן, ביחידות הקלסטיות שמעל לתצורת אפעה, לא נמצאו מרכיבים דטרטיים שנגזרו מקירות ההעתק. העובי הדק יחסית של הפרטים בתצורת אפעה ומיקומו של החתך בבלוק ביניים של הבקע שוללים את התפיסה המקובלת לפיה "בזמן השקעת חבורת חצבה הבקע

השתפל ובתוכו הצטבר חתך עבה של החבורה", לפחות עבור תקופת ההשקעה של תצורת אפעה.



איור 9: (A) אבני-חול צהובות גסות-גרגר וקונגלומרט "צור יבוא" במחשוף נחל פרסה שלאורך חופי האגן הדרומי של ים-המלח; (B) למינות של מאובנים בחלוק "צור יבוא" איאוקני אופייני; (C) מחשוף נחל חימר. בסיס החתך החשוף, המונח על גבי סלעים מחבורת עבדה, מורכב מתצורת אפעה (הפרטים שחק ומשק), במופע דק מאד יחסית, ומתצורת גדרון; (D) מחשוף נחל לוט המציג חלקי חתך גבוהים של חבורת חצבה (תצורת כרכום).

תחנה מס' 3: נחל לוט (נצ"מ 23380/55913)

התחנה נמצאת במעלה נחל לוט (איור 7d). מנחל חימר יש להמשיך דרומה על דרך המסומנת בסימון שבילים בצבע ירוק, ולעלות במעלה הנחל (דרך לא מסומנת). בתחנה בנחל לוט נאמוד את עובי החתך שהצטבר/השתמר בדרום ים-המלח. באתר, הנמצא מדרום לנחל חימר, מופיעים שני מחשופים מבודדים של החבורה (איור 7d). המחשוף המערבי ביותר מציג שכבות של אבן-חול צהובה גסת-גרגר עם חלוקי "צור יבוא" מתצורת רותם. המחשוף המזרחי, שבו נבקר, מציג שכבות של קונגלומרט גס עם חלוקים ממקורות מגוונים ("צור יבוא", צור מישאש, חלוקי גיר) (איור 9d). חתך דומה תואר בערבה כתצורת חופירה (קלבו, 2000) וכעת הוא מוכלל בתצורת כרכום (Calvo and Bartov, 2001).

חלק זה של החתך מתעד התחלת ארוזיה של חלקי חתך עתיקים ומקומיים, עדות אפשרית לתחילת התנועה האנכית על גבי העתקי השולים של הבקע, או לחשיפה של חתכים עתיקים יותר באזורי הבלליה מהם ניזנו נחלי חבורת חצבה. בין מחשופי נחל חימר ונחל לוט נשמרת נטיית השכבות לכיוון דרום גם בתת-הקרקע, עד לקידוחי עמיעז (איור 8), ולפיכך הם מהווים רצף שכבות אחד. מתוך מדידת הנטיות בשדה והמרחק שבין מחשופי נחל חימר למחשופי נחל לוט, בהנחה של העדר העתקים בין המחשופים, עולה כי עובי החתך הכולל

המצוי שם עולה על 650 מטרים, עובי דומה לזה שנחדר בקידוחי עמיעז הסמוכים (עמיעז 1, 635 מ'; עמיעז 1 מזרח, 614 מ'), המצויים באותו בלוק טקטוני (איור 8).

תחנה מס' 4: נחל אדמון (נצ"מ 23061/54888)

התחנה נמצאת בסמוך לקידוחי אדמון, במעלה נחל אדמון (איור 7c). מהתחנה הקודמת יש לצאת לכביש 90 ולנסוע דרומה לעבר צומת הערבה. כ-2.5 ק"מ מדרום לכניסה למפעלי ים-המלח פונים מערבה ונוסעים כ-3 ק"מ על דרך עם סימון שבילים בצבע ירוק לעבר מצוק ההעתקים. בדרום מישור עמיעז מופיעים מספר רב של מחשופים מבודדים (בן-תור ופרומן, 1961; עגנון וחובריו, 2006), כשהגדול מהם נמצא במעלה נחל אדמון. החתך מורכב מחילופין של יחידות חוליות פריכות צהובות גסות-גרגר ויחידות חרסיתיות אדמדמות. במקומות, החתך מלוכד באופן מיוחד וחריג על ידי גבס המופיע גם בעורקים רבים החוצים את החתך. בן-תור ופרומן (1961) שייכו את החתך לתצורת "הדום-ההר התחתונה". זק (1967) הפנה את תשומת הלב לדמיון של חתך זה עם הפרט העליון של תצורת סדום ואילו Sneh (1981) הציע לזהות את החתך כשייך לתצורת חצבה (פרט גדרון). קלבו (2000) זיהה את היחידות הבאות: חלק עליון ביותר של תצורת צפע וחלק תחתון של תצורת רותם.

בסמוך לקידוח אדמון נחשף מישור של העתק הגבול המערבי של הבקע. למרגלות ההעתק ניתן לזהות הצטברות מסיבית של חומרי בלייה גסים שנגזרו מהבלוק העלוי. לעומת זאת, מחשוף חבורת חצבה, עשרות מטרים בלבד ממישור ההעתק, לא מכיל מרכיבים כאלו, ולכן ההעתקה מאוחרת לחתך זה של חבורת חצבה. מזרחה מכאן, מעבר להעתק סדום, בתוך החצר של מפעלי ים-המלח נקדח קידוח סדום עמוק 1, החודר את חבורת חצבה מעומק 4,750 מטרים ועד לבסיס הקידוח בעומק 6,448 מטרים (איור 8). סה"כ עובי החבורה בקידוח >1,700 מטרים השייכים לתצורות גדרון ורותם. Horowitz (1997) חישב באמצעות מאספי פולן את קצב הסדימנטציה לחלקי החתך בחבורת חצבה. לדעתו, הערכים הנמוכים שהתקבלו, בין 0.1 ל-0.5 מטרים לכל אלף שנים, אינם אופייניים לאלו הצפויים בבקע משתפל.

תחנה מס' 5: נחל צורים (נצ"מ 23048/54665)

במהלך הנסיעה דרומה (כ-2.5 ק"מ) על הדרך המסומנת בכחול ולאחר מכן באדום, נעבור בסמוך למשטח חצוב בהר עבור אחד מקידוחי המים של מפעלי ים-המלח (איור 7c). החציבה חשפה את מישור ההעתק המערבי של הבקע. על מישור ההעתק נראים בעיקר סימני החלקה אנכיים. בתוך אזור הריסוק של ההעתק מצויים מספר בלוקים, שחלקם

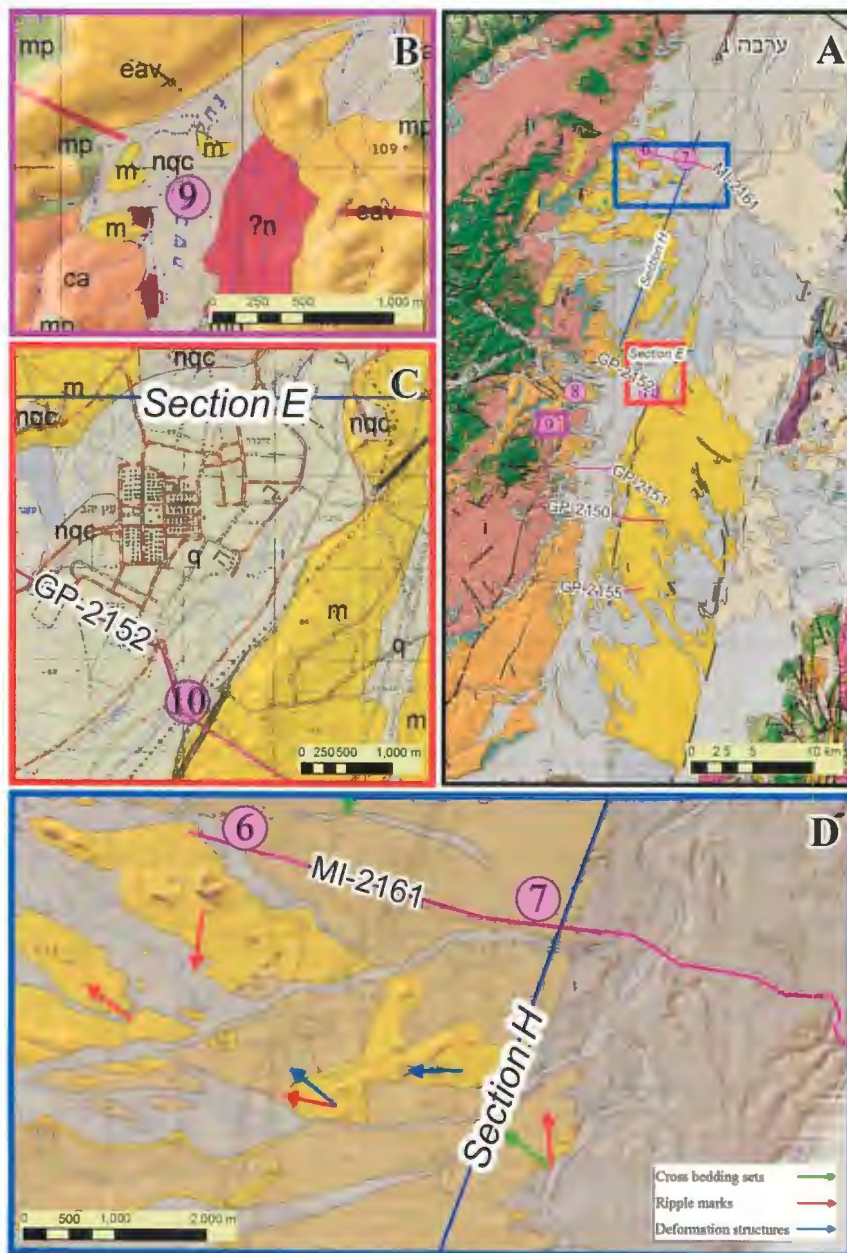
בנויים משכבות נטויות מזרחה של אבני-חול פריכות מחבורת חצבה כשהם נקיים ממרכיבי המצוק, ולפיכך ההעתקה מאוחרת לחתך זה של חבורת חצבה.

חלק שני: תחנות הסיור בערבה הצפונית (איור 10)

עמק הערבה הנה שקע מורפוטקטוני המוגבל במערב בשולי הר הנגב ובמזרח בהרי אדום ומואב. בתת-הקרקע של העמק השטוח והמתון של הערבה, מצויים העתקי השוליים של הגרן, שלרוב אין להם ביטוי מורפולוגי (בניגוד גמור לנוף של מצוק ההעתקים לאורך ים-המלח). ההעתק המערבי ביותר של הגרן (העתק צופר והמשכו הצפוני, העתק תמר) מחלק את עמק הערבה הישראלי לשתי רצועות אורך טקטוניות (בכיוון צפון-דרום) (איור 10a). החלק המערבי הנמצא בבלוק הישראלי (העליון) יכונה "שולי בקע הערבה" ואילו החלק המזרחי שנמצא בבלוק הירוד יכונה "בקע הערבה" או סתם "הגרן". המחשופים ממערב להעתק צופר (שולי בקע הערבה) תוארו במספר עבודות (Sneh, 1967, 1971; אידלמן, 1979; אלרון, 1980; Sneh, 1981; אייל, 1984; יחיאלי, 1987) ואילו החתך שמזרח להעתק צופר (בתוך בקע הערבה) הוצג לראשונה על ידי ברטוב וחובריו (1993) ותואר בפירוט אצל קלבו (2000).

בשולי בקע הערבה מצויים מחשופי חבורת חצבה כשהם מונחים על שולי מבני הכפיפה הגדולים של הנגב. כאן מוכרים מחשופי החבורה מאזור היישוב צוקים-בלדד בדרום ועד לאזור עין עופרים בצפון, מהעתק צופר-שיזף במזרח ועד לשולי קמר מחמל במערב. היחידות המוכרות במרחב זה הינן תצורת אפעה, תצורת גדרון, תצורת צפע ותצורת רותם. במרבית מרחב זה החשיפה היא רציפה וניתן לעקוב אחר היחידות בחבורה על פני מרחקים גדולים. העובי המקסימלי שתואר בעבר במרחב זה היה כ-120 מטרים ולא תוארו בו הימצאותם של חלוקי "צור יבוא" (Sneh, 1981). קלבו (2000) תאר חתכים רציפים, עבים בהרבה (למעלה מ-500 מטרים) באזור שבין היישוב צוקים-בלדד במערב לבין העתק צופר במזרח של תצורת רותם. בחלקים הגבוהים של החתך (החל מ-500 מטרים מעל בסיס החבורה) מתחילות שכבות של אבני-חול המכילות חלוקי "צור יבוא". גם במחשוף הרציף של גרן כרכום (קלבו וחובריו, 1998) תואר חתך בעובי של מספר מאות מטרים בחלקה התחתון של תצורת רותם ללא חלוקי "צור יבוא". מחשוף שאריתי נוסף (חשוב במיוחד) של תצורת רותם המכיל חלוקי "צור יבוא" (גרפונקל, 1970) מוכר בתוך הקלדרה של נחל

כרכשת והוא מהווה עדות לקיומם של חלקים גבוהים בתצורת רותם גם רחוק מהעתק צופר.



איור 10: מפות מיקום לתחנות הסיוור, לקווים הסייסמיים (פריזלנדר, 2000) ולקווי הקורלציה (קלבו, 2000) בצפון הערבה על רקע המפות הגיאולוגיות בקני"מ 1:50,000 של נאות הכיכר (יחיאלי וחובריו, 1994) והמפה הגיאולוגית בקני"מ 1:200,000 של ישראל (Sneh et al., 1998). (A) מפת מיקום כללית; (B) מפת אזור הקלדרה בנחל כרכשת; (C) מפת אזור עין-יהב וג'בל אל-חופירה; (D) מפת אזור עידן - חצבה המציגה את כיווני הזרימה שמדד Sneh (1999).

ממזרח להעתק צופר-תמר (בתוך בקע הערבה) מצוי חתך עבה במיוחד של חבורת חצבה (למעלה מ-1,550 מטרים) כשהוא נטוי מערבה (ללא בסיס וללא גג חשופים; בסיס החבורה במזרח החתך מכוסה על ידי סדימנטים צעירים וחלקה העליון במערב החתך מועתק כנגד יחידות הבסיס של החבורה לאורך העתק צופר). בבקע הערבה מוכרים מחשופי התצורה מאזור גיבל א-רישה (בירדן) בדרום ועד לאזור עין-יהב בצפון (כולם ממזרח לקו הגבול ישראל-ירדן). היחידות החשופות במרחב זה הינן תצורת אפעה (בגיבל א-רישה), תצורת רותם (חלק תיכון-עליון) ותצורת כרכום. מצפון לעין-יהב החבורה אינה חשופה בבלוק של בקע הערבה והיא מוכרת במספר רב של קידוחי מים רדודים ובקידוח הנפט ערבה-1 (איור 10a).

הבדלי העובי המשמעותיים, בין שני צדדי העתק צופר-תמר, נמצאו בעיקר בתצורת כרכום. לגבי תצורת רותם, למרות הבדלי העובי הקיימים, האופי הליתולוגי המסודר של יחידה זו ועובייה הגדול גם מחוץ לגרברן שוללים את המסקנה כי השקעתה הייתה בו-זמנית לתנועה האנכית על הבקע. תצורת כרכום לעומת זאת, מעידה הן באופייה הליתולוגי והן בהבדלי העובי הניכרים על השקעה בו-זמנית לתנועה אנכית על העתקי הבקע.

המיפוי הגיאולוגי בקני"מ 1:50,000 לאורך הערבה (גיליון נאות הכיכר, יחיאלי וחובריו, 1994; גיליון עין-יהב, סנה וחובריו, בהכנה) מתייחס לתצורת חצבה (Nh) על פי החלוקה של Sneh (1971) ומתאר שתי יחידות מיפוי בלבד (Nhsm - הכללה של פרט שחק ופרט משק; Nhg - פרט גדרון). התיאור שלהלן יתייחס לשמות היחידות כפי שתוארו על ידי קלבו (2000), התצורות גדרון, צפע, רותם וכרכום, שמופיעות לפיכך במפות הגיאולוגיות הנ"ל כ-Nhg וללא הבחנה ביניהם.

תחנה מס' 6: כביש עיר אובות - מעלה עקרבים: חבורת חצבה בצפון הערבה (נצ"מ 22269/52535)

התחנה נמצאת בשוליים המערביים ביותר של עמק הערבה (איור 10d). מתחנה 5 יש לצאת לכביש 90 ולהמשיך את הנסיעה דרומה לעבר אילת, עד לצומת עיר אובות, שם יש לפנות מערבה לעבר מעלה העקרבים. מדרום לכביש משתרעת רצועה של גבעות בכיוון כללי מזרח-מערב הבנויות מחבורת חצבה והמכוסות על ידי סלעים מתצורת הערבה. חבורת חצבה (התצורות אפעה וגדרון) נטויה מזרחה כשבסיסה מונח על תצורת מישאש בשולי קמר מחמל (הנראה ברקע). עובי החתך החשוף עולה על 100 מטרים. בחצי הגובה של הגבעות המזרחיות יותר נראה אופק קרבוניטי בהיר, בתוך חתך חרסיתי אדמדם, השייך

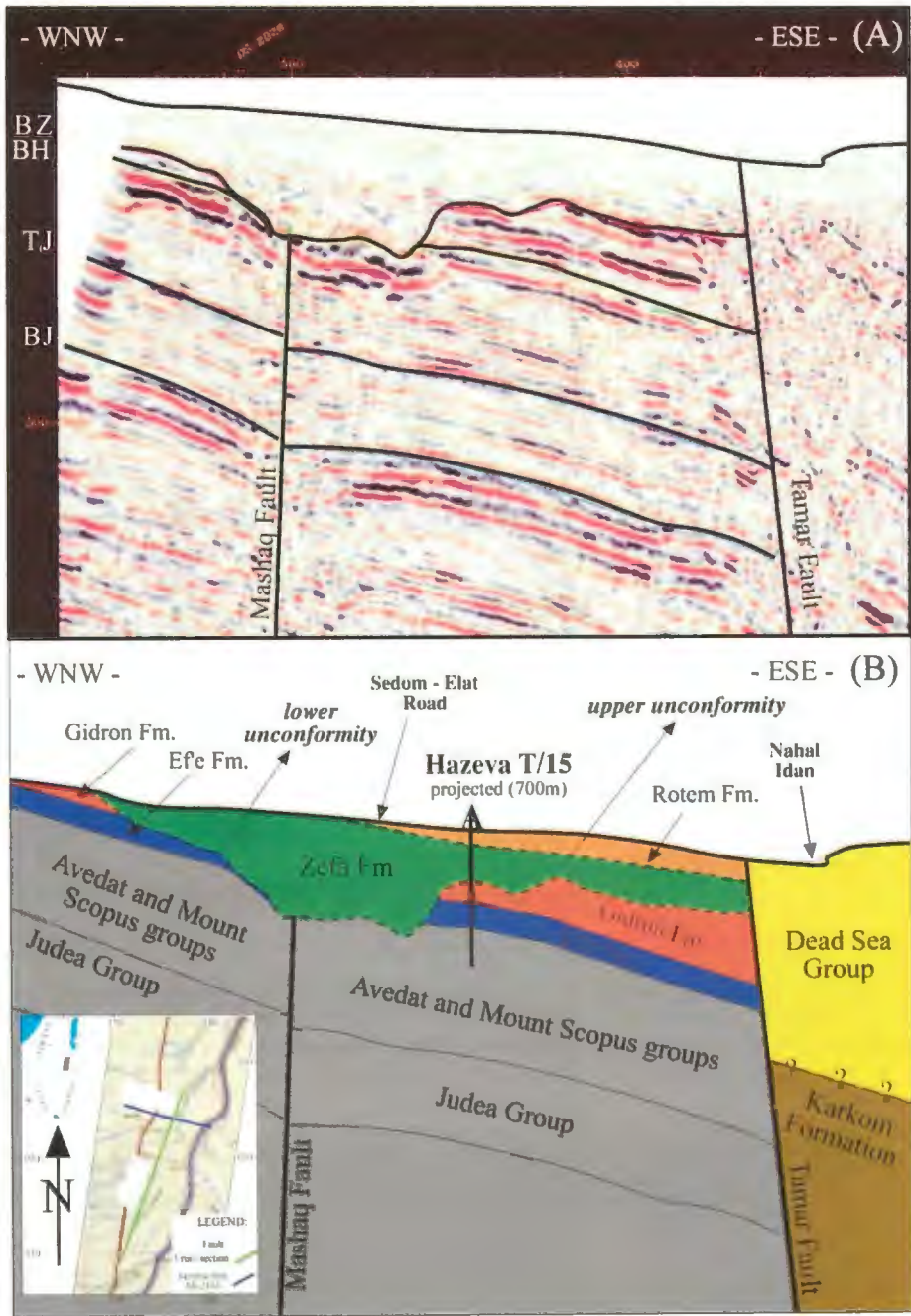
לתצורת צפע. בתת-הקרקע נמצאה אי-התאמה בבסיס תצורת צפע המודגמת על ידי חתך הסייסמי MI-2161 (איור 11) וכן על ידי חתך הקורלציה על בסיס פענוח קידוחי מים (Section H באיור 12). שני החתכים ניצבים זה לזה ושניהם אינם מראים כי כיוון הזרימה של הערוץ הנו בהכרח כלפי מזרח.

Sneh (1999) מדד במרחב שבין עין-יהב לעידן סטרוקטורות סדימנטריות המאפיינים כיווני זרימה. בעבודתו זו הוא אינו מבחין בין היחידות הקלסטיות הבונות את החלק העליון של החבורה (גדרון-צפע-רותם-כרכום) ומכליל את כולן תחת השם גדרון, אך הצלבת נקודות המדידה שלו עם הגדרת היחידות הנוכחית מראה כי המדידות בוצעו על היחידות גדרון, צפע ורותם ובכולם הוא מצא כיוון זרימה מערבה (איור 10d).

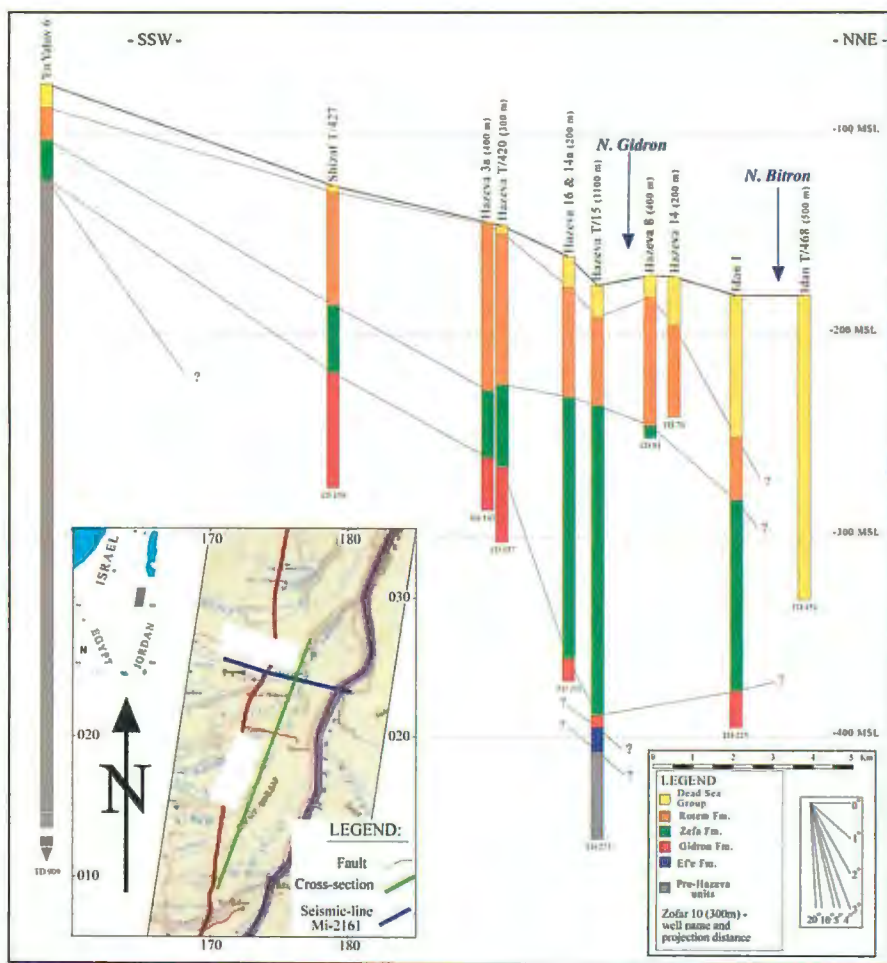
תחנה מס' 7: העתק 177 - תצורת רותם במגע עם תצורת סמרה וגיל התנועה על העתק תמר (נצ"מ 22615/52411)

התחנה נמצאת על כביש הגישה ליישוב עידן (איור 10d). בתחנה זו נכיר את חתך חבורת חצבה כשהיא במגע עם העתק הגבול המערבי של הבקע ונעסוק בתיארוך התנועה על גבי העתק זה. העתק תמר הנו העתק הגבול המערבי של הבקע באזור שמצפון לחצבה. מישור ההעתק נחשף בנחל צין (אלרון, 1980) ובנחל חצבה (יחיאלי, 1987). בשאר המרחב להעתק זה אין ביטוי מורפולוגי על פני השטח. May (1968) הסיק כי קו העתק ממשיך גם בתת-הקרקע לדרום וכינה העתק זה בשם "העתק 177" על שם קואורדינטת האורך שלאורכו הוא נמצא, ועל בסיס מדידות גרביטריות קבע כי שיעור הזריקה האנכית על העתק זה עומד על כ-800 מטרים. פריזלנדר (2000) העריך את הזריקה לאורך ההעתק באזור עידן ביותר מ-2,000 מטרים ואת העומק לבסיס חבורת חצבה ממזרח להעתק ביותר מ-500 מטרים.

העתק תמר בתחנה זו הוא העתק נורמלי ומציב את החלקים התיכונים של תצורת רותם אל מול תצורת סמרה (יחיאלי, 1987). בבלוק העלוי מונחת תצורת סמרה באי-התאמה על גבי תצורת רותם, ומעליה אופק של קונגלומרט צעיר (איור 13). תחנה זו מציבה חסם עליון לגיל הפעילות על העתק תמר. בבלוק הירוד מונחת תצורת הלשון על תצורת סמרה באי-התאמה זוויתית קלה. ההעתקה כאן מאוחרת לתצורת סמרה, ויתכן שהיא אף מאוחרת לתצורת הלשון, ובכל מקרה, היא קדומה לקונגלומרט הצעיר המחפה על ההעתק (יחיאלי, 1987).



איור 11: (A) חתך סייסימי MI-2161 החוצה את העתק משק והעתק תמר מצפון לחצבה (ראה מיקום באיור 10d); BZ - בסיס חבורת חצבה; BH - בסיס חבורת יהודה; TJ - גג חבורת יהודה; BJ - בסיס חבורת יהודה; (B) חתך רוחב גיאולוגי המבוסס גם על פענוח נתונים מקידוחי מים רדודים. תצורת צפע מונחת באי-התאמה מעל לתצורות העתיקות לה בתעלה ארוזיבית. (2008) Shahar (2008). מציג אינטרפרטציה שונה לפענוח השכבות בחתך סייסימי זה.



איור 12: חתך רוחב גיאולוגי מאזור עין-יהב לעידן (מיקום החתך, Section H, באיור 10d) המבוסס על פענוח הסטרטיגרפיה שנחדרה בקידוחי המים הרדודים. החתך כולו נמצא ב"בלוק הישראלי" והוא מציג אי-התאמה ברורה בבסיס תצורת צפע. על פי פענוח קידוח חצבה T-15 באיור זה ובאיור 11 נראה כי עיקר הגדיעה בתת-הקרקע נמצא ממערב לקו החתך.

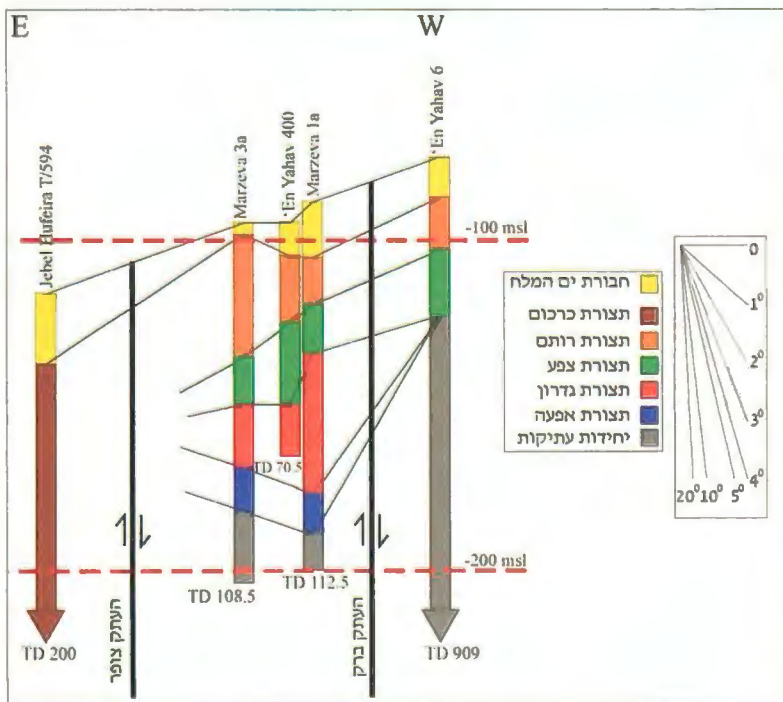


איור 13: מחשוף של העתק תמר ("העתק 177") בנחל חצבה (מבט לכיוון צפון). העתק מעמיד כאן שכבות מתצורת רותם כנגד תצורת סמרה המועתקת אף היא.

תחנה מס' 8: נחל אשבורן - תצורות אפעה (שחק-משק) וגדרון בשולי בקע הערבה (נצ"מ

(21680/50561

מהתחנה הקודמת יש להמשיך נסיעה דרומה על כביש 90 עד לצומת עין יהב, שם יש לפנות מערבה במעלה נחל נקרות. התחנה נמצאת בנחל אשבורן, לקראת מפגשו עם נחל נקרות. תחנה זו אינה עוסקת בגיל הבקע ומטרתה להציג את היחידות הבונות את בסיס החבורה בשולי הבקע, בהופעה הטיפוסית שלהם. לאורך נחל נקרות נראים מחשופים של תצורת הערבה כשהיא מונחת באי התאמה זוויתית וארוזיבית על גבי תצורת גדרון של חבורת חצבה הנטויה מזרחה. מחשוף אופייני של תצורת אפעה בנחל אשבורן מראה דמיון מוחלט (רצף השכבות ועוביין, וכן הרכבו הגיאוכימי) לחתך בגרבו כרכום (כ-45 ק"מ בכיוון דרום-מערב) ולחתך במישור ימין (כ-35 ק"מ בכיוון צפון) (איור 4). בתת-הקרקע של האזור שנמצא מצפון-מזרח לתחנה מאובחנת אי-ההתאמה בבסיס תצורת צפע כשהיא גודעת את החתך העתיק לה (איור 14). באזור זה, גם מפענוח קידוחים וגם על פני השטח במחשופים, תצורת צפע מונחת ישירות על חבורת עבדת.



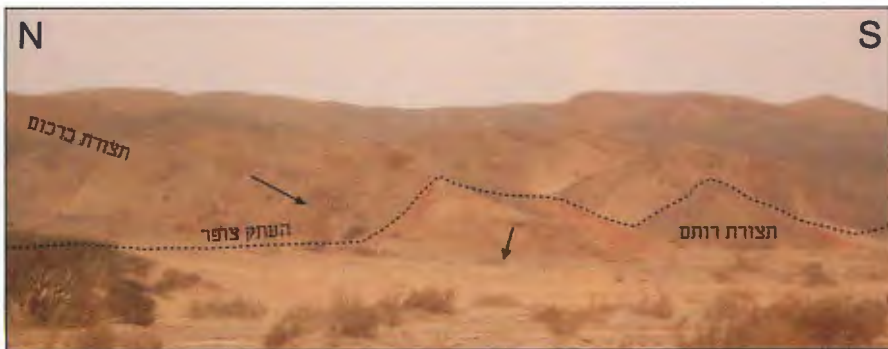
איור 14: חתך קורלציה סטרטיגרפית בין קידוחי מים מדרום לעין-יהב המציג את נטיית השכבות מזרחה ואת הזריקה הסטרטיגרפית הקיימת על העתק צופר (מיקום החתך, Section E, באיור 10C).

תחנה מס' 9: הקלדרה בנחל כרכשת - תצורת רותם עם חלוקי "צור יבוא" בשולי הערבה וגיל חבורת חצבה (נצ"מ 21506/50299)

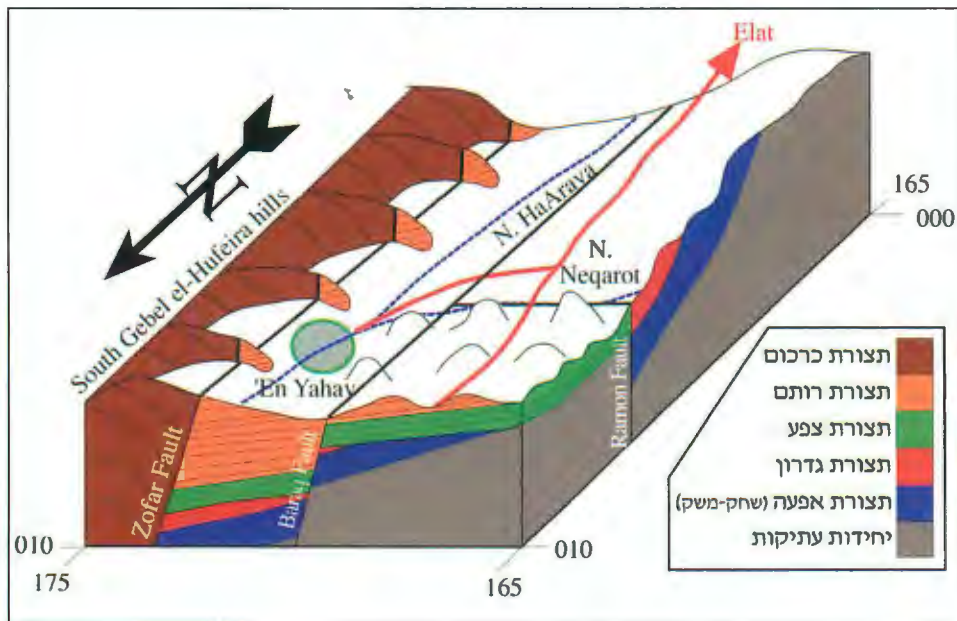
התחנה נמצאת בקלדרה של נחל כרכשת. מנחל אשבורן (דרך סימון שבילים שחור) פונים דרומה לעבר הקלדרה על דרך סימון שבילים אדום. בתחנה זו נכיר את החלקים הגבוהים בחבורת חצבה ונעסוק בקביעת גיל החבורה על סמך היחידות הוולקניות באזור. הליכה רגלית אל תוך הקלדרה (לוע התמוטטות שנוצר כתוצאה מקריסת התקרה של תא מגמתי המצוי מתחת להר געש) של נחל כרכשת. הקלדרה בנחל כרכשת מתעדת פאזה וולקנית שהשימור שלה במרחב הערבה הוא דייק בזלתי ("דייק עין-יהב") המצוי ממזרח וממערב לקלדרה ומחשופי סלע טוף חום-אפור הממלאים את מרכז הקלדרה (איור 10b). גיל הפאזה הוולקנית 6.4 מיליוני שנים לפני ההווה (Steinitz et al., 2000). במהלך קריסת הקלדרה, נפלו לתוכה שרידים של השכבות שהיו מצויות ברום טופוגרפי גבוה יותר, מעל לתא המגמתי. בתוך הקלדרה ניתן לראות כיום בלוקים שעשויים אבן-חול עם חלוקי "צור יבוא" (גרפונקל, 1970) השייכים לתצורת רותם. בלוקים אלו מעידים שבמרחב זה, הנמצא כ-8 ק"מ ממערב להעתק הגבול המערבי של הבקע, הורבדו בעבר חלקי החתך הגבוהים של החבורה (לפחות עד לחלקים הגבוהים בתצורת רותם). האומדן לעובי החתך של חבורת חצבה שהוסר באזור זה (השייך ל"בלוק הישראלי") עומד על למעלה מ-500 מטרים (באזור היישוב צוקים-בלדד, כ-12 ק"מ מדרום לקלדרה, תואר חתך בעובי של למעלה מ-500 מטרים מבסיס החבורה כשהוא נעדר חלוקי "צור יבוא"). דייק עין-יהב משמש באזור זה כחסם עליון לגיל השקעת החלקים העליונים ביותר של חבורת חצבה (איור 5). בירדן, באזור שמדרום לוואדי דנה, מצויות שכבות בזלת שתוארכו ל-9.3 מיליוני שנים לפני ההווה (Steinitz and Bartov, 1991) כשהן מונחות על חלקי חתך גבוהים בחבורת חצבה (אבני, 1998). הפלג הוולקני הבזלתי הנחשף בגדת נחל עשוש ("הפלג של עשוש"), שגילו כ-20 מיליוני שנים לפני ההווה (Steinitz et al., 1978), קדם להשקעת חבורת חצבה (אינדלמן, 1979) ולפיכך משמש כחסם תחתון לגיל השקעת החבורה. בוואדי כרד, במזרח ים-המלח, מצוי דייק בזלתי שגילו 20.3 מיליוני שנים (קלבו, 2000) לפני ההווה כשהוא חדור לתוך קונגלומרטים שבבסיס החבורה שם (איור 5).

תחנה 10 : תצפית ג'בל אל-חופירה - התצורות כרכום ורותם משני צדי העתק צופר (נצ"מ 22302/50551)

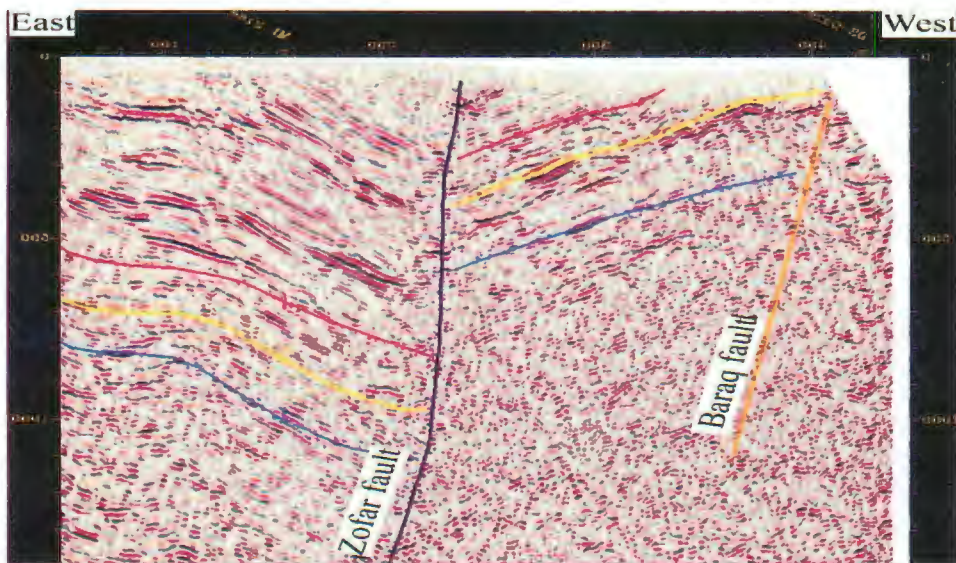
התחנה נמצאת על קו הגבול ירדן-ישראל, לרגלי ג'בל אל-חופירה (איור 15) ובסמוך לקידוח מרזבה 7. מהקלדרה יש לצאת חזרה לכביש 90 ולהיכנס בצומת ספיר מזרחה לעבר מנחת ספיר ולהמשיך צפון-מזרחה עד לקידוח. בתחנה זו נכיר את החלקים הגבוהים ביותר של החבורה (תצורת כרכום) ואת המגע לאורך העתק צופר וגיל התנועה עליו. ממזרח לנחל הערבה חשופה חבורת חצבה כשהיא מועתקת על ידי העתק צופר (Bartov et al., 1997). נטיית מישור ההעתק היא $60-70^\circ$ מזרחה. איור 16 מציג מודל סכמתי תלת-ממדי של האזור שמדרום לעין-יהב. שכבות החבורה נטויות זו לעבר זו משני צדי ההעתק, כך שלאורך קו המגע למרגלות ג'בל אל-חופירה שכבות מתצורת כרכום נמצאות במגע עם שכבות מהחלקים הנמוכים של תצורת רותם. הזריקה האנכית לאורך קו זה עומדת על כמה מאות מטרים, ואולי אפילו אלפי מטרים. ג'בל אל-חופירה מוגבה כ-30 מטרים מעל לסביבתו, ואינו מכיל כיסוי של תצורת הערבה מעליו כתוצאה מלחיצה מקומית לאורך ההעתק (פריזלנדר, 2000). החתך הסייסמי GP-2151 שנמדד מדרום לעין-יהב (איור 17) מדגים אף הוא את נטיית השכבות משני צדי העתק צופר ומציג פענוח למסמנים הסטרטיגרפיים השונים בתת-הקרקע, על פיהם נקבעה העתקה אנכית של למעלה מ-1,000 מטרים (פריזלנדר, 2000). הימצאותן של מבני פרח, שינויים בנטיית השכבות כלפי ההעתק ושינויים תכופים בנטיית מישור ההעתק מעידים כי בנוסף לרכיב העתקה אנכי יש להעתק צופר גם רכיב של תזוזה אופקית. על בסיס עומק הגדיעה בבסיס תצורת הערבה, ומיקומה הטופוגרפי היחסי מעל מערכות הנחלים הנוכחיות, ניתן לקבוע כי עיקר הפעילות על העתקי השוליים של הערבה התרחשה במעבר מחבורת חצבה לתצורת הערבה (איור 18).



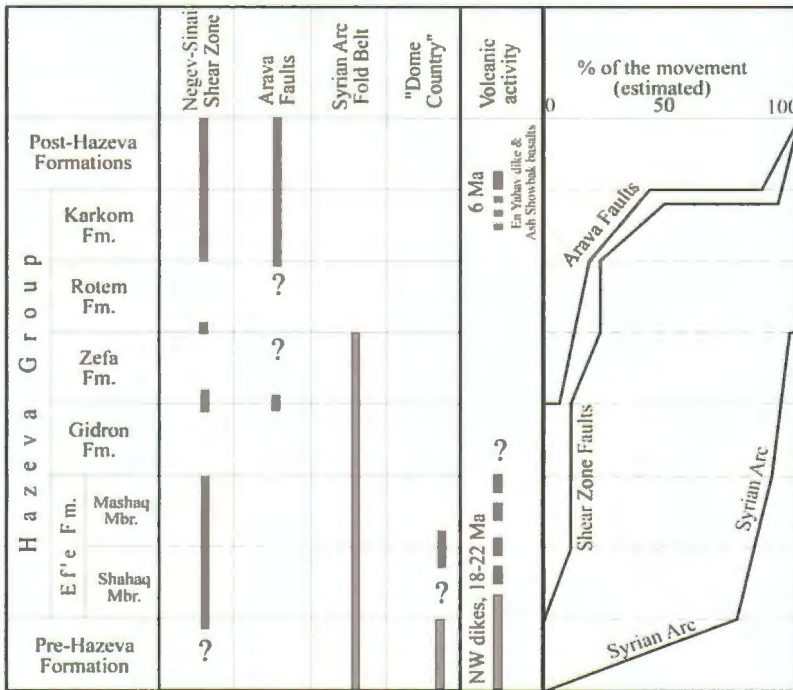
איור 15: העתק צופר כפי שהוא נחשף לרגלי ג'בל אל-חופירה (מבט לכיוון דרום-מזרח). החצים מייצגים את כיוון נטיית השכבות. החלקים הנמוכים בתצורת רותם נמצאים במגע עם החלקים הגבוהים של תצורת כרכום, ולפיכך הזריקה האנכית לאורך ההעתק עומדת על מספר מאות מטרים.



איור 16: מודל סכמתי תלת-ממדי של המחשופים ותת-הקרקע באזור שמדרום לעין-יהב (מבט לכיוון דרום-מזרח) המציג את נטיית השכבות משני צדי העתק צופר ואת הזריקה האנכית שנצפתה בפני השטח ובקידוחים על קו ברק, קו רמון וקו צופר.



איור 17: חתך סייסמי GP-2151 בכיוון מערב-מזרח החוצה את העתק צופר והעתק ברק בין צופר לעין-יהב (ראו מיקום באיור 10). פענוח הסמנים הסטרטיגרפיים: אדום - בסיס חבורת חצבה; צהוב - קרוב לתצורת מישאש; כחול - גג חבורת יהודה (פריזלנדר, 2000).



איור 18: היחס שבין יחידות חבורת חצבה והאירועים הטקטוניים החשובים בדרום ישראל (מועדם ועוצמתם).

מקורות ספרות:

אבני, י., 1998, פלאוגאוגרפיה וטקטוניקה בנגב המרכזי ובשולי בקע ים המלח בסוף הנהוגן וברביעון. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, המכון הגיאולוגי, דוח GSI/24/98, 231 ע"מ.

אידלמן, ע., 1979, הגיאולוגיה של שולי הערבה באזור עין יהב ורמת צופר. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית בירושלים, המכון הגיאולוגי, דוח GSI/10/77, 66 ע"מ.

אייל, ע., 1984, הגיאולוגיה של הערבה הצפונית ושוליה המערביים באזור חצבה - עין יהב. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית בירושלים, המכון הגיאולוגי, דוח GSI/10/91, 63 ע"מ.

אלרון, א., 1980, הגיאולוגיה של אזור נחל צין (גלילון חצבה, חלק צפוני). עבודת גמר, האוניברסיטה העברית בירושלים, המכון הגיאולוגי, דוח GSI/6/79, 54 ע"מ.

בן-תור, י., פרומן, ע., 1961, המפה הגיאולוגית של הנגב 1:100,000, גיליון 16: הר סדום (מהדורה שנייה). המכון הגיאולוגי, ירושלים, 98 ע"מ.

ברטוב, י., 1974, השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני, בעיות סטרקטורליות ופליאוגאוגרפיות. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, 146 ע"מ.

ברטוב, י., פריזלנדר, א., רוטשטיין, י., 1993, תצפיות חדשות על המבנה וההיסטוריה הגיאולוגית של הערבה. החברה הגיאולוגית, הכנס השנתי, ערך 1993, ע"מ 23.

גרפונקל, צ., 1970, הטקטוניקה של השוליים המערביים של הערבה הדרומית (תרומה להבהרת דרך היווצרות בקעים). עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, 204 ע"מ.

הורוביץ, א., 1987, המכלול של עידן הקינוזואיקון. נדבכים בגיאולוגיה של ישראל (ג. שפרן, ע. מזור עורכים), האוניברסיטה הפתוחה, ע"מ 165-213.

- זילברמן, ע., 1977, הגיאולוגיה של קו סעד נפחא ברמת עבדת. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית בירושלים, המכון הגיאולוגי, דוח GSI/6/77, 70 ע"מ.
- זילברמן, ע., 1991, התפתחות הנוף בנגב המרכזי, הצפוני והצפון מערבי בניאוגן ובקוורטר. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, המכון הגיאולוגי, דוח GSI/45/90, 164 ע"מ.
- זילברמן, ע., אידלמן, ע., אבני, י., גינת, ח., 2011, הגיאולוגיה והתפתחות הנוף בנגב. העמותה לעידוד וקידום שמירת הטבע במזרח התיכון, 188 ע"מ.
- זק, י., 1967, הגיאולוגיה של הר סדום. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, 208 ע"מ.
- חרש, א., 1967, הגיאולוגיה של מישור ירוחם-דימונה. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית בירושלים, 55 ע"מ.
- יחיאלי, י., 1987, הגיאולוגיה של צפון בקע הערבה ואנטיקלינת מחמל, אזור חצבה. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית בירושלים, המכון הגיאולוגי, דוח GSI/30/87, 94 ע"מ.
- יחיאלי, י., אלרון, א., סנה, ע., 1994, מפה גיאולוגית של ישראל 1:50,000, נאות הכיכר (גיליון 19-III, 20-IV). המכון הגיאולוגי.
- סנה, ע., אייל, ע., אידלמן, ע., ברטוב, י., בהכנה, מפה גיאולוגית של ישראל 1:50,000, עין יהב. המכון הגיאולוגי
- עגנון, א., 1983, התפתחות אגני ההשקעה באזור דרום מצוק ההעתקים המערבי של ים המלח. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית בירושלים, 61 ע"מ.
- עגנון, א., וינברגר, ר., זק, י., סנה, ע., 2006, מפה גיאולוגית של ישראל 1:50,000, סדום (גיליון 20-I, II). המכון הגיאולוגי.
- עגנון, א., שגיא, א., 2011, מפה גיאולוגית של ישראל 1:50,000, נווה זוהר (גיליון IV, III-16). המכון הגיאולוגי.
- פרוינד, ר., זק, י., 1973, נדידת ההתקטמות והשבירה לאורך מבנים גיאולוגיים. טבע וארץ, כרך ט"ו, ע"מ 264-270.
- פריזלנדר, א., 2000, מבנה טרנספורם ים המלח תוך דגש על הערבה לאור נתונים גיאופיסיים חדשים. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, 98 ע"מ.
- קולודני, י., 1965, הליתוסטרטיגרפיה של תצורת מישאש והפטרולוגיה של סלעיה הצורניים. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית בירושלים, 75 ע"מ.
- קלבו, ר., 2000, סטרטיגרפיה ופטרולוגיה של תצורת חצבה בערבה ובנגב: השלכות לגבי התפתחות אגני ההשקעה והמורפוטקטוניקה של בקע ים המלח. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, המכון הגיאולוגי, דוח GSI/22/02, 264 ע"מ.
- קלבו, ר., ברטוב, י., אבני, י., גרפונקל, צ., פריזלנדר, א., 1998, סיור לגרנן כרכום: תצורת חצבה ויחסה אל המבנה. החברה הגיאולוגית הישראלית, חוברת הסיורים - מצפה רמון 1998, ע"מ 47-62.
- קלבו, ר., ברטוב, י., וייר, ד., 2005, תבורת חצבה באגנים הפנימיים של הנגב הצפוני: סטרטיגרפיה, טקטוניקה ופליאוגיאוגרפיה. החברה הגיאולוגית הישראלית, חוברת הסיורים - משאבים 2005, ע"מ 27-49.
- Bartov, Y., Arkin, Y., Lewy, Z., and Mimran, Y., 1981, Regional stratigraphy of Israel: A guide for geological mapping. Geological Survey of Israel.
- Bartov, Y., Avni, Y., Calvo, R., and Frieslander, U., 1997, The Zofar Fault - A major intra-rift feature in the Arava Rift Valley. Geological Survey of Israel, Current Research, 11:27-32.
- Bartov, Y., Steinitz, G., Eyal, M., and Eyal, Y., 1980, Sinistral movement along the Gulf of Aqaba - its age and relation to the opening of the Red Sea. Nature, 285:220-222.
- Calvo, R., and Bartov, Y., 2001, Hazeva Group, southern Israel: New observations, and their implications for its stratigraphy, paleogeography, and tectono-sedimentary regime. Israel Journal of Earth Sciences, 50:71-99.

- Gardosh, M., 1991, The Hazeva Formation in the Dead Sea basin. The Israel National Oil Co., LTD, Doc. No. 32, 26 p.
- Garfunkel, Z., 1988, The pre-Quaternary geology of Israel. The Zoogeography of Israel, 7-32.
- Garfunkel, Z., and Ben-Avraham, Z., 1996, The structure of the Dead Sea basin. Tectonophysics, 266:155-176.
- Garfunkel, Z., and Horowitz, A., 1966, The Upper Tertiary and Quaternary morphology of the Negev, Israel. Israel Journal of Earth Sciences, 15:101-117
- Gilat, A., and Braun, M., 1992, On the occurrence of the Eocene Mor Formation in N. Hemar, Dead Sea basin. Israel Geological Society, Annual Meeting, Ashqelon 1992, p. 50.
- Horowitz, A., 1997, Palynostratigraphy and subsidence of the Dead Sea Rift fill. Terra Nostra, The 13th GIF meeting on "The Dead Sea Rift as Unique Global Site".
- Horowitz, A., 2001, Review of the northern Arava late Cenozoic stratigraphy. Israel Journal of Earth Sciences, 50:137-158.
- Joffe, S., and Garfunkel, Z., 1987, Plate kinematics of the circum Red Sea - a re-evaluation. Tectonophysics, 141:5-22.
- May, P., 1968, Gravimetric estimation of depth of aquifers in the Hazeva area, Arava Valley, Israel. Israel Journal of Earth Sciences, 17:30-43.
- Shahar, Y., 1973, The Hazeva Formation in the Oron-Ef'e syncline, Israel. Israel Journal of Earth Sciences, 22:31-49.
- Shahar, Y., 2008, Notes on stratigraphic relations of Zefa, Hazeva, and Hufeira formations in southern Israel. Israel Journal of Earth Sciences, 57:33-44.
- Sneh, A., 1967, The Hazeva Fm., Semi-annual progress in geological research projects for the period Oct. 1966 to Mar. 1967. Geological Survey of Israel, Report OD/6/68, p. 7-10.
- Sneh, A., 1971, The geology of the Hazeva Basin, Israel. Geological Survey of Israel, Report OD/4/71, 35 p.
- Sneh, A., 1981, The Hazeva Formation in the Northern Arava, Israel. Israel Journal of Earth Sciences, 30:81-92.
- Sneh, A., 1999, Cross-rift drainage system successions in the Hazeva Formation (Miocene), Dead Sea Rift area, Israel. Israel Journal of Earth Sciences, 48:247-256.
- Sneh, A., Bartov, Y., Weissbrod, T., and Rosensaft, M., 1998, Geological map of Israel, 1:200,000. Geological Survey of Israel.
- Steinitz, G., and Bartov, Y., 1991, The Miocene-Pleistocene history of the Dead Sea segment of the rift in light of K-Ar ages of basalts. Israel Journal of Earth Sciences, 40:199-208.
- Steinitz, G., Bartov, Y., and Hunsiker, J. C., 1978, K-Ar age determinations of some Miocene-Pliocene basalts in Israel and their significance to the tectonics of the Rift Valley. Geological Magazine, 115:321-340.
- Steinitz, G., Calvo, R., and Bartov, Y., 2000, New ⁴⁰Ar/³⁹Ar age for the En Yahav dike and its implications on the age of the Hazeva Formation. Geological Survey of Israel, Current Research, 12:206-208.
- Zilberman, E., and Calvo, R., 2013, Remnants of Miocene fluvial sediments in the Negev Desert, Israel, and the Jordanian Plateau: Evidence for an extensive subsiding basin in the northwestern margins of the Arabian plate. African Journal of Earth Sciences, 82:33-53.

סיור מס' 2:**תצורת חתרורים - אשרפת פצלי שמן עד בליה
עכשווית - מסע לאורך התהליך****אבי בורג¹, סימון וולין², יהושע קולודני³**

1 המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501

2 רותם אמפרט נגב, ת.ד. 187 ירוחם

3 המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים

מטרות הסיור:

1. לעניין את דור הגיאולוגים הצעיר בישראל בתופעה ייחודית ומרשימה בהיסטוריה הגיאולוגית של ישראל.
2. להציג עדויות שדה למנגנון ההתמרה המקובל, קרי בערה ספונטנית של פצלי שמן, תוך התייחסות לגיל או גילי ההתמרה, משך הבערה וחשיבות זמינות החמצן לתהליך הבערה.
3. להראות שניתן לחלק יחידה מטמורפית זו ליחידות מיפוי בעלות משמעות סטרטיגרפית ולקשר יחידות אלה לסלעי המקור (פרוטוליתים).
4. להציג בקצרה את פעילות חברת רותם אמפרט נגב בבור פמ"א.

דברי פתיחה:

זו לנו הפעם השלישית להובלת סיור להכרת תופעת ה"אזור המגוון"/תצורת חתרורים במסגרת החברה הגיאולוגית. הפעמים הקודמות היו בשנת 1993 (בורג, 1993) ובשנת 2003 (בורג וחבריו, 2003). כלומר, מידי 10 שנים אנחנו מציגים את התופעה הייחודית הזו לדור חדש של גיאולוגים צמאי דעת, וגם הפעם נשמח לראות את פניהם הסקרניות של גיאולוגים שלא הכירו את דור החוקרים שהתלבט במהות התופעה - יעקב בן תור, שולמית גרוס וליאו פיקרד.

לצערנו, בשנת 2012 הלכה לעולמה שולמית גרוס, מינרלוגית וחוקרת במכון הגיאולוגי שהקדישה את כל שנות חייה המחקריים להכרה מעמיקה של סלעי ה"אזור המגוון". חלק ניכר ממה שמובילי סיור זה למדו ויעבירו במהלך הסיור מבוסס על עבודתה היסודית של שולמית גרוס. עיקר ממצאיה פורסמו בבולטין מס' 70 של המכון הגיאולוגי (Gross, 1977), בו תוארו תכונותיהם של 123 מינרלים, ונחשף העושר המינרלוגי העצום והחריג בקנה מידה עולמי המצוי בסלעים אלה. תשעה מהמינרלים שהיא תארה היו ידועים לפני כן

רק כתוצרים סינתטיים בתעשיית המלט (כולל C_3S שהוא מרכיב עיקרי בתעשיית המלט וכונה ע"י ש. גרוס - Hatrurite), חמישה זוחו לפני כן באתר בודד בעולם. בהמשך תארה ש. גרוס שני מינרלים חדשים בעולם: בנתורית (לכבוד יום הולדתו ה-70 של פרופ' בן תור) (תרשים 1) ויעלימיט (Gross, 1980, 1984). פזה נוספת שהיא זיהתה לראשונה לא תוארה לפרטיה; הפזה הוגדרה מאוחר יותר ע"י Weber and Bischoff (1994) אשר כינו אותה לכבודה Grossite ($CaAl_4O_7$). לאחרונה זוהה מינרל נוסף בסלעי החתרורים ע"י קבוצת מינרלוגים רוסיים. אלה מצאו לנכון להקדיש גם מינרל זה לכבודה של שולמית וכינו אותו Shulamitite ($Ca_3TiFeAlO_8$) (Sharygin et al., 2011). אנו מניחים שבסלעי החתרורים נחבאים מינרלים נוספים לא מוכרים, אשר מחכים לחוקר הצעיר שיבוא ויחשוף אותם בפנינו.



תרשים 1: עורק המורכב מבנתורית, מחשוף מעלה אדומים.

בסעיפים הבאים יינתן רקע מדעי תמציתי למהות תופעת החתרורים, ובהמשך - הממצאים העיקריים בכל תחנה מתחנות הסיור. הקורא המעוניין בהרחבה נוספת של היריעה מוזמן לעיין בדו"חות הסיורים הקודמים (2003, 1993), במאמר מעיתון גלילאו (בורג וקולודני, 2003) ובמאמר החדש והמקיף של Geller et al. (2012).

רקע מדעי:

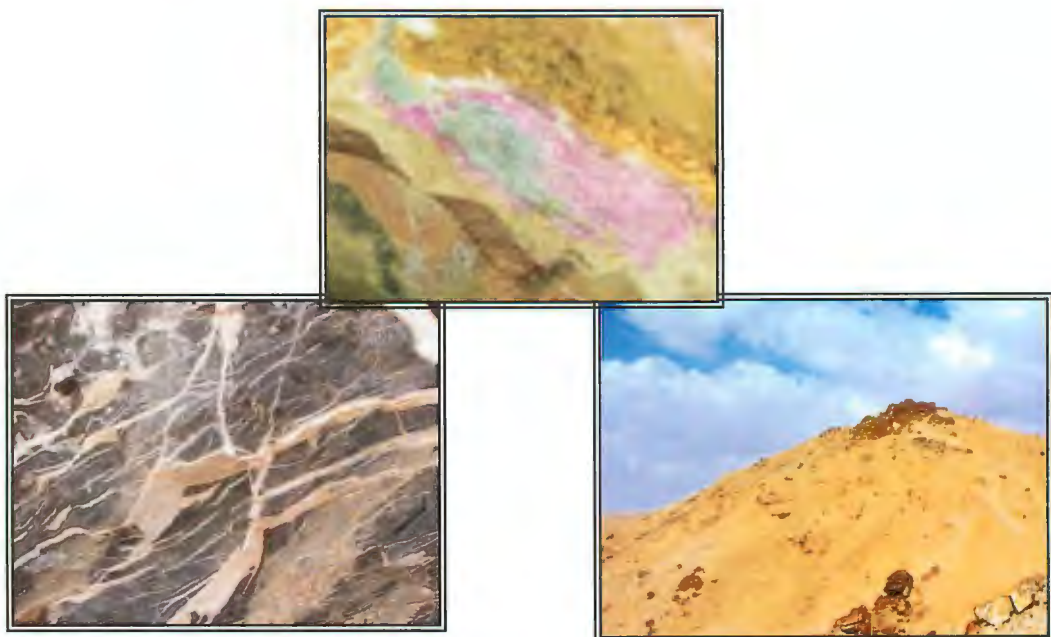
סלעי תצורת חתרורים (ובכינוים הנוסף - ה"אזור המגוון") נחשפים במספר אתרים בישראל ובירדן (תרשים 2). כל המחשופים הם בתוך סינקלינות, ובכל המחשופים סלעי היחידה מופיעים מעל גג תצורת מישאש, כלומר בעמדה סטרטיגרפית זהה לתצורת עירב, ובבקעת חתרורים, ורק בה, גם לתצורת טקיה. סלעי תצורת עירב וטקיה הם בעיקר קירטון וחוואר, כלומר בנויים מקלציט וחרסיות ביחסים משתנים, בליווי מעט אפטיט

ופיריט, ועד 25% חומר אורגני (בעיקר בחלק התחתון של תצורת עירב הידוע כ"פרט פצלי השמן").

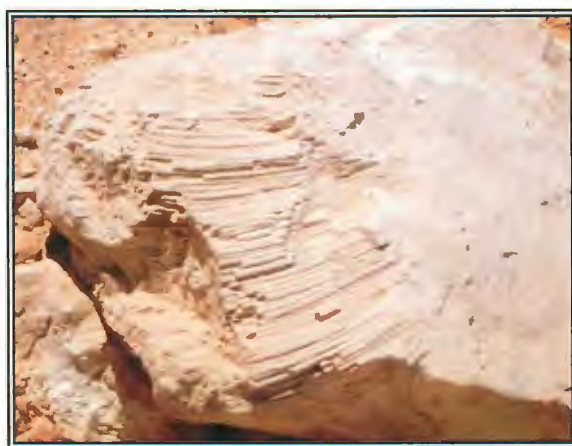
הצבעוניות הרבה של סלעי תצורת חתרורים, המבנה הלא משוכב ואפילו הכאוטי, הסידוק השכיח (תרשים 3), ותופעות מיוחדות כמו עמודונים פריזמטיים קטנים (תרשים 4), ומים בעלי pH של מעל 12 הנובעים כמעיינות במחשוף במקרין שבצפון ירדן, הביאו חוקרים מאסכולות שונות להציע הצעות מעניינות, חלקן בגדר מדע בדיוני, למנגנון היצירה.



תרשים 2: מפת מחשופי תצורת חתרורים בישראל ובירדן.



תרשים 3: מימין - נוף שכיח בבקעת חתרורים; במרכז - צבעוניות אופיינית של סלעי תצורת חתרורים; משמאל - סידוק מסיבי בסלע שיש ספוריט-קלציט.

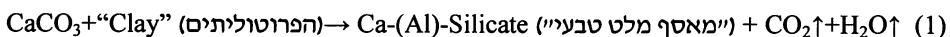


תרשים 4: עמודונים פריזמתיים קטנים השכיחים בבסיס תצורת חתרורים.

בשנות ה-60 זוהו לראשונה בסלעי החתרורים מינרלים הנוצרים בטמפי גבוהה ולחץ נמוך - גהלניט, ספוריט, ובראונמילריט (Bentor et al., 1963a,b), והוצע מנגנון הבערה הספונטנית, סמוך לפני השטח, של פצלי השמן כמקור לתופעה. בן תור וחבריו אישרו בכך את האינטואיציה של מומחי נפט בריטיים, אשר כבר בשנות ה-20 של המאה הקודמת הציעו את מנגנון הבערה כמקור לסלעים הייחודיים של תצורת חתרורים (Wyllie et al.,

מנגנון זה מקובל כיום על דעת רוב החוקרים בארץ ובעולם כסביר ביותר לאופן היצירה של סלעי התצורה. בהמשך, על בסיס עבודות גיאוכימיות, פטרולוגיות, איזוטופיות ופליאומגנטיות בוסס מודל הבערה (Bentor et al., 1972; Kolodny and Gross, 1974; Matthews and Nathan, 1977; Matthews and Kolodny, 1978; Matthews and Gross, 1980; Ron and Kolodny, 1992; Clark et al., 1993). עקרונות מודל זה יוצגו במהלך הסיור. בנוסף, מופה המחשוף בבקעת חתרורים (בורג, 1990; Burg et al., 1992) ונקבעו גילי ההתמרה במגוון שיטות תיארוך (Kolodny et al., 1971; Porat et al., 1991; Gur et al., 1995). למנגנון היצירה של התצורה; Gilat (1998) קישר את אירוע ההתמרה לתהליכים הידרותרמליים, וקבוצת חוקרים מרוסיה ומאוניברסיטת בן-גוריון הציגה לאחרונה מודל, על פיו, תצורת חתרורים מייצגת תופעה המכונה mud volcanism וגילה פליוקן-פלייסטוקן (Sokol et al., 2007, 2010). אמנם קבוצת חוקרים זו היא הראשונה מאז עבודתה של שולמית גרוס אשר השקיעה מאמץ מבורך בלימוד נוסף של המינרלוגיה הסבוכה של תצורת חתרורים, ואף זיהתה מינרלים חדשים בטבע, אולם מודל היצירה שהם מציגים איננו סביר.

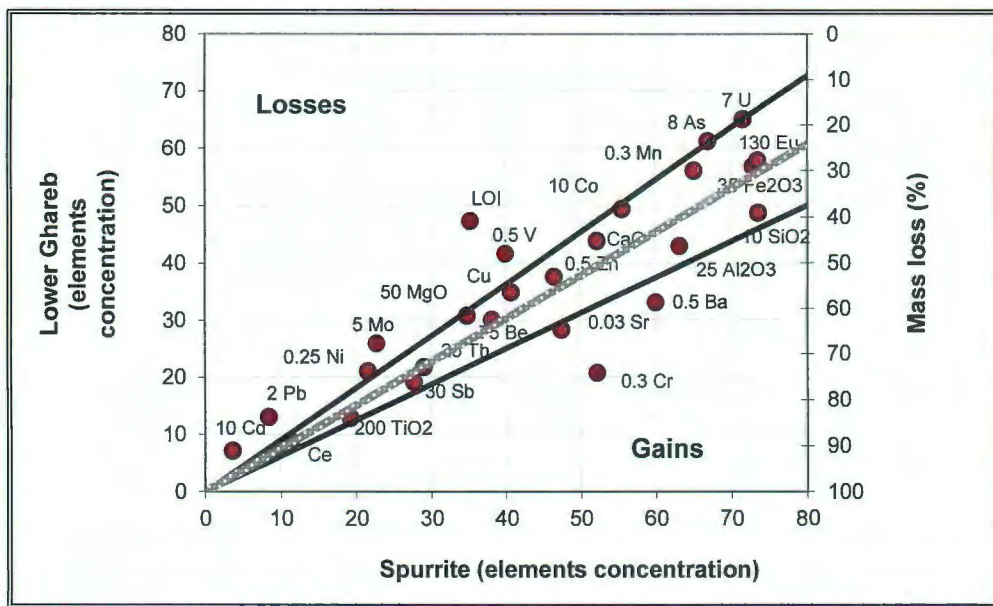
על פי מודל הבערה הספונטנית, החומר האורגני שהיה ספוג בסלעי הקירטון והחוואר מגיל מאסטרית ופלאוקן (תצורות עירב וטקיה, בהתאמה) נשרף בעת חשיפת הסלעים, וכתוצאה מחום הבערה הותמרו סלעי האב (הפרוטוליטים) והתקבל מאסף סלעים חדש, מגוון בהרכבו ובצבעו, הבונה את חתך תצורת חתרורים. התהליכים הכימיים העיקריים שהתרחשו בזמן הבערה היו דהידרציה, דקרבוניזציה ויצירת מאספי מינרלים בהרכב קלציום-סיליקטים וקלציום-אלומיניום-סיליקטים השייכים לפציאס המטמורפיים הסנידין והפירוקסן-הורנפלט. מאספים אלה יציבים בטמפי גבוהות ולחצים קרובים לאטמוספריים. המינרלים העיקריים שנוצרו בתהליך זה כוללים: ספוריט, לרניט, גהלניט, בראונמילריט, דיופסיד, וולסטוניט, גרנטים ואנורתית (הרכב כימי, ראה אצל Gross, 1977 או Burg et al., 1992). את רצף התהליכים אפשר לסכם בנוסחא הכללית הבאה:



על פי נוסחא (1), ככל שתהליך ההתמרה מתקדם יותר, תכולת ה- CO_2 בסלע הולכת ויורדת, עד היעלמות מוחלטת (למשל בסלעי הגהלניט והלרניט). התהליך המטמורפי הוא במידה רבה אנלוג טבעי של יצירת מלט מעשה ידי אדם (Kolodny, 1979), ואכן חלק מהפזות השכיחות בסלעי החתרורים מוכרות כמוצרים בתעשיית המלט. כך לדוגמא,

המינרלים לרניט וחתרורית הם שניים מהמרכיבים העיקריים באבקת המלט (קלינקר) (C₂S ו-C₃S בלשונם של יצרני המלט).

הרכב האיזוטופי של הפחמן והחמצן בסלעים המותמרים (Bentor et al., 1972,) מצביע על הידלדלות באיזוטופים הכבדים - ¹³C ו-¹⁸O עם העלייה בטמ' הבערה ודרגת ההתמרה, ומאשר שדקרבוניזציה וכן שיחלוף עם CO₂ ממקור אורגני הם השינויים העיקריים שהתרחשו בזמן הבערה. סילוק ה-CO₂, המים והחומר האורגני הספוג בסלע, כמו גם עלייה בצפיפות הסלעים במעבר מהפרוטולית לתוצר המטמורפי, באים לידי ביטוי בשינויי נפח ומסה בשיעור של עשרות אחוזים. Geller et al. (2012) חישובו את אבדן המסה במעבר בין הפרוטולית לתוצרים השונים באמצעות שיטה גרפית של הצבת isocon (Gresens, 1967; Grant, 1986) ומצאו שערכו הוא 30% בממוצע (תרשים 5 כדוגמא).



תרשים 5: דוגמא לחישוב אבדן המסה במעבר מפרוטולית לתוצר מטמורפי באמצעות שיטת ה-isocon (מתוך Geller et al., 2012). ההשוואה בתרשים היא בין ריכוזי המרכיבים העיקריים והמשניים בסלעי שיש ספוריט-קלציט לבין הריכוזים בסלעי הקירטון של הפרט העליון של תצורת עירב. כדי לפזר את הנתונים השונים במרחב התרשים הוכפלו ערכי הריכוזים במקדם (scaling factor) הרשום לצד שם המרכיב הכימי. אותו מקדם הופעל לריכוז בפרוטולית ולריכוז בסלע המטמורפי ולכן אין חשיבות באיזה יחידות מובאים הריכוזים, הם זהים לשני הצירים. ההנחה היא שהמרכיבים Al, Si, Ti, Mg, Th, Co, Be אינם נוספים למערכת או יוצאים ממנה (מערכת סגורה), ולכן פער הריכוזים שנמדד עבורם בין הפרוטולית לתוצר הוא רק בגין סילוק CO₂ ומים ועליית צפיפות הסלע. המרווח בין שני הקווים בתרשים מייצג את אותם מרכיבים כימיים המתנהגים איזוכימית. מרכיבים המופיעים מעל תחום האיזוכימיות יצאו מהמערכת בזמן ההתמרה (loss), מרכיבים מתחת לקווים נכנסו למערכת (gain).

קשה להעריך את טמפי ההתמרה, זאת בגלל השונות העצומה של מינרלים וסוגי סלעים מותמרים, ומשום שלא ידוע לחץ ה- CO_2 בזמן ההתמרה. ברוב השטח, הפרוטולית עבר שינוי טקסטורלי, אולם כמעט ללא יצירת מאספי מינרלים חדשים ולכן מכונה מטה-קירטון. לשינוי כזה אין צורך בטמפי גבוהות, והערכתנו היא שסלעים אלו נוצרו בטמפי של עד 300°C (גרסולר שהוא המינרל הראשון בתהליך הדקרבוניזציה הפרוגרסיבי מתחיל להופיע בטמפי של $150\text{-}200^\circ\text{C}$ (Matthews and Kolodny, 1978), מינרל זה זוהה בדוגמאות מטה-קירטון). רק מיעוט של השטח בנוי מסלעים המורכבים ממאספי מינרלים של טמפי גבוהה (על פי נוסחא 1). על סמך מאספי מינרלים אלה, טמפי הבערה השכיחה הייתה $550\text{-}900^\circ\text{C}$ (Bentor et al., 1972, Kolodny and Gross, 1974). ניתוח מחודש של כמה ממאספי המינרלים וזיהוי נתכים במספר מקומות בבקעת חתרורים (Sharygin et al., 2007; Sokol et al., 2008; Vapnik et al., 2007; al., 2006, 2008) הוביל למסקנה שהייתה התכה מועטה בזמן ההתמרה ושהטמפי עלתה במקרים מסוימים ל- $1,200^\circ\text{C}$ ואף יותר.

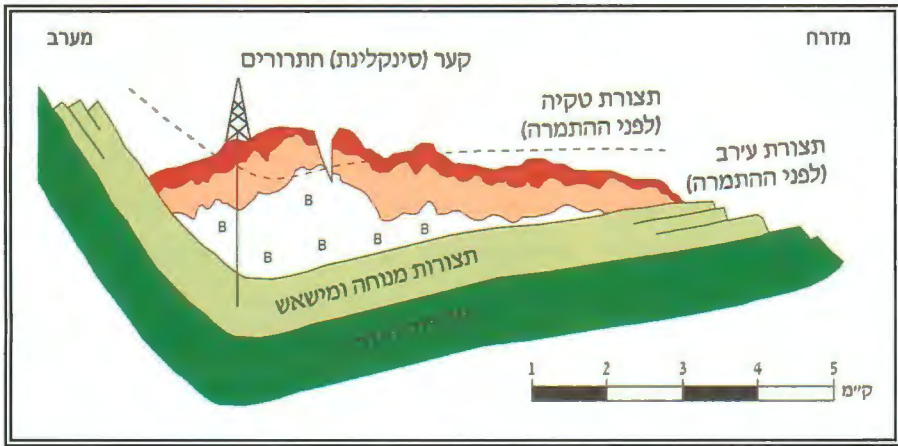
מאזן חום (Burg et al., 1999) מראה שדי בבערת החומר האורגני שבפרוטולית כדי להעלות את טמפי הסלעים לערכים גבוהים בהרבה מאלה ששררו בפועל. רוב החום שנוצר בתהליך הבערה (50-80%) לא השתתף בחימום הסלעים והתמרתם, אלא נוצל בתהליכי הדקרבוניזציה האנדותרמיים, או סולק אל מחוץ למערכת ע"י גזים: אדי מים ובעיקר CO_2 שמקורו בתהליכי הדקרבוניזציה וחמצון החומר האורגני. בדרכם אל פני השטח חיממו הגזים סלעים רחוקים יחסית ממוקדי הבערה. הבדלים בעוצמת ההתמרה לאורך החתך הסטרטיגרפי נובעים מיעילות אספקת החמצן למוקדי הבערה, ממשך הבערה, מהיחס בין כמות החום ששימשה להתמרה לבין הכמות שסולקה אל מחוץ למערכת, מתכולת הקרבונט בסלע ומהלחץ החלקי של ה- CO_2 (המשפיע על הטמפי בהן מתרחשות ראקציות ההתמרה, Matthews and Kolodny, 1978, Matthews and Gross, 1980). משך הבערה במוקד בודד לא עלה על שנים ספורות (Burg et al., 1999).

בהנחה שחומר אורגני היה זמין בחתך ובכמות מספקת, הגורם המגביל העיקרי להצתה ובערה הוא זמינות החמצן. כל עוד הסלעים עשירי החומר האורגני קבורים בעומק רב ומנותקים מאספקת חמצן סדירה לא תתרחש הצתה והתמרה. מאידך גיסא, חימצון איטי של החומר הביטומני החשוף בפני השטח לא יכול לגרום לעלייה גדולה בטמפי, כלומר הכרח שחדירת החמצן תהיה מהירה ורציפה דרך סדקים (טקטוניים?) לעומק הסלע (כאשר הוא קרוב לחשיפתו), אז החימצון האקזותרמי של החומר האורגני (ותרכיזי הפיריט) יעלה את טמפי סלע הסביבה הביטומני עד להצתתו. עדויות לאפשרות קיומו של תהליך כזה נראות כיום בערמות של פצלי השמן הנכרים במכרה פמ"א שבמישור רותם, אשר ניצתות תדיר, בחום הרב הנפלט מחלק מהקידוחים הרדודים שנקדחים באופן שגרתי בשטח

המכרה, ובהצתות הספונטניות שמתרחשות בערמות הפחם בתחנת הכוח בחדרה, בכבול שבעמק החולה ובמכרות הביטומן במקרין שבצפון ירדן (Clark et al., 1993). לאור עדויות אלה סביר להניח שארוזיה וחשיפת החתך הביטומני שבאה בעקבותיה, כמו גם סידוק ראשוני, הם אלה שהניעו את תהליך ההצתה והבערה. תהליכים אלה קשורים, ככל הנראה, לפחות במחשוף שבבקעת חתרורים, לפתיחת בקע ים המלח. באזורים בתוך בקעת חתרורים בהם אספקת החמצן נמנעה בגלל כיסוי אלוביאלי עבה (בקעת גורר, ראש נחל מורג), לא התרחשה כל התמרה והפרוטולית נשאר כשהיה. קידוח שנקדח במרכז הבקעה שבראש נחל מורג ע"י חברת פמ"א חדר בעומק גם עשרות מטרים של סלע עשיר בחומר אורגני. הקשר החד-חד ערכי בין זמינות החמצן לבין בערה, וההפך, זוהה בעבר גם במחשוף פצלי השמן שבנבי מוסא (Spiro and Eizenshtat, 1983). מחשוף קונגלומרט קטנים שלא מנעו חדירת חמצן ובערה חוממו והותמרו באופן פסיבי, ע"י הולכת חום, כמו ביצה על מחבת. ההגבלה באספקת חמצן לעומק היא הסיבה לכך שהחתרורים הם תופעה של פני שטח בעובי עשרות מטרים לכל היותר, המונחת על סלעים לא מותמרים, חלקם אף ביטומניים (תרשים 6). עובי התופעה משתנה ממקום למקום כפונקציה של עומק הסדקים שהחדירו חמצן ושל תנועת מים רוויים לחמצן בתת הקרקע. תופעת החתרורים מהווה, לפיכך, "קרום" בעובי של עשרות מטרים, העוקב אחרי פני השטח בזמן אירועי ההתמרה. ערוצים אשר פורצים כיום את אותו "קרום" חושפים בתחתיתם סלעים של פציאס ההתמרה הנמוך ואף סלעים לא מותמרים, חלקם ביטומניים במקצת (תרשים 6). יותר מכך, ככל שההתמרה התרחשה בעומק רדוד יותר (עד מטרים ספורים מתחת לפני השטח) אספקת החמצן, בד בבד עם סילוק ה- CO_2 שנוצר, היו יעילים יותר. לפיכך, עיקר מסת הסלעים של פציאס ההתמרה הגבוה מרוכזת סמוך לפני השטח. לא מפתיע לכן שמחצבות שיש הקלציט-ספוריט ('שיש ערדי') שנוצר בטמפ' גבוהות, מסתיימות בעומק שאיננו עולה על 20 מ'. בסיום ה"קילוף" של "שכבת" השיש המחצבה ננטשת מאחר ואין יותר חומר זמין לכרייה.

הבערה התרחשה במוקדים בעומק רדוד מתחת לפני השטח. עדויות למוקדים נמצאו הן ביחסי שדה שונים (בורג, 1990), והן בסמנים מינרלוגיים וטקסטורליים, כגון שינוי בתכולת ה- CO_2 במינרלי אפטיט בגג תצורת מישאש (Matthews and Nathan, 1977), שינויים בצבע של החומר האורגני השאריתי בסלע, והבדלים בעוצמת הרקריסטליזציה של נופלנקטון (וולין, 1998). שתי עדויות למוקדים יוצגו במהלך הסיוור. החמצן למוקדים הגיע, כאמור, דרך סדקים, חלקם טקטוניים, ואחרים שנוצרו תוך כדי קריסות סלע בזמן ההתמרה. קריסות אלו נגרמו משחרור אגרסיבי של הגזים שנוצרו בזמן הבערה (בעיקר CO_2 ואדי מים) ומצמצום נפח הסלע המותמר, הנובע, כאמור, מיצירת פזות חדשות צפופות יותר ומסילוק חומר אורגני, מים ו- CO_2 (Matthews and Kolodny,)

1978). קריסות הסלע התכופות אפשרו פתיחת תעלות חדשות לחמצן והצתת מוקד חדש סמוך. אפשר להשוות את תהליך ההתמרה לבערת גחלים ענקית, בה מתרחשות תזוזות בשל אובדני נפח והתלהטות פתאומית של אזורים שונים בכל פעם בשל היסדקות וחשיפה לחמצן. הסדקים שנוצרו בעת ההתמרה נעלמו בשל תהליכי הרקריסטליזציה, קריסות הסלעים ויצירת המינרלים והסלעים המטמורפיים. עדות אפשרית לסדקים שנפערו תוך כדי התמרה, אולם מסיבה מקומית לא קרסו ונסגרו, תוצג במהלך הסיור.



תרשים 6: חתך גיאולוגי סכמתי דרך בקעת חתרוּרים. סלעי ה"אזור המגוון" (הגוונים האדומים-כתומים בתרשים) מהווים תופעת פני שטח בעובי עשרות מטרים, הדועכת בעומק בשל אספקת חמצן לקויה בזמן הבערה. מגע בין סלעים מותמרים מעל ללא מותמרים מתחת נראה היטב בוודיות עמוקים שהתחתרו מאז הסתיים תהליך ההתמרה. קידוחים עמוקים הגיעו לסלעים לא מותמרים ואף עשירי חומר אורגני.

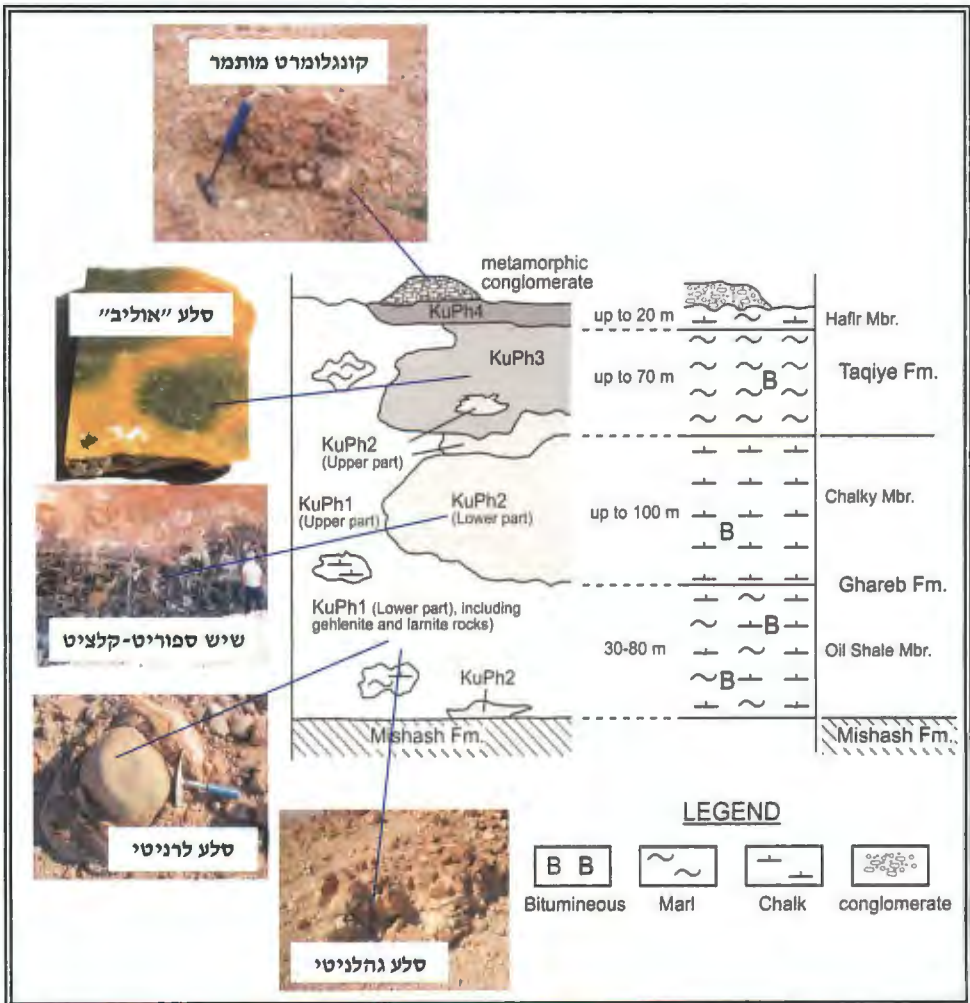
תהליך ההתמרה בכללותו היה איזוכימי, כלומר ההרכב הכימי לא השתנה מהפרוטולית לתוצר המטמורפי (פרט לשחרור CO₂ ומים). עדויות לכך התקבלו בעת השוואת תוצרי חימום במעבדה של סלעי תצורות עירב וטקיה לסלעים המותמרים הטבעיים (Bentor et al., 1972; Gross, unpublished; Burg et al., 1999; Geller et al., 2012).

אם אכן התהליך בכללותו היה איזוכימי, אזי הבדלים סטרטיגרפיים בחתך הסדימנטרי אמורים לבוא לידי ביטוי גם בתוצר המטמורפי. מיפוי בקעת חתרוּרים (בורג, 1990) אכן הוכיח שניתן להבחין בסטרטיגרפיק המקורית דרך מיפוי מרחבי של המאספים המינרלוגיים העיקריים, כמפורט להלן. במסגרת המיפוי, הסלעים בבקעת חתרוּרים חולקו למספר יחידות ליתולוגיות, כאשר הקריטריון הבסיסי לחלוקה היה דרגת ההתמרה (תרשים 7): מסלעים לא מותמרים השייכים לתצורות עירב וטקיה, דרך יחידה KuPh1,

הכוללת סלעים מגוונים, ברובם קרבונטיים (מטה-קירטון), שהם תוצר התמרה תרמלית קלה (עד 300°C) והופעתם בנוף מתונה, ועד קבוצת היחידות KuPh2-4, הכוללת מגוון סלעים שעברו התמרה תרמלית בינונית וחזקה (עד 900°C ובמקומות אף יותר), והופעתם בנוף היא של גופי סלע קשים ומצוקיים. סלעי המטה-קירטון של יחידה KuPh1, שהם הנפוצים ביותר בכל מחשופי ה"אזור המגוון" בכלל ובבקעת חתרורים בפרט (כ-60-70% מכלל השטח) מצויים לאורך כל החתך. ההתמרה החלשה גרמה לאובדן החומר האורגני, לרקריסטליזציה, לגיוון רב, להקשיה, להעלמות המיקרופאונה ובמקומות ליצירת מעט מינרלים מטמורפיים, כגון גרנטים (הידרוגרסולר). ההתמרה החלשה גרמה לביטול וטשטוש הבדלים ליתולוגיים הקיימים בין סלעי האב השונים, ולכן לא ניתן להבחין בתוך יחידה KuPh1 בחלוקה הפנימית המקורית ליחידות ופרטי משנה. סלעי היחידה עשירים מאוד בגבס. בניגוד להתמרה החלשה, ההתמרה הבינונית והחזקה דווקא חידדה הבדלים ליתולוגיים, אפילו קטנים (בעיקר ביחסי קלציט/חרסית, קרי ביחסי קלציום לסיליקה ואלומינה), בין פרוטוליתים קרבונטיים שונים. קיימים, לפיכך, ארבעה סוגי סלעים מטמורפיים עיקריים, המציינים התמרה חזקה, אשר תואמים לארבעת הפרטים הסטרטיגרפיים של תצורות עירב וטקיה (תרשים 7). הקורלציה בין הסלעים המטמורפיים הללו לפרוטוליתים נעשתה על סמך יחסי השדה בין היחידות השונות, על פי גילים פליאונטולוגיים של סלעים לא מותמרים הנחשפים לטרלית למותמרים, ועל בסיס אלמנטים ליתולוגיים (תרכיזים למשל), סמנים פאונסיסטיים (מאובנים גדולים) ומאפיינים טקסטורליים (שיכוב לדוגמא), שהשתמרו למרות תהליכי ההתמרה:

- סלעי הגהלניט-לרניט שבבסיס ה"אזור המגוון" (שלא הופרדו כיחידה ליתולוגית עצמאית בגלל גודל מחשופיהם הקטן והם נבלעים בתוך החלק התחתון של יחידה KuPh1) קורלטיביים לפרט התחתון החווארי של תצורת עירב.
- סלעי שיש הספוריט-קלציט הבונים את עיקר יחידה KuPh2, שהיא הנפוצה ביותר מכל היחידות של הטמפי הגבוהות, קורלטיביים לפרט העליון הקירטוני של תצורת עירב.
- סלעי ה"אוליב" הבונים את יחידה KuPh3 קורלטיביים לפרט התחתון החווארי-חרסיתי של תצורת טקיה. הכינוי "אוליב" ניתן לסלעים ע"י בן-תור (1949) בשל הגוון המזכיר צבע זית.
- סלעי לרניט משוכבים הבונים את יחידה KuPh4 קורלטיביים לפרט חפיר הקירטוני של תצורת טקיה.

נדגיש, הבחנה מינרלוגית-ליתולוגית בין סלעים השייכים לפציאס ההתמרה הבינוני-גבוה (פציאס הפירוקסן-הורנפלט והסנידין) היא, אם כן, הבחנה בעלת משמעות סטרטיגרפית (תרשים 7), ולכן יחידות מטמורפיות אלה הן לא רק יחידות ליתולוגיות, אלא גם יחידות מיפוי סטרטיגרפיות. תוצאה ישירה מכך היא האפשרות לשרטט מפה סטרקטורלית על בסיס מחשופי היחידות הללו. מפה כזו שורטטה על בסיס מחשופי יחידה KuPh3 (בורג, Burg et al., 1992 ; 1990), והיא שוות ערך למפה סטרקטורלית של בסיס תצורת טקיה.

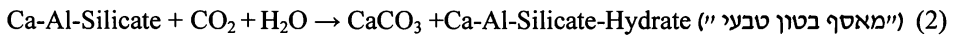


תרשים 7: חתך גיאולוגי מוכלל המציג קורלציה בין הפרוטולייתים (פרטים של תצורות עירב וטקיה) לסלעים המותמרים השכיחים ביותר הבונים את תצורת חתוריים. הסלעים נקראים על פי המינרל העיקרי הבונה אותם, פרט לסלע ה"אוליב" המכונה כך בשל צבעו ובעיקר בשל הרצון לשמר את שם השדה שהציע בן תור (1949) במיפוי הנגב.

ליחידות פציאס ההתמרה הבינוני-גבוה יש משמעות סטרטיגרפית. גופי קונגלומרט צעירים (תמונה עליונה) הותמרו במקומות באופן פסיבי (כמו ביצה במחבת) בשל בערת הסלעים שתחתם.

מתן משמעות סטרטיגרפית לכל אחת מהיחידות המטמורפיות של הפציאס הבינוני-גבוה מהווה עדות נוספת לאיזוכימיות של תהליך ההתמרה.

במהלך ההתקררות של הסלעים המותמרים (השלב הרטרורגדי) וגם לאחר מכן (ולמעשה עד היום, כפי שמתקבל בעבודה חדשה הנעשית בימים אלה ע"י שניים מהמחברים - ג. קולודני וא. בורג), החלו לפעול על הסלעים המטמורפיים תהליכי רקרבוניזציה, הידרציה ולעיתים סולפטיזציה. התוצאה מכך היא התגבשותם של מינרלים קרבונטיים (בעיקר קלציט ופחות ווטריט וארגוניט) ומאספי מינרלים בהרכב כללי קלציום-סיליקט-הידרט וקלציום-אלומיניום-סיליקט-הידרט. התהליך הזה קרוב באופיו לבליה, ואפשר לסכמו פורמלית בנוסחה הכללית הבאה:



המינרלים העיקריים בקבוצה זו, פרט לקרבונטים, הם:

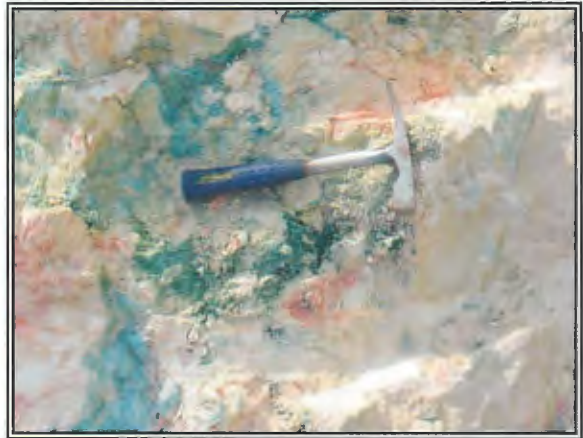
1. זאוליטים (בעיקר טומזוניט וגיסמונדיט), הידרורגניטים וכן אפופיליט המופיע באבני חול ובקונגלומרטים מותמרים. כל אלה נוצרו בשלב הרטרורגדי בנוכחות מים, כאשר טמפי הסלעים הייתה עדיין חמה (פחות מ-300°C) (Gross, 1977,) (Matthews and Gross, 1980).

2. טוברמורית, גניט, אטרינגיט, אפוייליט, בייריט, גבס, פורטלנדיט ונוספים אשר נוצרו לאחר ההתקררות ועד היום (הרכב כימי ראה אצל Gross, 1977 או Burg et al., 1992). חלק ניכר ממינרלים אלה מוכרים בבטון שהוא תוצר הידרציה וקרבוניזציה של מלט פורטלנד, ולכן ניתן להגדיר מאסף מינרלים זה כאנלוג טבעי של בטון (Kolodny, 1979). בשל הדמיון לבטון, סלעי החתרורים (במחשוף במקרין שבצפון ירדן) היו יעד למחקר בינלאומי רחב שבתן עמידות בטון לאורך זמן גיאולוגי, כאשר המוטיבציה לכך הייתה, מצד אחד, הכוונה לטמון פסולת רדיואקטיבית במבני בטון בתת הקרקע למשך זמן ממושך, והחשש, מצד שני, לעמידות הבטון (ראה לדוגמא: Nagra, 1992; Milodowski et al., 1992). ההתעניינות במאסף ייחודי זה מאותן סיבות, מסתבר, ממשיכה גם כיום (Wang et al., 2013).

מאספי המינרלים של השלב הרטרורגדי והבליה יוצרים גופי סלע אירגוריים בשולי הגופים המותמרים בפציאס הבינוני-גבוה, ובעיקר ממלאים חללים ועורקים החוצים את הסלעים המותמרים השונים. העורקים מכילים במקרים רבים ריכוזים גבוהים יחסית של

מתכות שונות, בעיקר כרום וברזל, אשר רוכזו לתוכם בשלבים הרטרוגרדיים ובשלבי הבלייה המאוחרים. כרום שכיח מאוד בעורקים החוצים את החלק התחתון של ה"אזור המגוון" ואת סלעי שיש הקלציט-ספוריט, והוא מוכל בתוך מספר מינרלים צבעוניים, כגון וולקונסקואיט (סמקטיט עשיר כרום, תרשים 8), אטריגיט ובנתוריט (תרשים 1). ריכוז גבוה יחסית של מתכות כבדות בעורקים מראה שבקני"מ מצומצם של עורק התהליך לא היה איזוכימי בזמן ההתמרה ולאחריה, והתאפשרה תנועת מרכיבים וריכוזם לתוך העורקים (Geller et al., 2012).

תרשים 8: עורק ירוק בסלעי החתרורים המורכב מהמינרל וולקונסקואיט (סמקטיט עשיר בכרום). עורקים כאלה נפוצים מאוד בסלעי שיש הספוריט-קלציט והופעתם מצביעה על ריכוז כרום אל תוך העורקים באחד מהשלבים המאוחרים להתמרה (שלב הקירור או שלב הבלייה הממשיך גם כיום).

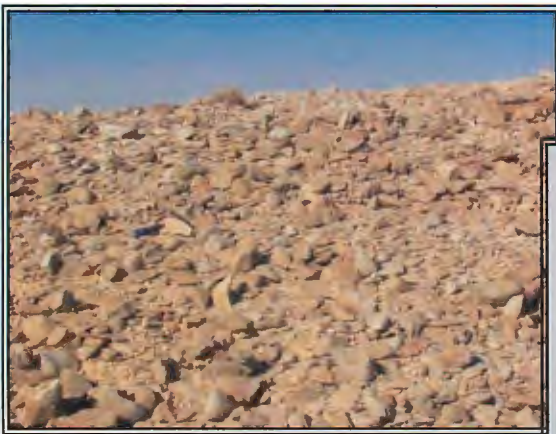


ניסיון ראשון לתארך את מאורע ההתמרה נעשה בתחילת שנות השבעים באמצעות מדידת fission tracks בגבישי אפטיט מותמרים שלוקטו ממחשוף Jebel Dakhдах שמדרום מזרח לירושלים (Kolodny et al., 1971). הגיל שנמצא היה 13.6 ± 2.0 או 16.8 ± 2.0 מיליון שנה. Burg (1990) העריך בעזרת יחסי שדה, שקיבלו תמיכה מגילי K-Ar, שגיל ההתמרה בבקעת חתרורים היה פליוקן (כ-3 מיליון שנה), והציע שכל מחשוף ומחשוף של סלעי ה"אזור המגוון", ואף חלקים שונים בתוך אותו מחשוף, בערו והותמרו בתקופה שונה כפונקציה של ארוזיה וחשיפת הפרוטולית הביטומני לחמצן האטמוספרי. עדויות לגילי התמרה שונים במחשופים שונים התקבלו גם במדידות פליאומגנטיות (Ron and Kolodny, 1992) ובמדידות גיל רדיוגניות (Gur et al., 1995). האחרונים הגיעו על סמך מדידות הגיל למסקנה שההתמרה בבקעת חתרורים התרחשה בשני אירועי זמן שונים (המעידים על שני אירועי חשיפה); הראשון, במיוקן (לפני כ-16 מיליון שנה) והשני בפליוקן (לפני כ-3 מיליון שנה, אז חלה ארוזיה חריפה לכיוון בקע ים המלח). גילים צעירים יותר (1.0-1.7 מיליון שנה וכן 0.2 מיליון שנה, נמדדו בבקעת חתרורים בשיטת ESR; Porat et

Clark et al. (1992) et al., 1991 הציעו גיל בערה של פלייסטוקן לאחד ממחשופי החרורים שבמרכז ירדן.

סלעי חתרורים בהקשרים מפתיעים:

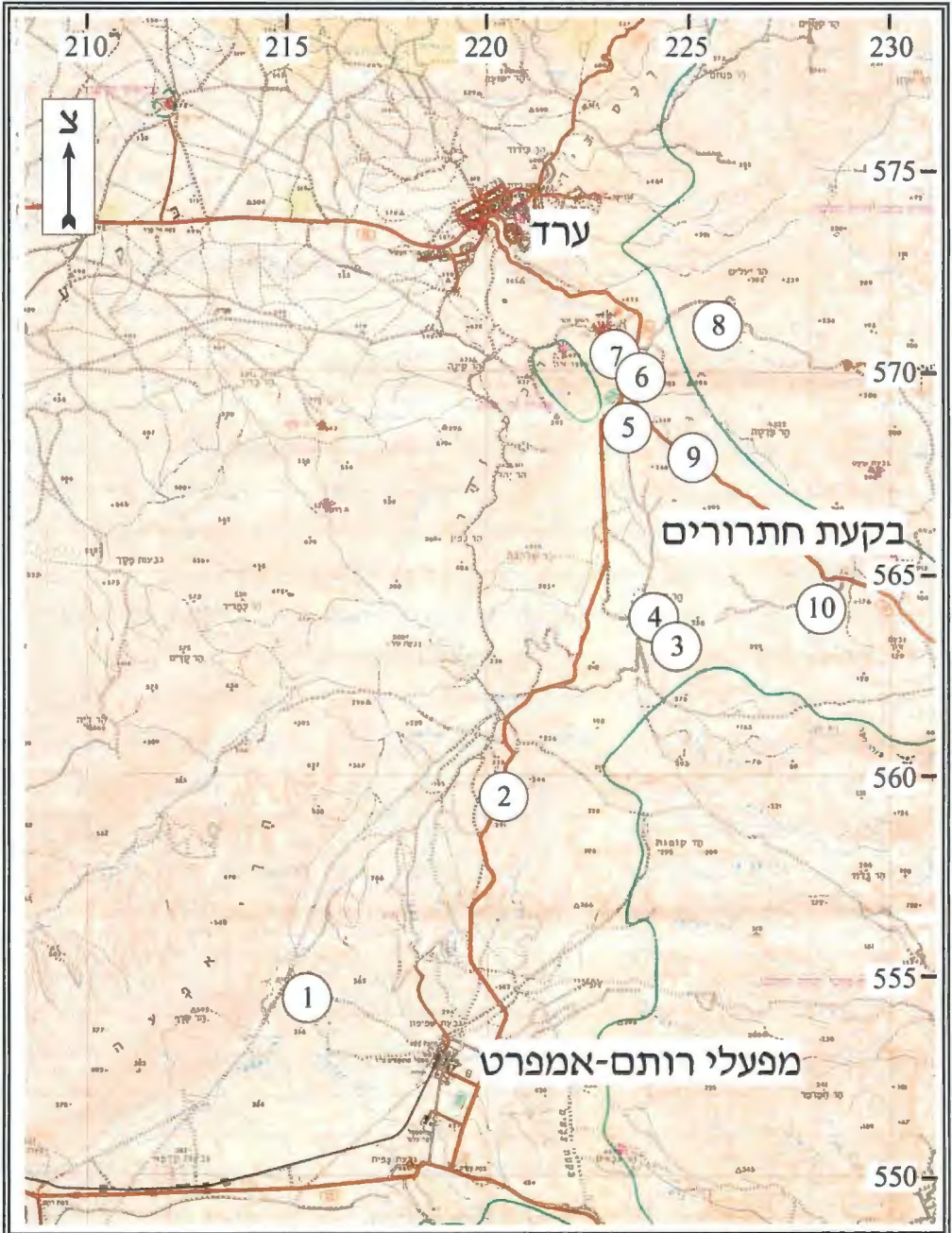
1. הסלעים המגוונים של תצורת חתרורים הופכים בידיה של הפסלת אסתר זילבר-כץ למעשה אומנות (תרשים 9).
2. סמוך להר פרסה שבבקעת חתרורים התגלה בית מלאכה ייחודי לאבני יד וגרזנים מסוף הנאולית-כלכולית, בו חומר הגלם היה סלעי הלרניט הקשים (Vardi, 2013) (תרשים 9).



תרשים 9: מימין, פסל מסלע חתרורים (מעשה ידיה של הפסלת אסתר זילבר-כץ). משמאל, אתר אבני היד והגרזנים הפרהיסטוריים סמוך להר פרסה ושתי דוגמאות של אבני יד.

תחנות הסיור

(מיקומן ומיספורן על פי תוכנית הסיור נתונים בתרשים 10; נתוני המיקום הם ברשת ישראל החדשה):



תרשים 10: מיקום תחנות הסיור לפי סדר כרונולוגי

תחנה 1: מכרה (בור) פמ"א (נ.צ. 2155/5546)

נסיעה של כ-3 ק"מ מערבה ממפעל רותם אמפרט נגב בדרך עפר עד לבור פמ"א.

מפעל רותם אמפרט נגב ממוקם במישור רותם. המפעל מייצר בעיקר דשנים וחומצות על בסיס הזרחן המופק משכבות הפוספוריט שבגג תצורת מישאש. במישור רותם מצוי, תחת כיסוי סדימנטרי צעיר, מרבץ פצלי השמן הגדול ביותר בנגב (מינסטר, 2009). חברת רותם אמפרט נגב מנצלת את פצלי השמן להפקת אנרגיה (קיטור וחשמל), וזאת באמצעות כרייתם במכרה פתוח (בור פמ"א) ושרפתם בתנור דמוי תנור מלט. פצלי השמן נכרים מפרט פצלי השמן שבבסיס תצורת עירב. הפרט מחולק כאן לשלוש יחידות, על פי אחוז החומר האורגני: 1. פצלים דלים, 10-12% חומר אורגני, 2. פצלים בינוניים, 12-16% חומר אורגני, 3. פצלים עשירים, מעל 16% חומר אורגני. הפצלים בגג הפרט המכילים פחות מ-10% חומר אורגני נחשבים כטפל.

כחלק מתהליך הכרייה קודחים חורים אל תוך הפצלים ולתוכם מחזירים חומר נפץ. קידוחים שגילם מספר שבועות פולטים חום, זאת כתוצאה מחמצן אשר חודר דרך הקידוחים הללו לעומק ומחמצן את החומר האורגני והפיריט, תוך כדי שחרור חום (תהליך אקזותרמי). מאחר ובור הקידוח לא מאוורר, החום מצטבר בקדח. התופעה מוגברת בחורף, לאחר ימי גשם. ככל הנראה, הרטיבות לאחר הגשם מגבירה את אספקת החמצן לתת הקרקע ומאפשרת חימצון נוסף של החומר האורגני בעומק. גם בן תור ופרומן (1960) התייחסו למים כגורם שמחזיר חמצן ומאפשר חימצון של החומר האורגני עד הצתה ובערה. תופעה דומה של פליטת חום מתרחשת גם בערמות פצלי שמן כרויים העומדים במאגרים זמן ממושך. כאשר קצב עליית הטמפי' במאגרים אלה גבוה מקצב שחרור החום תתכן הצתה. תופעות דומות מוכרות, כאמור, בערמות הפחם בתחנת הכוח בחדרה, בשטחי הכבול בעמק החולה ועוד. התהליך אשר מתרחש בקידוחים ובערמות הפצלים הכרויים אנלוגי להצתה הספונטנית שהתרחשה בבקעת חתרורים; חמצן אטמוספרי ומים רווי חמצן חדרו דרך סדקים טקטוניים לעומק החתך הביטומני והחלו בחימצונו האקזותרמי, עד הצתתו. אנו מבינים כעת מיהו ה"גפרור" שהצית את הבערה: ראקציות חימצון אקזותרמיות של חומרים אורגניים ופיריט בעומק של מספר מטרים.

תחנה 2: תצפית מדרום על בקעת חתרורים (נ.צ. 2204/5595)

נסיעה של כ-7 ק"מ ממפעל רותם אמפרט נגב צפונה לכיוון צומת חתרורים. תצפית ממשטח בשולי הכביש.

מצפוננו בקעת חתרורים, בה מצוי מחשוף ה"אזור המגוון" הגדול והמפותח ביותר בישראל, ששטחו כ-50 קמ"ר (בירדן מצוי מחשוף גדול יותר). החתך המותמר בבקעת חתרורים הוא היחיד בו הותמרה לא רק תצורת עירב אלא גם תצורת טקיה, וכן מעט קונגלומרטים צעירים. ממערב לבקעה נראה האגף הנוחת המזרחי של אנטיקלינת זוהר;

הנחיתה היא מזרחה אל תוך סינקלינת חתרורים. שכבות חבורת יהודה ותצורת מישאש נוחתות אל מתחת לסלעי החתרורים הבהירים. האחרונים אינם משוכבים ויוצרים נוף מבוטר מאוד. סינקלינת חתרורים מחולקת ע"י אנטיקלינת גורים לשני צירים - ציר מורג המערבי וציר חתרורים המזרחי. ציר האנטיקלינה וצירי שתי הסינקלינות שלצידו הם בכיוון כללי דרום מערב-צפון מזרח. מבנה כיפתי של סלעי גג תצורת מישאש הכהים הוא הביטוי בשטח של אנטיקלינת גורים. בין מחשופי תצורת חתרורים ממזרח ואגפה הנוחת של אנטיקלינת זוהר ממערב בולטת בקעה אלוביאלית - בקעת גורר. קידוחים שנקדחו בבקעה חדרו סלעים לא מותמרים של תצורת עירב.

תחנה 3: תופעות התמרה בגג תצורת מישאש (נ.צ. 2247/5631)

נסיעה של כ-3 ק"מ בדרך עפר היוצאת מזרחה מכביש צומת חתרורים-צומת צפית, סמוך לנחל חימר. דרך זו נפרצה ע"י מפעל רותם אמפרט נגב בעת חיפושים אחר מרבצי פוספט חדשים בדרום בקעת חתרורים.

תופעות התמרה חלקיות קיימות בפרט הפוספוריט שבגג תצורת מישאש, המהווה את הבסיס של ה"אזור המגוון". Matthews and Nathan (1977) זיהו מוקדי בערה בגג תצורת מישאש על סמך שינויים לטרליים בתכולת ה- CO_2 בסלעי הפוספוריט. וולין (1998) קבע כי ההשפעה התרמלית של מוקד בערה היא לאורך כמה עשרות מטרים. קביעתו זו התבססה הן על השינויים הטרליים בתכולת ה- CO_2 בסלעי הפוספוריט והן על שינויים בצבע החומר האורגני. כתמים שחורים בגג תצורת מישאש הם הביטוי הנראה לעין של שולי מוקד הבערה, כאשר כל מספר מטרים או עשרות מטרים עוברים מוקד אי רגולרי שקוטרו מספר מטרים. למרות הצבע הכהה בשולי המוקד, כמות החומר האורגני נמוכה מאוד ולא עולה על 0.5%. הגוון הכהה מציין חומר אורגני אשר עבר תהליך של פירוליזה (חימום ללא נוכחות חמצן), כתוצאה מהולכת חום מהסלעים שבערו מעל, בהם החומר האורגני עבר חימצון תרמלי מלא וסולק. ההשחרה מציינת, אם כן, את גבול חדירת החמצן ומעבר מהתמרה ע"י חימצון להתמרה הנגרמת מהולכת חום (פירוליזה). הבדלים בעוצמת ההתמרה נראים בתוך מרכזם של כמה מהמוקדים; התמרה חלשה מתבטאת בהשחרה של הסלע ובאבדן הריח האופייני לסלעי הפוספוריט, אולם ללא שינוי טקסטורלי. לעומתם, הסלעים שעברו התמרה חזקה יותר (מעל $550-600^{\circ}C$; Gross, unpublished) הם קשים מאוד, בעלי גוונים אדומים או ירוקים, יוצרים מצוק או דרגש בנוף ובעלי טקסטורה גבישית צפופה (בניגוד לטקסטורה הגרגרית המאפיינת את סלעי הפוספוריט המקוריים). טקסטורה חדשה זו מצביעה על רקריסטליזציה שעבר סלע המקור בשל ההתמרה. מינרל האפטיט העיקרי בסלעים שעברו התמרה חזקה הוא פלואור אפטיט. מינרל זה הוא תוצר דקרבוניזציה מלאה של מינרל האפטיט המקורי - הפרנקוליט. המעבר המינרלוגי מפרנקוליט לפלואור אפטיט מתרחש בטמפי $550-600^{\circ}C$ וזו, לכן, הטמפי המינימלית שבה

נוצרו הסלעים המותמרים בפציאס הגבוה. גבישי האפטיט המותמרים הם הנותנים לסלע את הגוון הירקרק. גבישי קלציט שאריתיים (בסלעים שלא עברו דקרבוניזציה מלאה) הם הנותנים את הגוון האדום. הסלע הירוק היה שכיח במחשופי החתרורים באזור בית סחור. הבנאים הערביים באזור ירושלים נתנו לו את הכינוי "מיזי אחדר" (האבן הירוקה) והוא שימש לחיפוי בבתי יוקרה (למשל במלון המלך דוד).

תחנה 4: הסלעים בחלק התחתון של תצורת חתרורים (נ.צ. 2246/5634)

חזרה קצרה (מאות מטרים) בדרך העפר לכיוון צפון מערב. הליכה במעלה הגבעה.

החלק התחתון של תצורת חתרורים שמעל גג תצורת מישאש מאופיין בנוף מבוטר מאוד, לא משוכב כלל, ובעל הופעה טרשית הנובעת מכיסוי נרחב של קרומי גבס. הסלע העיקרי הבונה נוף זה הוא קרבונט שעבר רקריסטליזציה (מטה-קירטון), וגווינו במחשופים טריים הם לבנים או צבעוניים (למשל בחתכי כבישים בבקעת חתרורים ובמעלה אדומים). מטה-הקירטון נוצר בעקבות התמרה חלשה של הפרוטולית (פחות מ-300°C) שהוא בתחנה זו הפרט תחתון של תצורת עירב. הסלע לרוב חסר מינרלים של טמפ' גבוהות ולעיתים מכיל גרנטים וזאוליטים.

בתוך הנוף הטרשי בולטים גופי סלע כהים אי רגולריים, בקוטר מטרים ספורים, המציינים פציאס התמרה גבוה. גופי סלע אלה קשים מאוד, דקי גביש וכנראה מציינים מוקדי בערה מקומיים. קל להבחין בתוך גופים אלה בשני סוגי סלע שונים, זאת על פי צבעם והטקסטורה שלהם. שני סוגי הסלעים מכונים על פי המינרל העיקרי הבונה אותם - גהלניט ולרניט. סלע הגהלניט הוא בעל גוון חום או ירקרק וחצוי ע"י עורקים בהירים רבים. סלע הלרניט מופיע לרוב בעדשות אליפסואידיות שחורות וקשות מאוד בקוטר ס"מ ועד אפילו עשרות ס"מ. הצורה העדשתית היא תוצאת של בליה. טמפ' היצירה המקובלת של שני סלעים אלה היא בתחום 400-700°C (לחץ ה- CO_2 השפעה על טמפ' היצירה), אולם היא יכולה להיות גבוהה בהרבה. לדוגמא, "עדשות" הלרניט הן אלו ששימשו את Sharygin et al. (2008) בקביעת טמפ' הבערה המקסימליות, ובסלעי הגהלניט זוהה המינרל הנדיר פסאודולסטוניט, המציין טמפ' התמרה של כ-1,100°C. גופי הגהלניט-לרניט אינם ברי מיפוי במפה בקני"מ 1:50,000 ולכן נבלעו בתוך החלק התחתון של יחידה KuPh1 (תרשים 7).

כיצד ניתן להסביר את נוכחותם של שני סלעים שונים אלה זה לצד זה? הקרבה ביניהם מעידה שהגורם לכך איננו שונות ליתולוגית בפרוטולית. על פי סכמת הדקרבוניזציה של Bowen (1940) לרניט נוצר בסוף התהליך, קרי בטמפ' הגבוהות ביותר, ולכן יתכן ששני גופי הסלע מייצגים טמפ' בערה שונות באותו מוקד. Geller et al. (2012) מצאו שריכוז יסודות

הקורט בסלעי הגהלניט גבוה מאשר בסלעי הלרניט. הסיבה לכך כפולה: גהלניט נוצר לפני לרניט ולכן "סוחב" לתוכו את רוב יסודות הקורט המוביליים, וגהלניט הוא פרט בתמיסה מוצקה (קבוצת המליליט) ולכן קולט בקלות רבה יותר יסודות קורט.

תחנה 5: מחצבה ביחידה KuPh2 ו"דייקי החול" (נ.צ. 2234/5687)

נסיעה צפונה לצומת חתרורים, פניה מזרחה לכיוון צומת זוהר. כחצי ק"מ אחרי צומת חתרורים פנייה ימינה בדרך עפר לכיוון הר בן נשר. נסיעה של כשלושת רבעי ק"מ.

אנו נמצאים סמוך לציר סינקלינת מורג (המערבי משני הצירים הסינקלינריים שבבקעת חתרורים), ולכן ממוקמים גבוה יחסית בחתך הסטרטיגרפי (במקביל לפרט העליון של תצורת עירב). נלך בדרך העפר הקצרה לאחת מהמחצבות הרבות הפזורות ברחבי בקעת חתרורים. הסלע שנחצב במחצבות, ושימש בעיקר בתעשיית המרצפות, מכונה 'שיש ערד' (תרשים 11) והוא מורכב בעיקר מהמינרלים ספוריט וקלציט. סלע השיש הוא חום או שחור (רק בדוגמא טרייה), דק עד בינוני גביש, ומציין פציאס התמרה גבוה (טמפי של 600°C). (800).



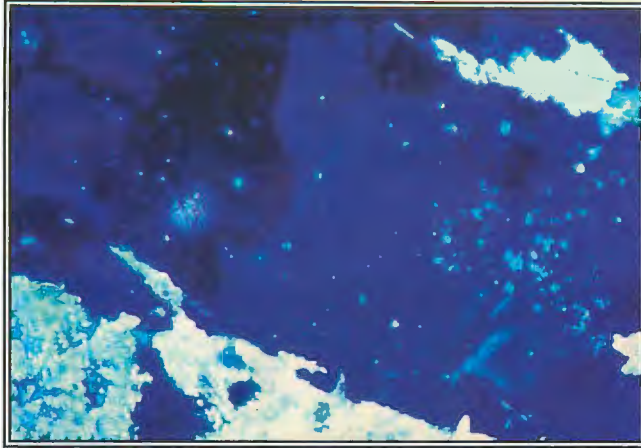
תרשים 11: קיר במחצבת 'שיש ערד'.

השיש חצוי ע"י עורקים בהירים המורכבים ממינרלים קרבונטים והידרטים שונים, שהם תוצרי בליה של השיש (תרשים 11). המינרל האקזוטי והנדיר בנתורית (Cr-ettringite) מופיע בעורקים החוצים את השיש, ואיתו יחד בשכחות גבוהה יותר - המינרל וולקונסקואיט, הנותן לעורק גוון ירוק. בסלעי השיש נפוצים תרכיזי המטיט קטנים, בחלקם פסאודומורפיים אחרי מאובנים המציינים גיל של מאסטריכט תיכון-עליון. הכרייה במחצבות השיש הייתה תמיד לרוחב ולא לעומק, זאת מכיוון שהשיש מסתיים בעומק של 20 מ' לכל היותר. זוהי, כאמור, אחת העדויות לכך שסלעי החתרורים מהווים תופעת פני שטח. כיום אין יותר כרייה של 'שיש ערד' והמחצבות עומדות שוממות, חלקן אף מהוות

מפגע סביבתי ויזואלי. סלעי השיש יוצרים גופים גדולים יחסית (יחידת הפציאס הגבוה הנפוצה ביותר) ולכן הופרדו כיחידת מיפוי עצמאית - KuPh2 שלה גם משמעות סטריטיגרפית (תרשים 7); יחידה KuPh2 קורלטיבית לפרט העליון הקירטוני של תצורת עירב.

בתוך יחידת השיש אין סלעי לרניט שהם על פי סכמת הדקרבוניזציה (Bowen, 1940) התוצר המטמורפי הבא המתקבל בעת חימום ספוריט, ולכן היה צפוי שיופיעו במשולב עם סלעי הספוריט. הסיבה לכך נעוצה ביחס CaO/SiO_2 ; לרניט לא יכול להיווצר, אפילו בטמפ' גבוהות מאוד, כאשר היחס עולה על 2.5 (Zharikov and Shmulovich, 1969). היחס בסלעי הפרוטולית, קרי בפרט העליון של תצורת עירב, הוא 3.5 ויותר.

ממערב למחצבה, בתוך סלעים מותמרים המציינים פציאס התמרה גבוה, מצויים מספר "דייקים" המורכבים מחול מותמר אדום-חום או אפור, קשה מאוד ובעל צמנט קלציטי. גבישי אפופיליט, המתאפיינים בשקפים בצבעם הכחול האנומלי העז (תרשים 12), מצויים בין גרגרי החול ואף מחליפים אותם במקומות. האפופיליט מצביע על התמרה בטמפ' נמוכה מ- 300°C בנוכחות מים (Gross, 1977). ה"דייקים" מכילים במקומות שברי סלעים מותמרים שקוטרם מגיע למספר ס"מ. מגע ה"דייקים" עם סלע הסביבה חד. ה"דייקים" מתפצלים לעורקי משנה בכיוונים שונים ו"כיסים" שקוטרם עשרות ס"מ. חלק מ"הכיסים" מורכבים מסלע אדום-חום קשה, מנוקד בנקודות לבנות וחצוי ע"י עורקים. סלע אדום זה מורכב מטוברמוריט, קלציט ואפופיליט, והוא תוצר החלפה של החול המותמר בשלב הרטרוגרדי. ל"דייקים" כיוונים כללים שונים: 340° ו- 205° . "דייקים" במקומות אחרים בבקעה מראים כיוונים אחרים. להערכתנו, "דייקי" החול מציינים סדקים שנפערו בזמן ההתמרה (הן בשל לחצי הגזים והן בשל אבדן הנפח) ודרכם חדר חמצן לבערה ו/או נפלטו גזים (בעיקר מים ו- CO_2) ממוקדי הבערה. ככלל, סדקים שנפערו מעל מוקדי הבערה קרסו ונסגרו בסיום התהליך. כאן, לעומת זאת, חול פריך ובתוכו שבבים מסלעי הסביבה נלכד בתוך הסדקים ונמנעה קריסתם וסגירתם בסיום הבערה. החול והסחף שנלכדו בסדקים הותמרו כתוצאה מהחום הרב ששרר באזור. יש יסוד לשלול את הטענה שהסדקים בהם נלכד החול הם סדקים טקטוניים וזאת הן בשל הכיוון השונה מכיוון הסדקים הטקטוניים המוכר באזור, הן בשל המבנה האי רגולרי, הכולל התפללויות, "כיסים" ושינויי כיוון אקראיים, והן בשל רוחב גדול בהרבה מהמאפיין סדקים טקטוניים המצויים בסלעי קירטון וחואר.



תרשים 12: אפופיליט בתוך אבן חול מותמרת. לאפופיליט צבע התאבכות כחול עז.

תחנה 6: תופעות ביחידה KuPh3 ומחשוף קונגלומרט מותמר (נ.צ. 2237/5699)

נטיעה חזרה צפונה עד לצומת חתרורים, הליכה לגבעה הכהה שמצפון מזרח לצומת.

אנו ממוקמים סמוך לציר סינקלינת מורג ולכן גבוה עוד יותר בחתך הסטרטיגרפי. הסלעים הבולטים בנוף בצבעם הכהה (פטינה) מכונים בשם השדה "אוליב" (בן תור, 1949), ואכן צבעם בחתך טרי דומה לעיתים לצבע הזית. מחשופי ה"אוליב" משתרעים על פני שטחים גדולים יחסית, כלומר הם ברי מיפוי ולכן הופרדו כיחידת מיפוי עצמאית (יחידה KuPh3; תרשים 7) שהיא קורלטיבית לפרט התחתון החווארי של תצורת טקיה. סלעי ה"אוליב" נוצרו בטמפי של עד כ-600°C (Matthews and Kolodny, 1978, Matthews and Gross, 1980).

בתחנה זו נכיר שני סוגי "אוליב", האחד קשה מאוד, מסיבי ויוצר מצוקים ("אוליב מסיבי"), והשני פרוזי, בעל טקסטורה הנראית כגרגרית והופעה טרשית בנוף ("אוליב נקבובי"). ה"אוליב המסיבי" מורכב בעיקר מהמינרלים: דיופסיד, אנורטיט, גרנטים, וולסטוניט ולעיתים גהלניט, וה"אוליב הנקבובי" בעיקר מהמינרלים: דיופסיד, זאוליטים, גרנטים וקלציט. הראשון מציין התמרה חזקה יותר. ההבדל המורפולוגי בין שני הסוגים נובע משכיחותם של מינרלים זאוליטים בסלעי ה"אוליב הנקבובי". סלעי ה"אוליב", בעיקר זה הנקבובי, עשירים בתרכיזים שונים:

1. תרכיזים שחורים, המורכבים מתחמוצות הברזל מגהמיט והמטיט. המגהמיט הופך את התרכיזים לפרומגנטיים (ראו תגובת ברנטון לתרכיז המונח עליו). שכיחות מחשופי ה"אוליב" בצפון מערב בקעת חתרורים היא הסיבה לאנומליה האירומגנטית באזור זה (Domzalski, 1967; Ron and Kolodny, 1992).

תרכיזי המגהמיט-המטיט הם פסאודומורפיים אחרי תרכיזי הפיריט הנפוצים בחווארי תצורת טקיה.

2. תרכיזי בריט (תרשים 13). גם תרכיזים אלה שכיחים בחווארי תצורת טקיה. ההתמרה לא גרמה לשינוי מינרלוגי בתרכיזים, פרט לגידול מינרלים כגונטים וזאוליטים בצמנט שבין גבישי הבריט.



תרשים 13: תרכיזי בריט בתוך סלע "אוליב נקבובי" (צילום: רם וינברגר).

ב"אוליב הנקבובי" מופיעים מבנים דמויי ברקציה. אלה נוצרו, ככל הנראה, בעת גלישה תוך כדי ההתמרה. כמו כן, נראים במקומות בסלע זה אופקים אדומים דקים, אשר מכילים פלדספר אשלגני. תיארוך K-Ar שעל פיו נקבעו גילי ההתמרה נעשה בין השאר על סלעים אלה (Gur et al., 1995).

בראש הגבעה שמעל מחשופי ה"אוליב", בולטת יחידה משוכבת. מחשופים משוככים דומים הם מעטים מאוד ומוגבלים לכמה ראשי גבעות בצפון מערב בקעת חתרורים. מחשופים אלה הם ברי מיפוי ולכן הוגדרו כיחידה מיפוי עצמאית (KuPh4; תרשים 7). היחידה קורלטיבית לפרט חפיר של תצורת טקיה. הסלעים העיקריים הבונים יחידה זו הם סלעי לרניט ושיש ספוריט חסר קלציט. נטיית השכבות בכל אחד ממחשופי היחידה, כולל במחשוף שכאן, משתנה במהירות בכיוונה ובמידת נטייתה. הנטייה המקסימלית שנמדדה באחד המחשופים היא 34° , נטייה שבוודאי איננה טקטונית. ניתן להניח שגלישות תוך כדי התמרה בסלעי החוואר הפלסטיים המצויים מתחת ואבדן התשתית המוצקה הם שגרמו לעיוות השכבות, ובמספר מקומות אף לקריעתן.

בתוך אחד ממחשופי ה"אוליב" שאנו מבקרים משולב גוף של קונגלומרט מותמר. זהו אחד מתוך כ-160 מחשופים דומים בשטח בקעת חתרורים (בורג, 1990). למחשופי הקונגלומרט המותמר מבנה אירגולרי בגודל מ"ר עד עשרות מ"ר. ההתמרה גרמה להקשיה וליכוד הקונגלומרט, לשינויים טקסטורליים בחלוקים (התכהות ובעיקר ריסוק), להופעת מינרלים מטמורפיים בחלוקים ובמטריקס (למשל אפופיליט), ולעלייה במידת הגיבוש של חלוקי הצור (גינות, 1990). התמרת הקונגלומרט הייתה פסיבית (מחוסר חומר אורגני, קרי דלק לבערה) ונגרמה בשל בערת הסלעים הביטומניים שמתחת. הקונגלומרט פולימיקטי ומכיל בכל המחשופים המותמרים חלוקי צור ופוספוריט של תצורת מישאש, חלוקי גיר של חבורת יהודה, חלוקים מסלעי הסביבה הסמוכים וגם מעט חלוקי "צור יבוא" (בכל אחד מהמחשופים היחסים הכמותיים בין המרכיבים הללו שונים). קל לזהות את חלוקי "צור היבוא" המותמרים מאחר והם מרוסקים לפרוסות לאורך למינות הפורמניפרים שבהם. רוב גופי הקונגלומרט המותמר מופיעים מצפון לכביש צומת חתרורים-צומת זוהר והם שארית מקוטעת של טרסה בעלת מפלס ברור הנוטה לדרום מזרח (בורג, 1990). הנטייה והרכב החלוקים מצביעים על משטר זרימה לכיוון בקע ים המלח הפתוח; מקור החלוקים - ברכס זוהר שממערב. גיל הטרסה הוא לכן לא עתיק מפליוקן, גיל התמרה הוא בהתאם. מחשופי הקונגלומרט המותמר השייכים לטרסה הם, ככל הנראה, חלק ממערכת ניקוז פליוקנית לבקע ים המלח שבעוצמתה אפשרה ארוזיה אינטנסיבית, חשיפה מהירה של סלעי הביטומן, הצתתם והתמרתם.

מראש הגבעה נצפה צפונה: מתחתינו בקעת ראש נחל מורג. הסלעים בבקעה שייכים לתצורת עירב ואין בהם עדויות להתמרה. קידוח שנקדח ע"י חברת פמ"א במרכז הבקעה (נ.צ. 2241/5708) חדר 101 מ' של סלעים לא מותמרים, 60 המטרים העמוקים עשירים בחומר אורגני. סחף שכיסה את הבקעה בזמן ההתמרה מנע פתיחת סדקים וחדירת חמצן החיוני לבערה. הקשר בין אזורים מכוסי סחף לאי התמרה קיים, כאמור, במקומות נוספים בבקעת חתרורים ובולט מאוד במחשוף ה"אזור המגוון" שבנבי מוסא. מצפון לבקעה - מחצבת 'שיש ערד' שננטשה מאחר וכל השיש שבה נכרה. בכל השטח הנפרס מצפוננו בולטים מחשופי "אוליב" כהים. המחשופים הללו מתרוממים מציר סינקלינית מורג מזרחה ומערבה, כלומר הם עוקבים אחר הסטרוקטורה הסדימנטרית המקורית.

תחנה 7: יחסי שדה בין סלע מטמורפי לקונגלומרט מותמר (נ.צ. 2236/5700)

יורדים רגלית מערבה מהגבעה שבה סלעי ה"אוליב", בדרך מחשוף קונגלומרט מותמר קטן, חוצים את הכביש מערבה.

במחשוף הצבעוני שבתחנה זו בולט מגע הדוק בין סלע מותמר ממערב לקונגלומרט מותמר ממזרח. המגע החד וההדוק הוא אולי תוצאה מגלישה תוך כדי ההתמרה. הקונגלומרט כאן שונה מהמחשופים בהם נתקלנו קודם מאחר והוא מורכב מסלע חום-אדום, מנוקד

בנקודות לבנות, שבו צפים חלוקי צור מרוסקים. הסלע מורכב מקלציט, פלדספר אשלגני, טוברמורית ואפופיליט. ריכוז האשלגן מגיע עד 3%. על פי Gross (unpublished) הסלע היה במקורו סחף חולי-חרסיתי, עשיר בחלוקים, שהותמר בנוכחות מים רבים בשלבים הסופיים של ההתמרה.

תחנה 8: נחל מורג - מוקד בערה (נ.צ. 2258/5711)

נסיעה של כ-2.5 ק"מ על הכביש לכיוון ערד, עד מפגש עם דרך עפר הפונה מזרחה. נסיעה של כ-2.5 ק"מ על דרך העפר המסומנת בסימון שבילים כחול, אל פנים בקעת חתרורים, עד המפגש עם נחל מורג. הליכה דרומה לאורך הערוץ.

אנו בערוץ נחל מורג המתנקז לים המלח. ממערב לנו מתנשאת גבעת נ.ג. 370. פסגת הגבעה מורכבת מסלעים משוכבים, מעוותים וקרועים של יחידה KuPh4. נטיית השכבות במחשוף הולכת וגדלה מ-16° עד ל-34°. תופעה דומה קיימת, כאמור, בכל מחשופי יחידה זו והיא נובעת, ככל הנראה, מגלישת סלעי החוואר הפלסטטיים שמתחת בזמן ההתמרה.

ערוץ נחל מורג פונה חדות מזרחה מול מצוק מסיבי של שיש קלציט-ספוריט. השיש שחור (בשבר טרי בלבד), ומדיף ריח של H_2S בעת שבירתו או התססתו בחומצה. מקור הריח - המינרל גרייט (Fe_3S_4) שהוא גם הנותן לשיש את הגוון השחור היפה. סביבו שברי שיש רבים שנשברו בסיורים קודמים וכולם מכוסים בפטינה אפורה מכוערת לעין. הסיבה לכך היא תהליכי ההידרציה והרקרבוניזציה הפועלים במהירות על מאספי המינרלים של הטמפי הגבוהה.

ההתמקדות בתחנה זו היא על חישוב משכי הבערה. קשה לדעת מה היה משך הבערה במוקד בודד, כמו גם בכל שטח בקעת חתרורים; האם הוא ימים, חודשים או שנים? למרות הקושי ניתן להניח מספר מגבלות על משך זה: בערה חלשה וממושכת (כתוצאה מאספקת חמצן לקויה) גורמת להתמרת נפח סלע גדול סביב המוקד, אולם הטמפי המתקבלות נמוכות, ולהפך, כאשר ההתמרה במוקד הבודד חזקה ומהירה (אספקת חמצן יעילה). ברור גם שזמן הבערה לא יכול להיות ממושך מאוד מאחר והתהליך יהיה משול אז לחימצון של חומר אורגני ללא עלייה בטמפי. משך הבערה הוא, אם כן, גורם המשפיע הן על עוצמת ההתמרה ומאסף המינרלים שיתקבל והן על הנפח המותר. Gross (1977) הציעה על סמך הרכב המאספים המינרלוגיים והטקסטורה הדקה של סלעי החתרורים שהתחממות הסלעים הייתה מהירה וטמפי מקסימלית הושגה לזמן קצר.

בערוץ נחל מורג זוהה מבנה מותר שהוצע לזהותו כמוקד בערה נקודתי בודד ומנותק ממוקדים אחרים (Burg et al., 1999). זהו המקום היחיד בכל מחשופי תצורת חתרורים בו נמצא מבנה כזה. הימוקד הוא חרוט או כדור בקוטר 8 מ', המורכב משיש קלציט-

ספוריט בלוי, כשסביבו סלעים מותמרים בדרגה נמוכה ובהמשך אף סלעים לא מותמרים (תרשים 14). החרוט היה ללא ספק קבור מתחת לפני השטח בזמן ההתמרה שכן מדרומו (מעל מחשוף השיש השחור) קיימת טרסה גבוהה ממנו שאיננה מותמרת. כלומר, בעת ההתמרה ערוץ הנחל היה גבוה בהרבה. חתירתו הנוכחית של נחל מורג היא שאפשרה את חשיפת הימוקד. המרחק ממרכז הגוף החרוטי (המוקד) לסלעים הלא מותמרים הוא 15-18 מ'. הטמפי ששררה במוקד, על פי מאסף המינרלים, הייתה $650-800^{\circ}\text{C}$. לשם פשטות נקבעה טמפי חישוב של 750°C . כמו כן נקבעה טמפי של $120-150^{\circ}\text{C}$ כטמפי המקסימלית בה הסלעים המקוריים עדיין אינם מראים, או כמעט אינם מראים, כל אפקט תרמלי (יצירת מינרלים חדשים, הקשיה וצביעת הסלעים). דר' ו. ליחובסקי מהמכון הגיאולוגי חישב את משך הבערה במוקד וזאת על בסיס נתוני השדה המדודים ועל בסיס מספר הנחות יסוד, ביניהן: הבערה התרחשה במערכת סגורה, החום עבר בהולכה בלבד, נלקח בחשבון רק החום הנוצר עקב שריפה מוחלטת של החומר האורגני שבסלע, לא נלקחו בחשבון אובדני חום בריאקציות דקרבוניזציה ואובדני חום לסביבה כתוצאה מתנועת גזים ותמיסות. תוצאות החישוב מראות שזמן הבערה במוקד הבודד היה בתחום 1,000-300 ימים (Burg et al., 1999). אין ספק שהנפחים הגדולים של הסלעים המותמרים המופיעים בשטח בקעת חתרורים הם תוצאה של בערה במספר רב של מוקדי בערה. עם זאת, בערת סלעי הביטומן בבקעת חתרורים לא התרחשה בזמנית בכל המוקדים ואיננה אירוע אחד קצר. הבערה התפשטה, ככל הנראה, באופן הדרגתי ממוקד למוקד, תוך כדי קריסות ופתיחת תעלות חדשות לחמצן והצתת מוקדים חדשים. זמן הבערה של מחשוף הסלעים הביטומניים בבקעת חתרורים היה על כן ממושך והגיע לאלפי ואף עשרות אלפי שנים (והיו, כאמור, לפחות שני אירועים נפרדים כאלה בבקעת חתרורים במהלך ההיסטוריה הגיאולוגית).



תרשים 14: גוף חרוטי של שיש קלציט-ספוריט בלוי, מוקף בסלעים שעברו התמרה חלשה ובהמשך, לא עברו התמרה כלל. גוף זה מייצג, לדעתנו, מוקד בערה בודד (צילום: רם וינברגר).

תחנה 9: השפעת עובי של חתך אוטם על ההתמרה (נ.צ. 2251/5679, נ.ג. 312)

נסיעה על כביש צומת חתרורים-צומת זוהר (כ-2.5 ק"מ מצומת חתרורים), כניסה קצרה של כ-200 מ' בדרך עפר לכיוון ערוץ נחל בוקק והליכה לפסגת נ.ג. 312.

אנו נמצאים סמוך לציר הסינקלינה המזרחי שבבקעת חתרורים ולכן גבוה בחתך הסטריטיגרפי. את פני השטח מכסה טרסה אלוביאלית עבה ורחבת ידיים, ללא כל סמני התמרה. הטרסה מורכבת מאותם חלוקים הבונים את גופי הקונגלומרט המותמר, קרי חלוקי גיר של חבורת יהודה, חלוקי צור מישאש, חלוקי צור יבוא ומעט חלוקי פוספוריט. החלוקים בטרסה אינם מלוכדים. בשולי הטרסה הנטושה הזו מופיע מחשוף קטן ובולט בנוף של קונגלומרט מותמר בהרכב זהה. לא הרחק ממנו - סלעים שנוצרו בטמפי גבוהה. בחלקה המזרחי של הגבעה - התמוטטות, בה נחשף החתך שמתחת לטרסה האלוביאלית. מדובר בקרקע דקה המכסה סלעים לא מותמרים, השייכים לחלק העליון ביותר של תצורת עירב ולחלק התחתון ביותר של תצורת טקיה. יחסי השדה בגבעה מציגים דוגמא יפה של מניעת בערה בשל חתך אלוביאלית פריך ועבה. בשולי הטרסה, שם החתך האלוביאלית היה דק, לא נמנעה אספקת חמצן לסלעים הביטומניים שמתחת והתרחשה הצתה ובערה שבעקבותיה נוצרו סלעים של טמפי גבוהה. שולי הטרסה הותמרו אף הם באופן פסיבי.

תחנה 10: עמודונים פריזמתיים בבסיס ה"אזור המגוון" (נ.צ. 2282/5642)

נסיעה דרום מזרחה של כ-5.5 ק"מ על כביש צומת חתרורים-צומת זוהר, נסיעה של כק"מ אחד בדרך עפר המובילה לכיפת חלמיש עד התפצלות דרכים.

במטרים התחתונים ביותר של תצורת חתרורים, ורק שם, שכיחים מחשופים של עמודונים פריזמתיים קטנים הבנויים מקירטון קשה (מטה-קירטון). התופעה תוארה לראשונה ע"י Avnimelech (1964). כיוון העמודונים בכל המחשופים איננו אחיד וחלקם מעוותים. אחרים משנים כוונם במרחב ויוצרים אז מבנה דמויי מניפה. במקומות בהם קיימים סדקים בסלע, ציר האורך של העמודונים ניצב לסדק. העמודונים הם תוצאה של התקררות והתכווצות הסלעים, בתהליך דומה ליצירת משושי הבזלת או פריזמות אבן החול ב"נגריה" שבמכתש רמון. אולם בניגוד לאחרונים, יצירת העמודונים בסלעי החתרורים מלווה באבדן מסה ונפת, בעיקר בשל חימצון החומר האורגני שבפרוטוליט. הכיוונים האקראיים הנראים לעיתים באותו מחשוף מעידים על בערה לא מסודרת ועל השפעה בו זמנית של מקורות חום שונים. עבודה חדשה הנערכת בעצם ימים אלה (ר. וינברגר, א. בורג) מנסה לפענח: א. את התהליך הפיסיקלי האחראי ליצירת העמודונים, ב. באיזה שלב של ההתמרה נוצרו העמודונים, ג. את הסיבה שהעמודונים מופיעים רק בבסיס ה"אזור המגוון".

מצפון - נחיתת השכבות הבונות את גג תצורת מישאש. בתוך אלה בולטים בולבוסים ענק מרוסקים לחלוטין. הריסוק הוא קרוב לוודאי, בשל חימום בעת ההתמרה.

ביבליוגרפיה

- בורג, א., 1990. הגאולוגיה של תצורת חתרורים. עבודה לשם קבלת תואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים (תקציר אנגלי) וכן המכון הגיאולוגי, 1991, דו"ח GSI/18/91, 118 עמ'.
- בורג, א., 1993. ה"אזור המגוון" (תצורת חתרורים) בבקעת חתרורים. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, עין בוקק, חוברת סיורים, עמ' 49-66.
- בורג, א., וולין, ס., איל, ע., קולודני, י., 2003. תופעות גיאולוגיות במישור רותם ובבקעת חתרורים. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, עין בוקק, חוברת סיורים, עמ' 35-46.
- בורג, א., קולודני, י., 2003. סלעים בוערים בישראל - בית חרושת טבעי למלט ולבטון. גלילאו, כתב עת למדע ומחשבה, ספטמבר 2003, גליון 61, עמ' 33-45.
- בן תור, י., 1949. מיפוי הנגב 1949, יומני השדה, כרכים א-ב: ירושלים, המכון הגיאולוגי, 1985, דו"ח GSI/10/85, 206 עמ'.
- בן תור, י., פרומן, ע., 1960. המפה הגיאולוגית של ישראל בקני"מ 1:100,000, גליון 16: הר סדום (עם תאור גיאולוגי), ישראל. המכון הגיאולוגי.
- גינות, י., 1990. יחסי גומלין צור-פורצלניט ודיאגנוז של סיליקה בקרטיקון המאוחר ובאיאוקן - ישראל. עבודה לשם קבלת תואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים (תקציר אנגלי), 73 עמ'.
- וולין, ס., 1998. פרמטרים סטרוקטורליים ואופטיים של מיקרואורגניזם וחומר אורגני כאינדיקטור לשחזור דרגות התמרה נמוכות בתצורת חתרורים, בבקעת חתרורים. עבודה לשם קבלת תואר מוסמך, אוניברסיטת בן גוריון, באר שבע, 58 עמ' (תקציר באנגלית).
- מינסטר, צ., 2009. מרבצי פצלי השמן בישראל, מידע גיאולוגי-כלכלי, 2008. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/18/2009, 78 עמ', תקציר באנגלית.
- Avnimelech, M., 1964. Remarks on the occurrence of unusual high-temperature minerals in the so-called "Mottled Zone" complex of Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, V. 13: 102-110.
- Bentor, Y.K., Gross, S. and Heller, L., 1963a. High temperature minerals in non-metamorphosed sediments in Israel. *Nature*, V. 199, No. 4892: 478-479.
- Bentor, Y.K., Gross, S. and Heller, L., 1963b. Some unusual minerals from the "Mottles Zone" complex. *Israel. Am. Mineral.*, V. 48: 924-930.
- Bentor, Y.K., Gross, S. and Kolodny, Y., 1972. New evidence on the origin of the high temperature mineral assemblage of the "Mottled Zone" (Israel). 24th Int. Geol. Congr., Montreal, Section 2: 265-274.
- Bowen, N.L., 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite: *J. Geology*, 48: 225-274.
- Burg, A., Starinsky, A., Bartov., Y. and Kolodny, Y., 1992. Geology of the Hatrumim formation ("Mottled zone") in the Hatrumim basin. *Isr. J. Earth Sci.*, V. 40: 107-124.
- Burg, A., Kolodny, Y. and Lyakhovsky, V., 1999. Hatrumim - 2000: The "Mottled Zone" revisited, forty years later. *Isr. J. Earth Sci.*, V. 48: 209-223.
- Clark, I.D., Khoury, H.N., Salameh, E., Fritz, P., Goksu, Y., Wieser, A., Causse, C. and Fonts, J.-C., 1992. Travertines in central Jordan: implications for palaeohydrology and dating. In: *Isotope techniques in water resources*

- development 1991. Proc. Int. Atomic Energy Agency, Vienna, Symp., No. 312: 551-565.
- Clark, I.D., Fritz, P., Seidlitz, H.K., Trimborn, P., Milodowski, T.E., Pearce, J.M. and Khoury, H.N., 1993. Recarbonation of metamorphosed marls, Jordan. Appl. Geochem., V. 8: 473-481.
- Domzalski, W. 1967. Aeromagnetic survey of Israel. Inst. for Petrol. Res. and Geophysics, SMA/482/67, 54 p.
- Geller, Y.I., Burg, A., Halicz, L. and Kolodny, Y., 2012. System closure during the combustion metamorphic "Mottled Zone" event, Israel. Chemical Geology, V. 334: 25-36.
- Gilat, A., 1998. Hydrothermal activity and hydro-explosions as a cause of natural combustion and pyrolysis of bituminous: the case of Pliocene metamorphism in Israel (Hatrurim formation). Geol. Surv. Isr., Current Research, V. 11: 96-102.
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram - a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Economic Geology, V. 81: 1976-1982.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical Geology, 2: 47-65.
- Gross, S., 1977. The mineralogy of the Hatrurim formation, Israel. Geol. Surv. Isr., Bull. 70, 80 p.
- Gross, S., 1980. Bentorite. A new mineral from the Hatrurim area, west of the Dead Sea, Israel. Isr. J. Earth Sci., V. 29: 81-84.
- Gross, S., 1984. Occurrence of Ye'elimite and Ellestadite in an unusual cobble from the "pseudo-conglomerate" of the Hatrurim basin, Israel. Geol. Surv. Isr., Current Research, 1983-84: 1-4.
- Gross, S., Petrography of the Hatrurim formation, manuscript + appendixes (unpublished).
- Gur, D., Steinitz, G., Kolodny, Y., Starinsky, A. and McWilliams, M., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of combustion metamorphism ("Mottled Zone", Israel). Chemical Geology, V. 122: 171-184.
- Kolodny, Y., 1979. Natural cement factory, A geological story. In: J. Skalny, (editor), Cement Production and Use, Conference Proceedings sponsored by the Engineering Foundation, U.S. Army Research Office, Rindge, New Hampshire, 24-29 June, 1979: 203-216.
- Kolodny, Y., Bar, M. and Saas, E., 1971. Fission track age of the "Mottled Zone Event" in Israel. Earth Planet Sci. Lett., V. 11: 269-272.
- Kolodny, Y. and Gross, S., 1974. Thermal metamorphism by combustion of organic matter: isotopic and petrological evidence. J. Geology, V. 82: 489-506.
- Lees, G.M., 1928. The chert beds of Palestine. Proc. Geol. Assoc., London, V. 39, No. 4: 445-462.

- Matthews, A. and Nathan, Y., 1977. The decarbonation of carbonate-fluorapatite (Francolite). *Am. Mineral.*, V. 62: 565-573.
- Matthews, A. and Kolodny, Y., 1978. Oxygen isotope fractionation in decarbonation metamorphism: the Mottled zone event. *Earth Plant. Sci. Lett.*, V. 39: 179-192.
- Matthews, A. and Gross, S., 1980. Petrologic evolution of the "Mottled Zone" (Hatrurim) metamorphic complex of Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, V. 29: 93-106.
- Milodowski, A.E., Khoury, H.N., Pearce, J.M. and Hyslop, E.K., 1992. Discussion of the mineralogy, petrography and geochemistry of the Maqarin source-term rocks and their secondary alteration products. Section 4.1: 41-51. In: A natural analogue study of the Maqarin hyperalkaline groundwaters. NAGRA, Technical Report NTB 91-10, Wettingen, Switzerland.
- Nagra, 1992. A natural analogue study of the Maqarin hyperalkaline groundwaters. Nagra, NTB 91-10, Wettingen, Switzerland.
- Porat, N., Kolodny, Y. and Schwarcz, H., 1991. Timing of metamorphism in the Hatrurim basin – new evidence from ESR dating. *Isr. Geol. Soc. Annu. Mtg.*, p. 82 (Abstract).
- Ron, H. and Kolodny, Y., 1992. Paleomagnetic and rock magnetic study of combustion metamorphic rocks in Israel. *J. Geophysics. Res.*, V. 97, No. B5: 6927-6939.
- Sharygin, V.V., Vapnik, Ye., Sokol, E.V., Kamenetsky, V.S. and Shagam, R., 2006. Melt inclusions in minerals of schorlomite-rich veins of the Hatrurim Basin, Israel: composition and homogenization temperatures, in: Pei Ni and Zhaolin Li (Eds.), ACROFI I, Program with Abstracts. Nanjing, China, pp. 189-192.
- Sharygin, V.V., Sokol, E.V. and Vapnik, Ye., 2008. Minerals of the pseudobinary perovskite-brownmillerite series from combustion metamorphic larnite rocks of the Hatrurim Formation (Israel). *Russian Geology and Geophysics*, V. 49: 709-726.
- Sharygin, V.V., Lazic, B., Armbruster, T., Murashko, M.N., Wirth, R., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V. and Vapnik, Ye., 2011. Shulamitite, IMA 2011-016. CNMNC Newsletter No. 10, October 2011, page 2552; *Mineralogical Magazine*, V. 75: 2549-2561.
- Sokol, E.V., Novikov, I.S., Vapnik, Ye. and Sharygin, V.V., 2007. Gas fire from mud volcanoes as a trigger for the appearance of high-temperature pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Formation (Dead Sea area). *Dokl. Earth Sci.*, 413A (3): 474-480.
- Sokol, E.V., Novikov, I.S., Zateeva, S.N., Sharygin, V.V. and Vapnik, Ye., 2008. Pyrometamorphic rocks of the spurrite-merwinite facies as indicators of hydrocarbon discharge zones (the Hatrurim Formation, Israel). *Dokl. Earth Sci.*, 420 (4): 608-614.
- Sokol, E., Novikov, I., Zateeva, S., Vapnik, Ye, Shagam, R. and Kozmenko, O., 2010. Combustion metamorphism in the Nabi Musa dome: new implications for a mud volcanic origin of the Mottled Zone, Dead Sea area. *Basin Research*, V. 22: 414-438.

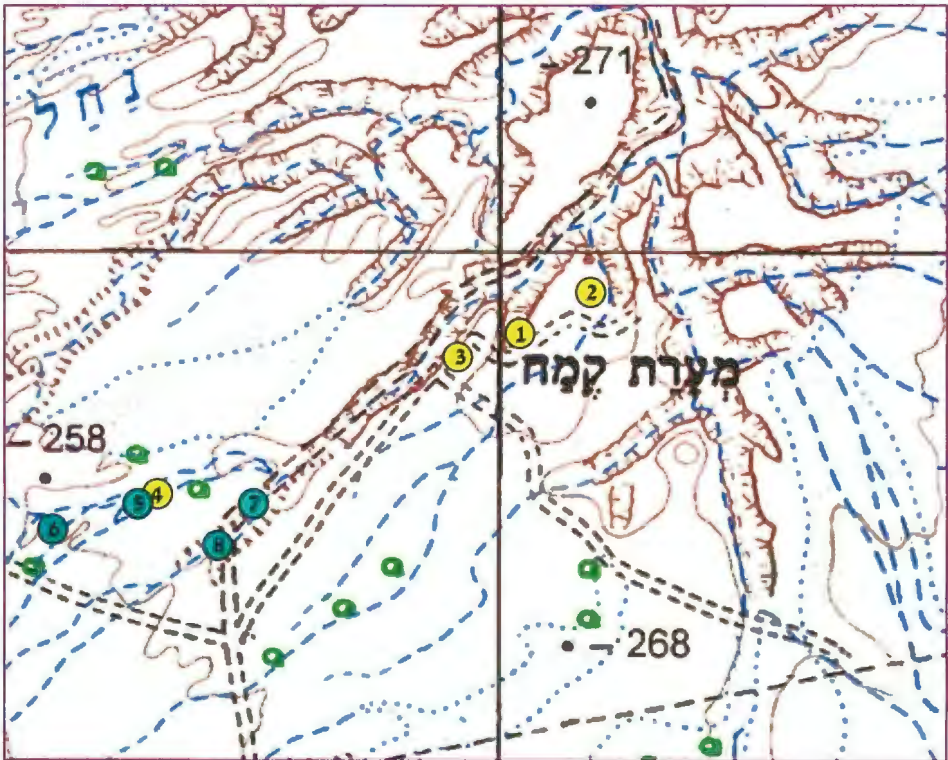
- Spiro, B. and Eizenshtat, Z., 1983. Natural combustion and pyrolysis of bituminous rocks at the margin of Hatrurim, Israel: *Advances in Organic Geochemistry*, 1981: Proc. Int. Meet. On organic Geochem., 10, Chichester, J. Wiley, pp. 799-807.
- Vapnik, Ye., Sharygin, V.V., Sokol, E.V. and Shagam, R., 2007. Paralavas in combustion metamorphic complex at the Hatrurim Basin, Israel, in: Stracher, G. (Ed.), *Geology of Coal Fires: Case Studies from Around the World*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, V. 18: 133-153.
- Vardi, J., 2013. Large-scale larnite quarries and production sites for bifacial tools in the southern Judean desert. *Stone Tools in Transition: From Hunter-Gatherers to Farming Societies in the Near East*. 7th conference on PPN chipped and ground stone industries of the fertile crescent. Universitat Autònoma de Barcelona. Servei de Publicacions, 2013. F. Borrell, J.J. Ibáñez, M. Molist (eds.), pp. 87-100.
- Wang, H.W., Lawrence, M.A., Burg, A., Cole, D.R., Allard, L.F., Jackson, A.J., Stack, A.G. and Rother, G., 2013. Multi-scale characterization of pore evolution in a combustion metamorphic complex, Hatrurim basin, Israel: Combining (ultra) small-angle neutron scattering and image analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 121: 339-362.
- Weber, D. and Bischoff, A., 1994. Grossite (CaAl_4O_7) – a rare phase in terrestrial rocks and meteorites. *Eur. J. Mineral.*, V. 6: 591-594.
- Wyllie, B.K.N., Campbell, K.A. and Lees, G.M., 1923. Unpublished report. Anglo-Persian Oil Co.
- Zharikov, V.A. and Shmulovich, K.I., 1969. High temperature mineral equilibria in the system $\text{CaO-SiO}_2\text{-CO}_2$. *Geochem. International*, V. 6: 853-869.

סיור מספר 3:

דייקים קלסטיים וקמטים במישור עמיעז כמציין רעידות אדמה

צפירי לוי¹, רם וינברגר^{2,1}, יהודה אייל², שמואל מרקו³, איאן אלסופ⁴

1. המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501
2. המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר שבע
3. המחלקה לגיאופיזיקה ומדעים פלנטריים, אוניברסיטת תל אביב, תל אביב 69978
4. בית הספר למדעי כדור הארץ, אוניברסיטת אברדין, סקוטלנד



איור 1: מפת תחנות הסוירים (הגדלה). תחנות חלק א' מסומנות ברקע צהוב ותחנות חלק ב' (ראה בהמשך) מסומנות ברקע כחול.

סיור מספר 3 - חלק א':**דייקים קלסטיים במישור עמיז****צפריר לוי¹, רם וינברגר^{1,2}, יהודה אייל², שמואל מרקו³**

- 1 המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501
- 2 המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר שבע
- 3 המחלקה לגיאופיזיקה ומדעים פלנטריים, אוניברסיטת תל אביב, 69978 תל אביב

מטרות הסיור:

1. הכרת מבני הדייקים הקלסטיים במישור עמיז.
2. התחקות אחר הגיאומטריה, הקינמטיקה ומנגנוני ההיווצרות של הדייקים הקלסטיים.

מבוא

דייקים קלסטיים

במישור עמיז נחל פרצים נצפים מאות דייקים קלסטיים גדולים (גובה דייק <10 מ'), אשר חוצים את הסדימנטים האגמיים של תצורת הלשון מגיל הפלייסטוקן המאוחר (Marco et al., 2002).

דייקים קלסטיים הינם גופים פלנריים דיסקורדנטיים, תת-אנכיים החוצים את סלעי הסביבה ובנויים מחומר קלסטי. מוכרים שני מנגנונים עיקריים להיווצרות דייקים קלסטיים: 1) מנגנון פאסיבי שבו הסדימנטים שממלאים את הסדק (להלן דייק) מצטברים על ידי שקיעת חלקיקים קלסטיים שמקורם מפני השטח העליונים לתוך סדקים קיימים בסלעי הסביבה (depositional dikes) (למשל, Eyal, 1988) ו-2) מנגנון דינאמי שבו סדימנטים מוזרקים לתוך סדקים שמתפתחים במקביל לתהליך ההזרקה בסלעי הסביבה כתוצאה מעליית לחץ בשכבת המקור (injection dikes) (למשל, Jolly and Lonergan, 2002). כיוון שצורתם הגיאומטרית של דייקים קלסטיים הנוצרים במנגנונים שונים יכולה להיות דומה, הרי שזיהוי מנגנון היווצרותם אינו פשוט. עבודות רבות העוסקות בדייקים קלסטיים דנות בזיהוי אפשרי של מקור חומר המילוי של הדייקים ככלי לקביעת מנגנון היווצרותם. בדרך כלל הזיהוי בעבודות אלו מבוסס על תצפיות שניתנות ליותר מפירוש אחד או לחילופין הוא ברור מאליו. מחקרים מעטים בלבד עוסקים במנגנון ההתמקמות חומר המילוי של הדייקים הקלסטיים, ובדרך כלל הדבר נעשה מבלי לשלב בין תהליך התפתחות הסדקים בסלע הסביבה לבין זרימת (כיוון ומהירות) הסדימנטים לתוכם.

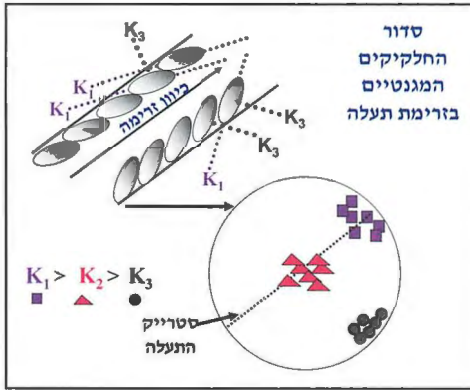
דייקים קלסטיים שנוצרו על ידי הזרקה קשורים להתנזלות (fluidization) בשכבת המקור המתפתחת, בדרך כלל, בעת רעידות אדמה חזקות ($M > 6.5$) (Obermeier, 1996). לכן,

בכדי לתעד את רשימת הנתונים הפליאוסיימיים באזור סייסמי פעיל כדוגמת אגן ים המלח (Begin et al., 2005), יש להבחין בין דייקים קלסטיים הנוצרים בעת רעידות אדמה (סייסמיים) לבין דייקים ושאר מבנים שהם אינם תוצרי רעידות אדמה.

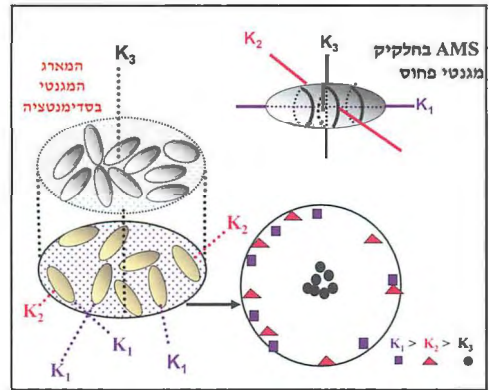
כדי להבין את תהליכי ההתמקמות של הדייקים הקלסטיים במישור עמיעו, המחקר התמקד בשני היבטים עיקריים: 1) מנגנוני סידוק שפעלו על סלע הסביבה ואפשרו את הזרקה החומר הקלסטי לתוך הסדקים שנוצרו, ו-2) מנגנון ההובלה של החומר הקלסטי משכבת המקור אל הדייק. במהלך הסיור נחשף למספר שיטות מחקר שונות ובלתי תלויות אשר שולבו עם תצפיות השדה בכדי להפריד בין דייקים שחומר המילוי שלהם שקע באופן פאסיבי לדייקים שחומר המילוי שלהם הובל באופן דינאמי.

שיטת המחקר הראשונה התבססה על האנאיזוטרופיה של הספטיביליות המגנטית (Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)) של חומר המילוי של הדייק. השיטה יושמה בשיתוף פעולה עם Tahar Aïfa מאוניברסיטת Rennes, צרפת. יישום שיטת ה-AMS מאפשר זיהוי כיווני הובלת החומר הקלסטי לתוך הסדקים, ובכך הוא תורם להבנת מנגנון ההתמקמות הדייקים.

ספטיביליות מגנטית של חומר/או סלע (פרומגנטי, פארמגנטי ודיאמגנטי) מייצגת את יכולתו להתמגנט תחת שדה מגנטי חלש. לכל מינרל או אוסף של גרגירים בסלע, יש ספטיביליות בעוצמה טיפוסית הקשורה באופן ישיר להרכב, למבנה הקריסטלוגרפי של המינרלים או לסידור החלקיקים בחומר. בכל חומר ניתן לתאר את המארג המגנטי על ידי שלושה ערכי ספטיביליות ראשיים, k_1 (מרב), k_2 (בינוני) ו- k_3 (מזער) הניתנים לתיאור גרפי על ידי צורת אליפסואיד ה-AMS (איור 2). מארג מגנטי בו צירי k_3 אנכיים אופייני לתנאי השקעה ים של חומר קלסטי (איור 2). מארג מגנטי בו צירי k_1 מקובצים, תת-אופקיים, ומקבילים לקירות הדייק, וצירי k_2 תת-אנכיים אופייני לשקיעת חומר קלסטי בתנאים של זרימה או זרימה טורבולנטית (למשל, Rees and Woodall, 1975) (איור 3). התוצאות מראות שהמארג המגנטי יכול לשמש ככלי להבחנה בין דייקים שחומר המילוי שלהם שקע בצורה פאסיבית לבין דייקים שחומר המילוי שלהם הוזרק לתוך סדקים. הדייקים שבהם החומר הובל בהזרקה זוהו כתוצרי רעידות אדמה ("סייסמיים"), וככאלה הם יכולים לתרום להבנת אופי הפעילות הסייסמיית באזור.



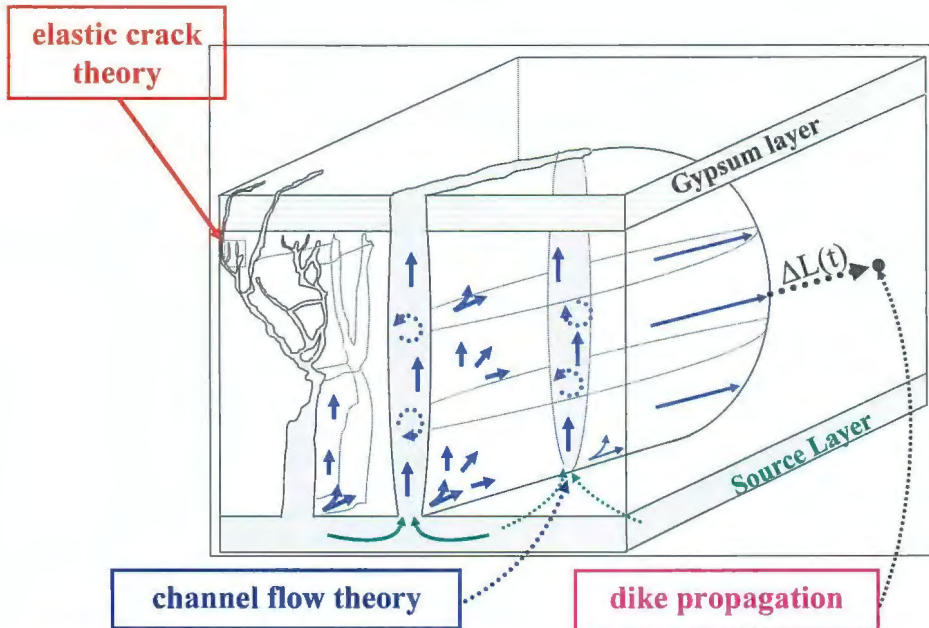
איור 3: מארג מגנטי טיפוסי האופייני לדייקים קלסטיים עם הובלת חומר בהזרקה.



איור 2: מארג מגנטי טיפוסי האופייני לדייקים קלסטיים עם מילוי פאסיבי של החומר שמקורו מפני השטח העליונים. ריבוע מציינ את הציר בו החומר מתמגנט בעוצמה המרבית, משולש מציינ את הציר בו החומר מתמגנט בעוצמה בינונית ועיגול מציינ את הציר בו החומר מתמגנט בעוצמה המזערית.

בשיטת המחקר השנייה יוּשמו שלושה מודלים אנליטיים המבוססים על תצפיות שדה ומבחני צמיגויות של הסדימנט החרסיתי. המחקר כלל (איור 4): (1) ניתוח פרופיל הפתיחה של סדק (ECT - elastic crack theory) לפי (Delaney and Pollard (1981), (2) התקדמות של סדק אלסטי (elastic fracture propagation) לפי (Turcotte et al. (1987), ו- (3) זרימה של סדימנט מונזל בתוך תעלה (channel flow theory) לפי (Torcotte and Schubert (1982), וזאת בכדי להבין את הקינמטיקה, הדינמיקה ואת מנגנוני הסדוק הקשורים להתמקמות הדייקים (Levi et al., 2008; Levi et al., 2011). מחקר זה נעשה בשיתוף פעולה עם וולדימיר לייחובסקי מהמכון הגיאולוגי ואייל חפץ מהמחלקה לגיאופיזיקה ומדעים פלנטריים מאוניברסיטת תל-אביב.

שלושת המודלים צופים להתפתחות לחצים גבוהים, בין 1-25 מגה פסקל, בשכבת המקור ובדייקים בשלב האחרון של אירוע ההזרקה. מודל הזרימה של סדימנט המוזרק בתוך תעלה צופה שמהירות ההזרקה הגיעה לעשרות מטרים בשנייה, ולפיכך, זמן התמקמות הדייקים הוא בסדר גודל של מספר שניות. התמקמות הדייקים, שהייתה קרובה לפני השטח, אינה יכולה להיות מונעת על ידי כוח העילוי הפועל על החומר המוזרק, מאחר והפרש הצפיפויות בין סלע הסביבה לבין הסדימנט המוזרק משכבת המקור הינו זניח. הלחצים הגבוהים מייצגים את נפילת המאמץ הסטטי שנוצר בעת רעידות אדמה, או שהם תוצאה של עליית לחץ בעת מעבר הגלים הסייסמיים בשכבת המקור. בשני המקרים הלחצים הגבוהים מעידים שהתמקמות הדייקים הקלסטיים התרחשה בסמוך לאחד מהסעיפים הפעילים של העתק ים המלח, וכנראה גם באגן שחלה בו הגברה סייסמית.



איור 4: מודלים מכאניים שישמשו במחקר בדייקים קלסטיים לחישוב לחצים, מהירויות הזרקה וזמני התנקמות שהיו בעת התפתחות הדייקים.

בשיטת המחקר השלישית, התבצע תיעוד תלת-ממדי של הדייקים הקטנים (גובה דייק > 1 מ') תוך ניצול האפשרות להסיר בקלות את סלע הסביבה הרך (חוזאר הלשון) כדי לעקוב אחרי השינויים החלים בגאומטריה שלהם לאורך הסטריק (Levi et al., 2009). בשיטה זו המבוססת על כך שהדייק הינו מילוי של סדק, הושוו היחסים: א. מידת הפתיחה של סדק (fracture aperture) לבין גובה הסדק (fracture height), ו- ב. גודלו של קצה סדק מאורך (elongated tip zone), לתיאוריה של מכאניקת שבר אלסטית לינארית (Linear Elastic Fracture Mechanic) ולמנגנוני סדוק נוספים.

התוצאות מראות כי הדייקים הקטנים נוצרו בשלב האחרון של תהליך הסידוק הדינאמי בתצורת הלשון, בתנאים של האטה המלווה במזעור ממדיהם. ניתוח מידת הפתיחה של הסדק לעומת גובהו (A/H) מראה שיחס זה נשמר קבוע כל עוד גובה הסדקים הוא גדול מ- 0.1 מטר. כאשר גובה הסדקים קטן מ- 0.1 מטר היחס A/H משתנה.

לכן, התיאוריה של מכאניקת השבר האלסטית לינארית אינה יכולה להיות מיושמת בסדקים הקטנים מ- 0.1 מטר, ותיאוריות נוספות של מכאניקת השבר, כמו מכאניקת השבר האלסטית-פלסטית (Elastic Plastic Fracture Mechanics), מתאימות יותר לתאור סדקים אלו. מוצע שבעת מזעור ממדי הסדק, במקרים בהם גובהו של הסדק הראשי קטן מפי 10 מגובהו של קצה סדק מאורך (elongated tip zone), התיאוריה של מכאניקת השבר

האלסטית-פלסטית מתאימה יותר. יישומה של תיאוריה זאת מראה כי שיעור מקדם ריכוז המאמצים בקצה הסדק בדיוקים אשר גובהם קטן מ 0.1 מ' יורד באופן דרמטי ובהתאם יורדת גם מהירות התקדמות הדיוק. בהתבסס על המוזכר למעלה מוצע שלהיווצרותם של קצות סדק מאורכים תפקיד חשוב בכל הקשור במנגנון האטת הסדק הדינאמי ועצירתו הסופית.

בשיטת המחקר הרביעית, תוארכו חומרי המילוי הקלסטי הבונים את הדיוקים בשיטת *OSL* (Optically Stimulated Luminescence) והיא נעשתה בשיתוף פעולה עם נעמי פורת מהמכון הגיאולוגי. בשיטה זאת נמדדו גילי OSL מחומר המילוי שהגיע מפני השטח ומחומר מילוי שהוזרק. טווח הגילים שהתקבל הוא בין 15 ל-7 אלפי שנה לפני ההווה. גיל זה צעיר מגיל תצורת הלשון המהווה את סלע הסביבה של הדיוקים. פיזור גילים זה אינו יכול להיות מוסבר על ידי מנגנון איפוס רגיל של חשיפה לאור, מאחר והסדימנט אינו מכיל חלקיקי קוורץ מחומר של פני השטח. נראה כי האיפוס התרחש בעת אירוע ההנזלה ובזמן שהלחץ בחומר המונזל היה גבוה (Porat et al., 2007).

תחנות הסיור

תחנה 1: מישור עמיעז בסמוך לכניסה העליונה למערת הקמח (נ.צ. 234017/554831):

הגעה לתחנה: מכביש 90, דרומית להר סדום, פונים לדרך שמסומנת באדום כ-4.4 ק"מ עד לכניסה הרגלית לנחל פרצים עליון (נ.צ. 233486/554260, איור 1). ממגרש החניה נפנה בדרך הנמשכת לכיוון צפון-מזרח כ-700 מ' עד לכניסה העליונה למערת הקמח (בסמוך לאזור המגודר). נלך עוד כ-60 מ' צפון-צפון-מזרח עד שנפגוש שני ערוצים קטנים שמתחתרים במישור עמיעז ויורדים מערב דרום-מערב לנחל פרצים.

תצפית כללית:

במזרח נראה מחדר המלח של הר סדום המתרומם כ-70 מ' מעל סביבתו, ו"הגבעה השחורה" שממוקמת לפניו; למערב נצפה לעבר נחל פרצים ולעבר מצוק ההעתקים של מדבר יהודה.

מישור עמיעז הינו בלוק ירוד (downfaulted block) התחום בעומק ממזרח על ידי העתק סדום וממערב על ידי העתקי השוליים של אגן ים המלח. העתק הממוקם בין מחדר המלח של סדום לבין הגבעה השחורה הינו העתק המעמיד את יחידות המלח מגיל פליוקן מול שכבות של תצורת עמורה מגיל פלייסטוקן (חילופים של חול, קג"ל וחרסית (Zak, 1967) הנטויות כ 30° מערבה. במקומות מסוימים בגבעה השחורה ניתן לזהות את השכבות הלבנות של תצורת הלשון, שנטויות במתינות כ 4° מערבה. בגבעה השחורה מפוזר קג"ל המכיל חלוקים שחורים, אשר תורמים לאזור את צבעו השחור.

לכיוון מערב, בנחל פרצים, נראה חתך בעובי של כ- 30 מ' של תצורת הלשון. חלקו התחתון בנוי מיחידה דטריטית ירקרקה, ומעליה נמצאת יחידה לבנבנה, הבנויה בעיקר מחילופין של שכבות דקות ארגוניטיות ומשכבות דטריטיות ירקרקות. בגג החתך בולטת שכבת הגבס העליונה אשר בונה את מישור עמיעז. יותר מערבה ממוקם אחד מהעתקי השוליים המציב יחידות סלע מגיל קנומן-טורון שבונות את מצוק ההעתקים מול תצורת הלשון הבונה את מישור עמיעז.

דייקים קלסטיים במישור עמיעז: בערוץ הפונה מערבה לעבר נחל פרצים נחשף דייק קלסטי. זהו מבנה דיסקורדנטי גדול ממדים ("גדול ממדים" מוגדר: מיפתח-מסנטימטרים בודדים ועד מספר עשרות ס"מ, גובה-ממטרים בודדים ועד כ- 30 מ' ואורך-מעשרות מטרים ועד מאות מטרים בודדים), אנכי המלא בחומר קלסטי, וכיוונו הוא צפון מזרח-דרום מערב (דייק A באיור 5 ו באיור 6).

בגדה המערבית של נחל פרצים ניתן לזהות דייק קלסטי נוסף בכיוון מערב-מזרח, שממדיו דומים לדייק A, (דייק B באיור 6). בדומה לשני דייקים אלו תועדו במישור עמיעז מאות דייקים קלסטיים בשטח של כ- 3.5 ק"מ² (Levi et al., 2006; Marco et al., 2002). במיפוי של דייקים אלו בשדה ועל גבי תצלום אוויר נראה, כי הם ערוכים בשתי מערכות אורתוגונאליות זו לזו (Marco et al., 2002): (1) מערכת דייקים סמי-רדיאלית אשר דייק A שייך אליה ו (2) מערכת דייקים משיקית (טנגסיאלית) אשר דייק B שייך אליה (איור 6). מערכות אלו מכתיבות את תוואי הערוצים (דגם זרימה של"זיג זג") במישור עמיעז בדרכם לנחל פרצים.

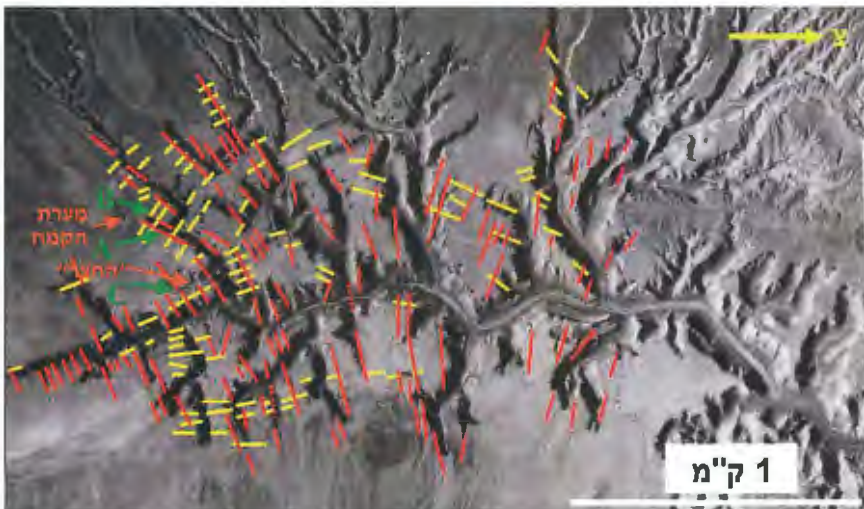
במבט מקרוב בדייק A השייך למשפחת סדקי הפתיחה (I fracture mode), ניתן לראות שאין הסטה אנכית לאורך קירותיו. הדייק חוצה את שכבת הגבס העליונה ובחלקו העליון מלא בחומר סילטי אדמדם בעל שיכוב אופקי, שמקורו מהסדימנטים המכסים את מישור עמיעז (איור 5). מתחת לחומר הסילטי האדמדם ולאורך קירות הדייק ניתן להבחין בחומר חרסיתי ירקרק, שמקורו מהיחידה הדטריטית התחתונה של תצורת הלשון (איור 5). גיל חומר המילוי של דייק זה שתוארך בשיטת ה- OSL הוא כ- 14.6 ± 1.2 אלף שנה לפני ההווה (Porat et al., 2007), בהתאמה עם התצפית, שהדייק חוצה את כל תצורת הלשון.

בגדת הערוץ נחשפים עשרות דייקים קלסטיים קטני ממדים (פתיחה-ממילימטרים בודדים ועד סנטימטרים בודדים, גובה-מסנטימטרים בודדים ועד עשרות סנטימטרים ואורך-מעשרות סנטימטרים ועד מטרים בודדים), המלאים בחומר חרסיתי ירקרק (איור 5). בערוץ זה ובנחל פרצים ממערב לנו ניתן לראות שהדייקים הקלסטיים הקטנים שכיחים בעיקר בחלק העליון של תצורת הלשון, ורובם ככולם אינם חוצים את שכבת הגבס העליונה (ליתר פירוט ראה תחנה 2).

- התצפיות בתחנה זו מעלות מספר שאלות שבחלקן נדון בשלוש התחנות הבאות:
- 1) מדוע דייקים קלסטיים בעלי גדלים כה שונים נראים זה ליד זה?
 - 2) מדוע הדייקים הקטנים שכיחים בעיקר בחלקה העליון של תצורת הלשון?
 - 3) כיצד הגיע החומר הקלסטי לדייק, כאשר הדייק אינו מחובר פיסית לפני השטח?
 - 4) מהו המנגנון האחראי להתמקמות הדייקים הקלסטיים במישור עמיעז?



איור 5: תמונה מימין דייק A גדול ממדים שמחומר המילוי שלו נלקחו גלעינים מחומר המילוי למדידת OSL. בחלק העליון של הדייק החומר הקלסטי הגיע מלמעלה ומתחתיו בצידי הדייק ניתן להבחין בהגדלה (תמונה מרכזית) בחומר חרסייתי ירקרק שהובל מהיחידה הדטריטית התחתונה של תצורת הלשון. תמונה משמאל שני דייקים (סגמנטים) קטנים ששכיחים בחלקה העליון של תצורת הלשון.



איור 6: הדייקים הקלסטיים במישור עמיעז כפי שמופו בשדה וע"ג תצלום אוויר. דייקים בצבע אדום שייכים למערכת הגיאומטרית "סמי-רדאלית" ודייקים בצבע צהוב שייכים למערכת הגיאומטרית המשיקית.

תחנה 2: "החצר" (נ.צ. 234216/555039).

הגעה לתחנה: מהתחנה הראשונה נמשיך ללכת כ- 280 מ' לכיוון צפון-מזרח עד אשר נגיע למקום שבו נזהה מימינו "עמק התמוטטות" מאורך שכיוונו הכללי הוא צפון מזרח - דרום מערב, ומשמאלנו נזהה עמק התמוטטות היוצר מעין "חצר" שצורתה דומה לאות ד (איור 6).

עמק ההתמוטטות המוארך התפתח לאורך דייק קלסטי גדול שכיוונו זהה (דייק C באיור 6 ו איור 7). ניתן להבחין שהדייק אינו חוצה את שכבת הגבס העליונה. מכאן שהדייק לא נוצר במנגנון פאסיבי אלא דינאמי. בה בעת שכבת הגבס היוותה מחסום מכאני להתקדמותו. "קשת" מרשימה התפתחה באזור זה כיוון ששכבת הגבס הקשה השתמרה, ואילו הסלע הרך של תצורת הלשון והחומר הקלסטי של הדייק שמתחתיה הוסרו. מתחת "לקשת" ניתן לראות שפני קיר הדייק עליו שרון החומר הקלסטי הוא חלק ואנכי (איור 7), דבר המעיד על המעוות הפריך שליווה את התפתחות הדייקים.



איור 7: דייק קלסטי גדול ממדים שלאורכו התפתח עמק התמוטטות עם תופעות מורפולוגיות נלוות

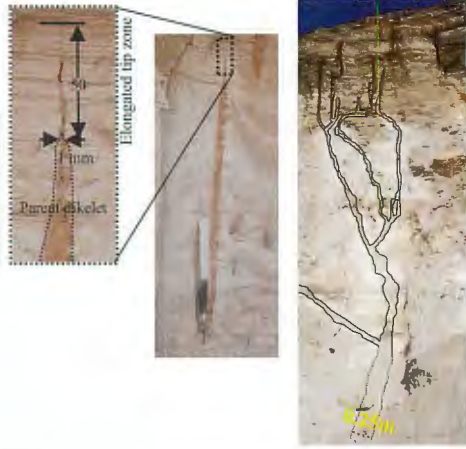
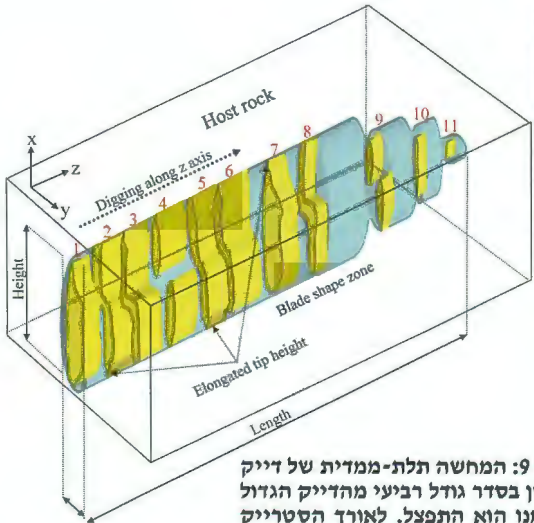
מנקודת תצפית זאת נפנה מערבה ונרד כ- 50 מ' לעבר "החצר"- עמק שצורתו כמו ד. אתר "החצר" ממוקם ביחידה העליונה של תצורת הלשון ומהווה מעין "מעבדה טבעית" מבוקרת להתחקות אחר התפתחות סדקים בסלע רך. באתר זה נחשפים דייקים קטנים כמו-אליפטיים, שמלאים בחומר סילטי אדמדם-ירקרק ומזכירים מאד בצורתם מקטעים (סגמנטים) של דייקים מגמתיים אשר מתקדמים בחץ פנימי גבוה של נוזלים (למשל (Weinberger et al., 1995).

במבט מקרוב בקיר המחשוף ניתן לראות, שדייק קלסטי מורכב משני חלקים גיאומטרים עיקריים (איור 8): א. חלק ראשי שצורתו מעין אליפסה, ובמרכזו מידת הפתיחה בין שני קירות הדייק היא המרבית. ו ב. "קצה סדק מאורך" (elongated tip zone), הממוקם בקצה החלק האליפטי של הדייק, אשר לאורכו המרחק בין שני קירות הסדק קבוע בקרוב (בדרך כלל קטן ממילימטר). חלק זה של הדייק מכיל רק לעיתים רחוקות חומר מילוי. קשתות אדמדמות סביב קצוות הדייקים בתצורת הלשון מרמזות על דיפוזיה של נוזלים בעת ולאחר התמקמות הדייק בסלע.

במספר מקרים נחשפים מפגשים בין "קצות הסדק המאורך" של דייקים או מקטעי דייק שכנים. תצפיות אלו מעידות על כך ש "קצה הסדק המאורך" הוא חלק שנמצא בחזית הדייק, ומשמש כמעין "מחט" או קצה מפסלת המוביל את הסדק/דייק המתקדם בסלע הרך. תצפיות ייחודיות אלו תומכות ב"מכאניקת השבר האלסטית-פלסטית" שבה קיים אזור ארוך וצר בחזית הסדק אשר מסביבו מתנהג הסלע כחומר פלסטי (Barenblatt, 1962; Rubin, 1993).

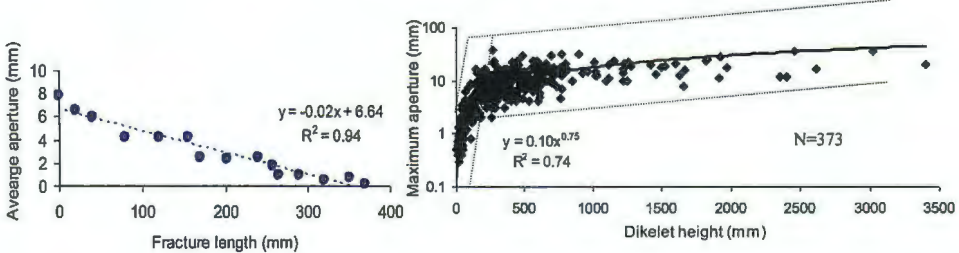
באתר זה התבצעה חפירה לאורך סטרייק הדייק (ציר z), במטרה לתעד את הגיאומטריה התלת-ממדית של דייק בודד.

תיעוד תלת-ממדי זה של הדייק מראה באופן מפתיע שהדייק הבודד מתחלק למספר קטעים ללא חיבור פיסי ביניהם בציר האנכי. בהמשך החפירה לאורך הסטרייק נחשפו קטעים המתמזגים שוב לדייק אחד או לשניים וחוזר חלילה (איור 9). תצפית זאת מעידה על כך שהובלת החומר וכיוון התקדמות הדייקים הייתה אופקית. התיעוד התלת-ממדי מראה שבמהלך תהליך המיקטוע (segmentation process) הדייק ממזער את ממדיו עד אשר לקראת סופו נשארים מספר "קצות סדקים מאורכים", אשר גם הם מסתיימים בנקודה מסוימת בתוך החתך, שמהווה את מקום דעיכתו הסופית של הדייק (איור 9). התיעוד הגיאומטרי התלת-ממדי של הדייקים הקטנים שנעשה באתר זה (עבור טווח גדלים של 0.01 - 4.0 מ') ובאתרים נוספים מראה שהיחס אשר מתקבל בין מידת הפתיחה של הדייק לגובהו (A/H) הוא מעריכי ($A=cH^n$; c הוא קבוע הקשור לתכונות החומר ו-n הוא הקבוע המעריכי), וזאת בניגוד למכאניקת השבר האלסטית לינארית אשר צופה שהיחס A/H הוא קבוע ואמור להישמר בכל סדר גודל שהוא (Lawn, 1993) (איור 9). מחקר זה מראה שהעקומה המעריכית בנויה, למעשה, משתי עקומות ליניאריות בעלות שיפועים ויחסי A/H שונים (איורים 9, 10), כאשר נקודת המפגש ביניהן היא בסביבות 0.1 מטר (גובה סדק). מממצאים אלו עולה שהיחס A/H נשמר קבוע כל עוד גובה הסדקים הוא גדול מ-0.1 מטר. היחס הקבוע של A/H משתנה כאשר גובה הסדקים קטן מ-0.1 מטר, והיחס בין גובה הדייקים לגובה "קצה הסדק המאורך" הוא בסביבות 1:10.

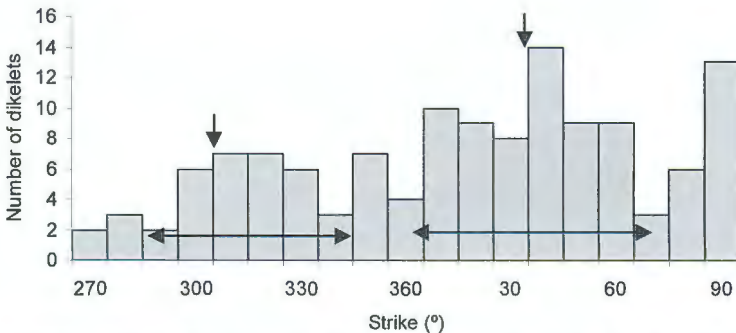


איור 9: המחשה תלת-ממדית של דייק הקטן בסדר גודל רביעי מהדייק הגדול שממנו הוא התפצל. לאורך הסטרייק הדייק יכול להתפצל למספר מיקטעים ולהתמזג לדייק בודד וחוזר חלילה עד למזעור ממדיו. המספרים שמעל התמונה מציינים את שלבי התיעוד שנעשו במקביל לציר z.

איור 8: מצד ימין דייק גדול המתפצל לקראת פני השטח למספר ענפים ראשיים עד לסדר גודל של דייקים קטנים. במרכז דייק קטן שתועד במחקר ובו נצפים החלק הראשי האליפטי והחלק המשני קצה סדק מאורך (תמונת הגדלה משמאל).



איור 10: מימין גרף מתאם מעריכי (מורכב משתי עקומות ליניאריות שונות) שהתקבל בין מידת הפתיחה של הדייק לגובהו עבור אוכלוסיית דייקים במישור עמיעו. משמאל גרף מתאם ליניארי שהתקבל בין מידת פתיחה של דייק שתועד בחפירה לבין גובהו. הציר האופקי הוא אורך הדייק שבמקביל לו התבצע התיעוד התלת-ממדי. העקומה מראה שהיחס A/H בדעיכה הוא קבוע אך הוא שונה מדייקים שממדיהם גדולים יותר.



איור 11: היסטוגרמה של כיווני דייקים (סטריק) קטנים שנמדדו באזור "החצר" ובסביבתו. היצים אנכיים מראים את הכיוונים של שני דייקים גדולים שנמצאים בסביבה. היצים אופקיים מצביעים על שתי אוכלוסיות עיקריות המזוהות בהיסטוגרמה אשר משתרעות על קשת ממוצעת של 70°.

כיווני הדייקים הקלסטיים הקטנים "בחצר" ובאתרים נוספים פזורים על קשת של כ- 60 מעלות ויותר. הממוצע המרחבי של כיווני הדייקים הקטנים בכל תחנת מדידה דומה לכיוון הדייק הקלסטי הגדול (גובה ואורך מעל 10 מ') אשר ממוקם בסמוך להם (איור 11). בהתאמה לניתוח כיווני הדייקים הקטנים, תיעוד גיאומטרי של דייק קלסטי גדול שהתבצע בחלק הצפוני של מישור עמיעז הראה שכ- 6 מ' מתחת לפני השטח הדייק מתפצל כלפי מעלה למספר ענפים ראשיים, שגם הם ממשיכים להתפצל עד לסדר הגודל של הדייקים הקטנים (איור 8). מערך גיאומטרי מעין זה מתואר בספרות "כפיצול דינאמי" (זווית פיצול בת 60° ~) שנוצר בעת שסדק מתקדם במהירות גבוהה מאוד (עשרות מטרים בשנייה ויותר (למשל, Freund, 1998). הזיקה של הדייקים הקטנים למערכת הסידוק הדינאמית והמבנה הגיאומטרי התלת-ממדי שלהם מראה שלתהליך מיקטוע הסדק והתפתחות של "קצה סדק מאורך" בחזית הדייקים יש תפקיד משמעותי בהאטת התקדמות הדייקים/הסדקים הדינאמיים.

פרופילי הפתיחה של הדייקים הקטנים שנמדדו כאן ובאתרים נוספים היוו את הבסיס לשימוש במודלים של "התפלגות לחצים בסדק אלסטי" ו"התקדמות סדק בתווך אלסטי" (איור 3). בשילוב עם מודל של "זרימת סדימנטים בתעלה", התקבל שהלחץ ששרר בשכבת המקור ובדייקים קרוב לפני השטח היה בין 1-25 מגה פסקל ומהירות ההתקדמות הגיעה לעשרות מטרים בשנייה. לפיכך, זמן התמקמות הדייקים היה קצר ביותר, בסדר גודל של מספר שניות.

תחנה 3: "מערת הקמח" - מפלס תחתון (נ.צ. 233935/554904).

הגעה לתחנה: מתחנה 2 נרד כ- 90 מ' לכיוון צפון צפון-מערב לאורך הגדה המזרחית של ערוץ משני היורד לנחל פרצים. בנחל פרצים נפנה שמאלה לכיוון דרום-מערב, ונלך כ- 200 מ' עד הפנייה הראשונה בה מתעקל הנחל ימינה לכיוון צפון-מערב.

בדרך, בגדה הדרום-מזרחית נחשף דייק גדול שלקצהו התחתון צורה אלפטית. בסמוך לקצה הדייק ועד למרחק של מטר ממנו נראים סדקים ארוכים, צפופים ותת-מקבילים לדייק שהתפתחו כלפי מטה. סדקים אלו נראים רק ליד קצה הדייק ולכן קשורים לחדירת הדייק. זהו "אזור נזק" המוכר גם סביב דייקים מגמתיים (Weinberger et al., 1995) (איור 12). בהמשך הדרך דרומה, לאורך נחל פרצים נחשפים "אזורי נזק" נוספים סביב קצות דייקים קלסטיים גדולים.

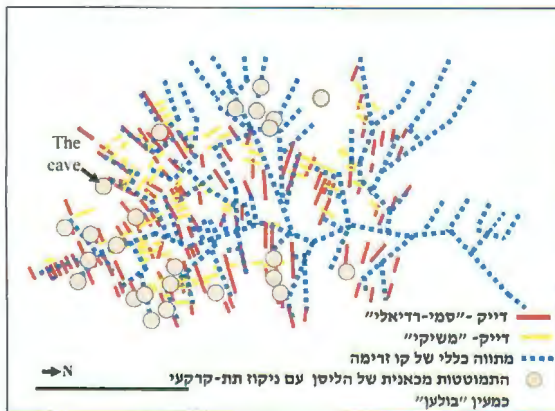
מהעיקול בו פונה הנחל ימינה נלך כ- 40 מ' ומיד נפנה עם הנחל שוב לכיוון דרום-מערב כ- 180 מ' עד הכניסה למפלס התחתון של "מערת הקמח".

אזהרה: בשעת כתיבת מדריך הסיור אסורה הכניסה ל"מערת הקמח" בגלל חשש להתמוטטות.



איור 12: דייק קלסטי במישור עמיעז שבחזית שלו כלפי מטה מתפתח "אזור נזק" המתבטא בסדקים צפופים ותת-מקבילים

החצר שממוקמת לפני פתח המערה היא מעין "בולען" שהתמוטט ונחשף על ידי נחל פרצים. באתר זה ניתן לזהות שני דייקים הניצבים זה לזה. בגג המערה ובחתיך האנכי מול פיתחה נחשף דיק קלסטי צר וגבוה אשר לאורכו התפתחה "מערת הקמח". תופעה זאת מראה שהגיאומטריה המרחבית של הדייקים הקלסטיים היא זאת שמכתיבה את דגם מערכת החללים התת-קרקעית שנוצרה במישור עמיעז בזמן ההולוקן. נראה שמפגשים בין דייקים קלסטיים ניצבים זה לזה מאיצים את ההתפתחות החללים התת-קרקעיים במישור עמיעז (איורים 13, 14).



איור 14: מערכת החללים התת-קרקעיים בשילוב עם מניפת הדייקים וקווי הזרימה העיקריים במישור עמיעז



איור 13: מערכת תת-קרקעית (מסומנת בקו מלא בשחור) אחת מני רבות שנחשפת בנחל פרצים. במרכז נחשף דייק קלסטי גדול שלאורכו התפתחה המערה.

תחנה 4 - "המקור" (נ.צ. 233469/554582).

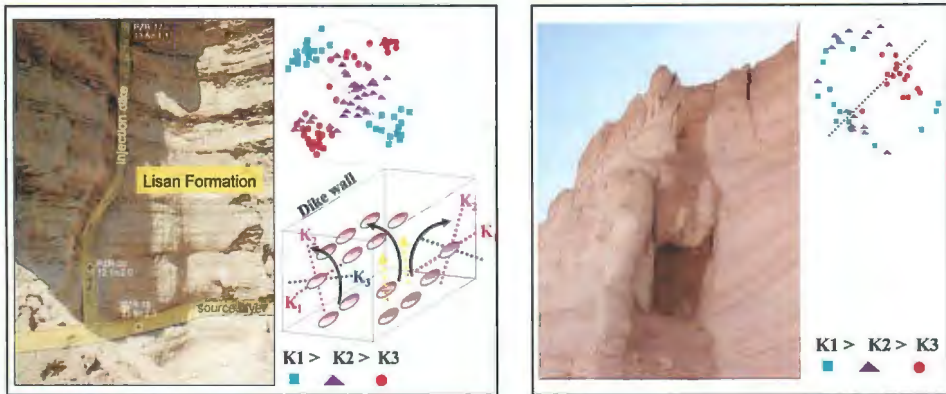
הגעה לתחנה: מתחנה 3 נמשיך כ- 400 מ' במעלה נחל פרצים לכיוון דרום-מערב עד לפיצול הראשי הראשון שנחל פרצים. נפנה ימינה בנחל כ- 100 מ', לכיוון מערב ואחר כך נמשיך לכיוון מערב דרום-מערב עד למקום אשר בו ניתן להבחין, בגדה הדרום-מזרחית של הנחל, בדייק שמחובר לשכבה ירקרקה דטריטית. התחנה ממוקמת בחלקה העליון של תצורת הלשון כ- 6 מ' מתחת לשכבת הגבס העליונה. בתחנה נחשף דייק שעוביו כ- 10 ס"מ וכיוונו צפון-דרום. שכבה דטריטית ירקרקה-חומה בעובי של כ- 6 ס"מ נראית בחלקו התחתון של המחשוף. "צינור הזנה קשת" מחבר בין השכבה הדטריטית לדייק הקלסטי ומעיד ששכבה זו היוותה שכבת מקור (אם כי לא בהכרח יחיד, איור 15) לחומר הקלסטי שבונה את הדייק.



איור 15: דייק קלסטי המחובר על ידי "צינור הזנה" לשכבת מקור דטריטית. החומר הקלסטי הירוק בחלק של הדייק החשוף מתחת לשכבה הדטריטית הגיע כנראה מהשכבות הדטריטיות התחתונות של תצורת הלשון.

מדידות OSL, באתרי "דייקי-מקור" נוספים במישור עמיעז, מראות שגיל שכבת המקור כ- 18 מטר לפני השטח הוא כ- 34,000 אלפי שנה לפני ההווה ואילו גיל החומר הקלסטי שבתוך הדייקים הוא בין 15 ל- 7 אלפי שנה לפני ההווה. תופעה זו מעידה על איפוס גיל חלקיקי הקוורץ ללא חשיפה לקרינת השמש (Porat et al., 2007) שהתרחש בעת אירוע ההתנזלות כשהלחץ בחומר המתנזל היה גבוה.

באתרים אלו ובחומר הקלסטי של דייקים נוספים נמדדה האנאיזטרופיה של הספטבוליות המגנטית כדי לזהות את מנגנון התמקמות הדייקים. המארגים המגנטיים שהתקבלו הם: א. מארג מגנטי המאפיין שקיעה סדימנטרית התקבל מגלעינים שהוצאו מחומר מילוי של דייקים ובהם שיכוב אופקי אשר מעיד על השקעה סדימנטרית, ב. מארג מגנטי המאפיין זרימה מהירה וטורבולנטית של סדימנטים התקבל מגלעינים שהוצאו מהחומר החרסיתי הירקרק הממוקם בחלקם התחתון של הדייקים הגדולים ובמרכזם ו ג. מארג מגנטי המאפיין הזרקה אופקית של סדימנטים התקבל מגלעינים שהוצאו מחומר המילוי של הדייקים הקטנים הממוקמים מתחת לשכבת הגבס העליונה (איור 16). ניתוח מפורט של המארג המגנטי, הנתמך גם על ידי עדויות השדה (ראה תחנה 2), מראה כי הדייקים הקלסטיים נוצרו על ידי תהליך סידוק שהתרחש במקביל להזרקה של החומר הקלסטי.



איור 16: מימין דייק בו החומר הקלסטי הגיע מלמעלה ושקע באופן "פאסיבי" בסדק הפתוח. מימין למעלה מארג מגנטי סדימנטרי טיפוסי שהתקבל מהחומר הקלסטי של דייק זה בו צירי K3 מקובצים ותת-אנכיים וצירי K1 ו-K2 פזורים ואופקיים. משמאל דייק-מקור בו נדגם החומר הדטריתי לתיארוך גיל בשיטת ה-OSL. גיל שכבת המקור הוא כ-34 אלפי שנה לפני ההווה וגיל החומר שבדייק הוא כ-12 אלפי שנה לפני ההווה (Porat et al., 2007). מימין למטה מארג מגנטי טיפוסי לזרימה מהירה של סדימנטים (טורבולנטית) שהתקבל מהחומר הקלסטי של הדייק ובו צירי K1 מקובצים, תת-אופקיים ומקבילים לקירות הדייק, צירי K2 מקובצים אנכיים ו"משוכים" להיקף המעגל וצירי K3 אופקיים ו"משוכים" למרכז מעגל ההשלכה. למטה ממוקם מודל המחשה של המארג המגנטי המתקבל במשטר זרימה טורבולנטי.

חזירת הדייקים לתצורת הלשון מעידה כי השכבה הדטריתית עברה תהליך של התנזלות (fluidization) קרוב לפני השטח, לאחר השקעת תצורת הלשון. המשקל העצמי של תצורת הלשון הוא זניח מכדי שיוכל לגרום להזרקה של חומר קלסטי כלפי מעלה ולהתפתחות דייקים המתקדמים בלחץ נוזלים פנימי גבוה.

ניסויי צמיגות של החומר הדטריתי מראים שבטווח תכולת מים 27-36%, טווח הדומה לתכולת המים הטבעית של החומר הדטריתי (Arkin and Michaeli, 1986), עשוי החומר להתנזל. מעל לטווח זה מתחיל החומר הדטריתי לשקוע בתחתית כלי הניסוי וליצור שכבות אופקיות המזכירות באופיין שכבות סדימנטריות בעלות מארג מגנטי סדימנטרי טיפוסי (ראה אזכור של שיטת ה-AMS למעלה). לכן, יש לשער, שתכולת המים בזמן תהליך ההתנזלות הייתה קטנה ודומה הייתה לתכולת המים הטבעית של החומר הדטריתי.

תהליך התנזלות (fluidization) של חומר דטריתי הוא פחות מוכר (Yilmaz et al., 2004) בהשוואה לתהליך ההנזלה של שכבת חול (liquefaction). בתהליך ההנזלה של חול לחץ הנוזלים שבין גרגירי החול (לחץ מי נקבים) גדל כתוצאה מהלחץ של גל הגזירה העובר בתווך בעת רעידת אדמה, ומגיע לערך קריטי השווה למשקל הסטטי של הסלע. בתהליך ההתנזלות של החומר הדטריתי בתצורת הלשון בו כמות המים שמתפתת היא קטנה, יתכן שגל הלחץ העובר בתווך קרוב לפני השטח בעת רעידת אדמה הוא זה שגורם לחוסר

היציבות הסטטית של החומר ולחיכוך בין חלקיק החומר הדטריטי (Melosh, 1996; Bachrach et al., 2001). תהליך אפשרי זה יכול להסביר גם את הלחץ הגבוה בשכבות המקור ובדייקים בעת התמקמותם קרוב לפני השטח, ואת איפוס ה-OSL של חלקיקי הקוורץ בתהליך ההזרקה.

נראה כי במישור עמיעו התקיימו תנאים מיוחדים שהביאו להתמקמות הדייקים הקלסטיים דווקא במקום זה: (1) שכבות דטריטיות ובהן תכולת מים הנמצאות על סף התנולות (2) מבנה דמוי קער של מישור עמיעו המהווה אגן הגברה לגלים סייסמיים (Begin et al., 2005; Shani-Kadmiel et al., 2012) המוחזרים ונלכדים בתוכו בעת רעידת אדמה.

מקורות:

- Arkin, y., Michaeli, L., 1986. The significance of shear strength in the deformation of laminated sediments in the Dead Sea area. *Israel Journal of Earth Science* 35, 61-72.
- Bachrach, R., Nur, A., Agnon, A., 2001. Liquefaction and dynamic poroelasticity in soft sediments. *Journal of Geophysical Research* 106, 13515–13526.
- Barenblatt, G.I., 1962. The mathematical theory of equilibrium cracks in brittle fracture. *Advances in Applied Mechanics* 7, 55-129.
- Begin, Z.B., Louie, J.N., Marco, S., Ben-Avraham, Z., 2005. Prehistoric Seismic Basin Effects in the Dead Sea Pull-apart. The Ministry of National Infrastructures, Geological Survey of Israel Report GSI/04/05, 31 p.
- Delaney, P.T., Pollard, J.I., 1981. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of Minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock. New Mexico, U.S. Geological Survey Professional Paper 1202, 61 p.
- Eyal, Y., 1988. Sandstone dikes as evidence of localized transtension in a transpressive regime, Bir Zreir area, eastern Sinai. *Tectonics* 7(6), 1279-1289.
- Freund, L.B., 1998. *Dynamic Fracture Mechanics*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 581.
- Jolly, R.J.H., Lonergan, L., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society, London*, 159, 605-617.
- Levi, Tsafir., Weinberger, R., Aifa, T., Eyal, Y., Marco, S., 2006. Earthquake-induced clastic dikes detected by anisotropy of magnetic susceptibility. *Geology* 34, 69–72.

- Levi, Tsafir., Weinberger, R., Eyal, Y., 2009. Decay of dynamic fracturing based on three-dimensional measurements of clastic-dike geometry. *Journal of Structural Geology* 31, 831–841.
- Levi, Tsafir., Weinberger, R., Eyal, Y., Lyakhovsky, V., Heifetz, E., 2008. Velocities and driving pressures of clay-rich sediments injected into clastic dykes during earthquakes.
- Levi, Tsafir., Weinberger, R., Eyal, Y., 2011. A coupled fluid-fracture approach to propagation of clastic dikes during earthquakes. *Tectonophysics* 498, 35–44.
- Marco, S., Weinberger, R., Agnon, A., 2002. Radial fractures formed by a salt stock in the Dead Sea Rift, Israel. *Terra Nova* 14, 288–294.
- Melosh, H.J., 1996. Dynamical weakening of faults by acoustic fluidization. *Nature* 379, 601–606.
- Obermeier, S.F., 1996. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA. *Engineering Geology* 50, 227–254.
- Porat, N., Levi, T., Weinberger, R., 2007. Possible resetting of quartz OSL signals during earthquakes—Evidence from late Pleistocene injection dikes, Dead Sea basin, Israel. *Quaternary Geochronology* 2, 272–277.
- Rees, A. I., Woodall, W. A., 1975. The magnetic fabric of some laboratory-deposited sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 25, 121–130.
- Rubin, A.M., 1993. Tensile fracture of rock at high confining pressure: implications for dike propagation. *Journal of Geophysical Research* 98, 15919–15935.
- Shani-Kadmiel S., Tsesarsky, M., Louie, J.N., Gvirtzman, Z., 2012. Simulation of Seismic-Wave Propagation through Geometrically Complex Basins: The Dead Sea Basin. *Bulletin of the Seismological Society of America* 102 (No. 4), 1729–1739.
- Turcotte, D. L., Emerman, S.H., Spence, D.A., 1988. Mechanics of dyke injection. In: H.C.Halls, W.F. Fahrig (eds) *Mafic Dyke Swarms*, Geological Association of Canada, Special Paper 34, p. 25–29.
- Turcotte, D. L., Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Weinberger, R., Baer, G., Shamir, G., Agnon, A. (1995). Deformation bands associated with dyke propagation in porous sandstone, Makhtesh Ramon, Israel. In: Baer, G.; Heimann, A. (eds.), *Physics and Chemistry of Dykes*. Rotterdam, Balkema. p. 95–112.
- Yilmaz, M.T., Pekcan, O., Bakır, B.S., 2004. Undrained cyclic shear and deformation behavior of silt–clay mixtures of Adapazarı, Turkey. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 24, 497–507.
- Zak, I., 1967. The geology of Mount Sedom. Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem.

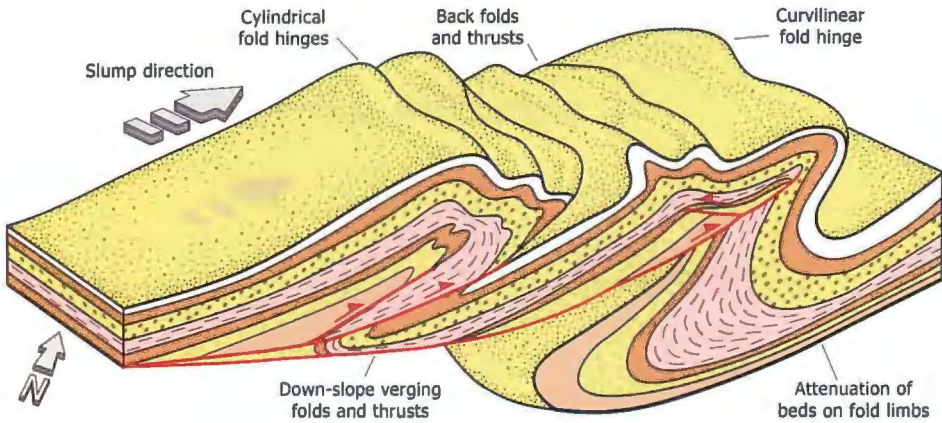
סיור מספר 3 - חלק ב':**קמטים בתצורת הלשון, נחל פרצים****איאן אלסופ¹, שמואל מרקו²**

1. בית הספר למדעי כדור הארץ, אוניברסיטת אברדין, סקוטלנד
2. המחלקה לגיאופיזיקה ומדעים פלנטריים, אוניברסיטת תל אביב, תל אביב

במצוקי נחל פרצים נחשפות שכבות מקומטות של סלעי המשקע האגמיים מתצורת הלשון (Begin et al., 1974). בנוסף להבנת היווצרות הקמטים כאן נראה שניתן להבין באמצעותם מבנים גדולים יותר עם גיאומטריה דומה, כאלה שמוכרים משרשרות הרים גדולות. הקמטים בתצורת הלשון נוצרו במהירות גבוהה (סדר גודל של מטרים בשניה) בסלע עם צמיגות נמוכה מאד. צורות הקמטים דומות להפליא לאלה שנוצרו בסלעים קשים עם צמיגות גבוהה מאד ובמהירויות מאד נמוכות מסדר גודל של סנטימטרים בשנה. בשנים האחרונות פורסמו מספר עבודות שמסתמכות על ניתוח הגיאומטריה והפרישה המרחבית של הקמטים (Alsop and Marco 2011a, 2011b, 2012, 2013, and 2014) ובסיוור יוצגו עיקרי התובנות שהושגו בעבודות אלה ובעבודות קודמות.

תחנה 5: מאפיינים כלליים של הקמטים

שכבות הקמטים משתרעות על שטחים גדולים באזור הדרומי מערבי של מישור עמיעז (נ.צ. 31.082378/35.350502). הן תחומות במשטחים חדים גם בגג וגם בבסיס. מכיוון שמתחת לבסיס השכבות המקומטות השכבות לא מופרות המשטח מהווה משטח ניתוק שהשכבות שמעליו נעו והתקמטו. משטחי הניתוק אופקיים ולא ניתן להבחין בנטיה כלשהי על פני מרחקים של עשרות מטרים. עובי השכבות המקומטות נע בין מספר מילימטרים ועד כ-2 מטרים. אורכי הגל דומים לעובי השכבה ומגיעים עד ל-2-3 מטרים. הרוב המכריע של הקמטים הוא אסימטרי ומישורי הצירים של הקמטים נטויים בצורה דומה בכל שכבה. בחלק מהשכבות יש קמטים גדולים בבסיס ומעליהם קמטים נוספים קטנים יותר שלחלקם נטית מישור צירים הפוכה לקמטים שבבסיס. בדרך כלל בגג השכבה המקומטת יש שכבת ברקציה (רסק) בעובי של מספר סנטימטרים. שגודל הגרגרים בתוכה יורד כלפי מעלה עד כדי גודל סילט. מעל שכבת הברקציה יש שכבות מאוחרות יותר שלא השתתפו בקימוט (איור 1).



איור 1: מאפייני הקמטים בתצורת הלשון. למעלה: תרשים של שכבה מקומטת שבבסיסה משטח ניתוק בשיפוע קטן ממעלה. הקמטים הראשיים נוטים בכיוון הגלישה במורד משטח הניתוק. מעליהם יש קמטים משניים שנוטים בכיוון הפוך כלפי מעלה. למטה: תרשים של קמטים עם פרטי המבנה והטרמינולוגיה.







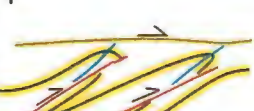

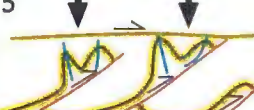

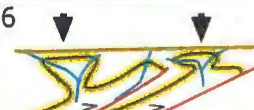

אנו מפרשים את התצפיות כעדות לכך שהשכבות הללו גלשו על פני משטח הניתוק והתקמטו תוך כדי עצירת הגלישה. אנו מחלקים את התפתחות הדפורמציה לשלושה שלבים: תחילה חלה כניעה ראשונית חד צירית שגורמת להיווצרות משטח ניתוק ותחילת קימוט של שכבה ותנועה כלפי מעלה, נוצרים קמטים סימטריים מעל משטח הניתוק. בשלב שני חלה תנועה על משטח הניתוק וגזירה בין גוף המים לשכבות הסטטיות שמתחת למשטח הניתוק כשהקמטים הופכים לאסימטריים ונעשים יותר ויותר הדוקים עד כדי היווצרות העתקים הפוכים בקירבת מישורי הצירים, ובשלב השלישי עצירה של התנועה ורילקסציה שכרוכה בהיווצרות קמטים משניים ולפעמים גם העתקה נורמלית (איור 2).

מה גרם לגלישת השכבות?

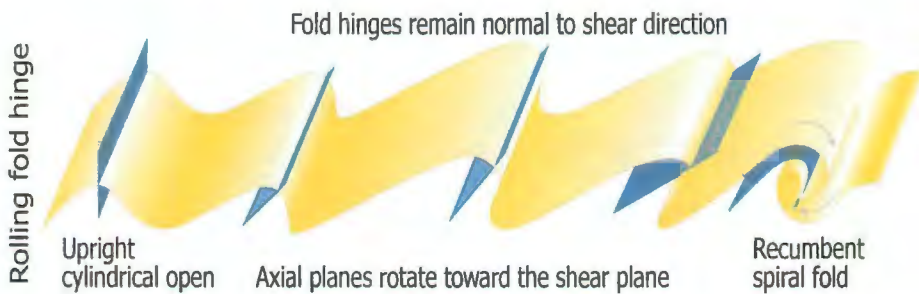
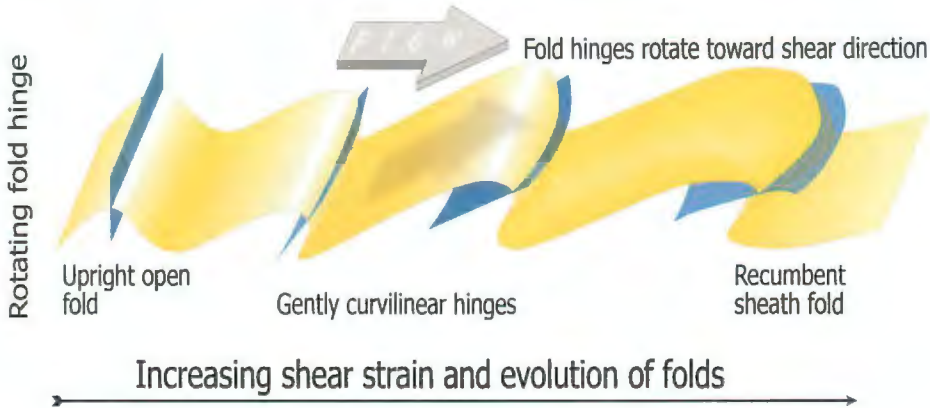
בגלל הנטיה הכמעט אפסית של מישור הניתוק בבסיס אנו מסיקים שהשכבות היו יציבות אחרי הצטברותן על קרקעית האגם ולא נטו לגלוש. אם כך, נדרש כוח אופקי כדי לגרום לתנועה ולקימוט. השכבות המקומטות לא נמצאות באסוציאציה עם חומרים זרים (כגון חלוקים) ולכן ניתן לשלול גורמים חיצוניים כדוגמת שיטפונות חזקים כמחוללי הגלישות. האפשרות הסבירה למקור הכוח היא רעידת אדמה. שכבות כאלה שעברו דפורמציה עקב רעידת אדמה מכונות סייסמיטים (seismites). הסבר זה תואם לעובדת היותו של האזור גבול פעיל בין לוח ערב ללוח סיני שהתנועה היחסית ביניהם כרוכה ברעידות אדמה. במקומות שבהן השכבות לא גלשו נוצרו שכבות של ברקציה בלבד. רצף שכבות הסייסמיטים בתצורת הלשון איפשר תיעוד רעידות אדמה במשך זמן קיום האגם (Marco et al., 1996).

איך מתפתחים הקמטים?

בתוך מיגוון הקמטים ניתן להבחין בשכבות שבהן הקמטים מתונים מאד, בשכבות אחרות שבהן הקמטים הדוקים יותר, שכבות עם קמטים רוכנים ושכבות עם קמטים שהפכו להעתקים הפוכים (איור 2). מישורי הצירים קרובים לאנך בהתחלה ועם התקדמות הקימוט הנטייה שלהם הולכת וקטנה (איור 3).

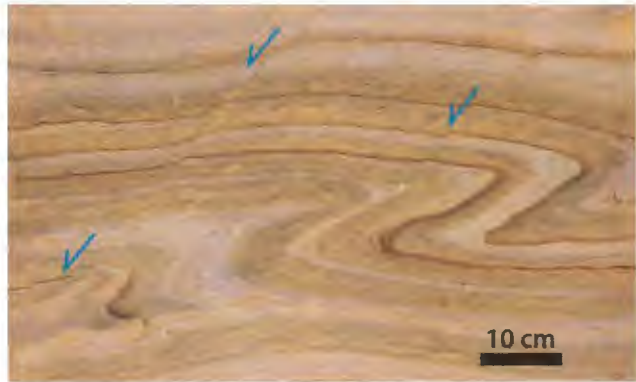
Coaxial-dominated vertical movement	1	Density-driven fold initiation		
	2	Non-coaxial gravity-driven amplification of folds		
Non-coaxial-dominated down-slope movement	3	Non-coaxial gravity-driven amplification of folds		
	4	Continued non-coaxial gravity-driven amplification of folds and failure of lower fold limbs		
Coaxial-dominated vertical movement	5	Density-driven fold growth off thrusts during continued down-slope movement		
	6	Coaxial gravity-driven 'flattening' of structures leading to mushroom folds		

איור 2: שיחזור התפתחות הקמטים נעשה על פי תצפיות בשכבות בהן התפתחות הקימוט נעצרה בשלבים שונים. תאור סכמטי משמאל ודוגמאות מצולמות בצד ימין מתארים שלבי התפתחות שונים שבהם נעצרו הגלישות. קיום כחולים מציינים את מישורי הצירים, אדומים מציינים משטחי ניתוק.



איור 3: סכמה של התפתחות קמטים עם התקדמות הגזירה משמאל לימין. בקמטים העליונים חזית הגלישה מתקדמת במהירויות שונות והופכת לקשתית בעוד שבגלישה התחתונה חזית הקמט ניצבת לכיוון ההתקדמות.

כשחזית הגלישה נבלמת מתקבלת סידרה של קמטים שהולכים ונעשים תלולים כלפי החלק האחורי של הגלישה. בהרבה מקרים נוצרים העתקים הפוכים בקירבת מישורי הצירים של הקמטים. בשלב האחרון נוצרים לפעמים העתקים נורמלים שחוצים את הקמטים (איור 4); זהו שלב "מנוחה" שבו חלה קריסה מסוימת של המבנה בעיקר בגלל הגרביטציה. העתקים נורמלים בסוף קימוט קיימים גם בקמטי ענק מסדר גודל של אורוגן ומוכרים מהרי האנדים, ההימלאיה, האפנינים ועוד.

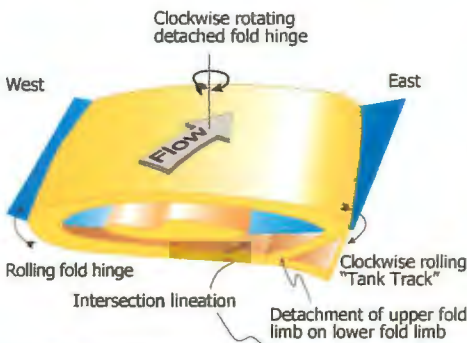


איור 4: העתקה נורמלית אחרי קימוט. צד שמאל: קמט בגודל מספר סנטימטרים שבמרכזו התפתח העתק הפוך שמסיט את השכבות כשני סנטימטרים (חיצים אדומים תחתונים) ובחלקו העליון התפתחו העתקים נורמליים (חיצים כחולים) עם הסטות של עד 3 מילימטרים. בצד ימין: קמט גדול שנחצה על ידי העתק נורמלי (חיצים כחולים).

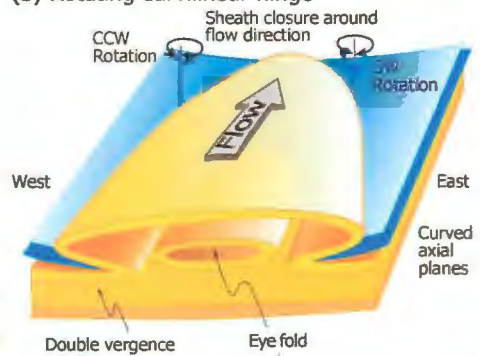
תחנה 6: אילו צורות קימוט יש בגלישות?

בתחנה 6 (נ.צ. 31.08178/35.352318) נדגים צורות קימוט שונות מלמודות על הבדלים בתכונות השכבות שגלשו ועל קצבי תנועה שונים והתפתחות שונה בחלקים שונים של הגלישות הגדולות (איורים 5, 6). בחלק מהקמטים מתפתח העתק הפוך בקירבת מישור הצירים ובחלק אחר הקימוט ממשיך ועד כדי גילגול של קרוב ל-360 מעלות (איורים 5a, 6a).

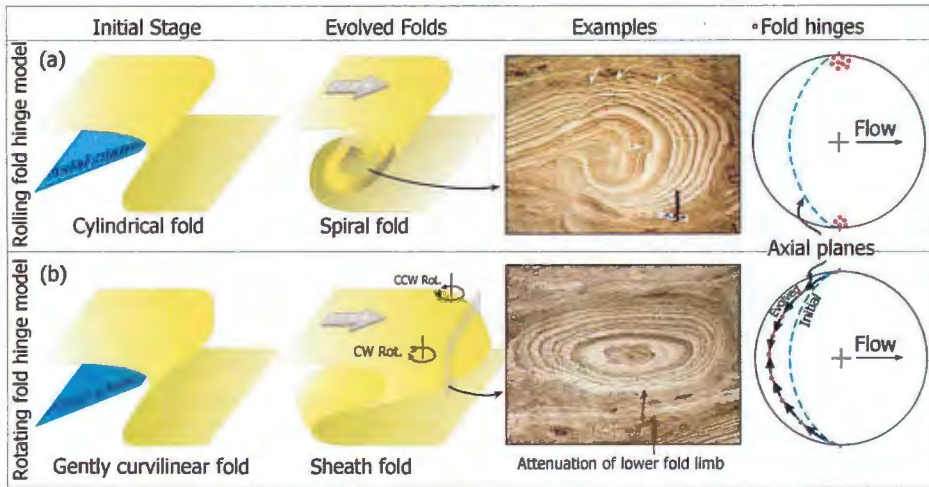
(a) Rolling cylindrical hinge



(b) Rotating curvilinear hinge



איור 5: סיבוב של צירי הקמטים מודגם בצילומים ובאיורים סכמטיים.



איור 6: התפתחות קמטים. בקמט העליון חזית ישרה ונוצר קמט ספירלי; ציר הקמט ניצב לכיוון הגלישה. חיצים לבנים מראים העתקים נורמליים שמבטאים התארכות בחלק החיצוני של הקמט. בקמט התחתון החיכוך במשטח הניתוק התחתון אינו אחיד ונוצרת חזית קמט קשתית. ציר הקמט מסתובבים.

היכן מתרחשת ההתארכות?

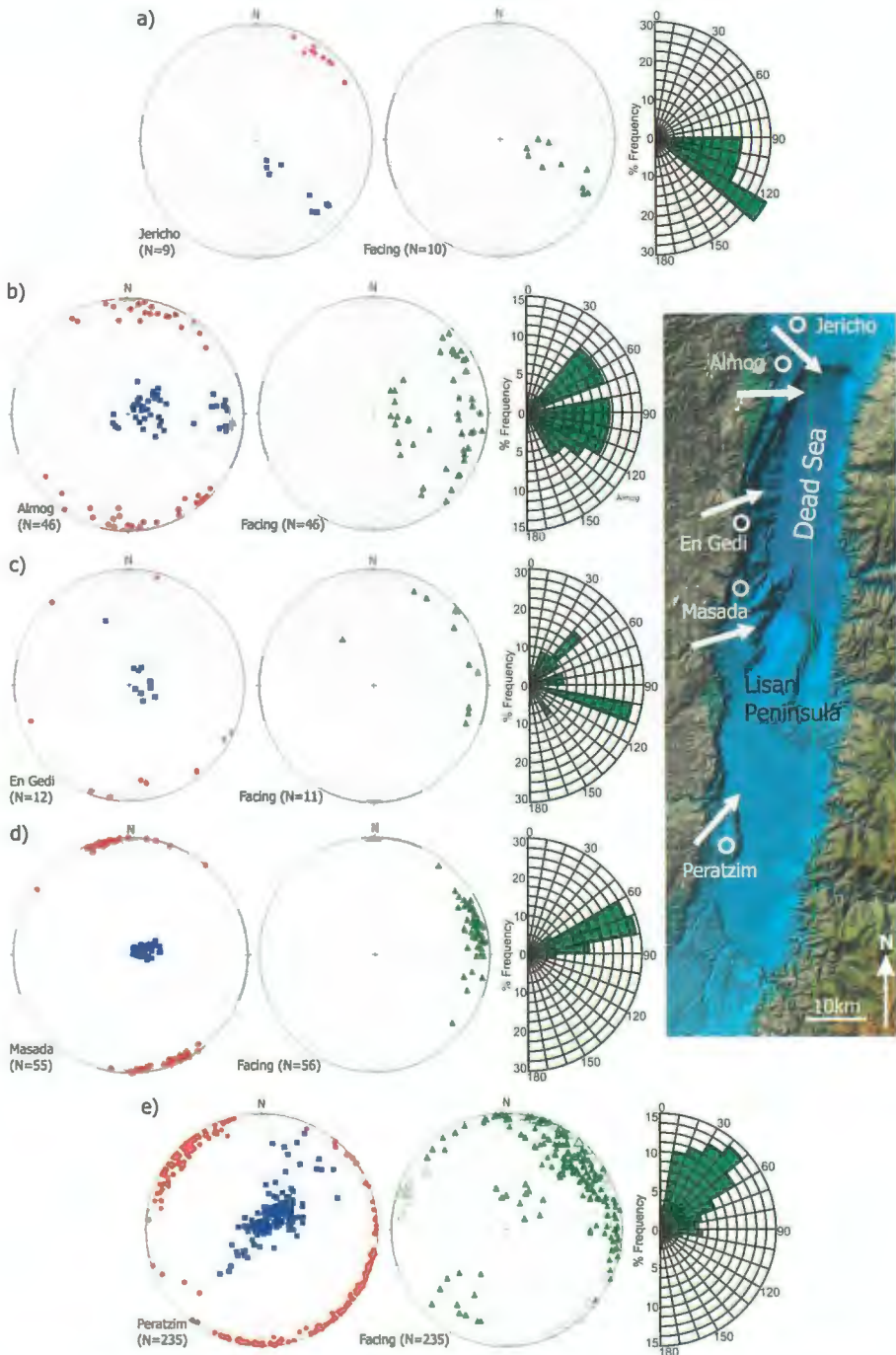
לאור ההתקצרות הרבה שמתבטאת בקמטים מתעוררת השאלה האם והיכן חלה התארכות בסדר גודל דומה. מכיוון שלא הצלחנו למצוא מבני התארכות פרט להעתקים נורמלים קטנים שאינם מספקים את מידת ההתארכות המצופה, נראה שיש שתי אפשרויות: או שהמבנים הללו נמצאים יותר מערבה ולא חשופים או שההתקצרות בקמטים באה על חשבון התארכות שכרוכה בהידקקות של השכבות. בקנה מידה מקומי נראים שינויי עובי משמעותיים בשכבות בתוך הקמטים (איור 7).



איור 7: דוגמה להתארכות בחלק החיצוני של קמט (העתקים נורמליים מסומנים בחיצים שחורים) ושינוי בעובי שכבה (הקיום הלבנים מראים את העובי של שכבה מסויימת באזור ציר הקמט ומחוץ לקמט). הנטייה של ההעתקים הנורמליים הולכת וקטנה כלפי מישור הצירים, ככל הנראה עדות לרוטציה תוך כדי קימוט שמתקדם כמו זחל של טנק מימין לשמאל.

מהו הדגם האזורי של הגלישות?

שכבות מקומטות דומות מצויות כמעט בכל מחשופי ההלשון סביב ים המלח. כדי לקבוע את כיוון התקדמות הגלישות נמדדו הנטיות של מישורי הצירים, הכיוונים על צירי הקמטים שבהם השכבות נעשות צעירות יותר, והכיוונים של צירי הקמטים. נמצא שבממוצע בכל המחשופים בצד המערבי של ים המלח כיוון התקדמות הגלישות, שנקבע על פי כל המציינים לכיוון הגלישה, הוא כלפי המקום העמוק ביותר באגן (איור 8). ממצא זה מעיד על שימור המקום העמוק ביותר לפחות מאז הרביעון המאוחר ועל כך שהגלישות התאפשרו על נטיות מאד קטנות, פחות ממעלה אחת, של מישורי הניתוק.



איור 8: כיווני התנועה של גלישות בתצורת הלשון נמדדו בכל מחשופי התצורה בחוף המערבי של ים המלח. הסטיריאוגרמות מראות אינדיקטורים שונים לכיוון התנועה: נקודות אדומות מראות את הסטרייק של צירי הקמטים, כחולות מראות את הנטיות של מישורי הצירים, וירקות מראות את הכיוון על מישורי הצירים שבו

השכבות הולכות ונעשות צעירות יותר. על המפה מצויינים הממוצעים של כיווני תנועת הגלישות בשישה אתרים, יריחו, אלמוג, עין גדי, מצדה ונחל מישמר מצויינים בחץ אחד, ונחל פרצים.

מהו אופי הדפורמציה?

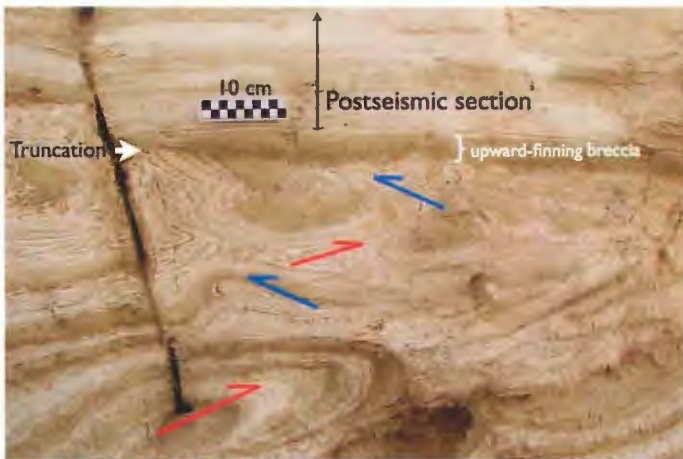
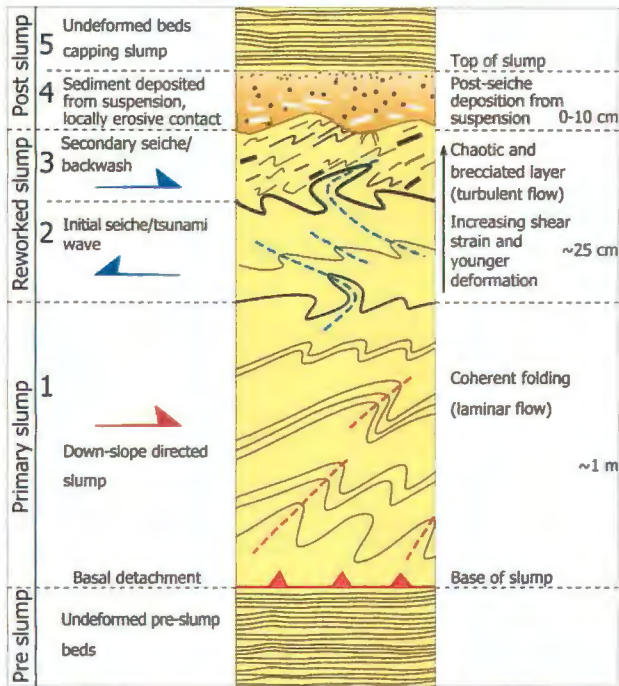
במבט שטחי נראה שהקמטים מבטאים דפורמציה דוקטילית, שכרוכה בשינוי צורה אך רצף החומר נשמר, דהיינו אין התנהגות פריכה כגון ניתוק או שבירה של הסלע. אבל במבט מקרוב מבחינים בדפורמציה פריכה, הכוללת שבירה והיווצרות של פצילות (איור 9). במקרים רבים יש מבני התארכות כגון העתקה נורמלית או הידקקות של השכבות בחלק החיצוני של הקמטים (איור 7).



איור 9: דוגמאות לדפורמציה פריכה בתצורת הלשון. חיצים מצביעים על כיווני פצילות והעתקות קטנות.

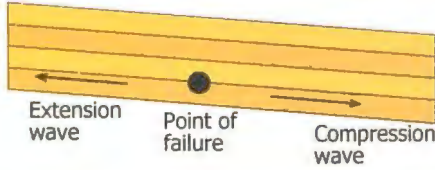
תחנה 7: האם הגלישות חוללו גלי צונמי באגם?

בתחנה 7 (נ.צ. 31.081767/35.352308) רואים שבראש חלק מהקמטים ניכר מישטח גידוע שמעליו נמצאת שכבת הברקציה ומתחתיו יש קמטים משניים שמישורי הצירים שלהם נטויים הפוך לקמטים הראשיים. בשכבת הברקציה רואים דרוג בגודל הגרגר עם הגרגרים הגדולים בבסיס וכלפי מעלה הגרגרים הולכים וקטנים (איור 10).

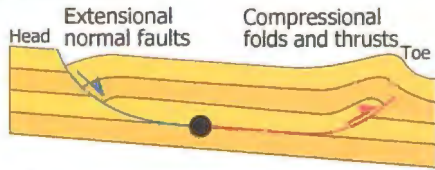


איור 10: תצפיות בשכבות שגלשו על פני משטח ניתוק ומבחינים בהן בקימוט עיקרי בתחתית (יחידה 1) ובקמטים משניים עם כיוון הפוך בחלק העליון (יחידות 2, 3). מעל הקמטים יש שכבת ברקציה עם שיכוב מדורג (4) ועל כל הסידרה סוגרת שכבה ללא הפרעה כלשהי (יחידה 5).

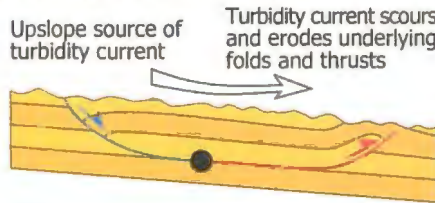
1 Initiation



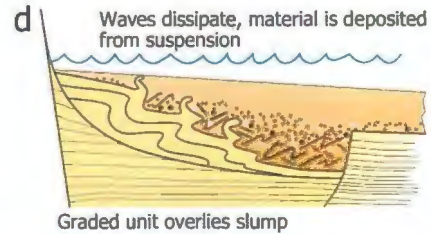
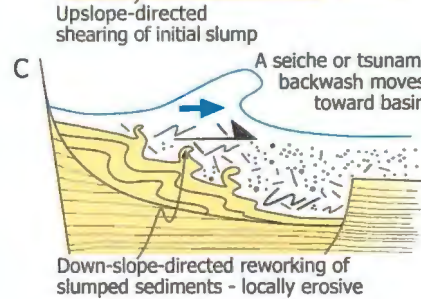
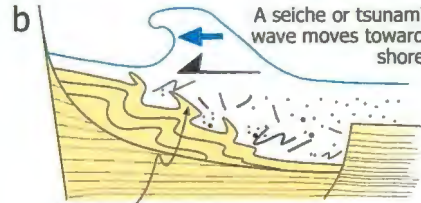
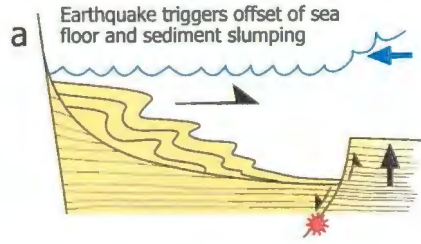
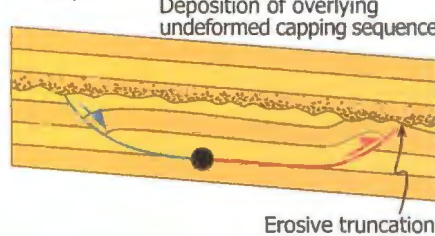
2 Translation



3 Cessation and Relaxation



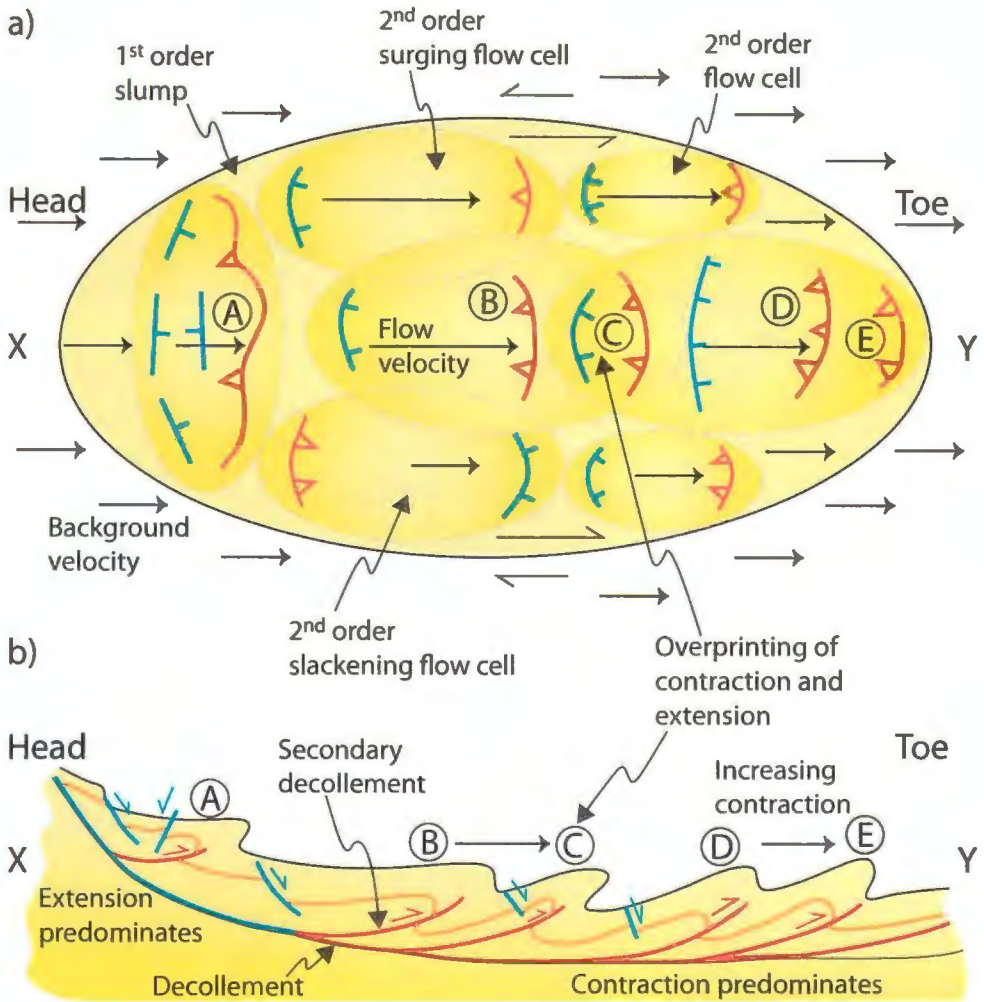
4 Compaction



איור 11: סידרת האירועים שמביאה להיווצרות הסידרה שמתוארת באיור 10 מתחילה ברעידת אדמה והעתקה בקרקעית האגם, גלישת הקרקעית שיוצרת קמטים עיקריים, וגל צונאמי שנגרם על ידי ההעתקה (a). בשלב b הגל חוזר וגורם לקמטים משניים בכיוון הפוך וכך גם הגל הנוסף בשלב c. כשפני המים שוקטים שוקעים הגרגרים שעלו לתרחיף ויוצרים שכבת ברקציה מעל הקמטים (d).

מהו המבנה הפנימי של הגלישות?

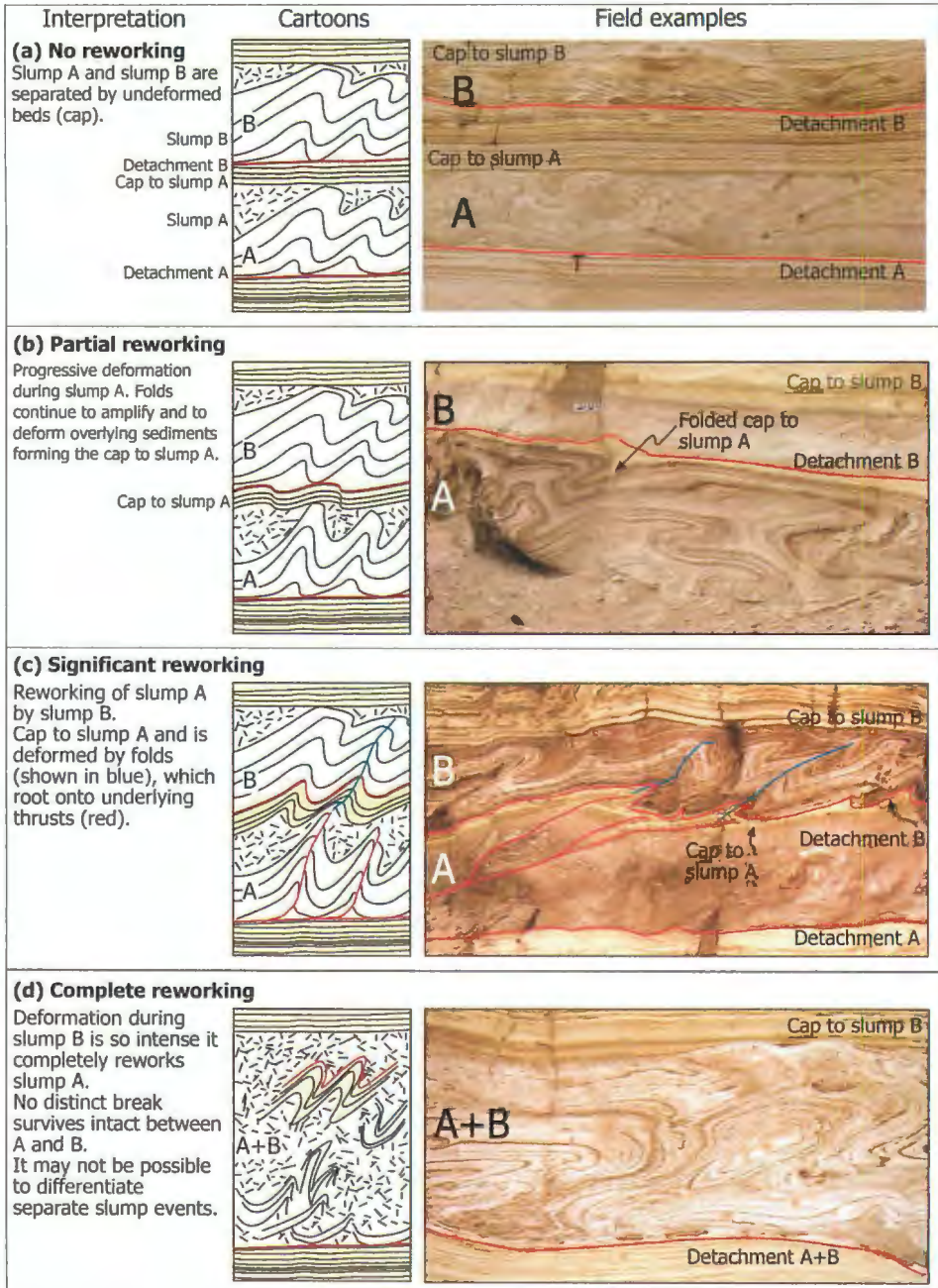
מיגוון תופעות הדפורמציה שיש בכל גלישה כגון העתקים נורמליים, העתקים הפוכים וסוגים שונים של פצילות בקמטים הביאו אותנו למסקנה שכל גלישה ניתנת לחלוקה לתאים שניבדלים ביניהם באופי הדפורמציה. המודל הכללי מוצג באיור סכמטי (איור 12).



איור 12: מבט על (a) והתך (b) סכמטיים בגלישה אופיינים שמראים חלוקה פנימית לתאים שניבדלים ביניהם באופי הדפורמציה. העתקים נורמלים מסומנים בכחול והפוכים באדום.

תחנה 8: האם גלישה אחת = רעידת אדמה אחת?

בתחנה זו (נ.צ. 31.081062/35.350952) נדון באפשרויות להיווצרות שני סייסמיטים עוקבים. אם מתרחשות שתי רעידות עוקבות קרובות בזמן ושתיהן יוצרות סייסמיטים, סביר שהרעידה השנייה תוסיף לדפורמציה שגרמה הרעידה הראשונה. מאידך, אם אחרי הרעידה הראשונה עבר זמן רב ומעל הסייסמיט הצטבר חתך שעוביו גדול יותר מעובי הסייסמיט השני נראה את שתי שכבות הסייסמיטים מופרדות על ידי שכבה ללא דפורמציה (Agnon et al., 2006). בין שני מצבי קצה אלה אפשר לתאר מיגוון של אפשרויות (איור 13).



איור 13: מיגוון אפשרויות להופעה של דפורמציה עקב שתי רעידות אדמה עוקבות. באפשרות a הצטברה שכבת סדימנט מספיק עבה על הסייסמיט הראשון (slump A) כך שהאירוע השני מופיע כשכבה מקומטת נפרדת. באפשרות d האירוע שני ממסך כמעט לגמרי את הראשון אך ניתן להבחין בו בזכות מבנים מסובכים כגון קמטים מקומטים. מצבי ביניים שבהם חל "מיחזור" חלקי של הדפורמציה הראשונה על ידי האירוע השני מתוארים ב-b ו-c.

מקורות

- Agnon, A., Migowski, C., and Marco, S., 2006, Intraclast breccia layers in laminated sequences: recorders of paleo-earthquakes, *in* Enzel, Y., Agnon, A., and Stein, M., eds., *New Frontiers in Dead Sea Paleoenvironmental Research*, Geological Society of America Special Publication, p. 195-214.
- Alsop, G. I., and Marco, S., 2011a, A large-scale radial pattern of seismogenic slumping towards the Dead Sea Basin: *Journal of the Geological Society*, v. 163, no. 1, p. 99-110.
- Alsop, G. I., and Marco, S., 2011b, Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin: *Journal of Structural Geology*, v. 33, no. 4, p. 433-457.
- Alsop, G. I., and Marco, S., 2012, Tsunami and seiche-triggered deformation of offshore sediments: *Sedimentary Geology*, v. 261–262, p. 90–107.
- , 2013, Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope: *Tectonophysics*, v. 605, p. 48-69.
- Alsop, I. G., and Marco, S., 2014, Fold and fabric relationships in temporally and spatially evolving slump systems - a multi cell flow model: *Journal of Structural Geology*, in press.
- Begin, Z. B., Ehrlich, A., and Nathan, Y., 1974, Lake Lisan, the Pleistocene precursor of the Dead Sea: *Geol. Surv. Isr. Bull.*, v. 63, p. 30.
- Heifetz, E., Agnon, A., and Marco, S., 2005, Soft sediment deformation by Kelvin Helmholtz Instability: A case from Dead Sea earthquakes: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 236, p. 497-504.
- Marco, S., Stein, M., Agnon, A., and Ron, H., 1996, Long term earthquake clustering: a 50,000 year paleoseismic record in the Dead Sea Graben: *J. Geophys. Res.*, v. 101, no. B3, p. 6179-6192.
- Wetzler, N., Marco, S., and Heifetz, E., 2010, Quantitative analysis of seismogenic shear-induced turbulence in lake sediments: *Geology*, v. 38, no. 4, p. 303-306.

סיור מס' 4:**נוף פעיל במניפת נחל צאלים ובדלתת המלח של נחל הערבה: התחתרויות, בולענים והשתנות קו החוף.****סיור ים - יבשה בשלושה מסלולים בסבב**

יואב אבני¹, נדב לנסקי¹, גדעון בר¹

חלק א': התפתחות מניפת נחל צאלים 2013-2005: שינויים בדגם האפיקים, התחתרות

ערוצים ומעקב אחרי הקשר שבין הנגר העילי והתפתחות שדות בולענים

יואב אבני¹, שגיא פילין², ראומה ערב², כרמית איש שלום³

חלק ב': בולענים, שקיעות קרקע, ורעידות אדמה בגובה העיניים לאורך הערוץ הצפוני של

נחל צאלים

גדעון בר¹, רן נוביצקי נוף⁴, רויטל בוקמן⁵

חלק ג': סיור ימי באזור שבין מניפת צאלים לדלתת המלח

נדב לנסקי¹, איתי גבריאל¹, רני קלבו¹, רוני שדה⁵, רענן בודזין¹, עלי ארנון¹, עודד כץ¹, גיון

הול¹, יהודה אנזל⁶, עמית מושקין¹

1. המכון הגיאולוגי, ירושלים

2. המחלקה להנדסת תחבורה ולגיאואינפורמציה, הטכניון, חיפה

3. מרכז מדע ים המלח והערבה, שלוחת עין גדי

4. המכון הגיאופיסי לישראל

5. החוג למדעים גיאואיניים, אוניברסיטת חיפה

6. האוניברסיטה העברית בירושלים

מבוא כללי

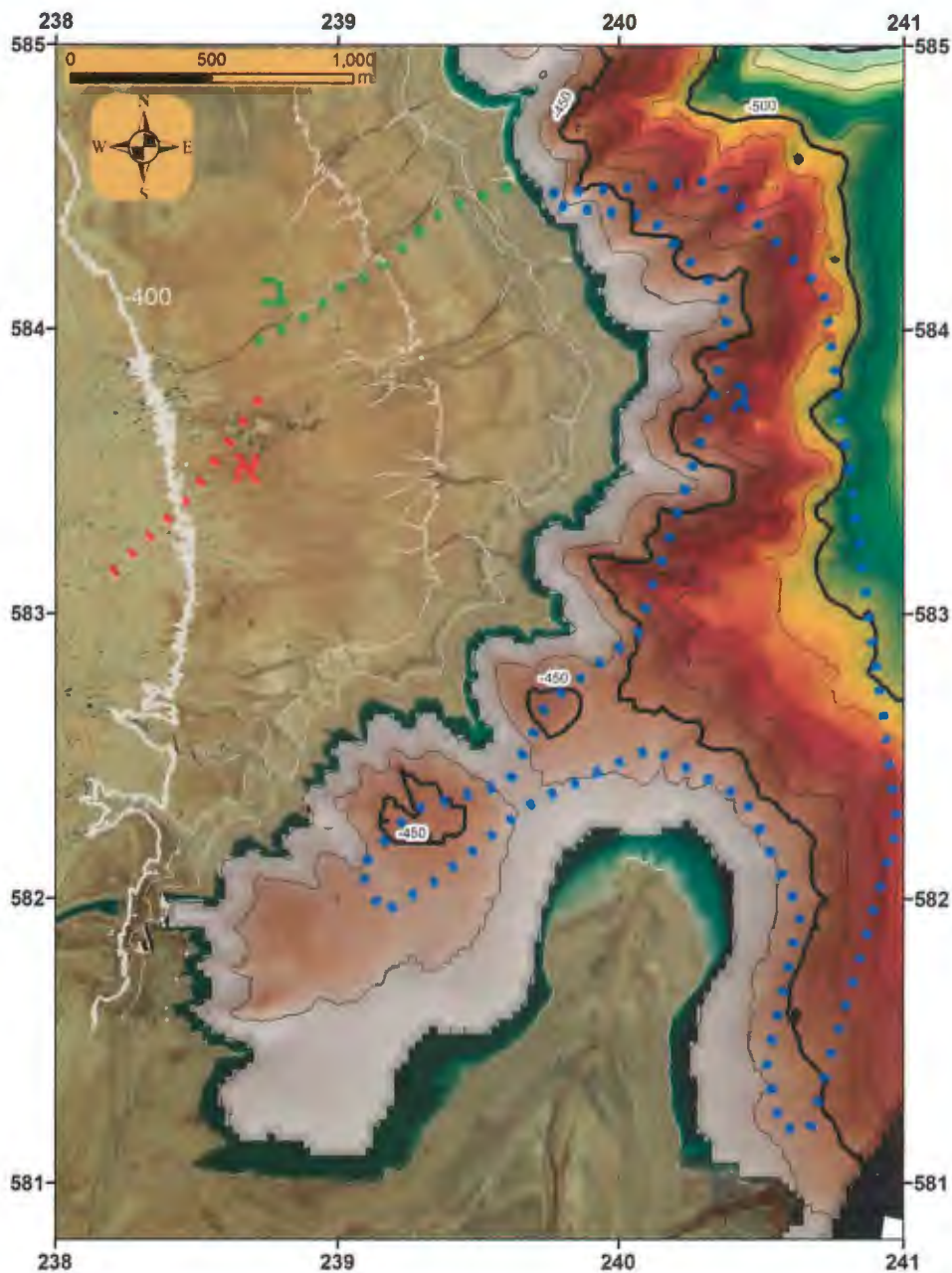
ירידת מפלס ים המלח בעשורים האחרונים מלווה בשינויים דרמטיים לאורך חופי הים בסביבות היבשתיות והימיות כאחד. מניפת נחל צאלים ודלתת המלח המתפתחת במוצא נחל הערבה מדגימים זאת בצורה בולטת במיוחד, והאזור משמש כמעבדה טבעית נדירה לתהליכים הגיאולוגיים המתרחשים בקצב מואץ. בנוסף, קיים עניין מיוחד בהבנת הדינמיקה של מניפת נחל צאלים ושל דלתת המלח עקב הפעילות ההנדסית המתוכננת

במרחב זה על ידי מפעלי ים המלח בהקשר לקציר המלח ולתכנית ההעתקה צפונה של תחנת השאיבה של מי ים המלח, תכנית שאושרה לאחרונה במוסדות התכנון.

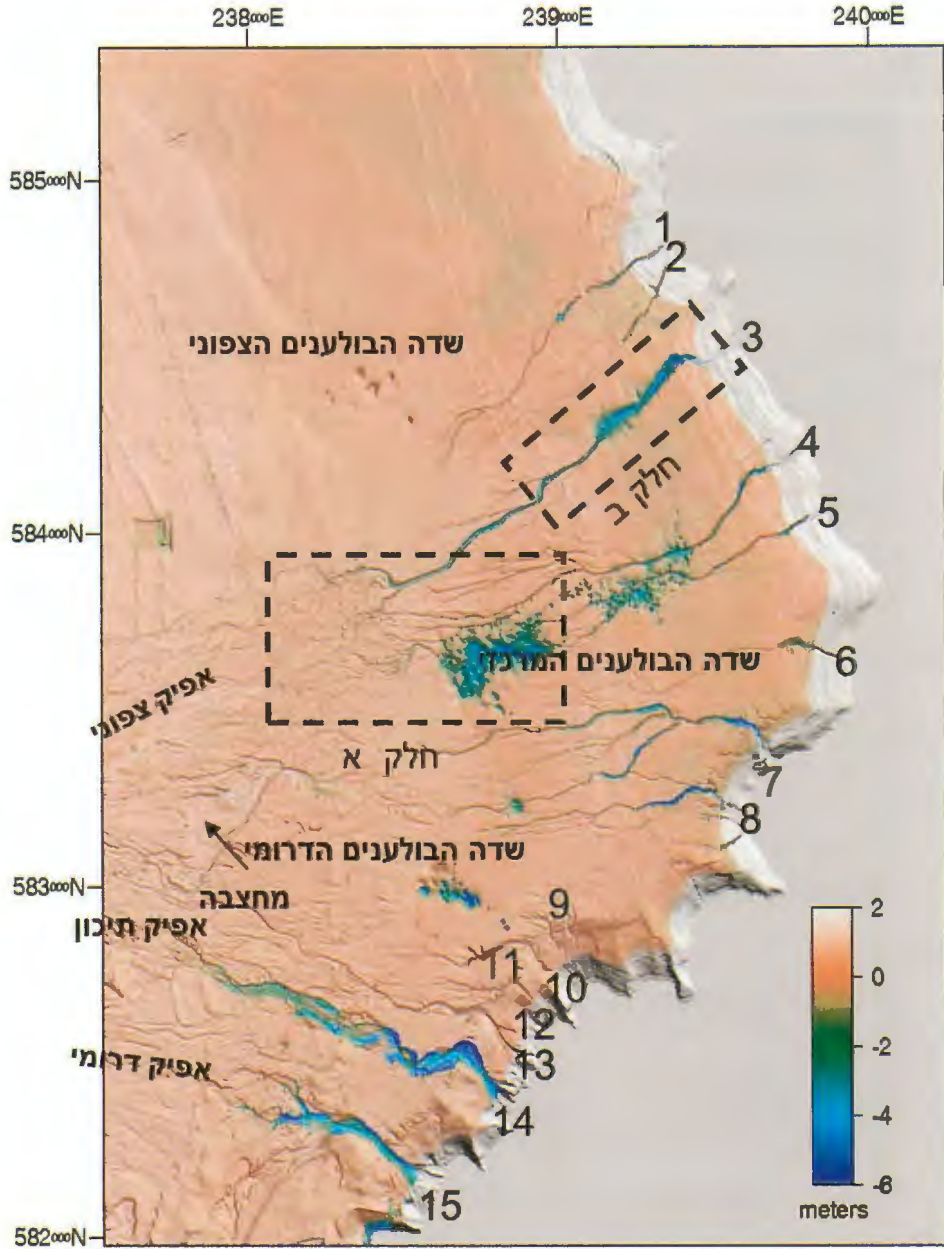
במסגרת סיור זה נתבונן במגוון תופעות גיאולוגיות וגיאומורפולוגיות ייחודיות לאזורים אלה ונדון באתגר שהן מציבות בהקשר לתכנון ההנדסי והתעשייתי באזור. נציג שיטות מחקר חדשניות, תוצאות ניטור תהליכים עכשוויים על רקע התופעות שנראה בשטח, נדון בדינמיקה המהירה של התהליכים שמעצבים את פני השטח ונבחן כיצד מגוון התופעות קשורות אלו באלו ומשפיעות האחת על השנייה. בפרט נבחן כיצד מי השטפונות שמגיעים מהמעלה משפיעים על ההתחזרות, הבולענים ושקיעות הקרקע במניפה, ונדון במפרציות המתפתחות לאחרונה במורד המניפה, והקשר שלה לערוצים. בקטע הימי נדון בדינמיקה של קרקעית האגן, כולל המרכיבים של דלתת המלח, גלישות קרקע והתפתחות מפרצים ונדון במבנה האזורי והתהליכים הקשורים לעיצובו.

הסיור בנוי משלושה מסלולים נפרדים המתוארים כאן מהמעלה למורד המניפה (איורים 1,2). בפועל הסיור יכלול שלוש קבוצות, כאשר כל קבוצה תעבור את שלושת המסלולים: 1. התפתחות מניפת נחל צאלים בין השנים 2005 ל 2013, שינויים בדגם האפיקים, התחזרות ערוצים ומעקב אחרי הקשר שבין הנגר העילי והתפתחות שדות בולענים. 2. מבט בארבעה מימדים על בולענים, אזורי שקיעה הדרגתית והעתקים צעירים לאורך הערוץ הצפוני של מניפת צאלים. 3. סיור ימי בנושאים: התפתחות עכשווית של מפרצים צעירים לאורך חופי מניפת צאלים; הדינמיקה של דלתת המלח במוצא נחל הערבה – מנגנוני יצירה, קצבים, כיוון התקדמות ומורפולוגיה; סקירה אזורית של המרחב התת ימי והחופי של דרום מערב ים המלח.

אזהרה: הסיור עובר באזור בולענים פעיל ודינאמי ובולענים חדשים עלולים להיווצר לאורך תוואי המסלול. יש לגלות ערנות יתר, ללכת אך ורק בעקבות מדריכי הסיור, להתרחק משולי בולענים ולהימנע ככל האפשר מהליכה באזורי סידוק המלווים, ולעתים מקדימים קריסת בולענים. אין לבצע את הסיור באופן עצמאי ללא מדריך המכיר את השטח.



איור 1: מראה כללי של החלק המזרחי של מניפת צאלים ושל דלתת המלח. מיקום 3 חלקי הסיור מסומן.



איור 2: שינויים טופוגרפיים, אפיקים, ערוצים ושדות בולענים במניפת צאלים על בסיס סריקת LiDAR השוואתית בין השנים 2005 ל 2013. הרקע למפה – מודל הצללה על בסיס LiDAR 2013. הערוצים ממוספרים מצפון לדרום על פי המוצא שלהם אל ים המלח. שני חלקי הסיור היבשתי מסומנים במלבנים מקווקוים.

חלק א': התפתחות מניפת נחל צאלים 2005-2013: שינויים בדגם האפיקים, התחתרות ערוצים ומעקב אחרי הקשר שבין הנגר העילי והתפתחות שדות בולענים

יואב אבני, שגיא פילין, ראומה ערב, וכרמית איש שלום

מבוא

סיוור זה מתמקד בהצגת התופעות הגיאומורפולוגיות במרכז מניפת נחל צאלים ובדיון במסקנות ניטור מתמשך של מערכת גיאומורפולוגית-הידרולוגית מורכבת שהתפתחה באזור המניפה. הירידה המואצת במפלס הים בעשרות השנים האחרונות גורמת לשינוי סביבתי רחב הקף ודינאמי המשפיע הן על פני השטח והן על תת הקרקע. הניטור מתמקד בשינויים שחלו ברשת הניקוז העילי של המניפה בדגש על התפתחות אפיקים וערוצים, במעקב אחרי קצב התחתרות ראשי ערוצים אל מעלה המניפה, במעקב אחרי התפתחות שדות בולענים בתחומי המניפה ובבחינת יחסי הגומלין בין התפתחות שדות הבולענים, רשת הניקוז ואירועי שיטפונות. תשומת לב מיוחדת ניתנה להתכנסות הולכת וגוברת של נגר עילי אל שדות הבולענים שהביאה להאצה דרמטית בקצב גידול שדות הבולענים ולשינויים בדגם הפיזור של שדות הבולענים במרחב המניפה. המעקב החל בשנת 2005 ונמשך כמעט ברציפות עד היום (פברואר 2014) ובוצע באמצעות מעקב קרקעי מפורט הנעזר בניתוח סריקות לייזר (LiDAR) מוטס וקרקעי ברזולוציה גבוהה. הניטור הקרקעי בוצע בעיקר במהלך ואחרי אירועי שיטפון והוא מאפשר, בשילוב עם סריקות לייזר, מעקב התפתחותי וכמותי מקיף אחרי השפעת השיטפונות על התפתחות המניפה. מעקב זה חשוב ביותר, בהיותו הבסיס להבנת התהליכים הגיאומורפולוגיים הפועלים לשינוי פני המניפה וחוף ים המלח בכלל בטווח הקצר והארוך. הבנת התהליכים הגיאומורפולוגיים במרחב מניפת נחל צאלים מקבלת משנה חשיבות לאור הבינוי המאסיבי המתוכנן במרחב המניפה הכולל בין השאר מתקני שאיבה, צנרת רחבת קוטר, מסועי מלח ותעלת הובלה של מי ים המלח מהאגן הצפוני של ים המלח אל האגן הדרומי.

רקע גיאוגרפי – גיאומורפולוגי

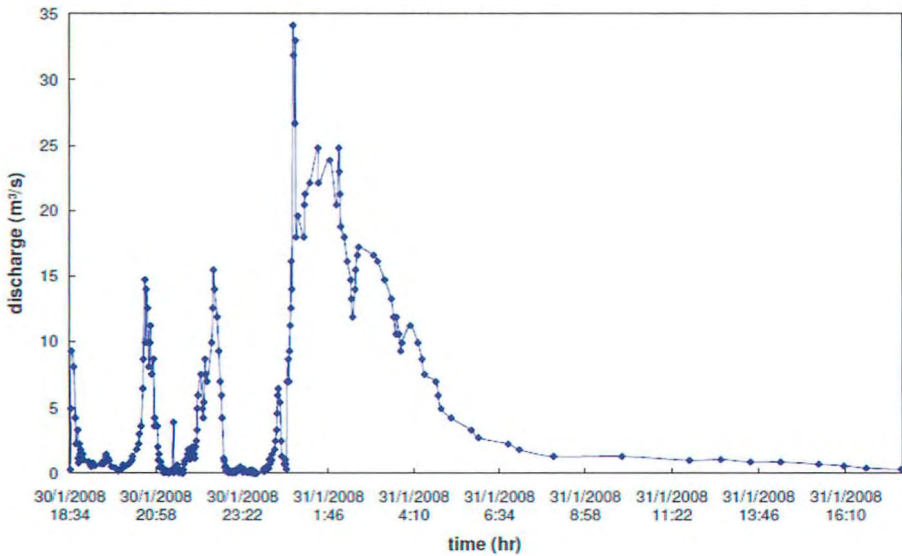
נחל צאלים הינו מהגדולים שבנחלי מדבר יהודה ואגנו משתרע ממורדות הרי חברון במערב ועד לחוף ים המלח במזרח על שטח של כ- 250 קמ"ר (איור 3). הנחל מבתר את מצוק ההעתקים בקניון רחב ועמוק, כאשר מזרחית למצוק נפרשת מניפת הסחף הגדולה שלו שהיא מן הגדולות שבחוף ים המלח. אורך המניפה מצאתו של הנחל מתחומי מדבר יהודה ועד לקו החוף הנוכחי עומד על כ- 7 ק"מ ושטחה של המניפה הפעילה עולה על 6 קמ"ר. מניפה זו חתורה אל תוך המניפה הפלייסטוקנית מתקופת אגם הלשון ששיטחה גדול יותר. השיטפונות הזורמים במורד האגן יוצאים אל חוף ים המלח דרך אפיק יחיד המתחתר בתוך המניפה הפלייסטוקנית. רוחב האפיק במוצא הקניון כ- 50 מ' והוא הולך ומתרחב ככל שהוא מתקדם מזרחה. כ- 2 ק"מ ממזרח למוצא הקניון מתרחב האפיק עד כדי 200 מ' והוא

מתפצל למספר אפיקי פזרות המתפצלים ושבים ומתכנסים לסירוגין. בדגם זה נמשך האפיק אל מזרח המניפה כשהוא מתרחב בהדרגה.



איור 3: אגן הניקוז של נחל צאלים.

בנחל צאלים מתחוללים כ- 5 אירועים שטפוניים לשנה בממוצע רב שנתי, עם ספיקה מקסימלית המוערכת ב- $680 \text{ m}^3/\text{s}$ (Greenbaum et al. 2006). התכונות ההידרולוגיות של האזור מתאפיינות בתקופות יובש ארוכות, אירועי הגשם הם בעצמה גבוהה ובמשך קצר. תאי הגשם הם מקומיים ומוגבלים במרחב. לפיכך נוצרים לרוב שטפונות מאוד אינטנסיביים וקצרים בזמן היוצרים הידרוגרפים עם שיא עיקרי וזנב ארוך (Shentsis et al. 1997), כדוגמת ההידרוגרף באיור 4 המתאר אירוע זרימה בנחל צאלים מתאריך 30-31.1.2008. ספיקת השיא באירוע זה הייתה 34 מ"ק שנייה ונפח השיטפון הוערך ב- 362000 מ"ק (גרינמן, 2010).



איור 4: הידרוגרף המייצג אירוע זרימה אופייני בנחל צאלים מתאריך 30-31/1/2008 (גרינמן, 2010).

התפתחות המניפה בשנים האחרונות

עד שנות ה-60 של המאה הקודמת הנחל יצא אל הים באפיק פזרות יחיד ברוב כ-900 מ' שהיה ממוקם באגף הצפוני-מזרחי של המניפה הנוכחית ממזרח לכביש ים המלח (כביש 90). האזורים המצויים היום בדרום מזרח המניפה לא היו אז חלק מן המניפה ונוקזו על ידי מספר אפיקים קצרים ישירות לחוף ים המלח.

במהלך שנות ה-60 וה-70 החלה פעולה רחבת הקף של כריית חלוקים ואיסוף בולדרים גדולים במרחב מניפת נחל צאלים. הכרייה ופריצת הדרכים שנלוותה אליה שיבשו את מהלכו הטבעי של נחל צאלים באזור שממערב לכביש ים המלח וגרמו לפריצת מי שיטפונות אל אזור שהיה מחוץ ומדרום למניפה ההיסטורית של נחל צאלים וחשוף בו בעיקר חתך אגמי קל-סחיפה של תצורות הלשון (מגיל פלייסטוקן עליון) וצאלים (מגיל הולוקן). במקביל, וכתוצאה מנסיגתו המתמשכת של מפלס האגם, הלכו ונחשפו במזרח המניפה מניפת הבוץ והמתלול התת-אגמי המסמן את קצה מניפת הסחף אל תוך האגם. מתלול זה אינו סימטרי - הוא גבוה ותלול בדרום המניפה ומיקומו קרוב יותר לכביש 90 (כ-1750 מ') בהשוואה למתלול נמוך ובעל שיפועים מתונים יותר שהתקיים בצפון המניפה ומרחקו מכביש 90 כ-3000 מ' (איורים 1 ו-2). החל משנות ה-80, עם חשיפתו ההולכת וגדלה של המתלול, הביאו תהליכים משולבים אלה (מתלול חופי גבוה, מרחק קצר אל מעלה המניפה וחומר אגמי חסר עמידות לסחיפה) להתחזרות יוצאת דופן של ערוצים הממוקמים בעיקר בחלקה הדרומי של מניפת צאלים, בסמוך ומעט מצפון לתחנת השאיבה הנוכחית (P-88) של מפעלי ים המלח. התחזרות זו מגיעה היום לעומק של יותר מ-16 מ' בעוד שהתחזרות

הערוצים בצפון ובמרכז המניפה קטנה בהרבה ואינה עולה על 10-6 מ'. במקביל התפתחו במניפת צאלים שדות בולענים שחלקם יצרו שקעים טופוגרפיים מודגשים. תופעה זו ניכרת בעיקר במרכז המניפה והיא הולכת ומתפתחת במהירות.

מורכבות המערכת הגיאומורפולוגית במניפת צאלים – תהליכים משולבים

מעקב אחר התפתחות המניפה בשנים 2005-2013 באמצעות מדידות קרקעיות, סריקות לייזר וניתוח צילומי אוויר מצביע על מורכבות המערכת הגיאומורפולוגית ועל קיומם של תהליכי משוב ויחסי גומלין בין התופעות הגיאומורפולוגיות השונות.

א. "אפיקים" מול "ערוצים"

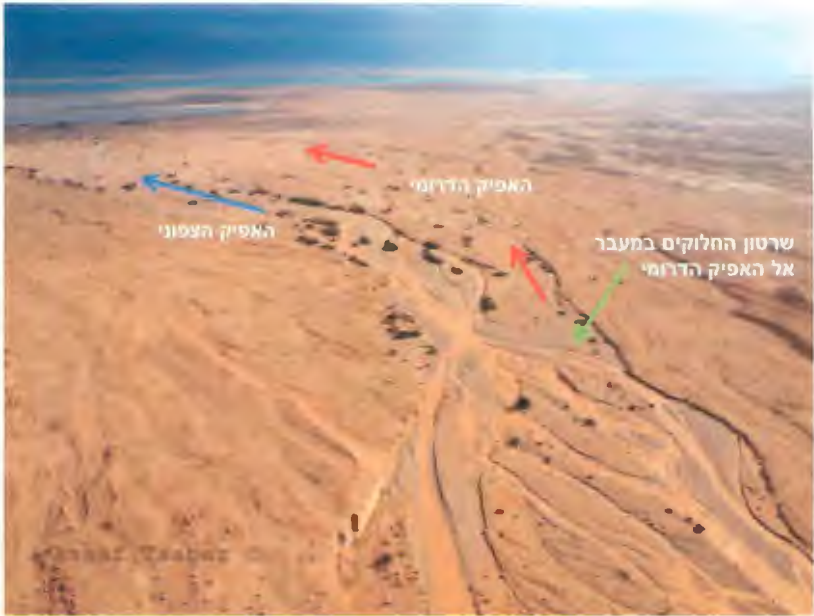
אנו מבדילים בין "אפיקים" שהם במהותם אפיקי פזרות הבאים ממעלה המניפה, שתשתיתם חלוקי נחל, מיקומם המרחבי משתנה משיטפון לשיטפון ועומקם מתחת לפני המניפה אינו עולה על 0.5 מ' (איורים 2, 5 ו-6א) ובין "ערוצים" החתורים לעומק כמה מטרים בתוך התשתית דקת הגרגר של מזרח המניפה, מיקומם המרחבי כמעט ואינו משתנה והם מתקדמים בהדרגה מכיוון הים אל מעלה המניפה (איורים 2 ו-6ב). הערוצים, המתפתחים בהדרגה בתחומי מניפת הבוץ, מוספרו על פי נקודת המוצא שלהם אל הים במספרים עוקבים מ-1 בצפון המניפה ל-15 בדרומה (איור 2). מוצאים אלה הם קבועי מקום בעוד שאל מעלה המניפה מתפצלים הערוצים למספר ערוצי משנה בדגם סעיפי. כך יכולים להיות במעלה המניפה מספר ערוצים החוברים יחדיו למוצא אחד אל הים.

האפיקים מתפתחים בעיקר בתחומי מניפת החלוקים ההיסטורית של נחל צאלים בעוד שהערוצים אופייניים למניפת הבוץ שנחשפה בעשרות שנים האחרונות ממזרח למניפה ההיסטורית. על מנת להקל על ההתמצאות והתיאור קובצו אפיקי הפזרות הבאים ממעלה המניפה לשלוש קבוצות עיקריות:

האפיק הצפוני: אוסף של אפיקי פזרות הממוקמים בחלק הצפוני של מניפת צאלים ומפנה אותם לחלק הצפוני של מניפת הבוץ התת-אגמית שנחשפה במזרח המניפה (איור 2). האפיק הצפוני מזין כיום את הערוצים מס' 3, 4, 5 ובגלל פריצת דופן של מחפורת מחצבה נטושה במהלך אביב 2012 (המחצבה מסומנת באיור 2), הוא מזין גם את הערוצים 7 ו-8 (לפי מניין הערוצים המופיע באיור 2).

האפיק התיכון: מתפצל מן האפיק הצפוני כ-350 מ' ממערב לכביש 90 וחוצה את מניפת החלוקים באלכסון מצפון מערב לדרום מזרח. אפיק זה מפנה לבדו כ-30% ממי השיטפונות מן החלק הצפוני של מניפת החלוקים שבקרבת כביש 90 אל ערוץ מס' 14 שבדרום המניפה (איור 2).

האפיק הדרומי: מתפצל מן האפיק הצפוני באזור מעלה המניפה באזור המכונה "צומת השיזף" (איור 5), בו בוצעו בעבר עבודות כרייה ופריצת דרכים אינטנסיבית (ראה אבני,



איור 5: אפיקי פזרות בעת שיטפון בנחל צאלים, באזור "צומת השיזף", כ- 1.5 ק"מ ממערב לכביש ים המלח. כל הזרימה מתכנסת אל "האפיק הצפוני" בדרכה אל מורד המניפה. צולם מן האוויר על ידי אסף צבר, 12/12/2013



איור 6: א. אפיק פזרות בתחומי מניפת החלוקים של נחל צאלים. ב. ערוץ אופייני החתור במניפת הבוץ של נחל צאלים, כ- 2 ק"מ ממזרח לכביש ים המלח. שים לב לקירות הכמעט אנכיים ולקרקעית המפולסת החושפים את תצורת צאלים ההולוקנית. ג. אזור המעבר מראש ערוץ אל מניפת חלוקים. עובי שכבת החלוקים עולה במעלה המניפה.

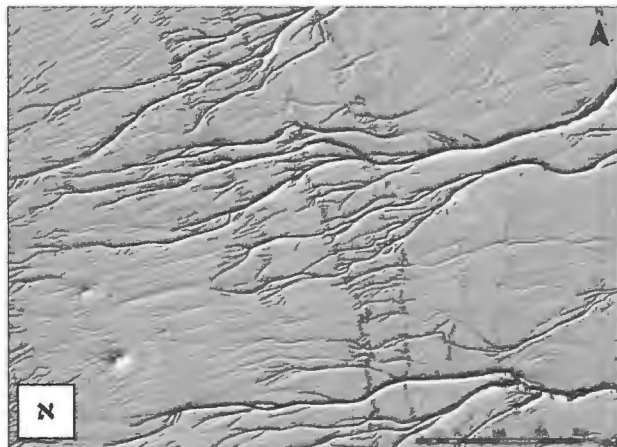
2009). האפיק מנקז את חלקה הדרומי של מניפת החלוקים ומכנס אליו נחלים קצרים שהיו במקורם מחוץ למניפת נחל צאלים. האפיק מזין את ערוץ מסי 15 היוצא אל הים מצפון ובצמוד לתחנת השאיבה P-88 (איור 2).

ב. שדות בולענים:

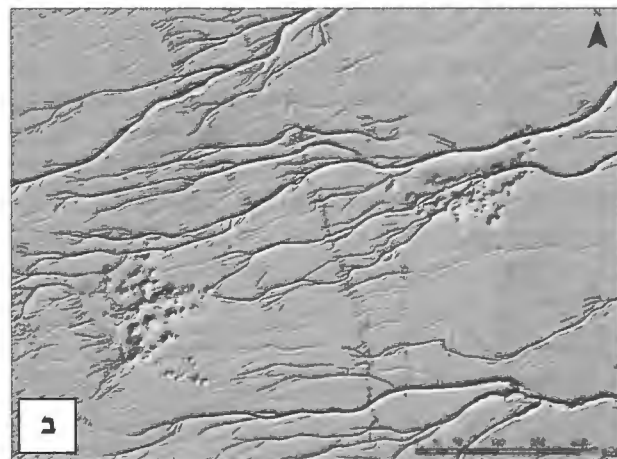
במרחב המניפה אותרו 4 ריכוזי בולענים המהווים "שדות" ראשיים, כולם ממוקמים בתחומי מניפת הבוץ שנחשפה ממזרח למניפת החלוקים. השדה הצפוני ממוקם מצפון למניפה הפעילה, השדות המרכזיים ממוקמים במרכז המניפה ונחלקים לשדה מרכזי מערבי ולשדה מרכזי מזרחי, והשדה הדרומי נמצא בחלקה הדרומי של מניפת הבוץ (איור 2). באמצע חודש דצמבר 2013, בעקבות 4 ימי שיטפונות כמעט רצופים שליוו את אירוע השלג הגדול, הצטרף למניין שדות הבולענים במרחב מניפת צאלים שדה בולענים חדש הממוקם משני עברי ערוץ 3 בקרבת מוצאו אל הים. לערוץ זה ולשדה הבולענים החדש מוקדש חלק מסי' 2 במסגרת סיור זה.

ג. תהליכים משולבים:

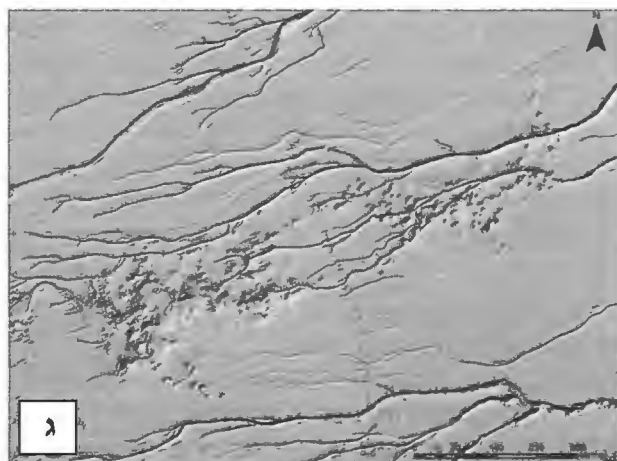
הניטור שהחל ב- 2005 איתר מגמה עקבית שבה בולענים בודדים הפזורים במרחב המניפה התפתחו עם הזמן למקבצי בולענים היוצרים סביבם שקעים טופוגרפיים (איורים 7, 8 ו-9). התפתחות זו התרחשה בהדרגה בתוך שטחים שבהם הייתה קיימת רשת ניקוז ראשונית, וזו שובשה עם הזמן בשל חסימת קטעים של הערוצים על ידי שדות הבולענים. במקביל, השקעים הטופוגרפיים המתפתחים באזורי הבולענים קלטו אליהם כמויות הולכות וגדלות של מי שיטפונות שהובלו אליהם ממעלה המניפה כפונקציה של גודל ונפח השקעים (איורים 7, 8 ו-9). נמצא כי חלחול מי השיטפונות בתוך שדות הבולענים המוצפים מאיץ מאוד את המסת המלח בתת הקרקע ומחולל תהליכי משוב חיוביים המגבירים משמעותית את גידול שדות הבולענים, בעיקר לאחר אירועי שיטפונות. לעומת זאת, בלימת מי השיטפונות שהיו בדרכם אל הים בתוך השקעים הטופוגרפיים שבמרכז מניפת צאלים משתקת את פעילות הערוצים באגף המזרחי של המניפה וקצב ההתחזרות שלהם ירד באופן משמעותי או הפסיק לחלוטין. במקביל, התחזרות הערוצים אל מעלה המניפה ממערב לשדה הבולענים החלה להגיב להתפתחות בסיס ניקוז חדש (שדה הבולענים עצמו). בשלב הראשון אותרה האצה בקצב התחזרות הערוצים המתנקזים אל השקעים החדשים היות וערוץ זה מגיב לבסיס ניקוז מקומי וקרוב (כמו בערוץ 5, טבלה 1). יחד עם זאת, הואיל ובסיס ניקוז זה גבוה בשיעור של כ- 20 מ' ביחס למפלס הים הנוכחי וקצב הנמכת קרקעית שדה הבולענים הינו קטן בהרבה מקצב הירידה השנתי של ים המלח העולה על מטר בשנה, צפויים קצבי ההתחזרות לאחור של ראשי ערוצים המתכנסים אל שדות הבולענים לקטון בעתיד משמעותית ביחס לקצב ההנמכה וההתחזרות לאחור של הערוצים היורדים ישירות אל הים.



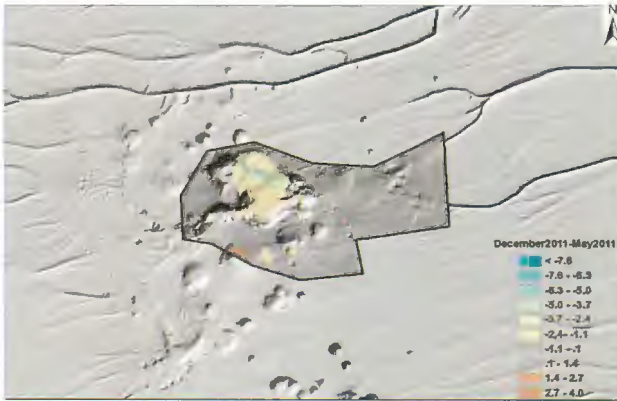
איור 7 א: תמונת ליידר אווירי מנובמבר 2005. שים לב למיזור הרחב של הבולענים המופיעים כשקעים מוצללים על גבי המניפה. באזור זה התפתח שדה הבולענים המרכזי הנמצא במרכז הסיור. כמו כן נראים קטעים מערוצים 3, 4, 5 ו-7 (מצפון לדרום).



איור 7 ב: תמונת ליידר אווירי מחודש מאי 2011 של אותו האזור במניפה. שים לב להתפתחות שדה הבולענים המרכזי במרכז המניפה המחולק למקבץ מערבי ומקבץ מזרחי.

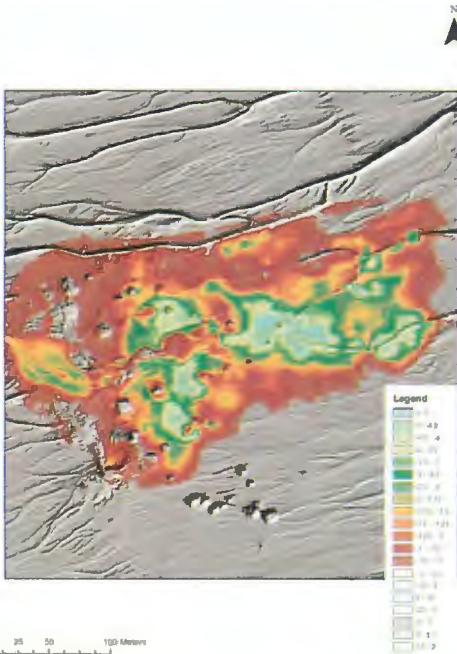


איור 7 ג: תמונת ליידר אווירי מחודש מאי 2013 של אותו האזור במניפה. שים לב להתפתחות שדה הבולענים המרכזי באופן המחבר את שני המקבצים למכלול אחד באמצעות קו בולענים כמעט רצוף העובר במרכז התמונה. בקצה הצפוני-מזרחי של השדה המזרחי נראה קו בולענים נוסף המכוון לצפון.



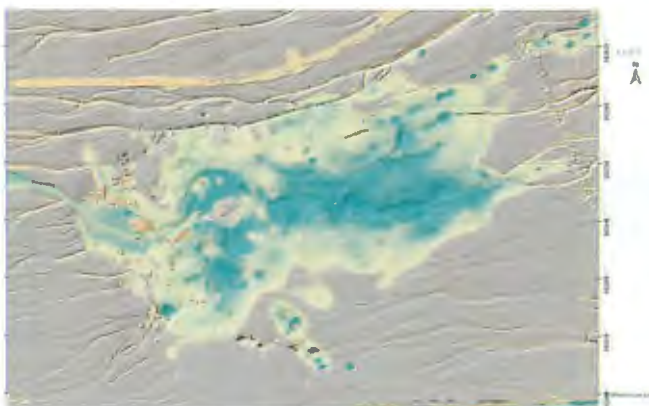
איור 8א. הדמיית LiDAR קרקעי מה- 13 לדצמבר 2011 על רקע הסריקה של ה-LiDAR האווירי ממאי 2011.

שים לב להדגשת הבולענים הנמצאים במערב השדה על בסיס הבולענים שהתפתחו לפני מאי 2011. כמו כן נראה היטב הקשר שבין נתיבי הערוצים המנותקים במזרח (חלק ממערך הניקוז הקודם של ערוץ 5) ובין מוקדים חדשים להתפתחות בולענים הממוקמים לאורך נתיבי הזרימה העילית.



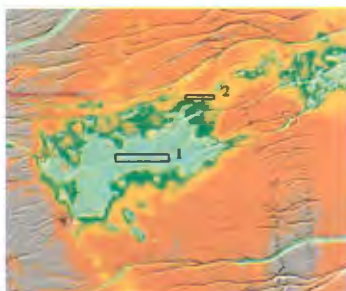
איור 8 ב: הדמיית LiDAR קרקעי מ-21 למרץ 2012 על גבי הדמיית ה-LiDAR המוטס ממאי 2011.

עיקר הגידול בשדה בולענים מתבצע בציר מערב – מזרח תוך דחיקתו של שדה הבולענים מזרחה אל תוך השקעים הטופוגרפיים שונתרו ממערכת הערוצים של ערוץ מס' 5.

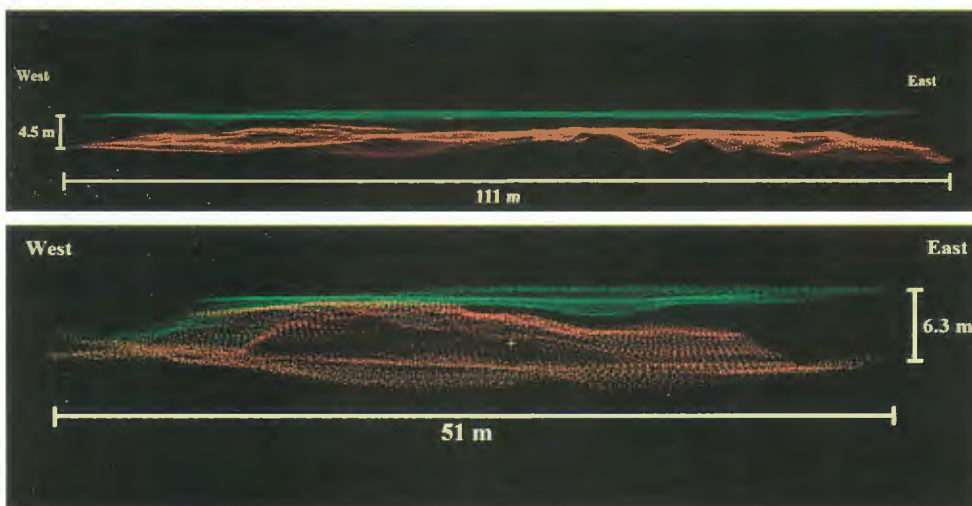


איור 8ג: הדמיית LiDAR המראה את התפתחות שדה הבולענים המרכזי – מערבי עד מאי 2013.

באזור: אזורים שלא עברו שינוי. בצבעים ירוקים - שקיעות קרקע ובולענים. שקע נרחב שהתפתח קולט מי שיטפונות ועם הצפתו הופך ללגונה (איור 9). במערב השקע נוצרה מניפת סחף במוצא ערוץ 5.



איור 8 ד: למטה - מבט צד על השינויים באזור הבולענים המרכזי דרך ענני הנקודות מסריקות הלייזר של השנים 2011 (בירוק) ו-2013 (בכתום). שים לב להפרשי הגבהים ולהתפתחות הבולענים במזרח השדה ההולכים ומתפתחים מזרחה באופן המקרב אזור זה לשדה הבולענים המזרחי. מיקום החתכים מופיע על מפת ההפרשים בין השנים 2005 ו-2013 (משמאל) כשצבעי התכלת הם הפרשים מקסימליים והאזורים הצבועים בחום-כתום מראים על הפרשים קטנים מ-1 מ'.



במקביל, באזורים שבשולי שדות הבולענים, נמשכים התהליכים הגיאומורפולוגיים הקשורים בתגובת מערכת הניקוז לירידת מפלס ים המלח. הניטור מראה כי מתוך 15 ערוצים פעילים שנמנו בשנת 2005 (איור 2), התפתחו במהלך השנים באופן משמעותי בעיקר שני ערוצים. נמצא כי ערוץ מס' 3 (באגף הצפוני של המניפה) וערוץ מס' 14 (בחלק הדרומי של המניפה) התפתחו בהדרגה לערוצים הגדולים ומהירי ההתחזרות במניפת צאלים והם משתקים בתהליך התקדמותם המהירה אל מעלה המניפה את הערוצים האחרים הסמוכים להם (איור 2). דבר זה קורה בגלל חיתוך נתיבי ההובלה של מי השיטפונות אל הערוצים המשניים על ידי הערוצים הראשיים שקצב התפתחותם גבוה יותר. בנוסף, מים אלה מתגברים עכשיו את קצב החתירה לאחור של ראשי הערוצים הגדולים יותר ואלה מאיצים את התחזרותם במנגנון של משוב חיובי. על מנגנון חשוב זה עמדו כבר Bowman et al., 2011. יחד עם זאת, ככל שימהרו הערוצים הראשיים להתקדם אל מעלה המניפה, הם הולכים ומתקרבים אל אזור המעבר ממשקעים אלוביאליים דקי גרגר הבונים את חלקה המזרחי של מניפת הצאלים (שהם בעלי עמידות מורפולוגית נמוכה לסחיפה ולכן קצב

ההתחזרות בהם גבוה), אל תחומי מניפת החלוקים גסת הגרגר הבנויה מחלוקי נחל שעמידותם לסחיפה גדולה בהרבה (ראה איור 6 וטבלה 1). על עקרון זה עמדו כבר Ben Moshe et al., 2008 ו-Bowman et al., 2007 שטענו כי תהליכי ההתחזרות במניפת חלוקים צפויים בעתיד לדעוך אל מעלה המניפה.



איור 9: שדה הבולענים המרכזי – מערבי מוצף אחרי שיטפונות והופך ללגונה.

שיטות המחקר

במחקר זה הופעלו שתי שיטות עיקריות:

1. מיפוי גיאומורפולוגי

עבודת השדה הגיאומורפולוגית בתחום מניפת צאליים כוללת:

1. ניטור שינויים דינאמיים בדגם הניקוז מיד לאחר אירועי שיטפונות.

2. הערכה הידרולוגית של חלוקת מי השיטפון בין האפיקים השונים (צפוני, תיכון, דרומי, ראה איור מס' 5).
3. ניטור התקדמות ראשי ערוצים אל מעלה המניפה ביחס למיקומם בשנת 2005 (טבלה מס' 1).
4. ניטור התפתחות דגם הניקוז בקרבת אתרי הבולענים.
5. ניטור הגידול בנפחי המים המתכנסים אל שדות הבולענים.
6. תיאור התפתחות תהליכי משוב חיובים בין שדות הבולענים ורשת הניקוז.

2. ניטור התפתחות שדות הבולענים באמצעות לייזר אווירי וקרקעי

יכולתה של טכנולוגיית הלייזר לתאר אזורי עבודה נרחבים ברזולוציה גבוהה ובתלת-ממד, הופכת אותה לאופטימאלית לזיהוי ולניטור תופעות מורפולוגיות נרחבות, גסות ועדינות כאחד. במסגרת הפעילות לניטור השינויים המורפולוגיים במניפת נחל צאלים נעשה שימוש בטכנולוגיה זו הן בעזרת סריקות אוויריות והן בעזרת סריקות קרקעיות. סורקי לייזר אוויריים הם מערכות דינמיות מוטסות, המבוססות על מדידת טווח ישירה מהמערכת אל הקרקע, בעזרת שיגור של פעימת (פולס) אנרגיה, המוחזרת מהקרקע, ומדידת הזמן העובר עד לחזרתה. רמת דיוק המדידה בשיטה זו גבוהה. שימוש במערכות מיקום גלובאליות (GPS - Global Positioning Systems) ומערכות ניווט (IMU - Inertial Measurement Unit) לקביעת מיקום מערכת הלייזר וכן זווית השליחה של קרן הלייזר, מאפשרת תרגום הטווח הנמדד לקואורדינטות ארציות. בכך מספקת המערכת אמצעי למדידה ישירה של מיקומם התלת-ממדי של העצמים בהם פוגעת הקרן. השגת כיסוי מרחבי של השטח הנמדד נעשית על-ידי שיגור קרן הלייזר בו זמנית בכיוונים שונים, כך שבמהלך טיסה מעל אזור מסוים המערכת סורקת רצועה שלמה של האזור מתחתיה. רמת הצפיפות של הסריקה תלויה ב"קצב הסריקה", דהיינו בקצב שליחת שדרי האנרגיה מהמערכת אל הקרקע. ככל שמספר יחידות האנרגיה ליחידת זמן גדל, כך גדלה רמת הצפיפות של המיפוי על-ידי המערכת. ההתפתחות בטכנולוגיית הלייזר בשנים האחרונות תרמה להעלאת קצב הסריקה באופן משמעותי (מ-20,000 יחידות אנרגיה בשנייה לפני מספר שנים ועד 200,000 יחידות אנרגיה בשנייה כיום). קצב סריקה זה מאפשר קבלת תיאור מפורט בסדרי גודל משמעותיים וברמת דיוק גבוהה של האזור מעליו מתבצעת הסריקה.

בשונה מסורקי הלייזר האוויריים, סורקים קרקעיים הינם מערכות סטטיות המותקנות על גבי חצובה. מדידת טווחים פנורמית על ידי הטיית קרן הלייזר הן בכיוון האנכי והן בכיוון האופקי מובילות לתיאור תלת ממדי צפוף ומדויק בתוך טווח המדידה של הסורק. יתרונו של הסורק הקרקעי אל מול האווירי מתבטא בזמינותו הגבוהה יותר ובצפיפות המידע

והדיוק המושג על ידו. חסרונו נעוץ בעובדת היותו סטטי ובכיסוי המוגבל מעמדה קרקעית בשונה מזה המושג על ידי הסריקה האווירית.

העובדה כי לאורך חופי ים המלח מרבית השינויים מתרחשים על פני מניפות סחף ומתבטאים כשקעים טופוגרפיים (התחרות ערוצים או היפערות בולענים) הופכת את המעקב אחר התופעות למורכב הן במישור האיכותי ועל אחת כמה וכמה במישור הכמותי. בהקשר זה, שימוש בנתוני סריקות לייזר אוויריות וקרקעיות מהווה פתרון אופטימלי, המאפשר זיהוי וניתוח כמותי של השינויים שחלו לאורך חופי האגם תוך תיאור מפורט של התופעות בקני-מידה משתנים, החל מהיקף מניפת סחף שלמה, ועד לפרטים ספציפיים לאורכה.

שש סריקות אוויריות וקרקעיות של סדרת קטעים באזור מניפת צאלים בוצעו בין השנים 2005-2013 (איורים 2, 7 ו-8). הרזולוציה הגבוהה של ההדמיה מאפשרת זיהוי בולענים קטנים הנמצאים בהתהוות, כמו גם הגדרת הכיוון, המגמה וקצב הגידול של שדות הבולענים (איור 8). בנוסף, ניתן לאפיין ולנתח ראשי ביתרונות הכוללים נקודות נקע בעומק דצימטרים בודדים, כמו גם את התחחרות הערוצים והתעמקותם (איורים 2, 7 ו-8). אומדן כללי של אופי השינוי יכול להתבצע ישירות על ידי החסרת מודלי גבהים זה מזה. לצורך הניתוח מותמרים ענני הנקודות אל רשת אחידה ולאחר מכן מוחסרים זה מזה, תוך התייחסות לדיוק הנתונים הנמדד באמצעות מדידות GPS-RTK (איור 8 ד). איורים 2, 7 ו-8 מראים את השינוי הכללי שעברה מניפת נחל צאלים בשנים שבין 2013 ל-2005.

עיקרי המסקנות מניטור מניפת נחל צאלים בשנים 2005-2013

1. נמצא כי על אף ההפרעות שהתרחשו במעלה המניפה ממערב לכביש 90, נחל צאלים חוזר בהדרגה ובאופן טבעי לתוואי ההיסטורי הצפוני תוך חסימה הדרגתית של הפרצה המאפשרת את גלישת מי השיטפונות אל האפיק הדרומי באזור "צומת השיזף" (איור 5). מגמה זו הולכת ומתחזקת עם הזמן, כפי שנמצא במעקב אחרי אירועי שיטפון בשנים 2009-2013. בשל התפתחות הסף המוגבה באזור הפרצה זורמים רובם המכריע של מי השיטפון אל האפיק הצפוני וגלישות מים אל האפיק הדרומי מתאפשרות רק במהלך אירועי שיטפונות גדולים וחריגים. נמצא כי הסף המוגבה נשמר גם במהלך שיטפונות חריגים אלה והוא שב להתקיים מיד לאחר האירועים הללו. במקביל הולכת ומתפתחת בשנים האחרונות תעלת זרימה עמוקה בקרבת הסף המוגבה המנתבת את רוב מי השיטפון אל האפיק הצפוני. מגמת ההתעמקות בתעלה זו נמשכת מאז 2010 והיא מביאה להגבהה הדרגתית של הסף בין שני חלקי המניפה שתוביל ככל הנראה למצב שבו לא תתאפשר בעתיד זרימה שיטפונית באפיק הדרומי שמקורה באפיק הראשי של נחל צאלים.

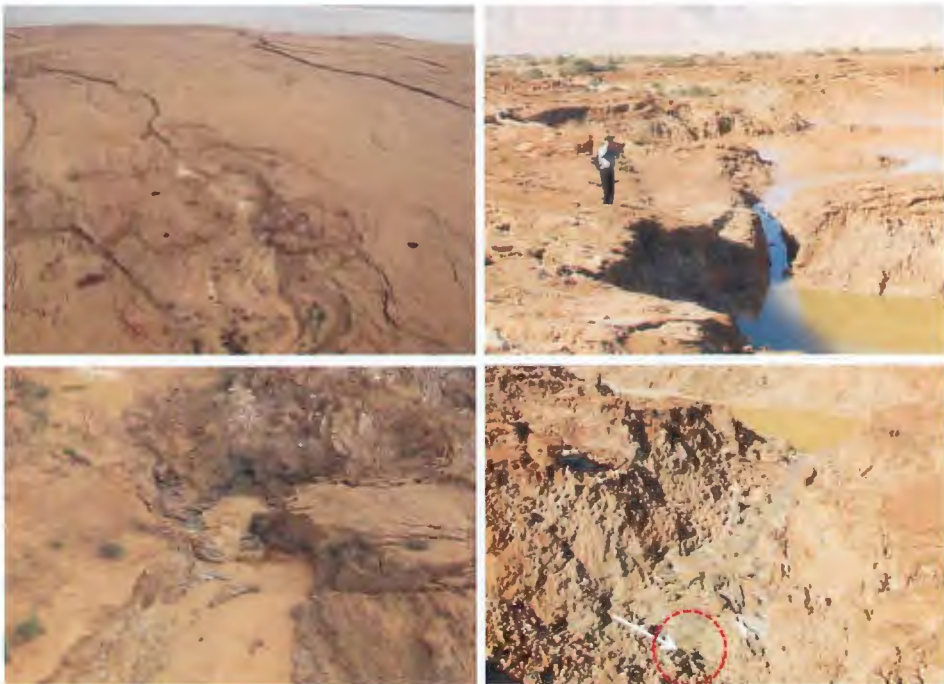
2. קצב התחזרות ראשי הערוצים אל מעלה המניפה מנוטר מאז שנת 2005 (טבלה 1). נמצא כי בחלק גדול מן הערוצים שפעלו במרחב המניפה בשנת 2005 חלה התמתנות של קצבי ההתחזרות עד כדי הפסקה מלאה של חתירת הערוצים. תהליך זה בא לידי ביטוי ויזואלי כאשר משווים את סריקות הלייזר משנת 2013 על רקע הסריקה משנת 2005 (איור 2). במפה זו ניתן לאתר את האזורים הפעילים גיאומורפולוגית (מסומנים בגוונים של ירוק ותכלת) לעומת אזורים שבהם אותרה יציבות יחסית (בצבעים חומים, איור 2). האזורים הפעילים כוללים התפתחות דינאמית של דגם הפזרות ושינויים שחלו במיקום האפיקים הפעילים המזינים את מזרח מניפת צאלים, יחד עם התקדמות והתרחבות הערוצים והתפתחות יחסי חיתוך דינאמיים בין הערוצים לבין עצמם. כך למשל פסקה התחזרותו של ערוץ 13 שבדרום המניפה בגלל התחזרותו המואצת של ערוץ 14, וערוצים 1 ו-2 שבצפון המניפה נחסמו כמעט לחלוטין בשל התפתחותו המואצת של ערוץ מס' 3 המנתק אותם ממקורות המים שבאים ממעלה המניפה (איור 2). הערוצים הפעילים ביותר הם ערוצים 3 ו-14, שראשיהם התקדמו כדי 580 ו-570 מ' ביחס למיקומם בשנת 2005 (טבלה 1). מעניינת במיוחד הדחיקה לאחור של ראש ערוץ 14 כתוצאה מהתפתחות מניפה בדגם פזרות בקצה האפיק התיכון – תופעה ראשונה מסוגה במניפת צאלים אחרי שנים רבות של התקדמות ראשי הערוצים אל מעלה המניפה.

3. זוהתה התפתחות מואצת של שדות בולענים במרכז המניפה (איורים 7 ו-8), הבולמים בחלק מן המקרים את זרימת מי האפיקים אל הים. הדוגמא הבולטת ביותר למצב זה הינה ערוצים מס' 4 וערוץ מס' 5 שמשוברים בחלקם הגדול בגלל התמקמות שדות הבולענים במרכז מניפת צאלים.

4. התפתחות שדה הבולענים המרכזי-מערבי נוטרה בשנים 2005-2013 באמצעות סריקות LiDAR ברזולוציה גבוהה (איורים 7 ו-8). ניתוח הסריקות הראה כי זהו אזור מונמך ורחב מימדים, הלוכד את מי הנגר הבאים ממעלה המניפה ומנתב אותם אל תוך הבולענים (איור 9). נפחי המים הגדולים שמליחותם נמוכה המנותבים אל תת הקרקע תורמים להתפתחות המואצת של השדה, ככל הנראה בגלל המסה מואצת של הליט בתת הקרקע, והגידול המתמיד בנפח הבולענים מעלה עוד יותר את קיבולת מי השיטפונות. קיבולת השדה מרכזי – מערבי חושבה על בסיס מדידת הליידר מחודש מרץ 2012 לכ- 60,000 מ"ק (איור 8) והיא גדלה מאז במידה ניכרת (איור 8). במקביל הואץ מאוד גידול שדה הבולענים המזרחי. במהלך חודשי האביב של שנת 2012 התפתח תוואי צפוף של בולענים המחבר בין שני שדות הבולענים, המערבי והמזרחי, בעקבות לכידת כמויות גדולות של מי שיטפונות בשדה הבולענים המערבי (איור 7). מאז ועד סוף שנת 2013 נמצא אזור זה בהתפתחות מואצת, בעיקר לאחר אירועי שיטפונות.

5. שדות הבולענים שבאגפים הצפוניים והדרומיים של מניפת צאלים נמצאו במהלך 9 השנים האחרונות בהתפתחות מתונה או שלא התפתחו כלל (איור 2). שדה הבולענים הצפוני נשאר במהלך כל השנים הללו ללא פעילות. השדה הדרומי לא היה פעיל בשנים

2005-2011 ובמהלך החודשים פברואר-מרץ 2012 הוא קלט במפתיע מים שהוזרמו אליו בגלל פריצת מי השיטפונות אל אתר ישן לכריית חלוקים הממוקם במרכז המניפה (האתר מסומן כ"מחצבה" באיור 2). החזרה המידית של שדה הבולענים לפעילות מלאה בעקבות השיטפון (המתבטאת בגידול כמעט מידי במספר הבולענים הפעילים ובהתרחבות משמעותית של הבולענים הקיימים, ראה איור 2) התרחשה ככל הנראה בגלל העשרת שכבת המלח שבעומק בכמויות גדולות של מים בעלי מליחות נמוכה שמקורם במי השיטפונות המוזרמים לתת הקרקע באמצעות הבולענים, המשמשים במהלך השיטפונות כצינורות הזנה המנתבים את המים העיליים אל תת הקרקע. בולען פעיל שכזה נצפה במהלך שיטפון בדצמבר 2012 כשהוא בולע אל תוכו את מי הבריכות המוצפות בשדה המרכזי המערבי, דבר שהביא לריקון כ- 60,000 מ"ק של מים מתוקים אל תת הקרקע בתוך פחות מ- 24 שעות (איור 10 צד ימין). כשנה לאחר מכן (בדצמבר 2013) הופיע באותו



איור 10:

מימין: שדה הבולענים המרכזי-מערבי לאחר שיטפונות דצמבר 2012.

בתחתית התמונה, בשולי הבריכה, ממוקם הבולען המרוקן את מי הבריכה אל תת הקרקע.

משמאל: שדה הבולענים המרכזי-מערבי כפי שצולם מן האוויר ב- 12/12/2013 במהלך שיטפון על ידי אסף צבר. ערוץ 5 הבא ממעלה המניפה נכנס ישירות לתת הקרקע דרך הבולען שהתפתח באותו במקום.

מיקום בקירוב בולען גדול עוד יותר כשהוא בולע את מי השיטפון ישירות אל תת הקרקע (איור 10 צד שמאל). בולענים נוספים מסוג זה נצפו במהלך השיטפונות של דצמבר 2013 במקומות שנים לאורך ערוצי נחל צאלים (כמו לאורך ערוצים 3 ו-14). ברוב המקרים נסתמו פתחי הבולענים בפקק בוץ מיד לאחר השיטפון או בשלב דעיכת השיטפון כתוצאה מקריסת דפנות הבולען אל תוכו (איור 11).



איור 11: פתח הבולען שצולם באיור 10 כשהוא סתום בבוץ כמה ימים לאחר שיטפון, 16 לדצמבר 2013. הדבר נגרם בגלל קריסת שולי הבולען במקביל לדעיכת השיטפון.

6. אזור הקצה המזרחי של מניפת צאלים, באזור מוצאי ערוצים מס' 1, 2, 6, 9, 10, 11, 12 ו-13 (איור 2) ובקטעים שביניהם נמצא כמעט ולא פעיל בשנים האחרונות בגלל ניתוק הולך וגדל של הערוצים הללו ממקורות המים שלהם במעלה המניפה. לאור זאת, קטעי החוף שבקרבת אתרים אלה וממערב להם עשויים להתאים למיקום מיזמי תשתית המתוכננים במרחב מניפת נחל צאלים.

7. במהלך חודש פברואר 2013 התפתח בולען גדול במרכז הסעיף הדרומי של ערוץ 7 שמדרום לשדה הבולענים המרכזי-מערבי (איור 2). בולען זה התפתח בעקבות גלישה של כמויות גדולות של מי שיטפונות אל תוך מחפורת הכרייה (מסומנת כ"מחצבה" באיור 2) ומשם אל ערוץ 7. הופעת הבולען החדש לאורך נתיב זרימת מי השיטפונות מלמדת שוב על

הקשר ההדוק בין מסלול תנועת המים העיליים ובין התפתחות שדות בולענים לאורך נתיבי זרימה אלו (איור 12).



איור 12: התפתחות בולען לאורך ערוץ 4, חורף 2010. באופן דומה התפתח באביב 2013 בולען גדול לאורך תוואי הזרימה של ערוץ 7.

8. בעקבות שיטפונות גדולים שהגיעו למניפת נחל צאלים באירוע השלג הגדול של אמצע דצמבר 2013 נקלטו כמויות גדולות של מים בתוך שדה הבולענים המרכזי-מערבי. מים אלה הועברו באופן כמעט מידי אל תת הקרקע באמצעות בולען גדול שהתפתח במרכז השדה (איור 10 משמאל). 4 ימים לאחר מכן נצפה מעיין של מים מלוחים כשהוא נובע בקרבת מוצא ערוץ 3 אל הים במקום שבו נצפו גם בשנים קודמות נביעות של מעיינות מלוחים מיד לאחר אירועי שיטפונות (איור 13). בדגימות מי מעין שבוצעו מספר ימים לאחר האירוע של ינואר 2013 נמצא כי מים אלה הכילו עדויות ברורות להמסת הליט בתת הקרקע.

פעילות המעיינות ומי התהום בקרבת חופי ים המלח ובאתרי הבולענים נמצאת בשנים האחרונות במחקר בשיתוף עם דר' יוסי יחיאלי ודר' איתי גבריאלי. תוצאות מחקר זה אינם נכללים בדיווח הנוכחי.



איור 13: נביעת מי מעין מלוח מיד לאחר אירועי שיטפונות. צולם במוצא ערוץ 3 מתחומי מניפת הבוץ אל חוף ים המלח, מרץ 2013, כחודש אחרי השיטפון האחרון.

לסיכום, הבנת הקשר שבין התופעות הנצפות על פני השטח של המניפה ובין התנהגות תת הקרקע היא צעד חיוני בהבנת השינוי העובר על המניפה. בראש סוכני השינוי הפועלים במרחב המניפה עומדים מי השיטפונות האחראים על תופעות העירוף והאצת התפתחות שדות הבולענים. במהלך המחקר נמצא קשר ישיר בין לכידת מי שיטפונות בשדות הבולענים ובין התפתחות מואצת שלהם בטווח של שעות עד שבועות אחדים לאחר אירועי שיטפון וזוהה מנגנון של משוב חיובי בכל הקשור ליחסים שבין הגדלת נפח האיגום והאצת תהליך הגידול של שדות הבולענים. באופן זה גדל נפח שדה הבולענים המרכזי-מערבי מאז שנת 2005 פי 400. אחרי 6 שנים שבהם שדה הבולענים הדרומי לא היה פעיל, הוא חזר לפעול מיד לאחר אירוע חריג של שיטפון שפרץ אל מחצבה נטושה ומשם אל השדה. בתוך 3 חודשים גדל שטח השדה ביותר מפי 17. העלמות נפחים גדולים של מי שיטפונות תוך זמן קצר (שעות וימים) בתת הקרקע מחייבת את קיומם של חללים תת קרקעיים גדולים. ככל הנראה, מים אלה מוצאים את דרכם אל ים המלח באמצעות מעיינות מלוחים הנובעים על פני השטח (דוגמת המעיינות במוצא ערוץ 3), וכן בתת הקרקע, כשהם נעים בתוך שכבת המלח הקבורה מתחת לפני השטח של המניפה.

תוצאות המחקר מעידות על שני שלבים בהתפתחות שדות הבולענים במרחב מניפת נחל צאלים: השלב הראשון נשלט בלעדית על ידי המסת המלח בתת הקרקע ובשלב השני חוברים לתהליך מים עיליים המאיצים משמעותית את התפתחות השדות. בניגוד לתנועת מי התהום שהיא קשה לחיזוי ולשליטה, ניתן בקלות יחסית לנתב את המים העיליים באופן שלא יגיעו ישירות אל שדות הבולענים ויתרמו להאצת התפתחותם. דבר זה חשוב במיוחד בהקשר של מניפת נחל צאלים שאמורה לארח מיזמי תשתית גדולים בשנים הקרובות.

הסיוור:

הסיוור מתמקד במרכז מניפת צאלים, באזור המעבר מאפיקי הפזרות של האפיק הצפוני (המנקז אליו כ- 70% מנפח מי השיטפונות של נחל צאלים) אל ערוצים מס' 3, 4 ו- 5 המנקזים את מי השיטפונות אל ים המלח ואל שדות הבולענים שבמרכז המניפה (איור 2). בסיוור שינוע ממערב למזרח יוצגו וידונו מספר נושאים:

1. מורכבות המערכת הגיאומורפולוגית של נחל צאלים. תוצג התכנסות מי השיטפונות הנעים במורד האפיק הצפוני אל שדה הבולענים המערבי באמצעות מעקב אחרי חלקו המערבי של ערוץ 5, תידון בליעת מי השיטפון בבולענים וגידולם המתמיד בעקבות השיטפונות. תוצג התחרות ראש ערוץ 5 אל מעלה המניפה הקשורה ליצירת בסיס ניקוז מקומי שאינו קשור לירידת מפלס ים המלח. המצב בהווה יוצג על רקע הדמאות ה-LiDAR מהשנים 2005 – 2013 אגב הצגת הקשר בין אירועי שיטפונות לגידול כמעט מידי בשדה הבולענים (איורים 7 ו- 8). יוצגו ראיות לקיומם של בולענים המעבירים מידית את מי השיטפון אל תת הקרקע (איור 10) וידונו המשמעויות הנגזרות מכך: קצבי הולכה גבוהים בתת הקרקע וקיומם של חללים תת קרקעיים המסוגלים לקלוט את מי השיטפון (הערכה של מעל 100,000 מ"ק באירוע בודד).

2. התחרות הערוצים. תודגש החשיבות שבחשיפת החומר האגמי למהירות הזרימה וההתרחבות של הערוצים החתורים בחומר זה לעומת הבלימה הצפויה בקצב ההתחרות כתוצאה ממעבר לתשתית של חלוקים המצויים במעלה המניפה (איור 6).

3. תחזית לעתיד. תודגש החשיבות במנגנון התכנסות הערוצים המהירים יותר אל מעלה המניפה, דבר שיביא לשיתוק הערוצים אחרים (איור 2). יודגש תהליך ההתרחבות מול לוקליזציה של שדות הבולענים. ידונו ההשלכות של הפעילות הגיאומורפולוגית במניפת צאלים על תוכניות עתידיות לבניית תשתיות הנדסיות גדולות ממדים במרחב המניפה.

טבלה מס' 1: מעקב אחרי התחזרות ערוצים 2005-2013. המספרים במטרים ביחס לנקודת המוצא כפי שנמדדה בסריקת הלייזר משנת 2005.

מס' הערוץ	שם הערוץ ויובליו	11/2005	5/2011	3/2012	12/2012	6/2/2013	23/12/13
הערות	נקודת המוצא	סריקת לייזר	ניטור קרקעי	ניטור קרקעי	ניטור קרקעי	ניטור קרקעי	ניטור קרקעי
1	0	0					
2	0	0					
א/3	צפוני	0	330	380	460	460	580
ב/3	מרכזי-צפוני	0	230	230	230	230	360
ג/3	מרכזי-דרומי	0	210	260	260	260	280
ד/3	דרומי	0	210	330	390	390	410
א/4	צפוני	0	70			90	
ב/4	דרומי	0	120			150	
5	0	380				425	720
6	0	0					
א/7	צפוני	0	0	90			266
ב/7	דרומי	0	40	80		150	
8	0	40			200	250	
9-13	0	0					
14	0	500	520	520	520	600	570
15	0	30				50	140

חלק ב': בולענים, שקיעות קרקע, ורעידות אדמה בגובה העיניים לאורך הערוץ הצפוני של נחל צאלים

גדעון בר, רן נוביצקי נוף, רויטל בוקמן

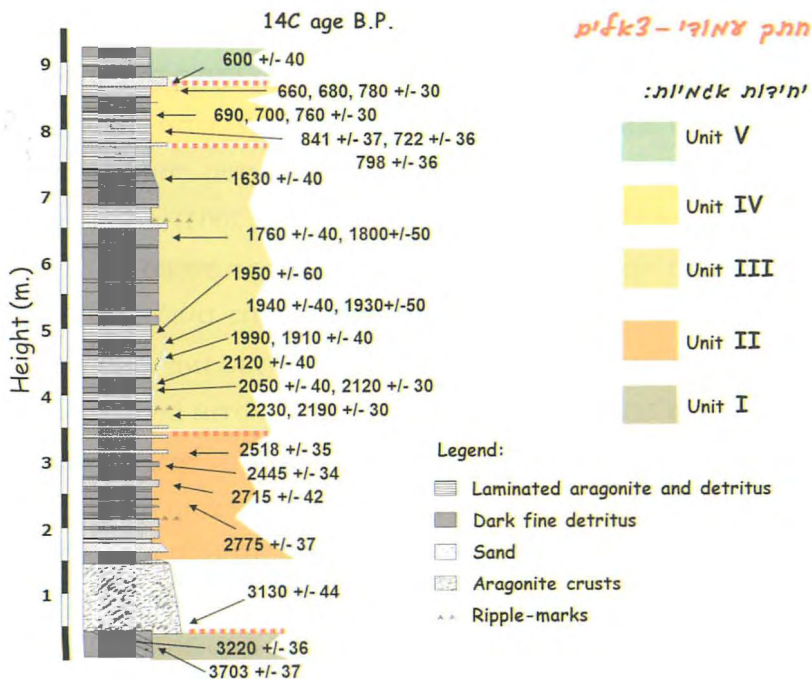
מבוא

סיור זה מציג מבט "בגובה העיניים" על מגוון תופעות בתת הקרקע הרדוד של מניפת צאלים שנחשפו על ידי הערוץ הצפוני הפעיל של הנחל (ערוץ מס' 3). הערוץ חתור בחלקה העליון של תצורת צאלים (איורים 1,2,14), לעומק של 5 עד 10 מ'. רום משטחי הבוץ שבשולי הערוץ נע בין כ- 402- מ' בחלקו העליון ביותר לכ- 425- מ' במוצא הערוץ לים. מכאן שעד לפני כ- 30 שנה כיסה ים המלח את כלל שטח הערוץ ומאז התחתר הערוץ כולו. המסלול לאורך הערוץ מציג את הסטרטיגרפיה של חלקה העליון של התצורה, כולל מבני קימוט, שבירה, ושכבות ערבוב (סיסמיטים). אזורי שקיעה ובולענים חדשים ועתיקים נחשפים בתחתית הערוץ ולאורך קירותיו בשלושה מימדים ומראים התפתחות דינמית מהירה בזמן. במהלך הסיור נדון בתצפיות השדה ובמדידות משלימות מאינטרפרומטריה של רדאר מלוויינים וממפות ליידר אווירי.

תצורת צאלים

חתך הסדימנטים ששקע בבקע ים המלח לאחר נסיגת אגם הלשון לפני 14.5 אלף שנה מוגדר כתצורת צאלים (Bookman (Ken-Tor) et al., 2004; Yechieli et al., 1993). התצורה בנויה חתכים דטרטיטיים ואופורטיים המאפיינים את משקעי הבקע (איור 14) ועובייה נע בין עשרות מטרים בתת הקרקע בשולי האגן הצפוני של ים המלח (Stein et al., 2009), לכ 80 מטר באגן הדרומי (Neev and Emery, 1995). מחשופים וקידוחים לאורך השוליים המערביים של חופי ים המלח חושפים מופעים סדימנטריים שונים המייצגים מפלסי אגם גבוהים וסביבה חופית ויבשתית. בסיס התצורה מאופיין ביחידת מלח מאסיבית בעובי הנע בין מטרים בשולי האגם, לכ 30 מטר בסביבות עמוקות יותר באגן. גילי פחמן 14 מכוילים על חומר אורגני בסדימנטים אגמיים מתחת ליחידת המלח קבעו את גיל בסיס התצורה ל 10.5-11 אלף שנה (Stein et al., 2009). שינויי הפציאס ואי ההתאמות בחתכי תצורת צאלים הם תוצר של שינויי מפלס ים המלח בתקופת ההולוקן. המפלסים הם ביטוי למאזן המים של האגם ונשלטים על ידי שינויים בכמות המשקעים באגן הניקוז והאידי מפני האגם. זוהו שתי תקופות לחות של מפלס גבוה (8.6-10 ו- 5.6-3.5 אלף לפני ההווה) המופרות על ידי תקופות ארידיות שתוארכו ל 8.2, 4.2, ו- 3.5 אלף שנה, וקושרו להפסקות ברצף התרבותי-ישובי בלבנט (Migowski et al., 2006). על פי תאור חתכים במישור צאלים לאורך ארבעת אלפי השנים האחרונות, מפלס ים המלח נע

בין 390 ל 415 מטר מתחת לפני הים, אך רוב הזמן המפלס היה מוגבל לגובה של כ 400 מ' מתחת לפני הים, גובה המפתן באגן הדרומי הרדוד. מפלס ים המלח עלה בצורה משמעותית והציף את האגן הדרומי בארבעה אירועים שונים במהלך התקופות הרומית והביזנטית (המאה הראשונה והשנייה לפני הספירה, והמאה הרביעית לספירה, בהתאמה), בתקופת הצלבנים (המאה 11-12 לספירה) ומסוף המאה ה-19 ועד תחילת המאה ה-20. ירידת המפלס המשמעותית ביותר בתקופה ההיסטורית התרחשה בין המאה ה-5 למאה ה-10 לספירה והיא מתאימה לסיום המשטר הביזנטי וחדירת שבטים ערביים-מוסלמים לאזור. תצורת צאלים מכילה גם עדויות לפעילות הסייסמית לאורך בקע ים המלח. הקשר בין יחידות מעוותות המורכבות מתערובת של משקעים למינריים וחול עם מבני התנזלות ואירועי רעידת אדמה הוכח על ידי הופעתם באסוציאציה עם העתקים סינ-סדימנטריים במשקעי הבקע (Marco and Agnon, 1995). באזור מישור צאלים זוהה לראשונה הקשר בין יחידות מעוותות אלו ורעידות אדמה המתוארות בפירוט בקטלוגים היסטוריים וביסס את מקורן הסייסמי (Ken-Tor et al., 2001). השוואה בין חתכים שונים של התצורה במחשופים וקידוחים אפשרה שיחזור רקורד מפורט של אירועים סייסימיים וקביעת זמן חזרה של כ 100-300 שנה (למשל, Ken-Tor et al., 2001).



איור 14: חתך עמודי מוכלל בתצורת צאלים בנחל צאלים. החתכים השונים במניפת צאלים חולקו ליחידות סטרטיגרפיות המופרדות על ידי אי התאמות ובין כל החתכים נעשתה קורלציה על פי הסטרטיגרפיה והכרונולוגיה.

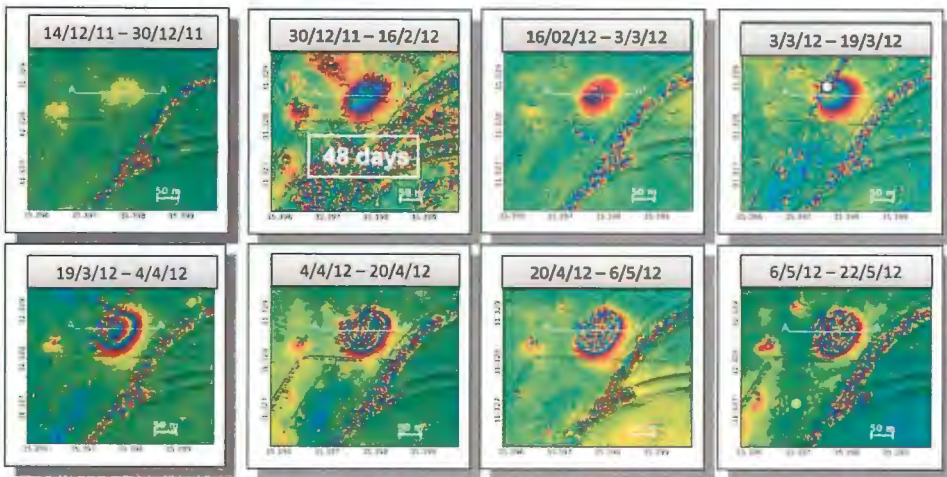
זיהוי שקיעות קרקע באמצעות אינטרפרומטריה של רדאר מלוויינים

אינטרפרומטריה של רדאר מלוויינים (InSAR) הינה טכניקה שהפכה ליישומית לקראת אמצע שנות ה-90 ומאז מקובלת כשיטה גיאודטית מובילה לזיהוי ולמיפוי תזוזות זעירות בקרום כדור הארץ. המדידות מתבצעות באמצעות לוויינים שונים שמקיפים את כדור הארץ בגבהים שבין 600 ק"מ ו-800 ק"מ, במסלולים קבועים, ובתדירות שבין יום אחד ו-45 ימים. הלוויינים משדרים גלי רדאר שמוחזרים אליהם מפני הקרקע לאורך מסלול ההקפה של הלוויין. כאשר מתרחשת תזוזה כלשהיא בפני הקרקע בפרק הזמן שבין שתי הקפות של הלוויין, נוצר הפרש בין פאזת הגל המוחזרת בהקפה אחת לפאזת הגל המוחזרת מאותה נקודה בהקפה השנייה. את הפרש הפאזה הזה ניתן לתרגם ישירות לשינוי במרחק מהלוויין. מכיוון שהלוויינים חוזרים בדיוק רב על אותו מסלול (וכאשר קיימות סטיות קלות הן מתוקנות), הפרשי המרחק שמחושבים מציינים את תזוזת הנקודות על פני הקרקע ולא את מיקום הלוויין. מפת הפרשי הפאזה בין שתי הדמאות מתארכים שונים נקראת אינטרפרוגרמה. רזולוציית השיטה תלויה בגודל הפיקסל ובאורך גל הרדאר, ובגודל הפיקסל ורמת הדיוק של המודל הטופוגרפי הדיגיטלי (DEM) שמשמש לעיגון גיאוגרפי ולתיקון טופוגרפי של נתוני הרדאר. עד שנת 2011 התקבלו הדמאות בעיקר מלוויינים של סוכנות החלל האירופית והיפאנית ששידרו בערוצים C ו-L, באורכי גל של 5.6 ס"מ ו-23.6 ס"מ, וגדלי פיקסל בין 20 מ' ל-6.5 מ', בהתאמה. גודל הפיקסל של המודל הטופוגרפי שהיה בשימוש באותן שנים היה 30 מ'.

שקיעות קרקע זוהו ונמדדו לאורך חופי ים המלח באמצעות InSAR לפני יותר מעשר שנים ונמצא שגבולות אזורי השקיעה מקבילים לקוי בולענים ומציינים בדרך כלל העתקים קבורים בתת הקרקע (Baer et al., 2002, Abelson et al., 2003). הרזולוציה בזמן (כל 35 יום) ובמרחב (20 מ') של התוצאות הללו הייתה נמוכה מדי בכדי לזהות שקיעות קרקע בקנה מידה של בולענים בודדים וללמוד על הקשר בזמן ובמרחב בין שקיעות הקרקע לבולענים מסוימים. מאז שנת 2007 מקיפים את כדור הארץ לוויינים משדרים בערוץ X (אורך גל של 3.1 ס"מ וגודל פיקסל קטן מ-3 מ') ובסוף שנת 2011 החל המכון הגיאולוגי לקבל הדמאות בערוץ זה ממערך הלוויינים COSMO SkyMed של סוכנות החלל האיטלקית. תדירות ההדמאות הינה כל 16 יום, וקיימת אפשרות לתדירות אף גבוהה מזו. במקביל הכין המכון הגיאולוגי מודל טופוגרפי ספרתי של כל אזור חוף ים המלח ממדידות ליידר מוטס ברזולוציה של 0.5 מטר לפיקסל. שיפור משמעותי זה בכל הפרמטרים (תדירות הדמאה, אורך גל רדאר וגודל פיקסל רדאר וליידר) אפשר לזהות לראשונה שקיעות קרקע סביב בולענים מסוימים, ויתרה מזאת, לזהות שקיעות קרקע שמקדימות קריסת בולענים במספר שבועות עד חדשים (Nof et al., 2013). איור 15 מציג סדרת זמן של שקיעות קרקע

שהתרחשו במשך כחצי שנה ליד תחנת השאיבה P-88, לפני, בזמן, ואחרי שנפער במקום בולען ב 19 למרץ 2012.

מאז סוף שנת 2011 אנו מייצרים אינטרפרוגרמות של כל השטח בין ים המלח ומצוק ההעתקים בתדירות של 16 יום, שנקטעת רק לעתים רחוקות מסיבות טכניות. מדידות אלה מאפשרות מעקב רציף אחר שקיעות קרקע ויצירת בולענים מתוך כוונה לפתח בעתיד מערכת התרעה אוטומאטית לבולענים. המעקב מאפשר זיהוי שינויים עונתיים בשקיעות קרקע וביצירת בולענים, כפי שיודגם בסיוור זה.



איור 15: סדרת אינטרפרוגרמות בין סוף שנת 2011 ואמצע 2012 של אזור תחנת השאיבה P-88 המראה שקיעות קרקע ודרגתיות לפני, בזמן, ואחרי קריסת הבולען (מסומן בעיגול לבן) בתאריך 19.3.2012.

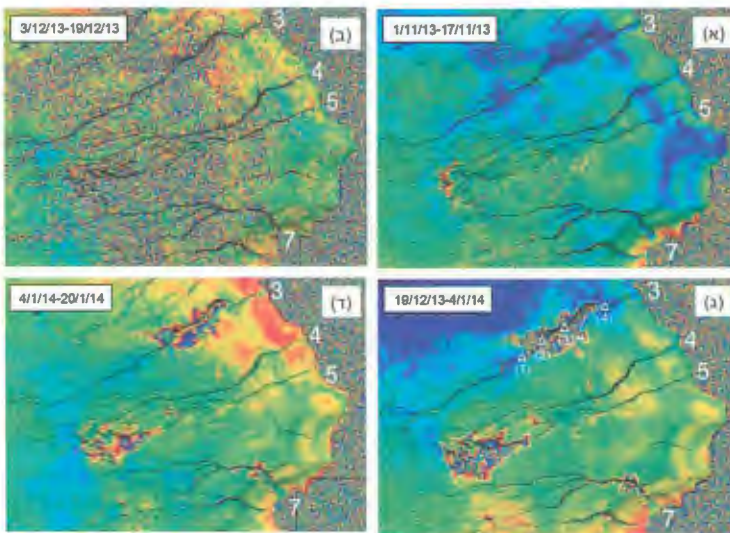
תחנות לאורך מסלול ההליכה בערוץ מס' 3 (איורים 1, 2, 17ג):

תחנה מס' 1: תצפית מעל ערוץ 3 (איור 16). בתחתית הערוץ נוצר בולען מיד לאחר השיטפון של ה 12.12.2013. אל הבולען התנקזו מים שנבעו מן הסחף כ 500 מ' במעלה הערוץ במשך תקופה של לפחות חודשיים מאז סוף השיטפון (איור 16א). קוטר הבולען היה ב 16.12.13 כמטר וחצי ובמרכזו בור שאליו התנקזו המים (איור 16ב). בתחילת חודש ינואר התרחב הבולען ודפנותיו קרסו פנימה (איור 16ג). במבט מזרחה אל משטחי הבוץ שמדרום ומעל לקיר הערוץ, ניתן להבחין בדגם סידוק קונצנטרי שנוצר זמן קצר לאחר השיטפון. בביקור במקום ב 1.1.14 ניתן היה להבחין בוודאות כי סדקים אלה בני ימים או שבועות ספורים. דפנותיהם זקופים ומזוותים בניגוד למערכת סמוכה של סדקים דומים, עתיקים יותר, שעברו בליה ושוליהם מעוגלים. אינטרפרוגרמה של פרק הזמן שבין ה 19.12.13 ו 4.1.14 (שבוע עד שלושה שבועות לאחר השיטפון) מראה שקיעת קרקע משמעותית במקום זה, בניגוד לסדרת אינטרפרוגרמות מוקדמות יותר משנת 2013 שמצביעות על יציבות מתמשכת לאורך כל תקופת הקיץ (איור 17). עקב אי הודאות לגבי הימים המדויקים בהם

נוצרו הבולענים בתחתית הערוץ וזמן תחילת השקיעה מעל הערוץ לא ניתן לקבוע יחסי זמן בין הבולענים לשקיעת הקרקע אך ניתן לומר בוודאות ששתי התופעות קשורות זו לזו ואירעו בפרק זמן שבין מספר ימים לשלושה שבועות לאחר השיטפון.

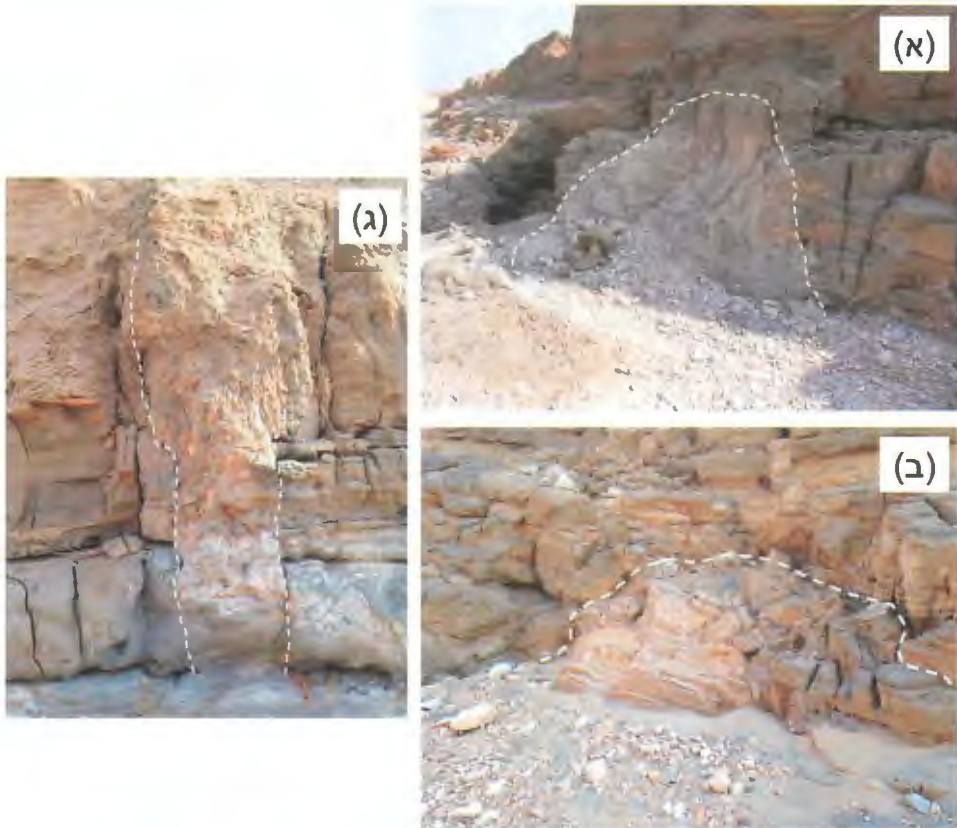


איור 16: (א) מבט מערבה אל תחתית ערוץ מס' 3 בו נפער בולען בימים הראשונים אחרי השיטפון של ה-12.12.13. הבולען מנקז מים מתוקים שנובעים מחלוקי הנחל כ-500 מ' במעלה הערוץ. צולם ב-16.12.13. (ב) הבולען במבט על, 16.12.13. (ג) אותו בולען במבט על ב-7.1.14 לאחר התרחבותו והתמוטטות קירותיו.



איור 17: סדרת אינטרפרוגרמות בין תחילת נובמבר 2013 לתחילת ינואר 2014. תמונה (ב) כוללת את זמן השיטפון וגשם ישיר שירד במקום ב-12.12.13 ולכן אינה קוהרנטית ולא ניתן לראות בה שינויים. בולט לעין ההבדל בין תמונה (א) שלפני השיטפון ותמונה (ג) שאחרי, בה ניתן לראות שקיעות קרקע משמעותיות בפרק הזמן שבין שבוע ל-3 שבועות אחרי השיטפון ודעיכה מסוימת של השקיעות בשבועיים שלאחר מכן (תמונה ד). האזורים הפעילים (קו לבן מקווקו) ושני בולענים חדשים (עיגולים לבנים - ראה טקסט) מסומנים בתמונה (ג). משולשים לבנים במספור (1) - (4) מציינים את תחנות הסיוור.

תחנה מס' 2: ירידה לתחתית הערוץ, כ 200 מ' מזרחית לתחנה 1 (איור 17ג). ניתן לצפות מקרוב בבולענים צעירים שנוצרו לאחר השיטפון, ובקירות ומילוי של בולענים עתיקים בתצורת צאלים (איור 18). באופן כללי ניתן להבחין בין שני סוגים עיקריים של בולענים עתיקים: 1. בולענים בהם חומר המילוי בנוי מערבוב של שכבות ארגוניט וחרסית של תצורת צאלים, הדומה במראה לסייסמיטים (Ken Tor et al., 2001, איור 18א). 2. בולענים בהם חומר המילוי בנוי ממפולות של תצורת צאלים המלוכדות חלקית ע"י חומר סחף או בלתי מלוכדות לחלוטין (איור 18ב, 18ג). יש לשער שהסוג הראשון נוצר בתווך רווי במים במנגנון הכרוך בהתנזלות של הסלע ובזרימת חומר אל תוך החלל, והסוג השני נוצר בתווך יבש ופריך.



איור 18: בולענים ומבני קריסה בדופן ערוץ 3. (א) החומר שקרס אל תוך הבולען (היקפו מסומן בקו לבן) דומה לשכבת ערבוב. (ב) חומר המילוי של הבולען בנוי ממפולות של רצף שכבות של תצורת צאלים המלוכדות חלקית ע"י חומר סחף. (ג) מילוי הבולען בחומר קלסטי בלתי מלוכד.

תחנה מס' 3: קריסת חומר לאורך העתק בקיר הדרומי של הערוץ, מפני השטח עד למפלס הנחל (לפחות) (איור 19א). חומר המילוי אינו מלוכד ובנוי מתערובת של מרכיבי החלק העליון של התצורה. ההעתק מוריד את הצד המערבי ביחס למזרחי בכ 20 ס"מ. על קרקעית הערוץ מצפון מערב להעתק סדקים פתוחים בכיוון 300° שצעירים מזמן השיטפון האחרון

(איור 19b). אזור שקיעה בכיוון 120° נצפה במשטחי הבוץ שמדרום לערוץ, בהמשך להעתק, ולאורכו נוצרו לאחר השיטפון שני בולענים חדשים (איור 17g). לפנינו עוד דוגמא לבולענים שנוצרו לאורך קו העתק.



איור 19: (א) קריסת חומר אל תוך חלל שנוצר לאורך העתק בקיר הדרומי של ערוץ מס' 3. (ב) סידוק בקרקעית הנחל, מאוחר לשיטפון האחרון, במקביל להעתק שבקיר הנחל. (ג) מכתשת בדופן הערוץ בתוך שכבות ערבוב קרוב לגג תצורת צאליס. (ד) נביעת מים מלוחים מתוך המכתשת במשך תקופה של כחודשיים לאחר שיטפון. צולם ב 24 באפריל 2013. (ה) שתי שכבות ערבוב מופרדות על ידי מספר אופקים ארגוניטיים שלא עברו ערבוב.

תחנה מס' 4 : מבנה דמוי מכתשת בדופן הערוץ ממנה נובעים מים מלוחים למשך פרקי זמן שונים לאחר שיטפונות וזורמים במורד האפיק (איור 19ג, ד19). הנביעה קשורה ככל הנראה לבליעת מי השטפונות בערוץ 5 (ראה חלק א' של הסויר). לצד המכתשת שכבת ערבוב בחתך תצורת צאלים (איור 19ה). שכבת הערבוב נמצאת כ 5 מ' מתחת לגג התצורה, עובייה כ 60 ס"מ וניתן לראות בה ריסוק ופיזור של אופקים בהירים בתוך תווך חרסיתי, וקמט דיסהרמוני בגגה (איור 19ה). מעליה שכבת ערבוב נוספת בעובי של כ 40 ס"מ. על סמך עובי השכבה ומקומה בחתך התצורה אנו מעריכים שהיא נוצרה בזמן רעידת האדמה של שנת 31 לפני הספירה, שמוקדה היה ככל הנראה לאורך העתק יריחו ואשר גרמה לכ 30,000 הרוגים ונזק רב (Ken Tor et al., 2001). שכבות ערבוב אלה ואחרות, זוהו בערוצים שונים במישור צאלים, והשתרעותן מחזקת את הטענה שמדובר ביחידות המשמרות עדויות לאירועים סיסמיים שהשפיעו על המרחב. לאחרונה, תוארו סייסמיטים בו-זמניים ביחידות אגמיות (שכבות ערבוב) ובמופעים חוליים חופיים (שכבות ליקוויפקציה) באתרים שונים לאורך החופים המערביים של ים מלח. תצפית זו מעידה שהופעת הסייסמיטים אינה תלויה בהכרח בתנאים הלימנולוגיים ומאפשרת השוואות בזמן ובמרחב. בין הרעידות שזוהו באתרים שונים ניתן לציין את הרעידות של 1927, 1293, 1202/1212, 749, 551, 419, ו 33 לספירה ואת הרעידות של שנת 31, ורעידה נוספת מן המאה השנייה לפני הספירה (Kagan et al., 2011).

חלק ג': סיור ימי באזור שבין מניפת צאלים לדלתת המלח

נדב לנסקי, איתי גבריאלי, רני קלבו, רוני שדה, רענן בודזין, עלי ארנון, עודד כץ, ג'ון הול, יהודה אנזל, עמית מושקין

סיור זה מוקדש לזכרו של מוטי גונן ז"ל, מייסד מערך השייט בים המלח לצרכי מחקר.

מבוא

בחלק הימי של הסיור נפליג במפרץ הדרום מערבי של ים המלח (איור 1, איור 20) כדי לצפות מזווית מיוחדת בתופעות מרכזיות שמעצבות את האזור, נציע הסבר לתהליכים המעצבים את הנוף ונדון בהמשך הצפוי להתפתחות הנוף באזור בהשפעת ירידת המפלס והפעילות האנושית הקיימת והמתוכננת באזור.



איור 20: מניפת נחל צאלים ודלתת המלח (צילום: אסף צבר, 12 לדצמבר 2013 מבט דרומה). שים לב לקו החוף המפורץ של המניפה, ולירידה במידת הפיתוליות של קו החוף הקודמים במעלה המניפה. מסלול הסיור מופיע במקווקו.

(א) התפתחות קו החוף של השנים האחרונות – המעבר לחופים מפורצים:

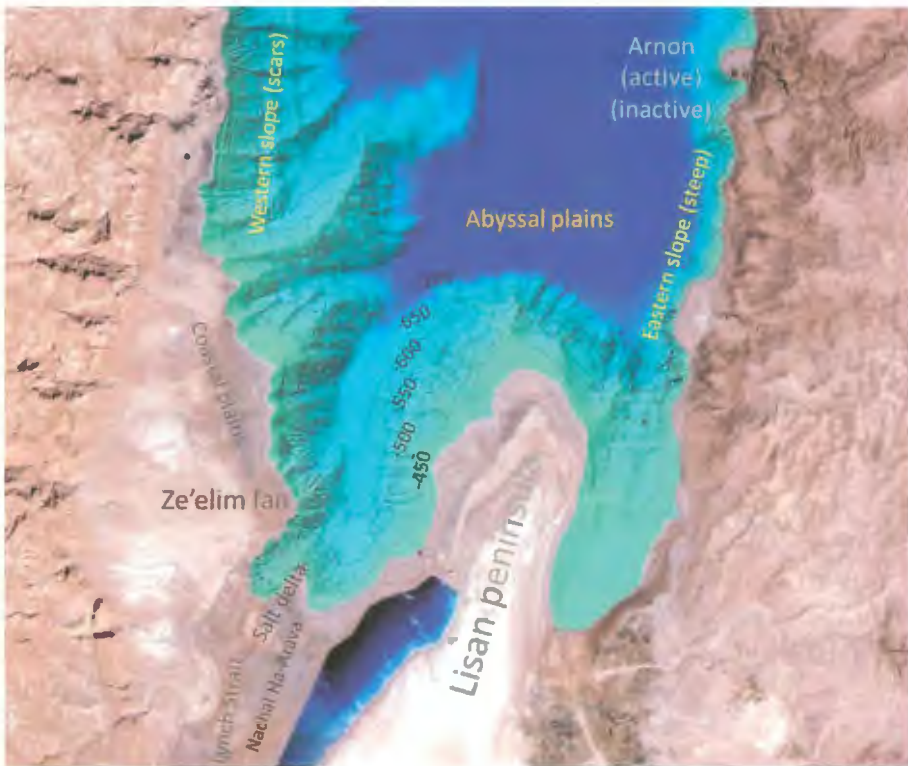
קו החוף המערבי של ים המלח משנים את אופיים באופן דרמטי לנגד עינינו בעשור האחרון עם ירידת המפלס, ממצב של קו חוף כמעט "ישרים", למצב של קו חוף מפורצים שהולכים ומתפתלים. השאלה היא מה התהליך שמוביל לפיתוליות החוף שהולכת וגוברת עם ירידת המפלס? מה היקף התופעה? וכיצד היא קשורה לתהליכים המעצבים את אגן ים המלח?

המפתח להבנת התופעה נמצא מתחת למים... מצאנו (Lensky et al. 2013) שהמפרצים מופיעים בחלק העליון של צלקות תת-ימיות שמפותחות במדרון המערבי של ים המלח

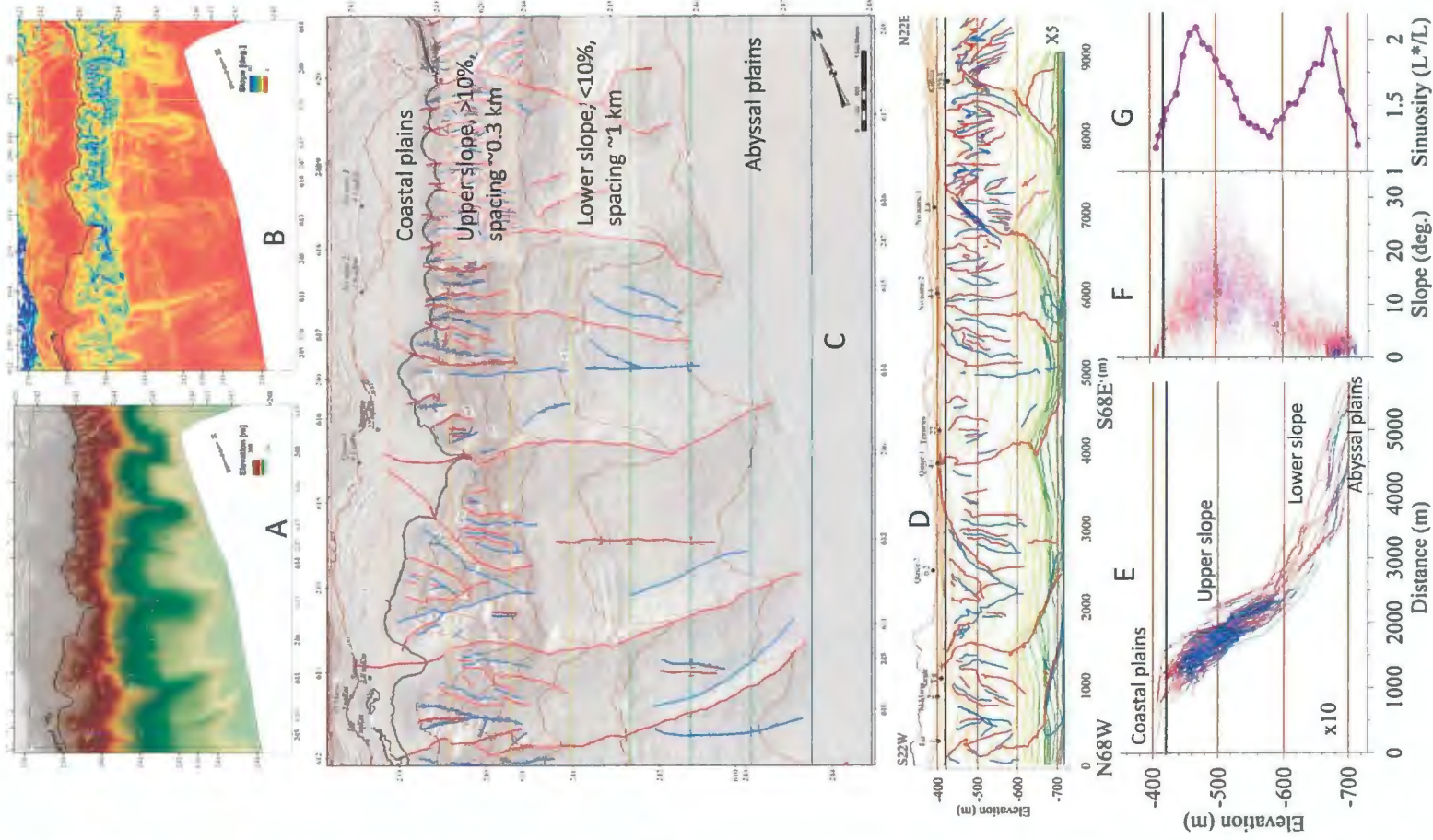
(איור 1, איור 21). ממצא זה התאפשר בזכות מפות בתימטריות חדשות ברזולוציה גבוהה שהופקו בשנים האחרונות במקביל להופעת המפרצים בפני השטח. ביצענו ניתוח מורפולוגי סיסטמטי (איור 22) באמצעות: (1) תצלומי אורתופוטו (אופק, 1996-2012) לצורך מיפוי קוי החוף, (2) נתוני ליידר ליצירת מודל גבהים (DEM) ביבשה (2011, 0.5 מ' רזולוציה אופקית) לניתוח מלא של הקשר בין קוי החוף וצורתם לרום ולשיפוע המדרון (3) ונתונים בתימטריים ברזולוציה גבוהה מהים להשלמת ה DEM (Sade et al. 2014, גולן 2009).

הצלקות התת-ימיות שבראשן קו החוף המפורץ מופיעות לאורך המדרונות המערביים של ים המלח, והן אינן מופיעות במישורי החוף שמעל למדרון, הן אינן מופיעות במישורים האביסליים שבתחתית המדרון (איור 21). נמצא קשר בין השיפוע של המדרון למידת הפיתוליות של קוי החוף (וקוי הגובה מתחת למים). לא נמצא קשר בין פתחי הנחלים למיקום המפרצים והצלקות. לפיכך, נראה שצלקות אלו והמפרצים שנחשפים בראשם הם צלקות גלישות תת-ימיות שנחשפות עם ירידת המפלס. אנו מציעים שחומר שגלש מהמדרון הוסע למרכזו האגן ושקע כזרם עכירות (טורבידיט) (Kagan et al. 2014) ותרם לכך שקרקעית הים שטוחה וכמעט מפולסת (איור 21).

בסיור נצפה מקרוב בשינויים שחלו באופי קוי החוף של מניפת נחל צאלים וסביבתה (איור 1 איור 20), כדוגמה לתהליך שמתרחש לכל אורך החוף המערבי של ים המלח.



איור 21: המפה הבתימטרית של דרום ים המלח (Sade et al. 2014).



אורו 22: מבני גלישות בצפון מערב ים המלח (בדרום - צמניות נחל דרגה, בצפון שפך נחל קדרון). (A - DEM, מבנים של עמקים ושטוחות במדרון המערבי של ים המלח, גובה 420-0 מ. מ. מוצג בשחור; B - מפת שיפועים; C - מיפוי שלוחות (אדום) ועמקים תתי ימיים (כחול) על רקע קוי גובה ומודל הצללה, וחלוקה מורפולוגית של המדרון והמישורים; D - מבט חזיתי אנכי אל המדרון, עם מיפוי שלוחות ועמקים; E - חתכי רוחב של השלוחות והעמקים בניצב לקו החוף; F - שפועים של השלוחות והעמקים במורד המדרון (ציר X - רום); G - יתגלית של אקסטרקט של כל שירידיים, כן פיתוליות קוי הגובה ממשיפו הבתימטרי (ציר Y - רום).

(ב) דלתת המלח במוצא נחל הערבה:

דלתת המלח במוצא נחל הערבה (איור 23) היא דלתא ייחודית בעולם הבנויה מהליט, משקע אוופוריטי. הדלתא נבנית מתחת למים בקצב מהיר כתוצאה של גיבוש מקומי בנקודת הערבוב של תמיסת ים המלח והתמלחת הסופית שמגיעה מבריכות האידוי במורד נחל הערבה. תוצרי הערבוב של שתי התמלחות השונות נמצאים במצב של על-רוויה וכתוצאה מכך מתרחש הגיבוש במקום הערבוב (איור 24) בתהליך המכונה salting-out. (גבריאל 1987, 1980, Beyth 1977, Druckman and Beyth 1975, Epstein et al. 1975). לדינמיקה של התקדמות הדלתא יש השלכות תכנוניות, שכן התקדמות הדלתא בעשור האחרון גרמה לבידוד של תחנת השאיבה של מפעלי ים המלח (מי"ה) במפרץ רדוד, ולקיצור משמעותי של אורך חיי התחנה. מי"ה ביקשו להעתיק את התחנה צפונה וכן למקם מתקנים ימיים לפריקת המלח במסגרת פרויקט "קציר המלח". מתקנים אלו לא יכולים לחיות בסמיכות לדלתא מתקדמת, והשאלה היא לאן צפויה הדלתא להגיע בשנים הבאות? לשם כך יש לדעת את קצב הבניה של הדלתא, ואת הגורמים השולטים על כיוון ההתקדמות של הדלתא ואת המורפולוגיה שלה. בזכות ניטור מפורט של התקדמות הדלתא מתצלומי אויר שנתיים וממפויים בתימטריים שנערכו כל כעשר שנים, שחזרנו את שלבי הבניה של הדלתא בתלת מימד (לנסקי וחובי 2011), ומתוך כך הצענו תחזית להמשך הצפוי. במחקר של דלתת המלח נפתחה הזדמנות לחקור מרכיב קצה במשפחת הדלתאות, מרכיב בו החומר אינו מובל כמוצק מהמעלה אלא נוצר בשפך הנחל. כמו כן ניתן ללמוד מהמעקב אחר התקדמות דלתת המלח על תפקיד הבתימטריה של האגן המארח בהכתבת כיוון ההתקדמות של הדלתא.

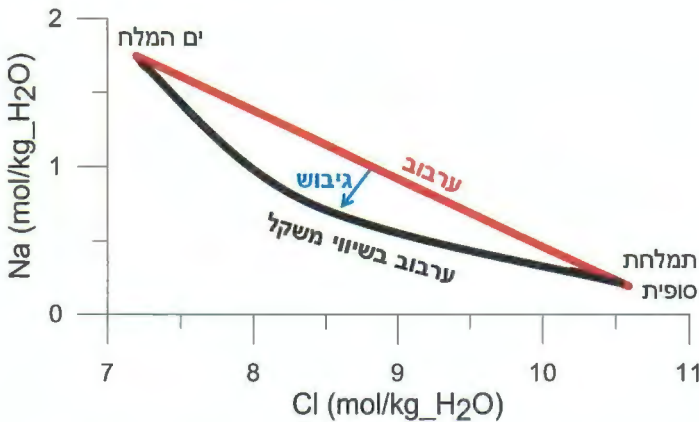
בסיור נעבור לאורך חופי הדלתא, נוהה את שלבי הבניה שלה, ונגיע למוצא נחל הערבה – שם הדלתא נבנית בפועל.

(ג) המבנה הבתימטרי של דרום מערב ים המלח:

המבנה הבתימטרי של דרום מערב ים המלח יוצג בדרכנו חזרה למניפת צאלים, לאור המיפויים שבוצעו לאחרונה ברזולוציה גבוהה בכל היס (איור 23, Sade et al. 2014) ובדרום מערב ים המלח (איור 1, גולן 2009). נקשור בין המבנים הנצפים בפני השטח למבנים התת ימיים. נזון בא-סימטריה בין המדרון המזרחי של ים המלח למדרון המערבי ובצלקות הגלישה, במבנה הקניונים שממזרח וממערב למחדר (דיאפיר) המלח הליסאן -



איור 23: דלתת המלח במוצא נחל הערבה לים המלח (צילום לדרום). המבנה המאורך של הדלתא התחיל להופיע לפני עשרים שנה. מוצא הנחל הוסט באמצע 2011 מזרחה (שמאל למעלה).



איור 24: דיאגרמת פאזות מחושבת לשקיעת הליט כתוצאה מערבוב בשווי משקל של תמיסת ים המלח ותמיסת התמלחות הסופיות (שתיהן רוויות להליט), צירי הדיאגרמה הם הריכוזים של נתרן וכלור. הקו העליון מייצג ערבוב של שתי התמיסות, והעקומה מתחת מייצגת את הרכב התערובות במצב של שיווי משקל. כל תערובת של שתי התמיסות שואפת להגיע לשיווי משקל תרמודינמי על ידי שיקוע הליט.

אלו נוצרו כנראה כתוצאה של התרוממות מחדר המלח. לקניון המערבי חשיבות גדולה בלימנולוגיה של ים המלח, כנקז של התמלחת הסופית מהמפעלים (לנסקי וחובי 2011ב'). נציג השיקולים להמלצות לאתרי הטמנת מלח במסגרת "קציר המלח", בהתייחס לבתימטריה ועוד (Lensky et al. 2010), וכן יוצג מאזן המים המלח והחום של ים המלח (Lensky et al. 2005).

תחנות הסיור:

הסיור מתוכנן כשייט בספינת "תגלית", אך במקרה של גלים גבוהים נקיים סיור רגלי לאורך החוף של מניפת צאלים ונצפה ונדון באותם תכנים.

א' - מפרצים לאורך חוף מניפת נחל צאלים.

נעלה על הספינה בצפון מניפת צאלים ונשוט דרומה לאורך קו החוף המפורץ עד לדרום המניפה. ממערב לנו נראה את המניפה ונבחין בכמה תופעות עקרוניות להבנת הדינמיקה של הנוף הנחשף:

1. **מפרצים לאורך קו החוף הנוכחי:** קו החוף הנוכחי מפורץ ביותר (איור 20), מפרצים עגולים מופרדים ביניהם בשלוחות חדות - חצי אי (pointed peninsulas). נוף זה נמשך גם מתחת למים (איור 1), ניתן להבחין בשלוחות סכין בהירות הנמשכות בניצב לקו החוף.

2. **קוי חוף ומפרצים מהשנים הקודמות:** בשל ירידת המפלס, קוי החוף של השנים שעברו מופיעים כמדרגות לאורך קוים שווי גובה בנוף המניפה (איור 20); בולטת במיוחד בנוף מדרגת החוף של 416- מ' שנוצרה בעקבות החורף הגשום של 2003 (איור 25). המדרגות של קוי החוף נוצרות בעיקר בחודשי החורף, בהם אירועי סופות וגלים גבוהים יוצרים אברזיה חופית; המשך ירידת המפלס משאיר את קוי החוף כמדרגה בנוף (Groisman et al. 2013). לאורך חלק מקוי החוף מופיעים חומרים צפים שמגיעים בזמן שיטפונות (קנים, עצים, חתיכות סקוריה שמקורם בגדה המזרחית, אספלט, כסאות פלסטיק, נעליים ועוד). הרום של מדרגות החוף מאפשר לקבוע את גיל המדרגה באופן חד ערכי בעזרת עקומת המפלס של הים (למעט אירועים נדירים של עליית מפלס). ככל שעולים מקו החוף הנוכחי כלפי מעלה – הפיתוליות של קוי החוף קטנה, ומקו גובה 414- מ' ומעלה (לפני 2001) קו החוף אינו מפורץ.

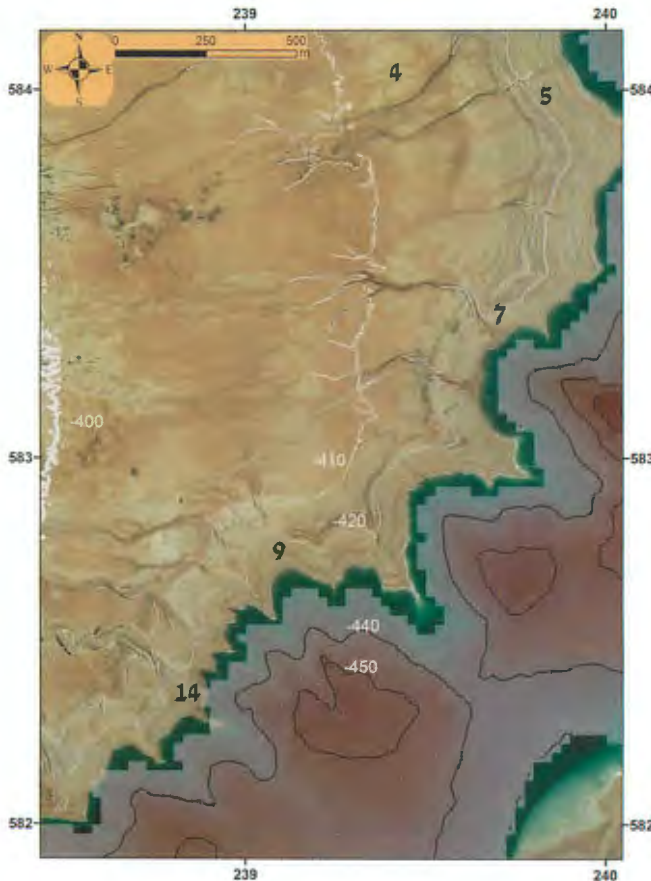


איור 25: מדרגת החוף של חורף 2003, רום 416- מ' (בקירוב).

3. **הקשר בין השיפוע של המניפה לפיתוליות של קוי החוף:** שיפוע המניפה משתנה באופן חד מעט מעל המדרגה של 2003; מעל למדרגה זו - משורי חוף שמשתפלים במתינות לכיוון הים (~1%), מתחת למדרגה - מתלול של כ-10%. המתלול נמשך גם מתחת למים (איור 1, איור 22). במעבר השיפועים משתנה גם הפיתוליות של קוי החוף (אורך החוף

המפותל לחלק באורך המקטע בקו אוירי); במשורי החוף הפיתוליות קרובה לערך של 1 (קוים קרוב לישרים, בהתעלם מהתחתרות הערצים), ואילו במתלול הפיתוליות מגיעה לערכים של 1.5 ואף לערכים של מעל 2 מתחת למים. אנו מציעים שהמפצים הם חשיפה של צלקות גלישה במדרון המערבי של ים המלח. הצלקות מופיעות בחלקים התלולים של המדרון – שם החומר גולש; הצלקות אינן מופיעות במישורי החוף, כיוון שהחומר יציב ואינו גולש.

4. **היחס בין הערצים למפצים:** במעבר מהמשטחים למתלולים המפורצים נזהה שערוצי הנחלים משנים את כיוונם לעבר מרכז המפרץ הקרוב (איור 26). כלומר שפכי הערצים של מניפת צאלים מתמקמים בהתאם למרכזי המפצים שנחשפים בשנים האחרונות. ככלל, לאורך החוף המערבי של ים המלח הצלקות מופיעות גם במקומות שאין ערוצי נחלים, כך שהסבר תופעת הצלקות כהתחתרות נחלים במצב של מפלס נמוך אינה תואמת את התצפיות.



איור 26: ערוצים בדרום מניפת צאלים משנים כיוון בהגיעם למפצים שנחשפו בעשור האחרון. מפלסים לפי שנים: 410-מ' שנת 1997, 420-מ' שנת 2007, קו החוף בצילום משנת 2012, 428-מ' שנת 2014. קוי הגובה במרווח של 10 מ', כולל בתימטריה. הערוצים ממוספרים כמו באיור 2.

5. **התחתרות במוצאי הערוצים:** נעבור ממול פתחי הערוצים לים ונזהה אותם בהתאם למספור באיור 2 (ובאיור 26). בכל ערוץ נוכל להעריך מתי לאחרונה התחתר, לפי הפרש הגובה בין המפלס הנוכחי של הים לרום של פתח הערוץ; ערוצים פעילים מגיעים עד קו המים, וערוצים שלא פעלו לאחרונה נשארים "תלויים". ערוצים 3, 7, 14 ו-15 התחתרו בשטפון של 12 לדצמבר 2012.
6. **המפרץ בדרום המניפה וה"מכתשים" שבמרכז:** בחלק הדרומי של המניפה נכנס למפרץ רדוד שבקצהו הדרום-מערבי נמצאת תחת השאיבה P88 (וכן התחנות הקודמות P7, P8) ובדרומו דלתת המלח (איור 1). המדרון הדרומי של המניפה כולל מפרצים שנמשכים כצלקות (גלישה) מתחת למים. הצלקות מגיעות עד תחתית המפרץ ושם מסתיימות ב"מכתשים" (איור 26). כדי להבין את מבני המכתשים, נפנה מבט לדרום ולמזרח – נזהה את דלתת המלח. המכתשים שבמרכז המפרץ התפתחו בשנים האחרונות כתוצאה של התקדמות מורדות דלתת המלח צפונה לכיוון המורדות הדרומיים של מניפת נחל צאלים (כפי שנראה בחלק הבא).

ב' – דלתת המלח

נשוט לאורך החופים המערביים של דלתת המלח (איור 1), נעבור את הקצה הצפוני של הדלתא שהיה פעיל עד אמצע שנת 2011, ונמשיך דרומה לאורך החוף המזרחי עד למוצא של נחל הערבה – שם נבנית הדלתא. מוצא הנחל הוטה דרומה ומזרחה באמצע שנת 2011. נבחין בתופעות הבאות לאורך המסלול:

1. **הנוף החשוף של הדלתא:** נוף הדלתא החשוף שטוח ביותר, וקשה לזהות את המבנה הכללי של הדלתא מהקרקע או מהים; בתצלום אוויר הדלתא נראית היטב (איור 22), וכן בתצפית ממצדה. מחשופים של החומר ששקע בדלתא נמצאים לאורך גדות נחל הערבה (איור 26), שם ניתן להבחין שהדלתא בנויה ממלח (הליט), עם מיעוט שכבות ביניים של דטריטוס שהגיע בשטפונות מנחל הערבה. בשייט נזהה על משטחי הדלתא את מדרגות החוף שנוצרו עם ירידת המפלס; בעזרתן נוכל לעקוב אחר התקדמות חזית הדלתא עם הזמן. נעבור מול המוצא הנוש של נחל הערבה בקצה הצפוני של הדלתא. מתוך הנתונים הבתימטריים (ראה בהמשך) עולה כי עובי המלח שהצטבר בנקודה זו בשנים 1987-2009 הוא 80 מ"י! ונפח המלח שהצטבר בדלתא בשנים אלו קרוב למאה מליון מ"ק, שווה ערך לנפח של הר מצדה שנראה מערבית לנו.
- נמשיך דרומה לעבר המוצא הפעיל של נחל הערבה – שם נבנית היום הדלתא. במוצא נחל הערבה נזהה את התמלחת הסופית שמגיעה לים ויורדת כזרם כבידה עכור (יכול להשתנות במקרה של זרימות מי שטפונות). באזור המפגש של התמלחות מתרחש עיקר השיקוע של המלח.

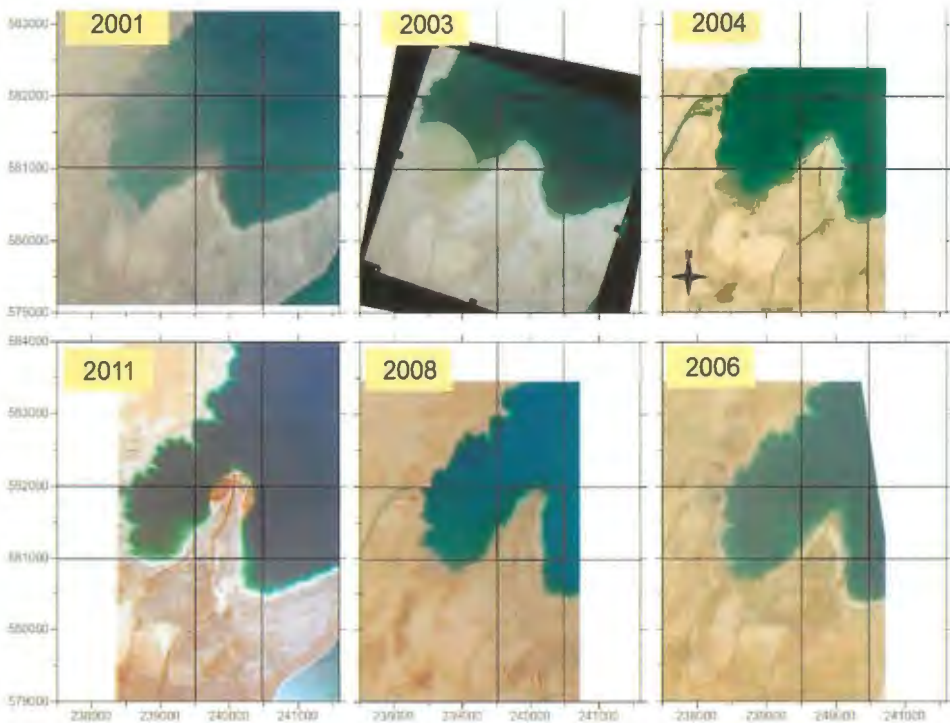
2. **הדינמיקה של הדלתא:** את הדינמיקה של הדלתא נזהה בכמה אמצעים ומהם נסיק על קצבי בניה והתקדמות וכן על הגורמים השולטים בכיוון ההתקדמות.
- **התקדמות חזית הדלתא:** בעזרת תצלומי אויר מיפינו את התקדמות קו החוף לאורך השנים, ומצאנו שהחזית התקדמה בעשור האחרון בקצב של כ-150 מ' בשנה לכיוון צפון-צפון-מזרח (איור 28). התקדמות הדלתא בעשור האחרון סגרה את המפרץ הצר והרדוד שבקצהו הדרום-מערבי ממוקמת תחנת השאיבה P88.



איור 27: מחשוף של שכבות המלח לאורך נחל הערבה כקילומטר דרומית לשפך. מבט למערב, בנחל זרמות התמלחות הסופיות, ברקע מצדה (10/2010).

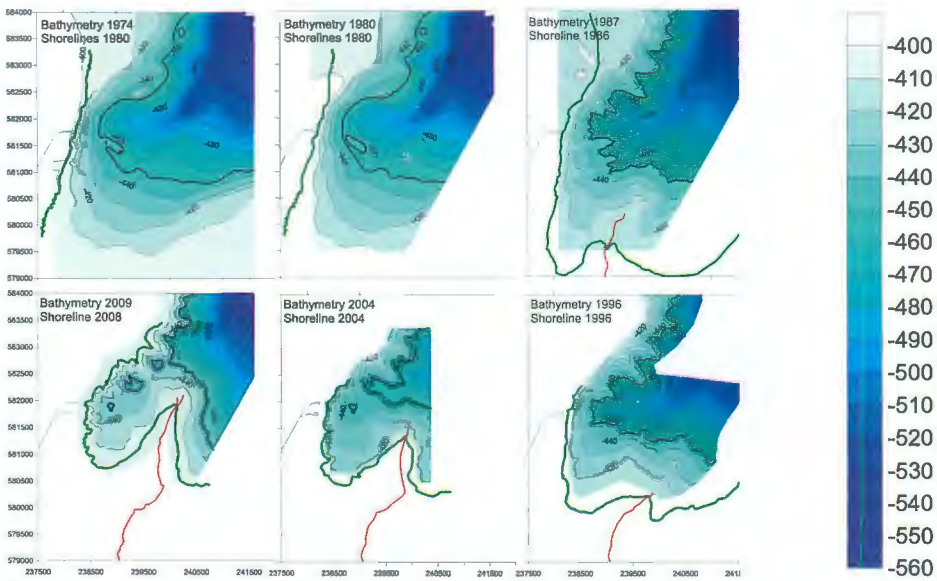
- **בתימטריה ואיזופך:** כדי למפות את התקדמות הדלתא מתחת למים בתלת מימד - נעזרנו בנתונים בתימטריים שנאספו בארבעת העשורים האחרונים. באיור 29 מוצגות המפות, בהן ניתן לזהות את הסטת קווי הגובה בעקבות התקדמות הדלתא. השינוי העיקרי ניכר בין המיפויים של 1996, 2004 ו-2009, אז מורדות הדלתא התקדמו צפונה לדרום מניפת צאלים וסגרו את המפרץ שבמערבו שוכנת P88 (מוצגים קווי החוף, וקו גובה 450- מ' מודגש באיור לצורך השוואה בין השנים). חתכי אורך ורוחב של הדלתא מוצגים באיור 30 בשלבי הבניה השונים. מפות איזופך חושבו מהפרשי הגובה בין מפות בתימטריות עוקבות בזמן (איור 31), ומהם חישבנו קצב סדימנטציה בשיעור של כ-7 מליון מ"ק לשנה (קצב דומה קיבלנו מחישוב תרמודינמי, לנסקי וחובי 2011א').

○ **כיוון התקדמות הדלתא:** על פי מפות האיזופך (איור 31), מרכז המסה של הדלתא מתקדם עם הזמן במורד ציר האורך של הקניון התת ימי המשתפל למרכז הים (צפון - צפון-מזרח). מוצא הדלתא לים משנה לעיתים את מיקומו בתדירות של ימים, כפי שקורה בדלתאות שנבנות לתוך גופי מים. עם זאת, כיוון ההתקדמות של הדלתא אינו מושפע משניוניים במיקום שפך הנחל, אלא הכיוון מוכתב על ידי התהליכים במורד הדלתא מתחת למים.

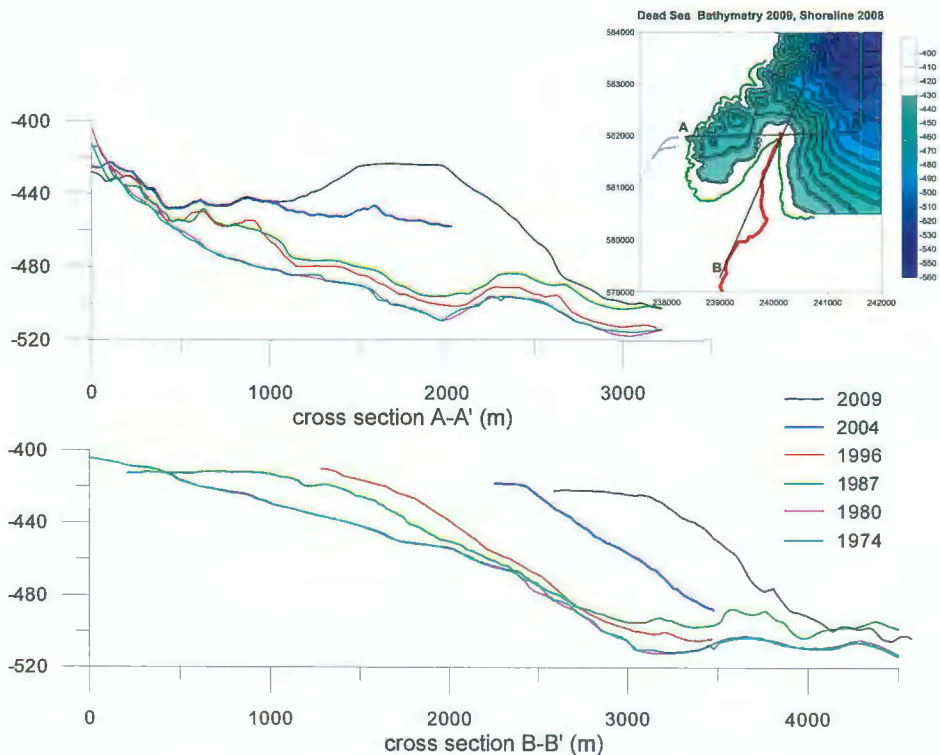


איור 28: התקדמות דלתת המלח מ-2001 עד 2011, תצלומי אויר אנכיים של דלתת המלח. אורך צלע הריבוע במרכז הוא 1 ק"מ. שים לב להתקדמות הדלתא לדרום מניפת צאלים תוך כדי סגירת מפרץ צר באזור תחנת השאיבה. כמו כן שים לב להופעת מפרצים לאורך חופי מניפת נחל צאלים בעשור האחרון.

נמצא שכיוון ההתקדמות נשלט על ידי הגרדיאנט של קרקעית הים, מרכז המסה של הדלתא מתקדם במורד ציר הקניון התת ימי. הסיבה לכך נובעת מאופן בניית הדלתא. התמלחת הסופית בשפך נחל הערבה נכנסת לים כזרם כבידה, תוך כדי שיקוע הליט. כיוון זרם הכבידה מוכתב על ידי המבנה הבתימטרי והזרם יורד לאורך ציר הקניון התת ימי (לנסקי וחובי 2011, ג'). השיפועים של דלתת המלח מגיעים ל-5 מעלות, מה שמכתיב את רוחב המבנה ואורך המדרונות. החלק הפעיל של הדלתא משתרע על מרחק של מאות ספורות של מטרים מהמוצא לכיוון המורד.

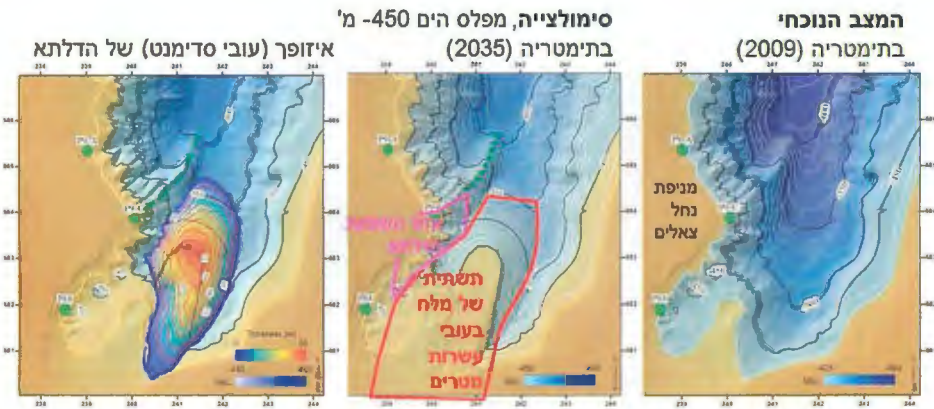


איור 29: מפות בתימטריות של אזור דלתת המלח בדרום ים המלח. קווי החוף - בירוק, אפיק נחל הערבה - באדום, ותעלת ההזנה - בשחור.



איור 30: התקדמות דלתת המלח, חתכי אורך ורוחב (אינדקס שנים מופיע במקרא).

להדמיה זו חשיבות בתכנון פיתוח האזור. ברור שמתקנים הנדסיים שימוקמו על דלתת המלח נתונים לסכנת הריסה בזמן מיהול של ים המלח בשטפונות, כפי שאירע בחורף 1991-1992 בו הומסה הדלתא (Beyth et al. 1998). כמו כן במיקום תחנת שאיבה או תחנת פריקת מלח (קציר המלח) לחופי מניפת צאלים - יש להתחשב בהתקדמות הדלתא למשך זמן הפעילות של התחנות.



איור 32: הדמיית התפתחות דלתת המלח ב-25 שנים הבאות, הרקע – מפות בתימטריות. ימין - מצב נוכחי, אמצע - הדמיה לשנת 2035, שמאל - הדמיה עם איזופך.

ג' – המבנה הבתימטרי של דרום מערב ים המלח

1. **המבנה האיזורי:** בדרכנו חזרה לצפון מניפת צאלים נדון במבנה האיזורי שחלקו חשוף מעל המים וחלקו מוכר מהמפות הבתימטריות (איור 21). על פני השטח נזהה:
- בדרום – דלתת המלח, וברקע - האוכף הרחב של מייצרי לינץ;
 - במזרח – הרמה של הליסאן, וברקע - הרי אדום;
 - במערב – מניפת הצאלים ומשורי החוף עם מדרון היבשת, וברקע - מצוק ההעתקים;
 - בצפון – ים המלח.

המבנה הבתימטרי של דרום מערב ים המלח כולל קניון תת ימי שראשו במוצא נחל הערבה והוא משתפל צפונה לכיוון מרכז הים, למישורים האביסליים (איור 21). קניון זה נוצר כתוצאה של התרוממות דיאפיר המלח של הליסאן במזרח (שיפוע המדרון המזרחי כ-8%); מנגנון אירוזיבי אינו נחוץ כדי להסביר את יצירת הקניון. המדרון המערבי של הקניון תלול מעט יותר (מעל 10%), והוא מדרון היבשת המערבי של ים המלח שבנוי מסדימנטים של מילוי הבקע. כפי שהראינו לעיל, אנו מציעים שהצלקות שבמדרון המערבי של ים המלח הן צלקות גלישה. המורפולוגיה של המישורים האביסליים שמופיעים במורד הקניון ומהווים את רוב שטח קרקעית הים, יכולים להיות מוסברים גם הם על ידי הסדימנטים שגלשו

מהמדרון והמשיכו כזרם עכירות (turbidites) שהשקיע את הסדימנטים בקרקעית האגן בשיפועים נמוכים, כפי שנמצא בקידוח העמוק (Kagan et al. 2014).

2. זרם הכבידה: התמלחת הסופית המגיעות לים המלח מבריכות האידיוי (מי"ה והמפעל הירדני-APC) זורמות לאורך קרקעית הים כזרם כבידה. הבנת הערבוב של זרם זה בים מהווה מרכיב מהותי בהבנת הלימנולוגיה של ים המלח (לנסקי וחובי 2011ב). זרם זה מתקדם במורד ציר הקניון התת ימי צפונה לכיוון מרכז הים. בחלק התחתון של ים המלח התמלחת מצטברת במשך חודשי הקיץ. בדרכה למטה, מתערבבת התמלחת הסופית עם נפח גדול פי עשרה של מי שכבת המים העליונה, שבקיץ היא חמה ומלוחה מגוף המים העיקרי. בחודשי החורף הים עובר ערבול אנכי והומוגניזציה, כתוצאה מקירור והמלחה (עיי אידיוי) והתמלחת הסופית מתערבבת בכל גוף המים.

3. אתרי הטמנת מלח: פרויקט קציר המלח הוא פרויקט לאומי שיוצא לפועל בהסכמה בין ממשלת ישראל ומפעלי ים המלח. מהות הפרויקט היא ייצוב המפלס בבריכות האידיוי באגן הדרומי של ים המלח, על ידי קציר מתמיד של המלח בקצב השווה לקצב השיקוע שלו (כ-16 מליון מ"ק לשנה). את המלח הקצור הוחלט להעביר לאגן הצפוני של ים המלח. שני אתרים נמצאו ראויים (Lensky et al. 2010). האתר הגדול נמצא בים, מצפון למניפת צאלים וממערב לקניון התת ימי והוא יכיל את רוב נפח המלח. האתר השני מתאים לנפח מוגבל, במפרץ המתייבש שליד תחנה P88, לאחר שזו תסיים את תפקידה – ההטמנה בו תהיה יבשתית.

4. מאזני המים, המלח והחום בים המלח: ים המלח הינו אגם טרמינלי, ובהתאם לכך קצב שינויי המפלס משקף את מאזן המים באגם. בעשרות השנים האחרונות מאזן המים בים המלח שלילי, כפי שבא לידי ביטוי בירידת המפלס בקצב של כ-1 מ' לשנה (נתוני השירות ההידרולוגי). כדי לחשב את המאזן של ים המלח, חישבנו באופן משולב את מאזני המים, המלח והחום (Lensky et al. 2005). בחמישים השנים האחרונות ים המלח משקע הליט כתגובה למאזן המים השלילי (Steinhorn et al. 1983, Stiller 1997, Gavrieli 1997). קצב שקיעת ההליט באגן הצפוני עומד על כ-0.1 מ' לשנה (מעל ל-60 מליון מ"ק לשנה), והוא נלקח בחשבון המאזנים, בשל השפעתו על שינוי האוגר של הים (Lensky et al. 2005). להשלמת המאזן יש להתייחס לכניסות הנחלים, לשאיבות התמלחת על ידי המפעלים לאגן הדרומי (מי"ה+APC), ולהשבות מהאגן הדרומי דרך נחל הערבה (נפח התמיסות החוזרות הוא כמחצית הנפח שנשאב, והן בהרכב שונה). את האידיוי אנו מחשבים מתוך מאזן חום (שברובו מדוד). מתוך חישוב המאזן אנו מקבלים את המשרעת האפשרית של כניסות מים לא מזוהות (כניסות תת ימיות וכניסות לא מנוטרות). בסיס הנתונים כולל מדידות הידרוגרפיות ומטאורולוגיות של חקר ימים ואגמים (Gertman and

(Hecht 2002), הידרוגרפיה מטאורולוגיה ומפלס של המכון הגיאולוגי, ומדידות מפלסים וספיקות של השירות ההידרולוגי. נציג את פריסת תחנות הניטור באזור.

מקורות נבחרים:

- אבני, י. 2009. הצעה להאטת התחתרות מניפת נחל צאלים על ידי הסדרת אתר נטוש לכריית חומר ואדי ממערב לכביש 90. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/29/2009
- אבני, י., פילין, ש., זילברמן, ע., 2012. התפתחות מניפת נחל צאלים והמלצות למיקום תשתיות במרחב המניפה. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/3/2012
- בייט, מ., 1976. סקר כימי לבדיקת ההשפעות של "היתמיות הסופיות" על מי ים המלח באזור תחנת השאיבה P6. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/1/1976.
- גבריאלי, א., 1987. מקור גופי ההליט בדרום ים המלח. דו"ח המכון הגיאולוגי (עבודת מאסטר) GSI/11/1987.
- גולן א., 2009. סקר בתימטרי של דרום ים המלח. דו"ח חיא"ל H72/200.
- לנסקי, נ.ג., גרטמן, א., גבריאלי, א., בודזין, ר., עוזר, ט., קצנלסון, ב., ארנון, ע., (2011). איכות התמלחת הצפוייה להישאב בתחנה P9; דו"ח א'- התמלחות הסופיות. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/17/2011.
- גרינמן, ע., 2010, הערכת נפחי כניסות של מים עיליים לים המלח ואיכותם, עבודה לקבלת תואר מגיסטר בהנדסה, הפקולטה להנדסה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר שבע.
- לנסקי, נ.ג., גרטמן, א., רוזנטראוב, צ., לנסקי, א. נהוראי, ר., גבריאלי, א., בודזין, ר., עוזר, ט., קצנלסון, ב., בישוב, י., ארנון, ע. 2011. איכות התמלחת הצפוייה להישאב בתחנה P9; דו"ח ב'- זרמים והסעה. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/18/2011.
- לנסקי, נ.ג., בודזין, ר., ארנון, ע., גבריאלי, א., דבורקין, י., קלבו, ר. 2011. איכות התמלחת הצפוייה להישאב בתחנה P9; דו"ח ג'- דלתת המלח. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/19/2011.
- Abelson, M., Baer, G., Shtivelman, V., Wachs, D., Raz, E., Crouvi, O., Kurzon, I., Yechieli, Y., 2003. Collapse-sinkholes and radar Interferometry reveal neotectonics concealed within the Dead Sea basin. *Geophys. Res. Letts*, 30, 10, 1545, 52-1 – 52-4
- Baer, G., Schattner, U., Wachs, D., Sandwell, D., Wdowinski, S., Frydman, S., 2002. The lowest place on Earth is subsiding - An InSAR (Interferometric synthetic aperture radar) perspective. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 12-23.
- Beyth, M., 1980. Recent evolution and present stage of the Dead Sea brines, pp. 155-166. In: Nissenbaum, A. (ed.), *Hypersaline Brines and Evaporitic Environments*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishers.
- Beyth, M., Katz, O., and Gavrieli, I., 1998, Progradation and retrogradation of the Salt Delta in the southern Dead Sea: 1985-1992. *Isr. J. Earth Sci.* 46: 95-106.
- Ben-Moshe, L., Haviv, I., Enzel, Y., Zilberman, E., Matmon, A., 2008. Incision of alluvial channels in response to a continuous base level fall: field

- characterization, modeling and validation along the Dead Sea. *Geomorphology* 93, 524-536.
- Bookman (Ken-Tor), R., Enzel, Y., Agnon, A., and Stein, M., 2004. Late Holocene lake levels of the Dead Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 116, no. 5/6, p. 555-571.
- Bowman, D., Shachnovich-Firtel, Y., Devora, Sh., 2007. Stream channel convexity induced by continuous base level lowering, the Dead Sea, Israel. *Geomorphology* 92, 1-2, 60-75.
- Bowman, D., Devora, Sh., Svoray, T., 2011. Drainage organization on the newly emerged Dead Sea bed, Israel. *Quaternary International* 233, 53-60.
- Druckman, Y., and Beyth, M., 1977. "Salt Reefs"- a product of brine mixing, Lynch strait, Dead Sea. *Geol. Surv. Isr., Rep. MG/7/77*.
- Epstein, J.A., Zelvianski, B., and Ron, G., 1975. Manganese in sodium chloride precipitating from mixing Dead Sea brines. *Isr. J. Earth Sci.* 24: 112-113.
- Gavrieli, I., 1997. Halite deposition in the Dead Sea: 1960-1993. In: *The Dead Sea- the lake and it's setting*. Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Niemi T.M., eds. Oxford University Press. Pp. 161-171.
- Gavrieli, I., Lensky, N., Abelson, M., Ganor, J., Oren, A., Brenner, S., Lensky, I., Shalev, E., Yechieli, Y., Dvorkin, Y., Gertman, I., Wells, S., Simon, E., Rosentraub, Z., Reznik, I., 2011. Red Sea - Dead Sea Water Conveyance Study Program - Dead Sea Study - Final Report. GSI/10/2011.
- Gertman, I., and Hecht, A., 2002. The Dead Sea hydrography from 1992 to 2000. *J. Mar. Syst.* 35:169-181.
- Greenbaum, N., Ben-Zvi, A., Haviv, I., Enzel, Y., 2006. The hydrology and paleohydrology of the Dead Sea tributaries. In: Enzel, Y., Agnon, A., Stein, M. (Eds.), *New Frontiers in Dead Sea Palaeoenvironmental Research*. In: Special Publication, vol. 401. Geological Society of America, Boulder, Co., pp. 63-93.
- Groisman, M., Enzel, Y., Mushkin, A., Lensky, N. 2013. Transgressive Coastal Erosion by Short-Duration, Modern Dead Sea Lake Level Rises. *Israel Geological Society, Ann. Meeting 2013*, Akko.
- Hall, J.K., 1996, Topography and bathymetry of the Dead Sea depression. *Tectonophysics* 266, 177-185.
- Kagan, E., Stein, M., Agnon, A., and Neumann, F., 2011. Intrabasin paleoearthquake and quiescence correlation of the late Holocene Dead Sea. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 116, B04311.
- Kagan, E., Marko, S., and Lensky, N., 2014. Tripling of Lisan Fm. thickness at depocenter by turbidites from seismically-triggered subaqueous landslides. *Israel Geological Society, Ann. Meeting 2014*, Ein Bokek.
- Ken-Tor, R., Agnon, A., Enzel, Y., Stein, M., Marco, S., Negendank, J.F.W., 2001. High resolution geological record of historic earthquakes in the Dead Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, 106, B2, 2221-2234.

- Lensky, N.G., Dvorkin, Y., Lyakhovsky, V., Gertman, I., and Gavrieli, I., 2005. Water, salt, and energy balance of the Dead Sea. *Water Res. Res.* 41, W12418, doi:10.1029/2005WR004084.
- Lensky, N.G., Gertman, I., Rosentraub, Z., Lensky, I.M., Gavrieli, I., Calvo, R., Katz, O., 2010. Alternative dumping sites in the Dead Sea for harvested salt from pond 5-final report, GSI/05/2010.
- Lensky, N.G., Calvo, R., Sade, A.R., Gavrieli, I., Katz, O., Hall, J., Enzel, Y., and Mushkin, A., 2013. Exhumation of Dead Sea bathymetry and the sinuosity increase of its western coastline. *Israel Geological Society, Ann. Meeting 2013*, Akko.
- Marco, S., and Agnon, A., 1995. Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. *Geology*, v. 23, no. 8, 695-698.
- Migowski, C., Stein, M., Prasad, S., Negendank, J.F.W., Agnon, A., 2006. Holocene climate variability and cultural evolution in the Near East from the Dead Sea sedimentary record. *Quaternary Research* 66, 421-431.
- Neev, D., Emery, K.O., 1995. The destruction of Sodom, Gomorrah, and Jericho. Oxford University Press, New York, Oxford, pp. 1-175
- Nof, R.N., Baer, G., Ziv, A., Raz, E., Atrozi, S., Salvi, S., 2013. Sinkhole precursors along the Dead Sea, Israel, revealed by SAR interferometry. *Geology*, 41 (9), 1019-1022, doi:10.1130/G34505.1.
- Sade, A. R., Hall, J. K., Sade, H. Y., Amit, G., Tibor, G., Schulze, B., Gur-Arieh, L., ten Brink, U., Ben-Avraham, Z., Keller, C., Gertman, I., Beaudoin, J., Al-Zoubi, A. S., Akawwi, E., Rimawi, O., Abueladas, A., Mayer, L. A., Calder, B. R., and Maratos, A., 2014. Multibeam Bathymetry Map of the Dead Sea, GSI Report GSI/01/2014, IOLR Report H-1-2014.
- Shentsis, I., Ben Zvi, A., and Golts, S., 1997. A Physically-Related Regional Model for Extreme Discharge in Israel. *Hydrology Science J.* Vol. 42(3). pp. 391-404.
- Stein, M., Torfstein, A., Gavrieli, I., Yechieli, Y., 2009. Abrupt aridities and salt deposition in the post-glacial Dead Sea and their North Atlantic connection. *Quaternary Science Reviews* 29, 567-575.
- Steinhorn, I., 1983. In situ salt precipitation at the Dead Sea. *Limnol. Oceanogr.* 28: 580-583.
- Stiller, M., Gat, J. R., and Kaushansky, P., 1997. Halite precipitation and sediment deposition as measured in sediment traps deployed in the Dead Sea: 1981-1983, In: The Dead Sea- the lake and its setting. Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Niemi T.M., eds. Oxford University Press. Pp. 172-183
- Yechieli, Y., Magaritz, M., Levy, Y., Weber, U., Kafri, U., Woelfli, W., Bonani, G., 1993. Late Quaternary geological history of the Dead Sea area, Israel. *Quaternary Research* 39, 59-67.

סיור מס' 5

בולענים והידרוגיאולוגיה באזור ים המלחמאיר אבלסון¹, יוסי יחיאלי¹, רן נוף²

תחנה מספר 1 - התפתחות בולענים ושקיעות קרקע במניפת הסחף של נחל חבר
 רן נוף², גידי בר¹, מאיר אבלסון¹, יוסי יחיאלי¹, מעיין שביר³

תחנה מספר 2 - בולענים וחיזוי קריסות סביב חוף מינרל
 מאיר אבלסון¹, רן נוף², גידי בר¹, יוסי יחיאלי¹, טטיאנה אקסיננקו², ולדימיר פינסקי²

תחנה מספר 3 - הידרוגיאולוגיה וסימנים מוקדמים להתפתחות בולענים במניפת נחל ערוגות
 יעל קירו⁴, ישי ויינשטיין⁵, אייל שלו¹, אברהם סטרינסקי⁶, יוסי יחיאלי¹, רן נוף², גידי
 בר¹, הלל לוצקי¹

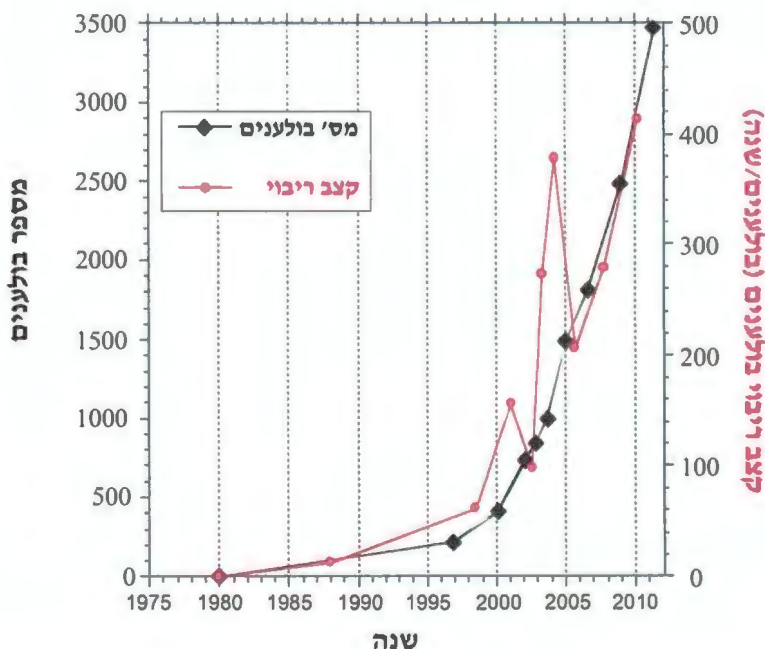
- 1 המכון הגיאולוגי, מלכי ישראל 30, ירושלים
- 2 המכון הגיאופיזי, רח' הבעש"ט 6, לוד
- 3 המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן גוריון
- 4 המכון למדעי כדור הארץ, אוניברסיטה עברית
- 5 המחלקה לגיאוגרפיה וסביבה, אוניברסיטת בר-אילן

1. רקע כללי**1.1. תפוצה כללית וסביבות הופעת הבולענים**

תופעת הבולענים לאורך חוף ים המלח החלה בשנות השמונים המוקדמות בעיקר לאורך החוף של האגן הדרומי (ארקין, 1993; Arkin and Gilat, 2000) ומאוחר יותר התפשטה צפונה, כאשר הבולענים הצפוניים ביותר נמצאים בשמורת עינות צוקים (איור 1). מסקירת תצלומי ה-LiDAR המוטס שצולמו במאי 2011 עולה כי מספר הבולענים גדול מ-3500. משנת 2000 מספר הבולענים עולה בהתמדה, כאשר מאז הופיעו יותר מ-85% מכלל הבולענים (איור 2). באופן כללי, גם קצב הגידול במספר הבולענים לשנה עלה מזמן תחילת הופעתם. אולם אופן עליית קצב הופעתם הוא בצורה של תנודות במספר הבולענים לשנה (איור 2), כאשר בשלוש השנים שבין 2008 ל-2011 עלה הקצב והגיע לכ-420 בולענים בשנה (איור 2). לפי קצבי הופעת הבולענים בשנים האחרונות, ההערכה היא שבין מאי 2011, זמן צילומי ה-LiDAR וספירת מספר הבולענים, עד שנת 2013, התווספו מעל 600 בולענים. לכן, נראה שמספר הבולענים כיום הינו מעל 4000.

הבולענים מופיעים ב-37 צבירים המכונים "אתרי בולענים" (איור 1). אתרים אלה מכילים בין בולען בודד עד כ-730 בולענים באתר. כל אתרי הבולענים מופיעים ברצועה צרה (רוחב של פחות מ-1 קילומטר) המשתרעת על פני כ-60 ק"מ לאורך מרבית חופו המערבי של ים המלח. עוד עולה מסקירת ה-LiDAR שכ-2500 בולענים (<70% מכלל הבולענים) מרוכזים בשבעה אתרים (ראה איור 1 למיקום האתרים), לינטש (<730), חבר-צפון (~140), ישע-ערוגות (~300), שלם (<660), קנה וסמר (<450), ואבנת (~180).

אתרי בולענים מופיעים בשתי הסביבות הסדימנטריות האופייניות לחוף ים המלח, מישורי הבוץ המורכבים מסדימנט דק גרגר (סילט וחרסית) ומניפות הסחף בהם חלוקי נחל מהווים חלק משמעותי מהסדימנט (איורים 3, 4). הבולענים במניפות הסחף עמוקים יותר (עשויים להגיע לעומק של 20 מ') ומתפתחים לעתים כמבנים צרים ועמוקים בעלי יחס קוטר/עומק קטן (איור 3). במישורי הבוץ הבולענים נוטים להיות רדודים יותר עם יחס קוטר/עומק גדול יחסית (איור 3). הבדל זה נובע משני גורמים: (1) ההבדל בתכונות המכניות בין משקעי הסילט במישורי הבוץ לסחף הנחלי במניפות הסחף (מימון וחוב', 2005), (2) גג שכבת המלח עמוק יותר במניפות הסחף, לרוב כ-50 מ', בעוד שבמישורי הבוץ הוא כ-20 מ'. המבנה הצר והעמוק של הבולענים במניפות הסחף ואופי קריסה פתאומי הנובע מכניעה של סדימנט קשיח, הופכים אותם למסוכנים יותר. העובדה שרוב התשתיות לאורך חוף ים המלח מרוכזות במניפות הסחף, למשל, אזור עין-גדי, עין בוקק, אזור מצפה שלם, ונווה זוהר, גורמת לכך שבולענים אלו מהווים גם את עיקר הסיכון התשתיתי.



איור 2. השתנות בזמן של קצב הופעת בולעני ים המלח (קו אדום), ומספר הבולענים המצטבר (קו שחור). קצב ריבוי מספר הבולענים לשנה השתנה בשלוש פעימות, שלוש האצות ושתי האטות (אבלסון וחובי, 2013).



איור 3. בולענים במישורי הבוץ (ימין) לעומת מניפת סחף (שמאל). הבולען בתמונה משמאל נמצא במטע התמרים הצפוני של קיבוץ עין גדי במניפת הסחף של הנחלים ערוגות ודוד (צילום - אלי רז). בולען מעין זה בקוטר של 2 מ' בערך מגיע במקרים רבים לעומק של 15 מ' (יחס קוטר/עומק קטן). מאידך, הבולען מימין שבמישורי הבוץ באזור מוצא נחל צאלים הוא בעל יחס קוטר/עומק גדול יותר האופייני יותר למישורי הבוץ.

1.2. מנגנון היווצרות בולעני ים המלח

בולען של קריסה (collapse sinkhole) מתפתח כתוצאה מקריסה של עמודת סלע/סדימנט תוך חלל ממתין שלרוב נוצר כתוצאה מהמסה של סלע קל תמס (Martinez et al.,)

Galloway et al., 1999; 1998). מחקר רב-תחומי שנוהל על-ידי המכון הגיאולוגי בשיתוף עם המכון הגיאופיזי בין השנים 1999 - 2003 הראה שבולעני ים המלח נוצרו כתוצאה מהמסת שכבת מלח בת 10,000~ שנה הקבורה בתת-הקרקע בעומק משתנה שבין 20 - 70 מ' (וקס ואחרים, 2000; יחיאלי ואחרים, 2004; 2006; Yechieli et al., Abelson et al., 2006). המסה זו יוצרת חללים בשכבת המלח שלתוכם קורסת עמודת הסלע שמעליהם (איור 4). התצפיות הישירות המורות על גורם המסת המלח ליצירת הבולענים הן (יחיאלי ואחרים, 2004; Yechieli et al., 2006):

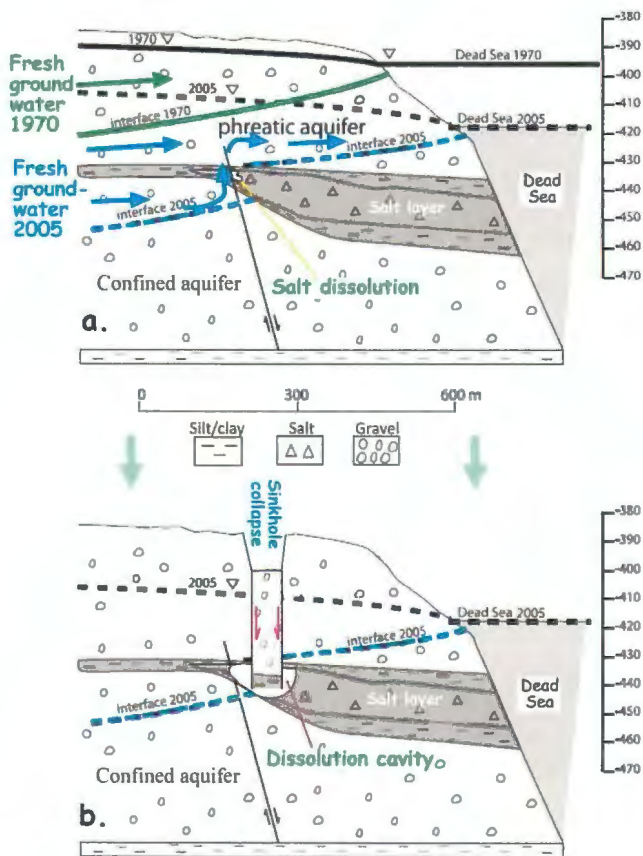
- 1) מציאת שכבת מלח בכל אתרי הבולענים בהם בוצעו קידוחים,
 - 2) קידוחים שחדרו לתוך חללים במלח (שני קידוחים באזור חוף מינרל וקידוח באתר חבר-דרום),
 - 3) מציאת מים תת-רוויים למלח באקוויפר הכלוא מתחת לשכבת המלח,
 - 4) גיאוכימיה של מי התהום המצויים בשכבת המלח המעידה על המסת מלח ($Na/Cl=0.5$)
- 0.6 בהשוואה ל- $Na/Cl=0.25$ הנמדד במי ים המלח ו- $Na/Cl=0.33$ במי מעיינות מלוחים שלא באו במגע עם שכבת המלח).

בקידוחים בעין גדי ובאתר שלם נמצא שהעומד ההידראולי של מי האקוויפר התחתון, מתחת לשכבת המלח, גבוה יותר מזה הנמדד באקוויפר העליון, מעל שכבת המלח. מצב זה מאפשר זרימת מים תת-רוויים מהאקוויפר התחתון מעלה, לכיוון שכבת המלח. זרימה זו מתרחשת כנראה דרך העתקים החוצים את השכבות האוטמות מתחת למלח (איור 4) ואשר יתכן ונמשכים גם במלח. בהתאם לכך ההמסה מתרחשת לאורך קווי העתקה ויוצרת אתרי בולענים בעלי צורה מוארכת (Abelson et al., 2003; Shalev et al., 2006). ציר האורך באתרים אלו הינו בהתאמה לכיווני ההעתקים האופייניים לאזור ים המלח (ראה תת-סעיף 2.3).

ההופעה המואצת והפתאומית של מספר רב של בולענים מרמזת על שנוי במשטר מי התהום מסביב לאגם ים המלח המתכווץ (איור 4). הנסיגה מזרחה של קו החוף גורמת לנסיגה מזרחה של התמלחת (הרוויה למלח) שעטפה את שכבת המלח. נסיגה זו מזרחה מאפשרת חדירה של מי תהום תת-רוויים מן המערב לשכבת המלח, להמסתה ולהיווצרות חללים (Yechieli et al., 2006). לפיכך, תפוצת הבולענים תלויה בהשתרעות שכבת המלח והמצאות העתקים המוליכים את המים התת-רוויים דרך השכבות האקוויטרדיות לשכבת המלח עצמה (Abelson et al., 2003; Yechieli et al., 2006). השתרעות שכבת המלח הותוותה על ידי מבנה האגם שקדם לים המלח הנוכחי (ימת הלשון), ששינוי בנפחו ובמליחותו לפני כ-10,000 שנה גרם להשקעת שכבת המלח (Stein; Yechieli et al., 1993; et al., 2010). חשוב לציין שייתכן גם כי ישנם אזורים בשולים המערביים של שכבת המלח

בהם יש חיבור ישיר בין שכבות האקוויפריות (חלוקים) לשכבת המלח, ללא נוכחות שכבת חרסית ביניהם, ואז תיתכן המסה גם ללא הכרח בהעתק.

ההסבר המוצע כאן מתאים לרוב תופעות היווצרות הבולענים בים המלח, קרי, הבולענים כתוצר של קריסה של עמודת סלע לתוך חלל ממתין ויצירה של קירות זקופים. על סמך הבנת מנגנון היווצרות הבולענים נבנו מפות ההתכנות. עם זאת, קיימת גם תופעה של בורות, למשל, באזור נחל אמציה ובנחל קדרון, שנוצרו מגריפה של חומר כתוצאה מגרדיאנט טופוגרפי חריף. בורות אלו, שמספרם מועט בהרבה ממספר הבולענים, נמצאים במרחק רב יותר ובגובה טופוגרפי גדול יותר מחוף ים המלח, בתוך סדימנטים של תצורת הלשון (מוצן ואחרים, 2010).



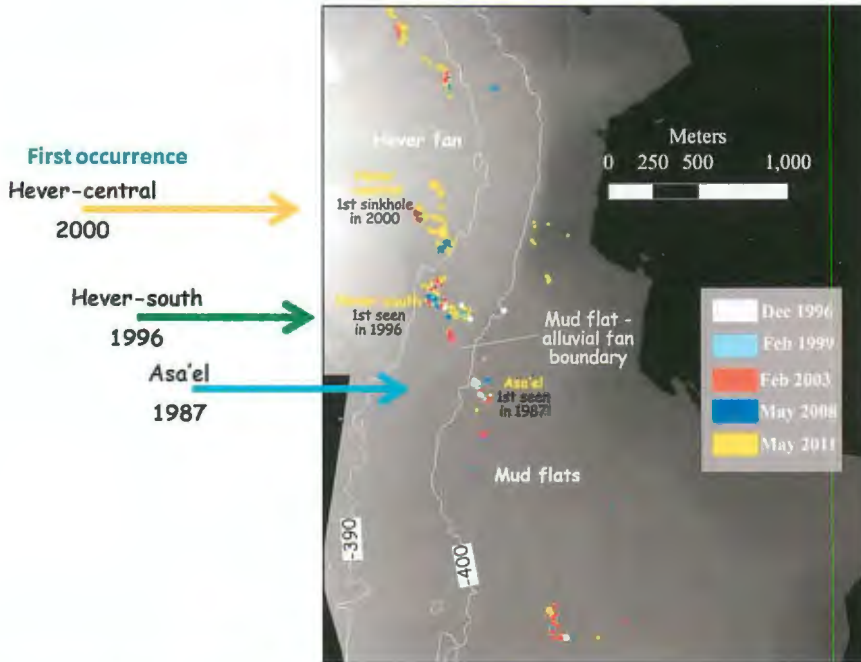
איור 4. השפעת נסיגת מפלס ים המלח על יצירת בולענים לאורך חוף ים המלח. (a) ירידת המפלס ונדידת קו החוף מזרחה גורמים לפן הביני (בין תמלחת של ים המלח ומים תת-רוויים למלח ממערב) לנדוד כלפי מטה ומזרחה עד מתחת לשכבת המלח. המים התת-רוויים "מצליחים" להגיע לשכבת המלח דרך העתק גיאולוגי ששדק את שכבת הסילט האקוויטרית וממיסים את שכבת המלח (החתך הגיאואידרולוגי ב-a הינו מתוך החלל בצורת "בוכנה" ומופיע בולען על פני השטח. (Shalev et al., 2006). לאחר שהמסת המלח יצרה חלל מספיק גדול, מסת הסדימנטים קורסת לתוך

2. תחנה מספר 1 - התפתחות בולענים ושקיעות קרקע במניפת הסחף של נחל חבר

רן נוף¹, גידי בר², מאיר אבלסון², יוסי יחיאלי², מעיין שביר^{2,3}

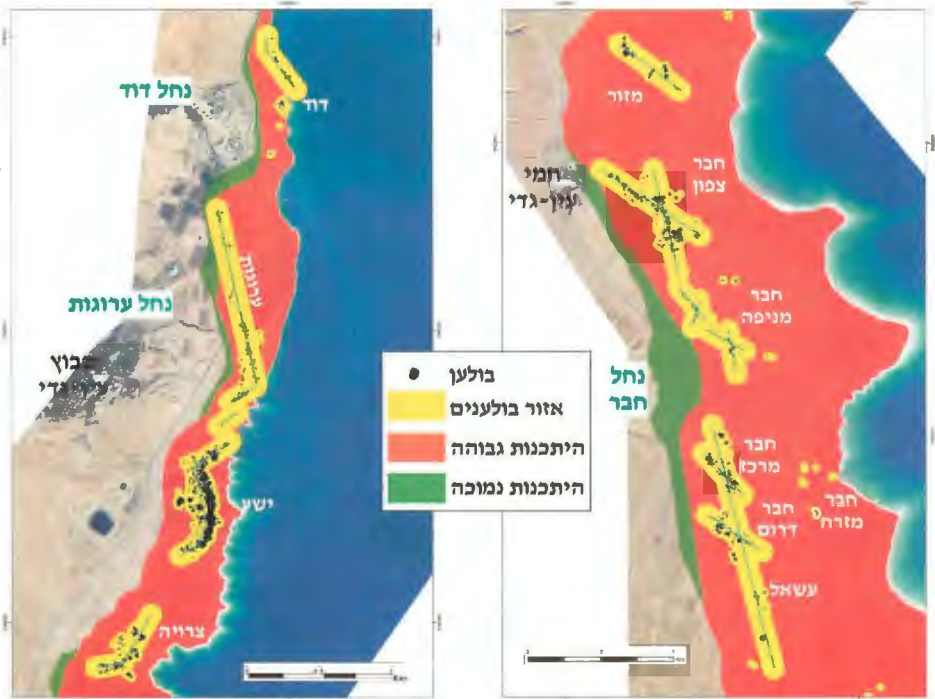
- 1 המכון הגיאולוגי, מלכי ישראל 30, ירושלים
- 2 המכון הגיאופיזי, רח' הבעש"ט 6, לוד
- 3 המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן גוריון

במניפת הסחף של נחל חבר נצפו ששה צבירים עיקריים של בולענים, קרי אתרי בולענים, אשר כוללים כמה מאות בולענים (איורים 5 ו-6). שנים מאתרי הבולענים הפעילים ביותר בשנים האחרונות הם חבר-מרכז וחבר-מניפה (איור 5). רוב האתרים מופיעים לאורך ליניאמנטים שתפוצת כיוונים היא בי-מודלית (איורים 5 ו-6). אתר עשהאל הופיע ראשון באזור זה וזוהה לראשונה בתצלומי אוויר משנת 1987. לאחר מכן הופיעו אתר חבר-דרום בשנת 1996, וארבע עשרה שנה לאחריו הופיע הבולען הראשון של אתר חבר-מרכז. עמודת הסדימנטים מתעבה משולי מניפת הסחף למרכזה, בחבר-דרום גג המלח הוא בעומק של 24 מ' ובחבר מרכז בעומק 33 מ'. מאחר ובמרכז המניפה עמודת הסדימנטים קומפלטית יותר מאשר מישורי הבוץ ושולי המניפה, הופעת בולענים מאוחרת יותר במרכז המניפה, וזאת למרות שסביר שהמסת מלח בו זמנית או אפילו מוקדמת יותר בחבר-מרכז. הנחה זו היא ריאלית משום שאתר חבר-מרכז הוא מערבי יותר וגבוה יותר מאתר חבר-דרום ואתר עשהאל. תצפית זו רומזת על ממד הזמן בין יצירת חלל בשכבת המלח עד הקריסה כתלות בחוזק עמודת הסדימנט. תצפית מעין זו של התפתחות אתר בולענים לתוך מרכז מניפת סחף מופיעה גם באתר שלם (ראה תחנה 2 של סיור זה).



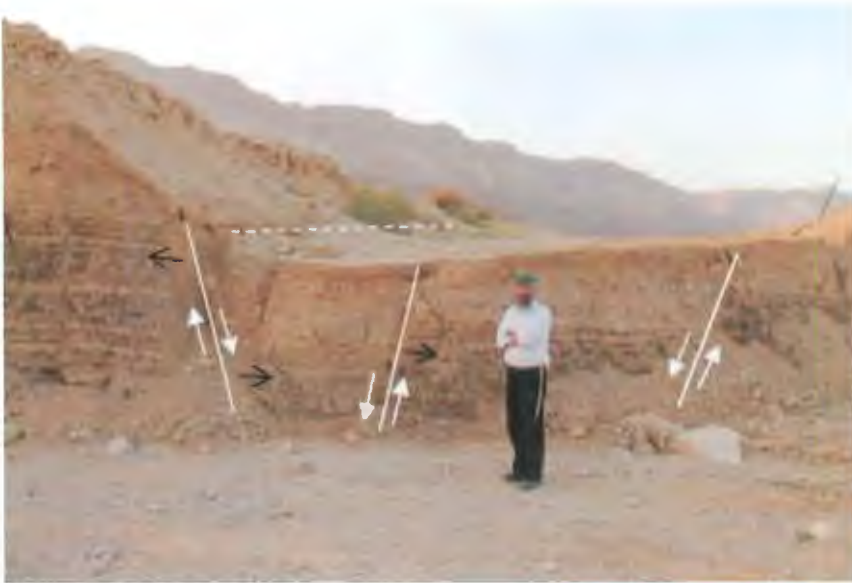
איור 5. התפתחות בולענים באזור מניפת הסחף של נחל חבר על גבי תמונת LiDAR (Light Detection And Ranging) שצולמה במאי 2011 (אבלסון וחובי, 2013). שמות אתרי הבולענים מופיעים בכתוביות הצהובות (להשוואה עם איור 1). באיור ממוחשת התפתחות אתרי הבולענים באזור על-ידי סימון הבולענים לפי תאריך זיהוי הראשון ומשמאל הזמן הראשון בו זוהה האתר. כמו כן מסומן הגבול בין מניפת הסחף ומישורי הבוץ. ניתן לראות שהתפתחות אתרי הבולענים התחילה בדרום מזרח במישורי הבוץ (אתר עשהאל) והתקדמה צפון-מערבה לתוך מרכז מניפת הסחף (אתר חבר-מרכז) למרות שבביר יותר ששכבת המלח בחבר-מרכז "פגשה" מי תהום תת-רזיים למלח בשלב מוקדם יותר מאתר עשהאל. הנחה זו נובעת מכך שאתר חבר מרכז ממוקם 500 מ' ממערב לאתר עשהאל ובמעלה הגרדיאנט ההידראולי. לפיכך, גורם דומיננטי שקובע את זמן הופעת בולענים בפני השטח הוא קומפוטנטיות הסדימנט מעל לחללי ההמסה.

בסיור נבקר באתר "חבר מניפה" (איורים 5 - 11) בו נצפה בבולענים, בשקיעות קרקע, ובמבנים שהתפתחו סביבם. נציג שיטות מדידה שונות המאפשרות לימוד ההתפתחות בזמן ובמרחב ונדון בקשר בין יצירת הבולענים לשיטפונות בנחל חבר. אתר הבולענים נמצא כ-200 מ' צפונית-מזרחית לכביש 90 במורד האפיק הראשי הפעיל של הנחל. הבולענים נוצרו לאורך רצועה שכיוונה צפון-מערב בתוך אפיק הנחל ובשוליו. הבולענים הראשונים נפערו באתר בשנת 2002 ומאז האתר פעיל. מדרום מערב לקו הבולענים נחשפת בדופן הנחל ובמישורים שמצפון לו מערכת העתקים שכיוונם מקביל לרצועת הבולענים. ההעתק הראשי מסיט את חתך תצורת צאלים ואת פני השטח בכ 1.5 מטר, כאשר צידו המזרחי ירוד (איור 7). שאר ההעתקים מראים פתיחה והעתקה אנכית בסדר גודל של כמה עשרות ס"מ.

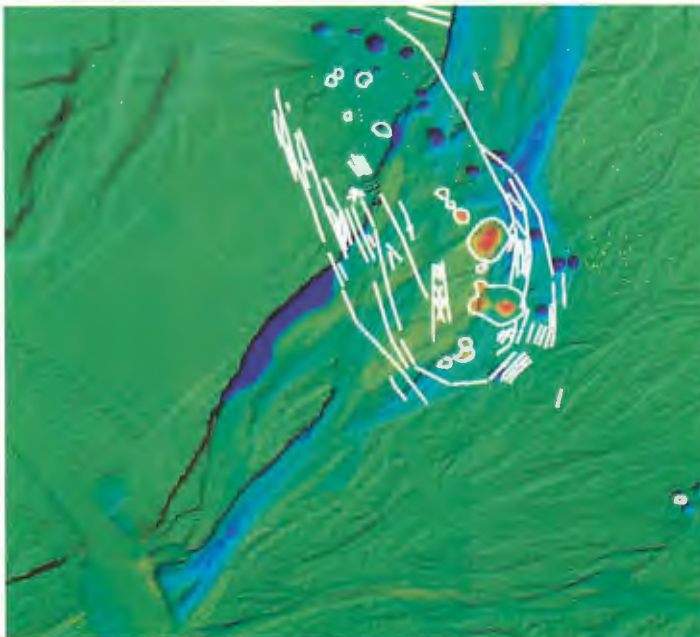


איור 6. דוגמאות של מפת ההתכנות להיווצרות בולענים ואופן בניית האזור ה"צהוב" באזור עין-גדי (שמאל) ומניפת נחל חבר (ימין). האזור הצהוב (אתרי הבולענים) נבנה בשני אופנים: (1) כאשר מקבץ הבולענים מופיע כלינאמנט ברור האזור הצהוב נקבע כאזור חייץ (buffer) של 75 מ' מסביב לקו אמצע של הלינאמנט (הקווים הכחולים), (2) כאשר מקבץ הבולענים אינו מסודר כלינאמנט האזור הצהוב הוא אזור חייץ של 25 מ' סביב הבולענים עצמם. האזור ה"אדום" נבנה לפי הערכות של השתרעות שכבת המלח ומשטר הידרולוגי המושפע מירידת המפלס באגן הצפוני של ים המלח. האזור ה"ירוק" באגן הצפוני מתאר אי ודאות של השתרעות שכבת המלח (מתוך אבולסון וחוב, 2013).

ההעתקים מלווים את אתר הבולענים ומקיפים אותו מכל עבריו (איור 8), חלקם מראה תזוזות אנכיות וחלקם מראה תנועות פתיחה בלבד. מיפוי שדה של מערכת ההעתקים והסדקים נערך בינואר 2012 (איור 8) ומאז המערכת התפתחה בעיקר לכוון צפון מזרח. שדה הבולענים אף הוא דינמי. מעקב אחר התפתחות הבולענים באמצעות השוואה בין שני מדידות LiDAR מהשנים 2011 ו 2013 מראה נדידה של כל רצועת הבולענים לכיוון צפון מזרח. בולענים שנוצרו באפיק הנחל התמלאו בסחף בזמן שיטפונות ואחרים נוצרו במיקום מזרחי יותר (איור 8). כמה מהבולענים החדשים במזרח האתר נוצרו לאורך הסדק הראשי המזרחי (איורים 8, 9).



איור 7. מבט לכיוון צפון על העתקים פעילים בדופן אפיק נחל חבר היוצרים מבנה של גרבן אשר מגביל את אתר מניפת חבר ממערב. היצנים בצבע שחור בתמונה העליונה מצביעים על אופקים ברי זיהוי מצידי ההעתקים.

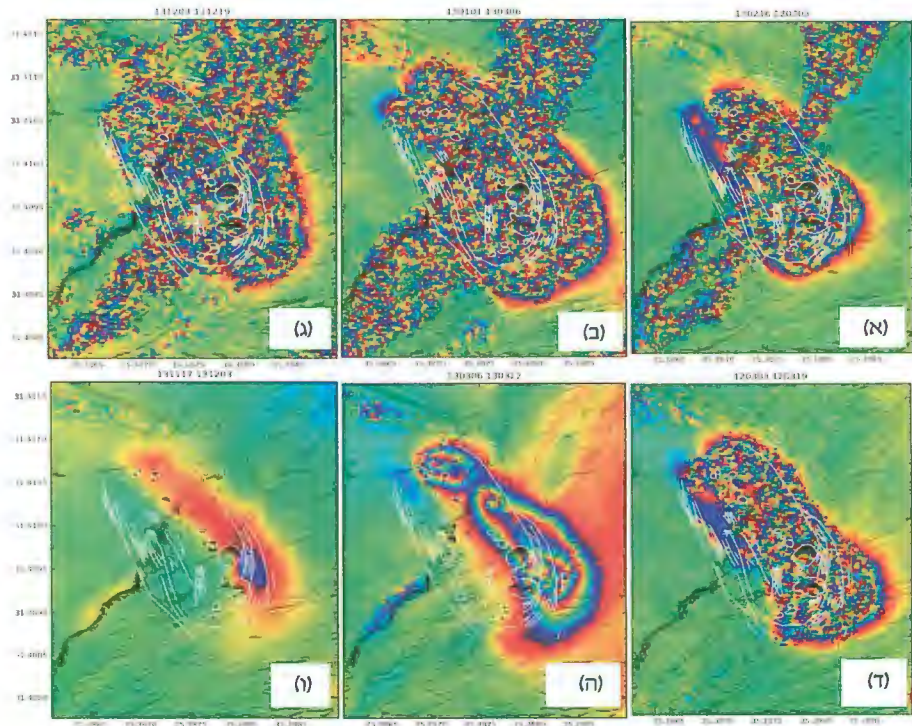


איור 8. מפת הפרשים בין מדידות LiDAR משנת 2013 לבין מדידות משנת 2011. הצבעים הכחולים מראים שקיעה או הסרה של חומר (היווצרות בולענים והתחתרות הערוץ) והאדומים תוספת חומר (מילוי בולענים). מיפוי שדה של אזורי סידוק ובולענים (בקווים לבנים) נערך ב-31 בינואר 2012. מוצג על גבי הצללה של מפת הלידר משנת 2013. ניתן לראות את הנדידה מזרחה של קו הבולענים מ-2011 (באדום) לעומת 2013 (בכחול) ואת השינויים בערוצי הזרימה בעקבות שטפונות.

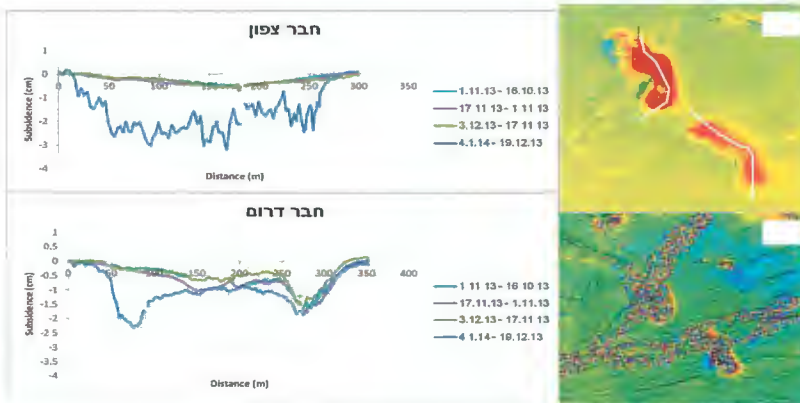


איור 9. מבט דרומה על בולען טרי בערוץ נחל חבר לאחר אירוע זרימה (צולם ב- 11/3/2013). ניתן לראות את השוליים התלולים האופייניים לבולענים במניפות סחף וכן סדק שעבר מילוי בצידו הדרומי (מסומן בחיצים שחורים). הסדק ממשיך לכיוון דרום וחוצה רצועת בולענים (מסומנים בחיצים אדומים). הסדק חצה את אפיק הנחל כבר בשנת 2012 אבל רק לאחר השיטפון בינואר 2013 נוצרו לאורכו הבולענים שבצילום.

מעקב דו-שבועי אחר שקיעות קרקע המלוות את היווצרות הבולענים נערך באמצעות אינטרפרומטריה של רדאר מלוויינים (Nof, 2013, Nof et al., 2013). לתיאור קצר של השיטה, ראה סיור מספר 4 במדריך סיור זה. המעקב מצביע על קשר משמעותי בין אירועי שיטפון בנחל לבין שקיעות הקרקע (איורים 10,11). בזמן השיטפונות חלה הפרה משמעותית של פני השטח באתר הבולענים והובלת חלוקים באפיק הנחל (איורים 10א, 10ב, 10ג). במצב כזה, אין החזרה קוהרנטית של גלי הרדאר אלא החזרה שונה מכל פיקסל (דקורלציה המתבטאת בצבעים אקראיים). אזור ההפרעה רחב וניתן באמצעות דגם הדקורלציה למפות גם את ערוצי הזרימה. לאחר שיטפון דועכת הפעילות ועוברת באופן הדרגתי למשטר של שקיעות קרקע הדרגתיות (איור 10ה). לעיתים נמשכות ההפרעות בפני השטח כמה שבועות אחרי השיטפון (איור 10ד). ככל שעובר זמן מאז השיטפון האחרון הולך ופוחת קצב השקיעה (איורים 10, 11).



איור 10. השוואה בין שלוש תקופות של שיטפונות לבין תקופות בין שיטפונות בערוץ נחל חבר. בשורה העליונה (א-ג) ניתן לראות תקופות שיטפונות המתבטאות כדקורלציה (נקודות חסרות קוהרנטיות בכחול ואדום) באפיק הנחל ובשדה הבולענים. בשורה התחתונה ניתן לראות שתי תקופות שלאחר אירועי השיטפונות (ד, ה) ותקופה של כ 8 חדשים לאחר השיטפון האחרון (ו). שטח אזור השקיעה וקצב השקיעות קטן ככל שעובר הזמן מאירוע השיטפון האחרון (לדוגמא, השוואה בין ה' ל ו'). תקופות האינטרפרוגרמות מצויינות בראש האוורים בפורמט של YYMMDD. המפות מוצגות על גבי הצללה של מדידות לידר מ- 2011. מיפוי סדקים ובוולענים נעשה בשטח ב-31 בינואר 2012 (קיים לבנים).



איור 11. פרופילי שקיעות קרקע בפרקי זמן של 16 יום לפני ואחרי השיטפון שארע ב 12.12.13, לאורך שני צבירים באתר "חבר מניפה". (א) מיקום הפרופילים על גבי אינטרפרוגרמה פרושה (unwrapped) המראה ערכי שקיעה מוחלטים. (ב) אינטרפרוגרמה מחזורית (wrapped) של האזור בזמן השיטפון. אזורי דקורלציה מציינים את האפיקים שזרמו ואזורי הבולענים שהושפעו מהזרימה. (ג) ו (ד) פרופילי השקיעה. בולטת לעין שקיעת הקרקע הקטנה לפני השיטפון בהשוואה להתגברות השקיעה לאחריו וכן העדר השינוי במידת השקיעה בחלק הדרומי של תת האתר הדרומי, שם לא זרם הנחל.

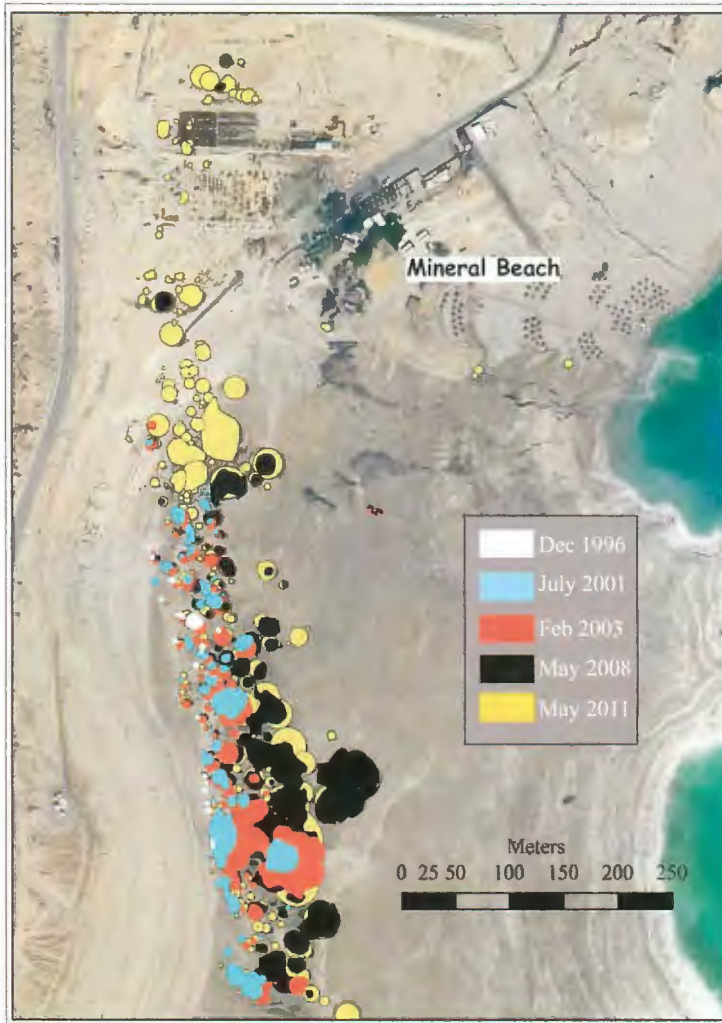
3. תחנה מספר 2 - בולענים וחיזוי קריסות סביב חוף מינרל

מאיר אבלסון¹, רן נוף², גידי בר¹, יוסי יחיאל¹, טטיאנה אקסיננקו², ולדימיר פינסקי²

1 המכון הגיאולוגי, מלכי ישראל 30, ירושלים

2 המכון הגיאופיזי, רח' הבעש"ט 6, לוד

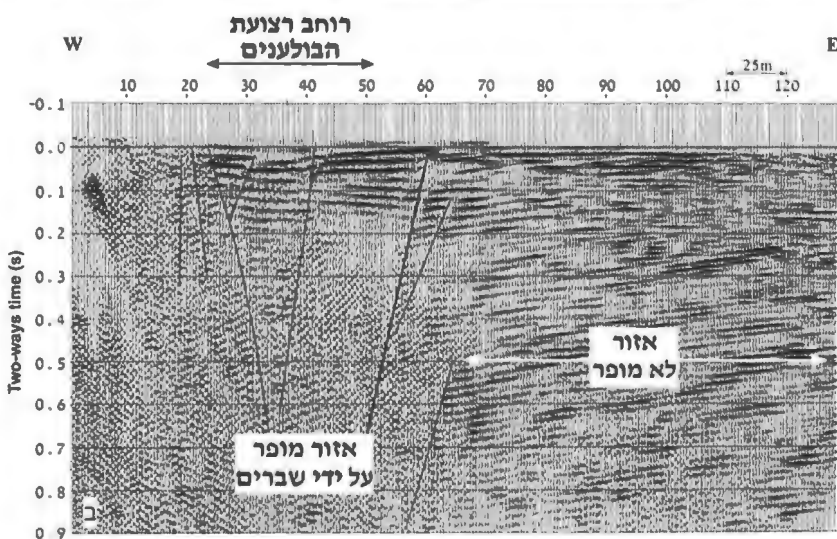
בתחנה זו נסייר לאורך קו הבולענים במניפת הסחף ובמישורי הבוץ ונבין את הגורמים לתפוצת הבולענים באתר זה, נראה ביטויים לשקיעות קרקע בשטח ונשווה להדמיות ה-InSAR, נראה תחנות ניטור מיקרוסיימי ונדון במשמעות תפוצת האירועים לגבי אתר התיירות של חוף מינרל. האתר מכיל קרוב ל 700 בולענים המסודרים על קו שכיוונו 350° (איור 12), המקביל להעתקי הבקע הסמוכים לו (איור 13א). אתר זה הופיע בערך בשנת 1996 והתפשט לאורך קו הבולענים, כאשר קצב גידול האתר קפץ משנת 1999. אתר זה משתרע על פני שתי הסביבות הסדימנטריות של חוף ים המלח, מישורי הבוץ בה רוב בולעני האתר, ומניפת סחף בה מופיעים הבולענים הצפוניים של האתר. הבולענים הצפוניים שבמניפת הסחף הם עמוקים ויציבים יותר ביחס לאלו שבמישורי הבוץ, אך גם מסוכנים יותר.



איור 12: התפתחות מקבץ הבולענים הראשי באתר שלם בין 1996 ל 2011 כפי שעובד על-ידי מערכת ה-GIS (אבלסון וחובי, 2013). ניתן להבחין שהתפתחות האתר היא לאורך קו. עד 2008 הבולענים הופיעו רק במישור הבוץ תוך התארכות מינורית של הקו והתרחבותו מזרחה בלבד. משנת 2008 התחילו להופיע בולענים גם במניפת הסחף שגרמו להתארכות משמעותית של קו הבולענים. גומה זו נמשכה גם בשנים מאוחרות יותר. ההתרחבות זו של קו הבולענים במישור הבוץ, מרמזת שמלבד התארכות הקו צפונה נצפה להתעבות קו הבולענים מזרחה גם במניפת הסחף. התרחבות קו הבולענים נגרמת כנראה כתוצאה מנדידת גבול המלח מזרחה על-ידי המסה ויצירת מערכת חללים.

מאז הופעתו הראשונה, התפשטות האתר הייתה בעיקר לאורך הליניאמנט תוך כדי התרחבותו לכיוון מזרח (איור 12). התרחבות רצועת הבולענים מזרחה מתאימה לתצפיות מקידוחים המראות שרצועת הבולענים מופיעה בגבול המערבי של השתרעות שכבת המלח, כלומר, חזית ההמסה יכולה להתקדם רק מזרחה למקום המצאות שכבת המלח. ההופעה הקווית של הבולענים המקבילה להעתקי הבקע מתאימה לתצפית מחתך רפלקציה המראה שרצועת הבולענים נמצאת מעל לקווי שבירה (איור 13). התפשטות הבולענים לאורך קו הבולענים לתוך מניפת הסחף של נחל חצוצן התחילה בערך בשנת 2008 עם בולענים

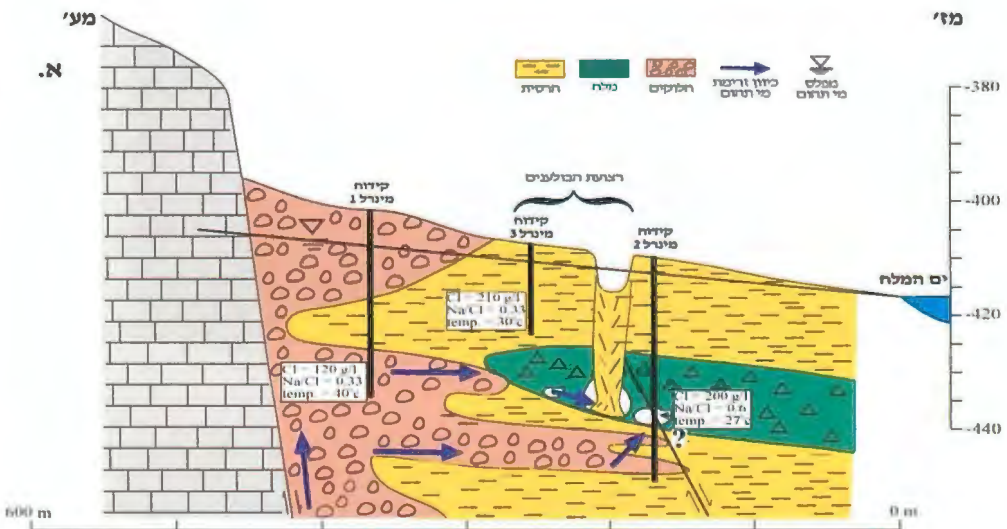
בודדים. בשנת 2011 כבר נראו כמה עשרות בולענים במניפת הסחף לאורך קו הבולענים. נראה שגם כאן, בדומה למניפת חבר, קריסת בולענים במניפת הסחף לתוך חללים ממתנינים "התעכבה" כ-15 שנה לאחר הקריסות במישור הבוץ. מזרחה לרצועה עד קו החוף, השכבות בחתך הרפלקציה אינן מופרעות כלל, ואכן אין שם הופעה של בולענים (איור 13).



איור 13: הקשר בין קו הבולענים וההעתקים. א. תצלום אוויר משנת 2002 בו רואים הקבלה בין קו הבולענים להעתקי הבקע. כמו כן מסומן מיקום חתך הרפלקציה הסייסמית. ב. חתך הרפלקציה הסייסמית בו ניתן לראות שקו/רצועת הבולענים נמצא מעל אזור בו השיכוב מופר. מזרחה, באזור שהשכבות רציפות לא מופיעים בולענים למרות נוכחות שכבת המלח. רוחב רצועת הבולענים המסומנת היא לפי התצ"א מ-2002, מאז רצועה זו התרחבה מזרחה (Abelson et al., 2006).

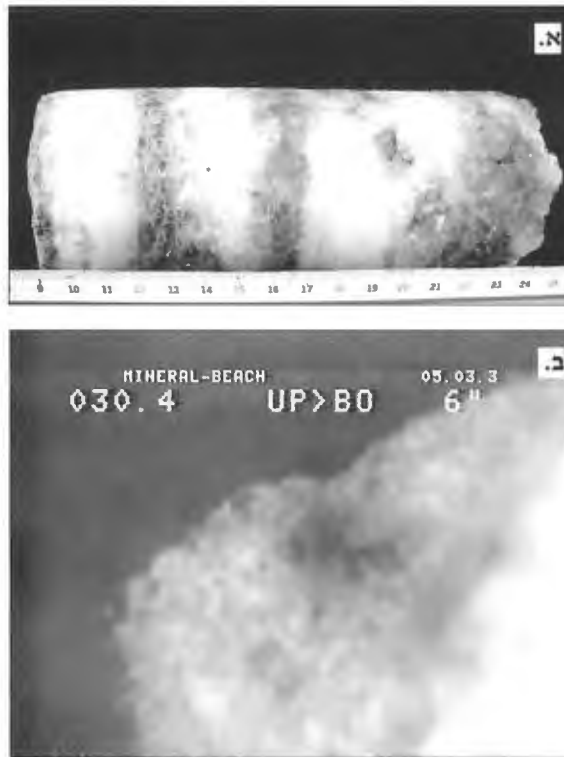
שלושה קידוחים נקדחו בסמוך לבולעני אתר שלם-2. קידוח מינרל-1 הגיע לעומק של 35 מ' וקידוח מינרל-2 ל-50 מ'. הממצאים הרלבנטיים להבנת מנגנון היווצרות הבולענים היו (יחיאלי וחובי, 2003, 2004) (איור 14):

- (1) מציאת שכבת מלח בעובי של 15 מ' [מינרל-2],
- (2) מציאת חלל בחלקה התחתון של שכבת המלח [מינרל-2],
- (3) נוכחות מים תת-רוויים ממערב לשכבת המלח [מינרל-1], קרי, ריכוז הכלור הוא 120 גר/לי לעומת 210 גר/לי של מי תמלחת,
- (4) נוכחות מים שהמיסו מלח בחלל במלח [Na/Cl=0.6].



איור 14: חתך רוחב עם נתוני הרכב מי תהום באתר שלם-2 על סמך קידוחים (Yecheili et al., 2006).

החלל שהתגלה בקידוח מינרל-2 היה בעומק של 28 מ' מפני השטח. מצלמה שהוחדרה לתוך החלל דרך הקידוח מראה שקיר החלל בנוי מגבישי מלח (איור 15). במהלך שנת 2005 צינור הקידוח קרס לתוך החלל ונוצר בור חדש שהוא כרגע הבור המזרחי ביותר של אתר שלם-2. תצפיות אלו ממחישות שיצירת הבולענים היא כתוצאה מהמסת מלח על-ידי מים תת-רוויים המגיעים ממערב. המניע של חדירת מים אלו הוא נסיגה מזרחה של מי התמלחת של ים המלח.

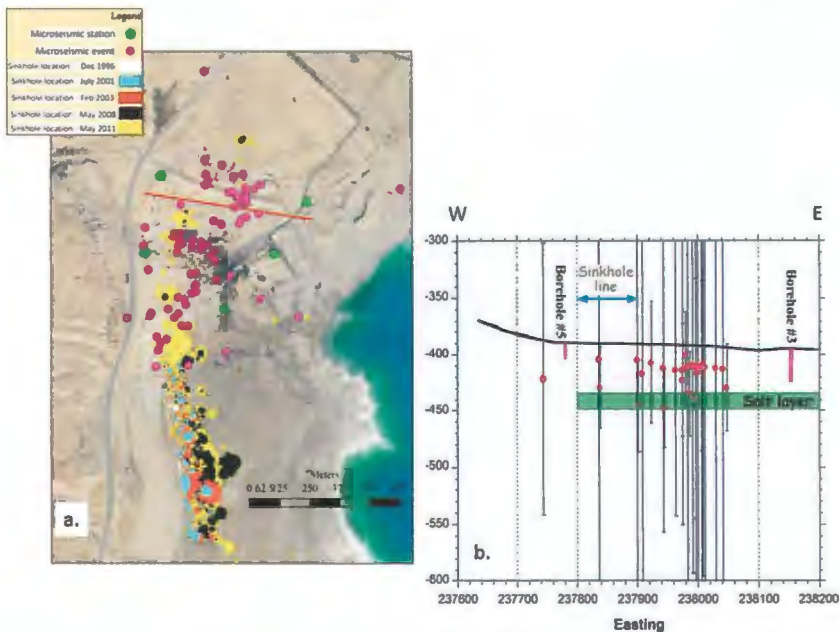


איור 15: א. מלח משכבת המלח כפי שנדגם מקידוח מינרל-2. ב. תצלום קיר החלל שלתוכו חדר קידוח מינרל-2. ניתן להבחין בגבישי מלח גסים.

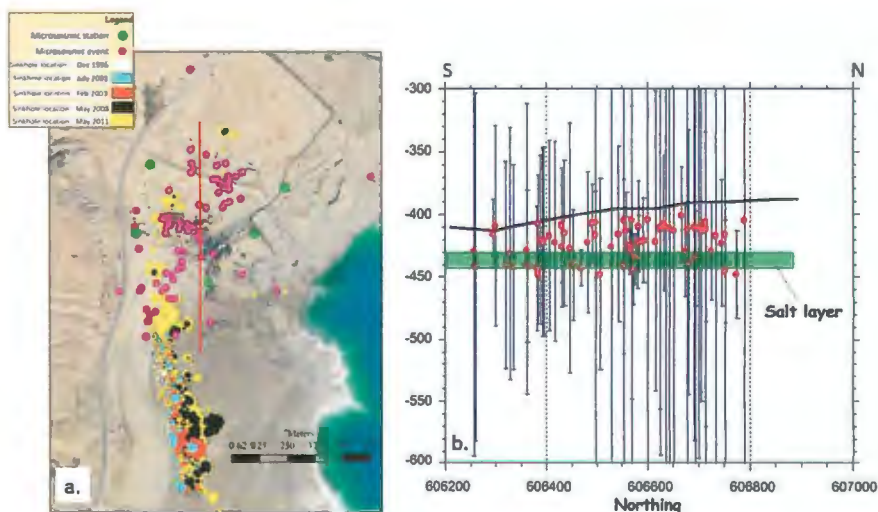
ניטור מיקרוסייסימי של קריסות מבשרות התפתחות בולענים :

ניטור מיקרוסייסימי לאיתור רעשים סייסימיים בוצע בשיתוף פעולה בין המכון הגיאולוגי והמכון הגיאופיזי. בניטור זה הוכנסו גיאופונים לחמישה קידוחים בתפזורת מסביב לבולענים במניפת הסחף של נחל חצרון ממערב לחוף מינרל. עומק הקידוחים הוא בין 10 ל-25 מ', וזאת במטרה להפטור מרעשי רקע של הפעילות האנושית באזור. הניטור נערך במשך כחודשיים וחצי (28.6.2012 – 7.9.2012) ונקלטו 82 אירועים סייסימיים בעצמות (M_L) בין 0.4- ל-3.6. רוב האירועים היו בעצמה בין (3-) ל- (2-). האפיצנטרים של רוב האירועים נמצאים מזרחית לקו הבולענים (איור 16) כצפוי להתפשטות התפתחות הבולענים מזרחה תוך הרחבת קו הבולענים. עומק האירועים נע בין תחתית שכבת המלח, שגגה הוא בעומק ~40 מ', ופני השטח (איורים 16-17). מיקום האפיצנטרים וההיפוצנטרים של אירועים אלו מתאים למיקום הצפוי של התפתחות הבולענים לכן נראה שאכן הניטור המיקרוסייסימי קולט פעילות קריסות תת-קרקעיות הקשורות להתפתחות בולענים אשר אין להם עדיין שום ביטוי על פני השטח, כולל שקיעות קרקע קטנות שנצפות בעזרת ה-InSAR (איור 18). בהתחשב בכך שחללי המסה במלח שבמניפות הסחף יכולים להיווצר הרבה לפני שיש כל

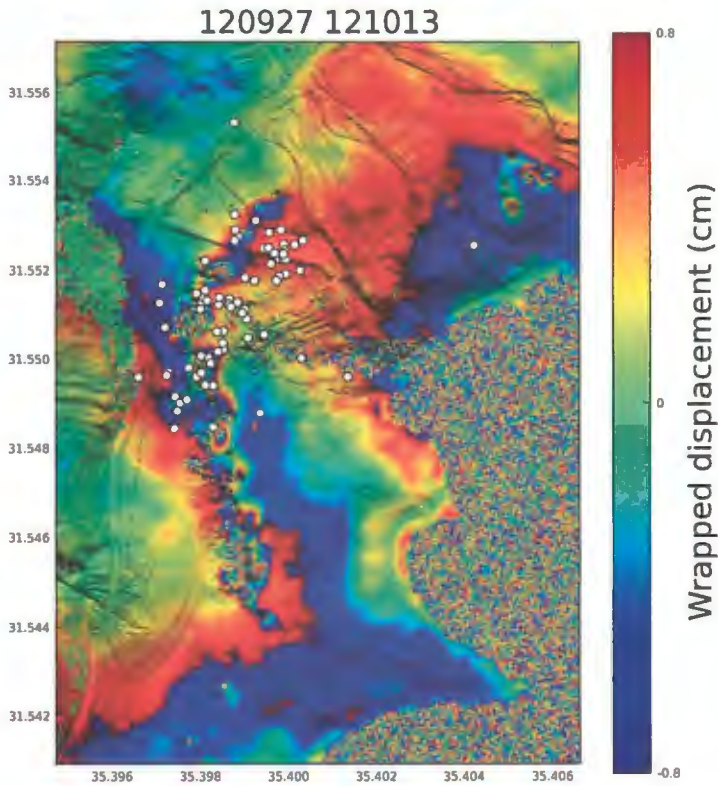
ביטוי שהוא על פני השטח הניטור המיקרוסיימי מהווה כלי חשוב באיתור מוקדם של קריסות עתידיות.



איור 16. מיקום האירועים המיקרוסיימיים במבט מפה וביחס להתפתחות אתר הבולענים (a), ובחתיך מזרח-מערב ביחס לשכבת המלח שהמסתה היא המקור לבולענים (b). חמש הנקודות הירוקות מסמנות את מיקום קידוחי הניטור. הנקודות האדומות במפה ובחתיך הן מיקום האירועים שנקלטו. ניתן לראות שרוב מבריע של האירועים נמצא במניפת הסחף וממזרח לקו הבולענים, כצפוי לאופן התפתחות האתר. עומק האירועים מאוכן לרוב בשגיאה גדולה, ומשתרע בין שכבת המלח עצמה ופני השטח.



איור 17. מיקום האירועים המיקרוסיימיים במבט מפה וביחס להתפתחות אתר הבולענים (a), ובחתיך צפון-דרום (b). ראה פירוט באיור 16.



איור 18: מיקום מוקדי האירועים מוצג על גבי הדמיית InSAR הרושמת שקיעות קרקע קטנות. שקיעות הקרקע נקלטו כחדש לאחר הניטור הסייסמי. ניתן לראות שרוב הרעידות הזעירות הקשורות לקריסות "כמוסות" מופיעות מחוץ לאזורי השקיעות וללא כל ביטוי של מעוות של פני שטח.

4. תחנה מספר 3 - הידרוגיאולוגיה וסימנים מוקדמים להתפתחות בולענים במניפת נחל ערוגות

יעל קירר^{1,3}, ישי ווינשטיין², אייל שלו³, אברהם סטרינסקי¹, יוסי יחיאלי³, רן נוף⁴, גידי בר³, הלל לוצקי³

- 1 המכון למדעי כדור הארץ, אוניברסיטה עברית
- 2 המחלקה לגיאוגרפיה וסביבה, אוניברסיטת בר-אילן
- 3 המכון הגיאולוגי, מלכי ישראל 30, ירושלים
- 4 המכון הגיאופיזי, רח' הבעש"ט 6, לוד

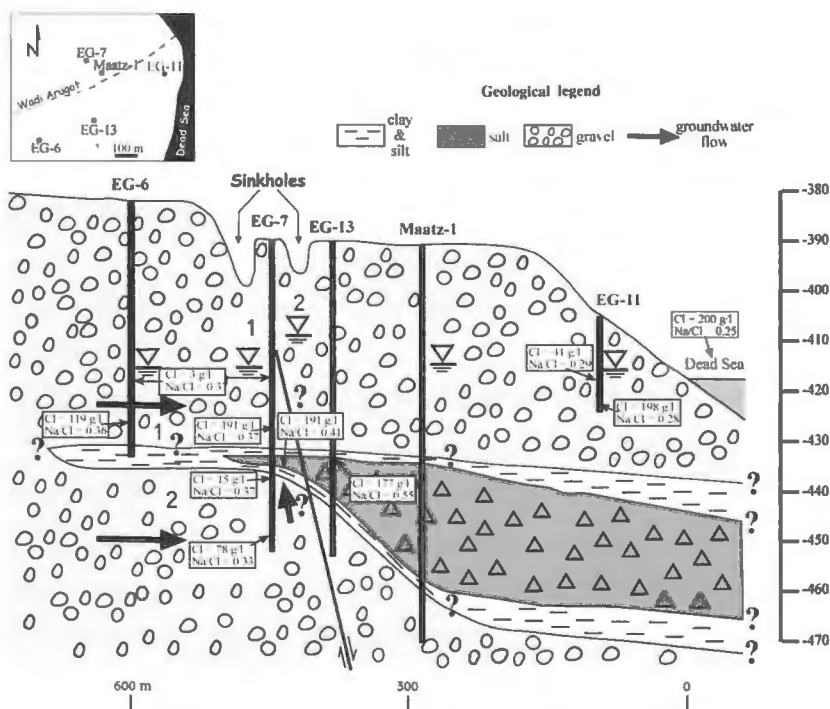
א. רקע

(מתוך אבלסון וחוב' 2007 ולפי Yechieli et al., 2006)

הבולענים באזור זה מתפתחים במשקעי מניפת הסחף של הנחלים דוד וערוגות. כתוצאה מכך נוצרים בולענים עמוקים מאוד, שהרבה מהם עולים על עומק של 10 מ'. בולענים אלה גורמים לנזק רב שבעטיים נסגר הקמפינג של עין-גדי ומטע התמרים הצפוני ננטש. הבולענים מרוכזים ב- 7 צבירים המכילים 2 עד 10 בולענים ויוצרים רצף ליניארי שכיוונו באזימוט של 348° , בדומה לקו הבולענים בשלם-2. רצועת הבולענים זו מתחילה בדרום מזרח מקו החוף, אזור בסיס חיל הים הנטוש, עוברת דרך אתר הקמפינג הנטוש, וחוצה את כביש 90 למטעי התמרים של קיבוץ עין-גדי (איור 6). רצועה זו של בולענים מגדירה את אזור הסיכון המרבי להתפתחות בולענים באזור עין-גדי (איור 6), והיא מהווה את הסיכון הגבוה ביותר על כביש 90 לאורך כל חוף ים המלח. שלושה פרופילים של רפלקציה שחצו את רצועת הבולענים מראים שרצועה זו היא ביטוי פני-שטח של אזור שבירה קבור. באזור זה בוצעו כ- 20 קידוחים למטרות שונות. מקידוחי התצפית של פרויקט הבולענים נצפו התופעות הבאות הרלבנטיות להבנת מנגנון היווצרות הבולענים (איור 19):

- 1) שכבת מלח נמצאה בהבדלי עובי גדולים על-פני מרחקים קצרים
- 2) במקום בו נקדחו מספר קידוחים בכיוון כללי מזרח - מערב, נראה כי רצועת הבולענים נמצאת קרוב (מעט ממזרח) לגבול השתרעות שכבת המלח.
- 3) מים מתוקים נמצאו באקוויפר מתחת לשכבת המלח ($Cl=15 \text{ gr/l}$ ו- $Cl=78 \text{ gr/l}$).
- 4) מים שהרכבם מראה סיגנל של המסת מלח ($Na/Cl=0.55$) נדגמו משכבת המלח.
- 5) העומד ההידראולי באקוויפר מתחת לשכבת המלח היה גבוה במספר מטרים מזה שנצפה באקוויפר הפריאטי, כך שמים מתוקים יכולים לעלות לשכבת המלח מהאקוויפר הכלוא.

בתחנה זו נצעד בין בולענים של הצביר הצפוני במטע התמרים הנטוש. הבולענים הגדולים ביותר נסתמו על-ידי עובדי המטע, ונשארו בולענים קטנים בקוטרם אך עמוקים.



איור 19: חתך רוחב לאזור שפך ערוגות-דוד עם נתוני הרבם מי תהום על סמך נתוני קידוחים (Yechieli et al., 2006).

ב. מוצא נחל ערוגות לים המלח – תגובת מי התהום לשינויי מפלס ים המלח

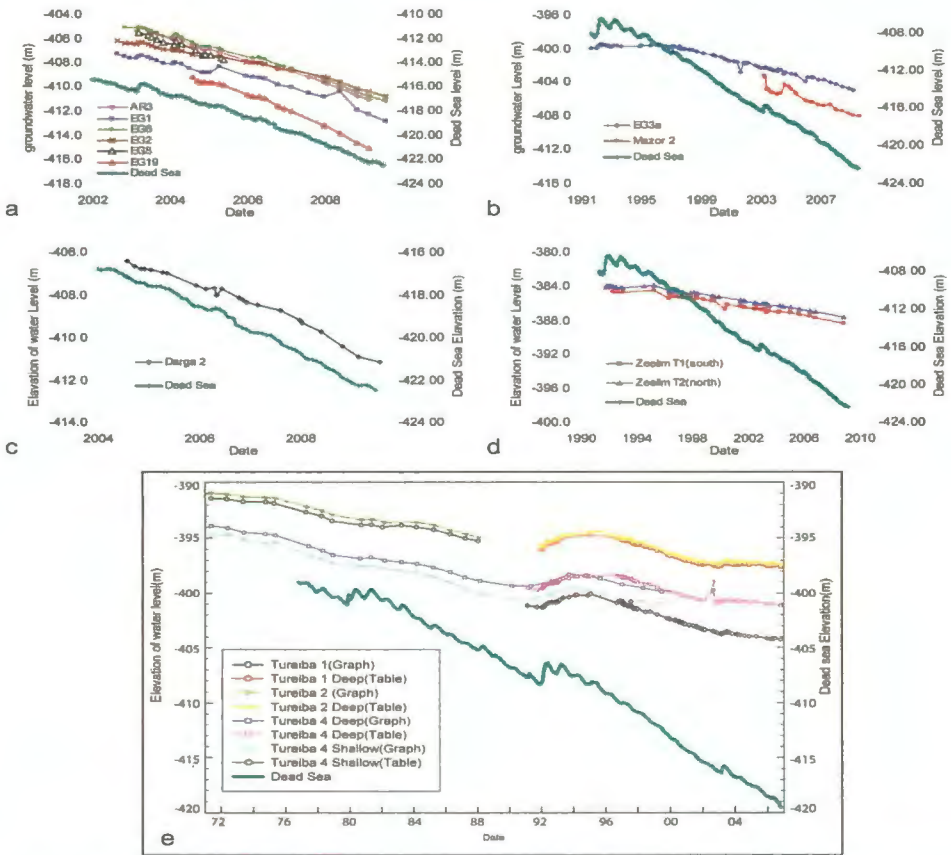
ירידת מפלס ים המלח גורמת לשינויים במערכת מי התהום שבקרבת הים. תגובת המערכת ההידרוגיאולוגית מתבטאת בירידת מפלס מי תהום, בשינוי במיקום הפן הביני, הגברה בזרימת מי תהום מתוקים לים (בגלל הגדלת הגרדיאנט ההידראולי בקרבת הים) ובשינוי בתהליך הסירקולציה של מי ים המלח בתוך האקוויפר.

ירידה במפלס ים המלח גורמת לירידה ברורה גם במפלסי מי תהום (איור 20). במקומות רבים ירידת מפלס מי תהום קטנה מזו של מפלס ים המלח אך יש גם אזורים שבהם הירידה זהה (למשל בנחל ערוגות, איור 20). הגורמים המשפיעים על תגובת המפלסים הם המרחק מקו החוף והמוליכות ההידראולית של הסדימנטים בקרבת החוף, כאשר מרחק גדול ומוליכות נמוכה גורמים לשינוי קטן יחסית במפלס מי התהום (Kiro et al., 2008; Yechieli et al., 2010). לכן, בקידוחים בתוך נחל ערוגות שבה האקוויפר בנוי בעיקר מחלוקים בעלי מוליכות גבוהה, יש תגובה מהירה של מפלס מי התהום. בקידוחים הקרובים לים במניפת ערוגות יש גם תגובה מהירה של הפן הביני שיורד ונודד מזרחה בעקבות ירידת ים המלח (איור 21). לעומת זאת, במקומות רחוקים יותר מהים (למשל באזור נחל דרגה, כ- 700 מטר מהים) לא נצפתה ירידה במיקום הפן הביני. כפי שנכתב

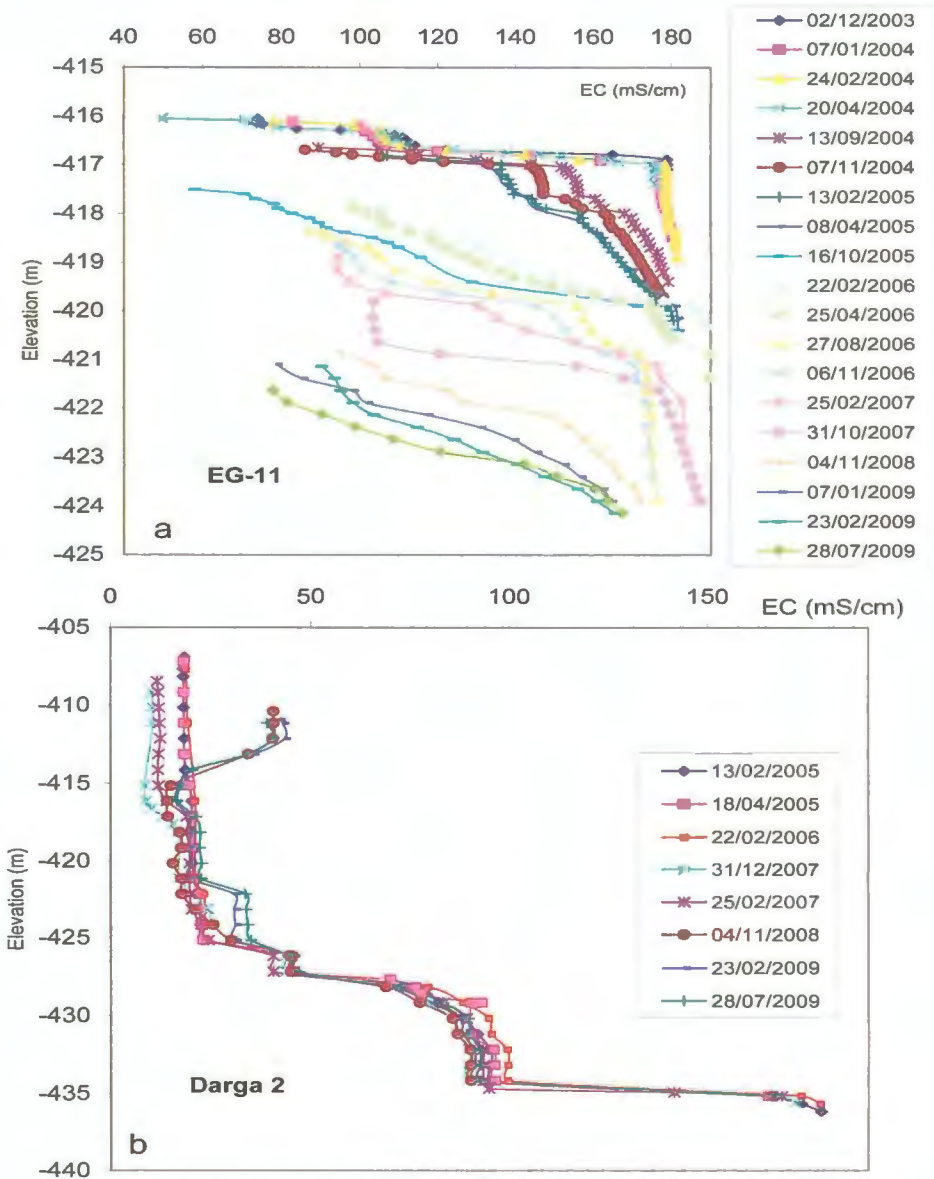
קודם, הירידה במיקום הפן הביני ותזוזתו מזרחה משמעותה כניסת מים מתוקים יותר למערכת מי התהום ואפשרות של המסת מלח ויצירת חללים בתת הקרקע. ירידת מפלסי מי תהום בקרבת הים, שעצמתה קטנה עם המרחק מהים, גורמת להחרפת הגרדיאנט ההידראולי ולכן גם לעליה בכמות שפיעת מי תהום לים המלח, כפי שנמצא בעזרת סימולציות הידרוגיאולוגיות עם מודל FEFLOW (Yechieli et al., 2009). אכן, מהירויות הזרימה בקרבת הים גבוהות יחסית לאלו הידועות באקוויפר חופי רגיל, כפי שנמדד בעזרת מבחני עוקבים (מהירות של כ- 10 מטר ליום לעומת כ- 10-100 מטר לשנה באקוויפרים רגילים).

נושא נוסף שנבדק לאחרונה הוא הסירקולציה של מי ים המלח בתוך האקוויפר. בשלב ראשון הנושא נבדק בעזרת סימולציות נומריות (SUTRA code) שהראו כי הסירקולציה ממשיכה ומי הים נכנסים לתוך האקוויפר גם במצב הנוכחי שבו יש ירידה מהירה של בסיס הניקוז (Kiro et al., 2008). על המשך הסירקולציה ניתן ללמוד גם בעזרת ההרכב הכימי של מי תהום (למשל יחסי נתון לכלור, איור 22). סירקולציה זו גורמת לשינוי משמעותי בהרכב מי הים שנכנסים ויוצאים מן האקוויפר החופי. כך לדוגמא, ריכוז הבריום והרדיום 226 יורד במהלך כניסת מי ים המלח לאקוויפר בעוד שריכוז הרדיום 228 עולה בתהליך זה (איור 23). השינוי בפרמטרים הכימיים (כדוגמת רדיום 228) מאפשר הערכה של קצב החדירה של מי הים לאקוויפר (סדר גודל של מספר מטרים בשנה, Kiro et al., 2012, 2013) וגם מאפשר הערכה של כמות המים שמשתתפת בתהליך הזה לעומת המרכיבים האחרים במאזן של ים המלח (Kiro et al., 2014).

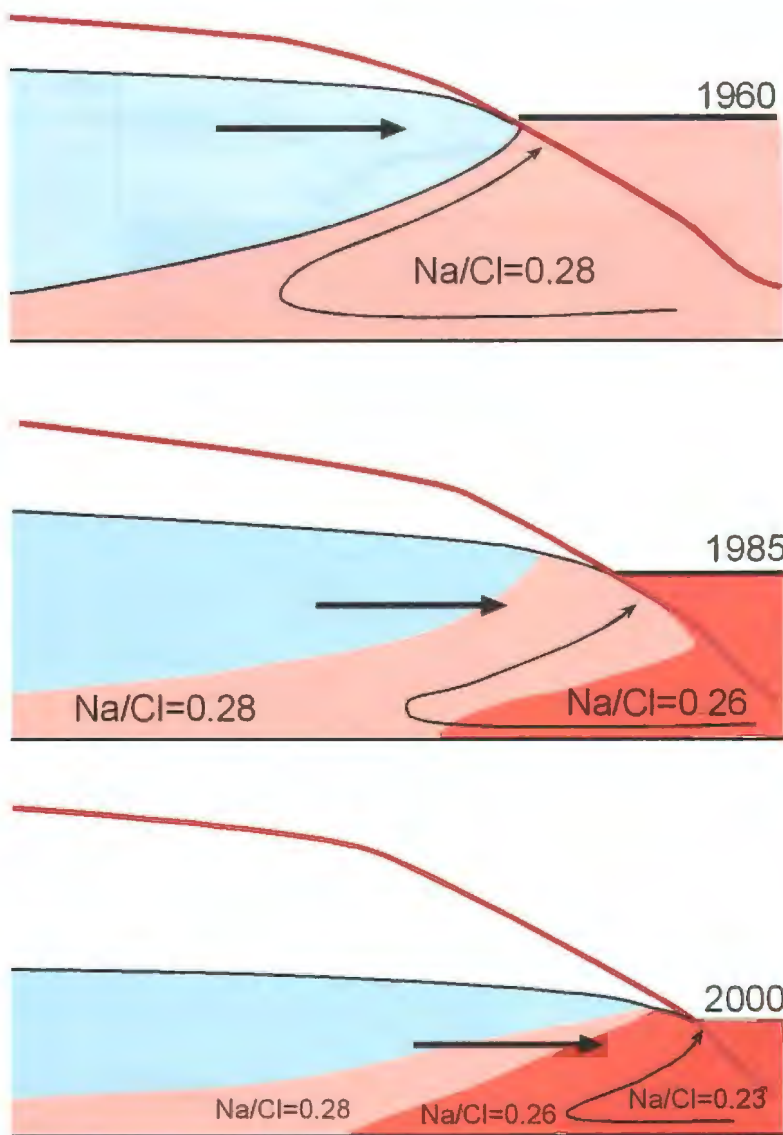
התחנה ההידרוגיאולוגית הזו תהיה בנחל ערוגות בקרבת קו החוף. בנקודה זו ניתן לראות את המערך של הקידוחים שבהם נמדדו המפלסים ומיקום הפן הביני וכן נעשה בהם דיגום של מי תהום לאנליזות הכימיות והאיזוטופיות השונות. מערך קידוחים זה שימש גם עבור מדידת מהירויות זרימת מי תהום בעזרת עוקבים. במהלך הסיור נעשה גם פרופיל של מוליכות חשמלית המלמד על מליחות מי תהום בעומקים השונים ועל השפעת נחל ערוגות על מליחות זו. באזור זה ניתן לראות גם את כניסת מי התהום לתוך הים בגלל הפרשי הצפיפויות שביניהם.



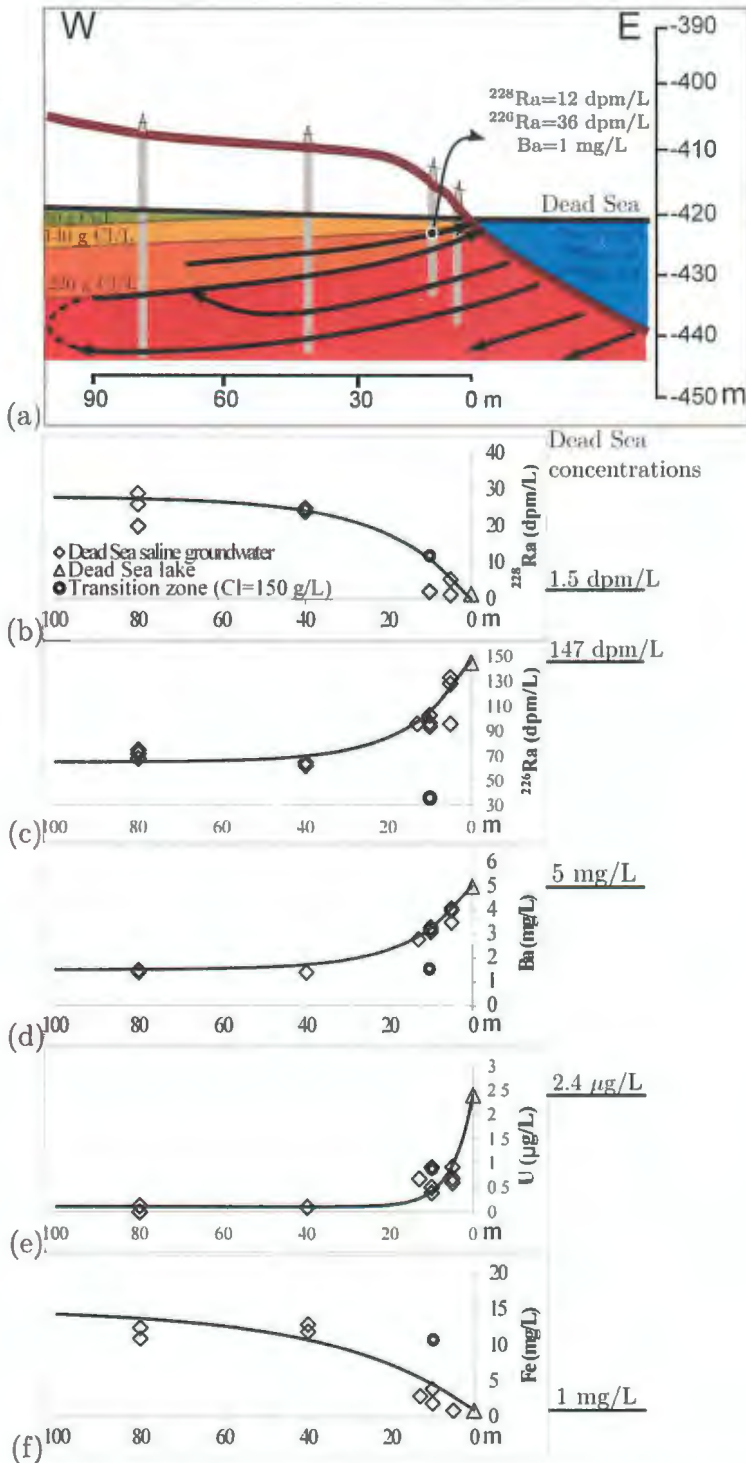
איור 20. תגובת מפלס מי התהום לירידת מפלס ים המלח, (a) מניפת ערוגות, (b) חמי מזור, (c) נחל דרגה, (d) נחל צאלים, (e) טוריבה (סמר).



איור 21. תגובת הפן-הבינוי לירידת מפלס ים המלח, (a) מניפת ערוגות, (b) נחל דרגה.



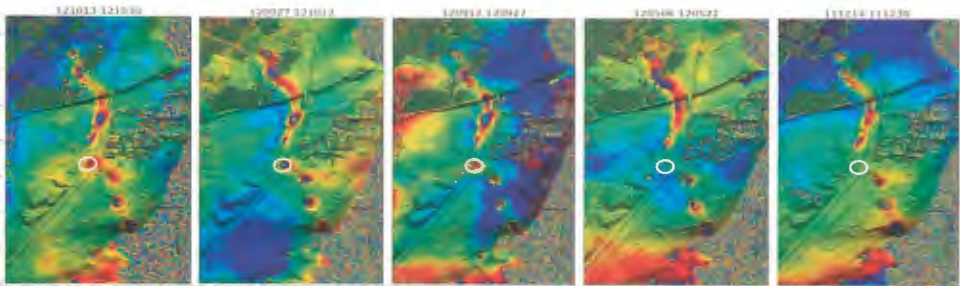
איור 22. הסירקולציה של מי ים המלח באקוויפר הסמוך אליו כפי שבאה לידי ביטוי ביחסי Na ל - Cl. יחס זה יורד במי ים המלח מתחילת שנות השמונים כתוצאה מהשקעת הליט.



איור 23. ריכוז של פרמטרים כימיים ואיזוטופיים במי ים המלח בתוך האקוויפר כפונקציה של מרחק מקו החוף.

ג. סימנים מוקדמים לקריסת בולענים באתר ערוגות: תצפיות מאינטרפרומטריה של רדאר

האזור בו קו הבולענים חוצה את כביש 90 סומן עוד בסוף שנות ה-90 כאזור בסיכון גבוה ביותר (אלי רז, דוחות למועצה אזורית "תמר") ובעקבות זאת הודקה תשתית הכביש ע"י מע"צ בשנת 2002 ויריעה גיאוטכנית הונחה לאורכו. בולענים המשיכו להתפתח צפונה ודרומה למפגש עם הכביש אך לא על הכביש עצמו. החל מסוף שנת 2011 מנוטר האזור גם על ידי מדידות InSAR (Nof, 2013, Nof et al., 2013). בפרק הזמן שעד חודש ספטמבר 2012 נצפו שקיעות קרקע בכל אחד מהבולענים אשר לאורך הקו, אך לא נצפתה כל שקיעה על הכביש. בין 12 לספטמבר ו 27 לספטמבר 2012 נצפתה שקיעה גם על הכביש ושוליו המערביים (איור 24). באותו פרק זמן התרחב באופן משמעותי בולען קטן בשולי הכביש, ולאחר כ 3 חדשים נוצר בולען חדש בסמוך לקודם באותו אזור שקיעה. תחילת השקיעה קורלטיבית בזמן לאובדן מחזור המים בקידוח סמוך. השקיעה לאורך קו הבולענים במפגש עם הכביש ממשיכה מאז ועד כתיבת שורות אלה. בתחילת ספטמבר 2013 נפער בולען חדש כ 20 מ' דרומית לשני הבולענים הקיימים (איור 25). שלושת הבולענים מכוסים באופן תדיר בחומר ואדי על ידי חברת נתיבי ישראל בע"מ, ונפערים מחדש לסירוגין.



איור 24. סדרת אינטרפרומטריות משנת 2012 במפגש קו הבולענים של אתר ערוגות עם כביש מס' 90. יש לשים לב לשקיעות קרקע שהחלו על הכביש ובשוליו המערביים בספטמבר 2012 וממשיכות מאז (מסומנות בעיגול לבן). תאריכי ההדמאות בפורמט YYMMDD.



איור 25. בולען חדש באתר ערוגות בשולי כביש 90, נפער ב 2.9.2013 בסמוך לשני בולענים קודמים, באזור שהחל לשקוע כשנה קודם לכן ומאז ממשיך לשקוע. הבולענים נפתחים ומכוסים לסירוגין על ידי חברת נתיבי ישראל בע"מ.

ביבליוגרפיה

- אבלסון, מ., שלו, א., ביין, ע., כרובי, א., שטיבלמן, ו., קלבו, ר., יחיאלי, י., בולעני ים המלח - מדריך סיור, 2007, החברה הגיאולוגית, הכנס השנתי, עין בוקק.
- אבלסון, מ., בורשבסקי, א., ברוך, א., מושקין, ע., יחיאלי, י., 2013, חידושים בהתפתחות בולעני ים המלח ועדכון מפות ההתכנות - 2012, דוח מכון גיאולוגי, GSI/11/2013.
- וקס, ד., יחיאלי, י., שטיבלמן, ו., איתמר, א., בר, ג., גולדמן, מ., רז, א., ריבקוב, מ., שטנר, א., 2000, הוצרות הבולענים לאורך חופי ים-המלח, מכון גיאולוגי דוח מס. GSI/41/2000.
- יחיאלי, י., קירו, י., אבלסון, מ., 2003, ממצאים גיאולוגיים והידרולוגיים מקידוחי תצפית באזור חוף מינרל. דוח מכון גיאולוגי, GSI/40/2003.
- יחיאלי, י., אבלסון, מ., ביין, ע., שטיבלמן, ו., כרובי, א., וקס, ד., בר, ג., קלבו, ר., לייחובסקי, ו., 2004, תופעת הבולענים לאורך חופי ים המלח - הממצאים, מנגנון היצירה וצפי לעתיד. דוח מכון גיאולוגי, GSI/21/04.
- מוצן, צ., ארקין, י., אבני, י., 2010, קריסה וסחיפה תת קרקעית בקרבת העתק השוליים המערבי של אגן ים המלח ובצמוד לחוף ים המלח, דוח מכון גיאולוגי, GSI/12/2010.
- מימון, א., לייחובסקי, ו., עגנון, א., אבלסון, מ., 2005, יציבות חללים תת קרקעיים והתפתחותם לבולענים בים המלח. דוח מכון גיאולוגי, GSI/19/05.

Abelson, M., Baer, G., Shtivelman, V., Wachs, D., Raz, E., Crouvi, O., Kurzon, I., and Yechieli, Y., 2003, Collapse-sinkholes and radar Interferometry reveal neotectonics concealed within the Dead Sea basin, *Geophysical Research Letters*, 30, v. 10, 1545, 52(1-4).

- Abelson, M., Yechieli, Y., Crouvi, O., Baer, G., Wachs, D., Bein, A., and Shtivelman, V., 2006, Evolution of the Dead Sea sinkholes, in "New Frontiers in Dead Sea Paleoenvironmental Research", eds. Y. Enzel, A. Agnon, M. Stein, *Geological Society of America, Special Paper*, 401, 241-253.
- Kiro, Y., Yechieli, Y., Shalev, E., Lyakhovsky, V. and Starinsky, A. (2008). The effect of a base level drop on groundwater flow and fresh-saline water interface movement: example of the Dead Sea. *Water Resources Research* doi:10.1029/2007WR006752.
- Kiro, Y., Yechieli, Y., Voss, C., Starinsky, A. and Weinstein, Y. (2012). Modeling radium distribution in coastal aquifers during sea level changes: the Dead Sea case, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 88, 237-254.
- Kiro Y., Weinstein Y., Starinsky, A., Yechieli Y. (2013). Groundwater ages and reaction rates during seawater circulation in the Dead Sea aquifer, *Geochimica et Cosmochimica acta*, v. 122, 17-35.
- Kiro Y., Weinstein Y., Yechieli Y., Starinsky A., The extent of seawater circulation in the aquifer and its role in elemental mass balances: a lesson from the Dead Sea (revised version submitted to *Earth and Planetary Science Letters*).
- Nof, R.N., Baer G., Ziv A., Raz E., Atzori S., Salvi S., 2013, Sinkhole precursors along the Dead Sea, Israel, revealed by SAR interferometry, *Geology*, 49 (9), 1019-1022, doi:10.1130/G34505.1
- Nof, N. R., 2013, *Current Ground Movements in the Dead-Sea Area and Their Implications for Crustal Rheology and Infrastructure Instability: A Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) study*, GSI, Jerusalem, GSI/08/2013. (in English, Hebrew abs.)
- Shalev, E., Lyakhovsky, V., and Yechieli, Y., 2006, Salt Dissolution and Sinkhole Formation along the Dead Sea Shore, *J. Geophys. Res.*, 111, doi: 10.1029/2005JB004038.
- Yechieli, Y., Abelson, M., Wachs, D, Shtivelman, V., Crouvi, O., and Baer, G., 2003, Formation of sinkholes along the Dead Sea shore – Preliminary investigation, in Proceedings of the Ninth Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst, B.F. Beck (ed.), *Special Publication of The American Society of Civil Engineering (ASCE)*, 184-192.
- Yechieli, Y., Abelson, M., Bein, A., Crouvi, O., Shtivelman, V., 2006, Sinkhole "swarms" along the Dead Sea coast: Reflection of disturbance of lake and adjacent groundwater systems, *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, 1075-1087.
- Yechieli, Y., Kafri, U., Wollman, S., Shalev E. and Lyakhovsky, V. (2009). The effect of base level changes and geological structures on the location of the groundwater divide, as exhibited in the hydrological system between the Dead Sea and the Mediterranean Sea. *Journal of Hydrology* 378: 218-229.
- Yechieli, Y., E. Shalev, S. Wollman, Y. Kiro, and U. Kafri (2010). Response of the Mediterranean and Dead Sea coastal aquifers to sea level variations. *Water Resour. Res.*, 46, W12550, doi:10.1029/2009WR00870

מספר עמותה 580008415, מספר תיק מס הכנסה 550008411 החברה הגיאולוגית הישראלית ת.ד. 1239

דוח כספי לשנת 2013

מאזן הכנסות והוצאות החברה הגיאולוגית לשנת 2013
מתאריך 1.1.2013 עד לתאריך 31.12.2013
השבון ע"ש 240999 בבנק הפועלים (סניף 533)

מחזור הפעילות (הכנסות)		
26,900.0		הכנסות מכנסים מדעיים
	26,900	השתתפות בכנס החברה 2013 (עכו)
2,050		דמי חבר חיצוניים
77,732.0		חסויות לשנת 2013
	33,000	חברות אנרגיה
	10,000	חברות תשתית
	10,000	חברות ייעוץ גיאולוגי ואקדמיה
	6,870.0	חסות דולרית לכנס עכו בשער דולר 3.435
	17,862.0	חסות דולרית לכנס עין בוקק בשער דולר 3.435
558.35		ריבית מפקדון
107,240.35		סה"כ מחזור הפעילות

עלות הפעילות (הוצאות)		
111,314.00		כנס עכו 2013
	69,464.00	ארגון הכנס - חברת איזינו
	21,562.00	עריכת כנס (אולרים, חולצות)
	1,200.00	רשות העתיקות הדרכה
	2,000.00	פרטי גרנד ותחרות קצרה
	14,588.00	הפקת חוברות תקצירים וסיוורים
	1,000.00	שונות כנס
	1,500.00	הופעה להקה סופית
111,314.00		סה"כ עלות פעילות

-4,073.65	הכנסות נטו מפעילות
------------------	---------------------------

הוצאות הנהלה וכלליות		
6,432.65		הוצאות משרד
	2,538.95	רשם העמותות ומס הכנסה
	1,291.00	שדרוג אתר החברה
	1,768.00	רואה חשבון שנת 2013
	0.00	עמלות בנק
	834.70	

-10,506.30	הכנסות נטו השנה
-------------------	------------------------

יתרה בבנק ובקופה קטנה		
289,144.05		העברה משנת 2012
	172,035.08	עו"ש בבנק הפועלים
	50,274.59	פקדון שקלי
	83.57	מזומן (קופה קטנה)
	66,750.81	השבון מט"ח - 19432.55\$ שער 3.435
278,637.75		העברה לשנת 2014
	46,667.67	עו"ש בבנק הפועלים
	140,521.35	פקדון שקלי
	72.40	מזומן (קופה קטנה)
	91,376.33	השבון מט"ח - 26,601.55\$ שער 3.435



דו"ח מילולי לשנת 2013

בהתאם לסעיף 37 א לחוק העמותות, תש"ם-1980 מתכבדים בזאת חברי וועד העמותה להגיש לרשם העמותות דין וחשבון בדבר מעילות העמותה כפי שמפורט בתוספת השלישית לחוק האמור:

שם העמותה: החברה הגיאולוגית הישראלית (ע"ר) מספר: 84 - 15 - 000 - 58

1. מעלות עיקריות שבוצעו בשנת 2013:

המספר הכספי	הסכום שהוצא ע"י העמותה לביצוע המעלות בהתאם למופיע בדו"ח הכספי	המעלות העיקריות שבוצעו ע"י העמותה לצורך קידום מטרתיה במהלך שנת הדו"ח
111,314		א. כנס מדעי בעכו
6,432		ב. הנצאת תפעוליות

2. המבנה הארגוני של העמותה בשנת 2013:

חברי הוועד:

שם חבר הוועד	מספר זהות	תאריך מינוי אחרון
רם ויברגר	058035510	14.03.2012
אלחנן צוקר	015402357	29.05.2013
צפריר לוי	022302558	29.05.2013
נדב לנסקי	024478703	29.05.2013
ישי וינשטיין	055576789	29.05.2013
יואב נחמיאס	029509536	14.03.2012
עמרי דביר	040025207	14.03.2012

חברי ועדת ביקורת:

שם חבר	מספר זהות	תאריך מינוי אחרון
אמיר שניא	023860455	29.05.2013
מאיר אבלסון	058212879	29.05.2013
רונית קסל	023978794	29.05.2013

מורשי התימה:

שם מורשה התימה	מספר זהות	תפקיד
רם ויברגר	058035510	נשיא
יואב נחמיאס	029509536	גובר
עמרי דביר	040025207	חבר וועד
ישי וינשטיין	055576789	סגן נשיא

לתשומת לב: תקנון העמותה לא מאפשר למנות מורשי התימה שאינם חברי ועד

נושאי משרה המועסקים בעמותה (מנכ"ל ומי שכפוף לו ישירות, גובר, דובר וכו'):

שם פרטי/משפחה	מס' זהות	תאור תפקיד
אין		

כמה עובדים הועסקו בעמותה בשנת 2013: 0
כמה מתנדבים התנדבו בעמותה בשנת 2013: 10

3. מירוט תאגידים קשורים בשנת 2013: אין

פרטים של תאגיד אחר - שמרבית מחברי העמותה או קרוביהם, הם בעלי מניות או שותפים בו(או קרוביהם):

שם התאגיד: אין מספרו: _____

פרטים של תאגיד אחר שנושא משרה בעמותה מכהן בו בתפקיד מקביל לנושא משרה: שם התאגיד: אין מספרו: _____

פרטים של תאגיד אחר בעל זיקה לעמותה: שם התאגיד: אין מספרו: _____

4. השירותים שניתנו לעמותה בשנת 2013 והיוו חלק מרכזי בפעילותה:

תיאור כללי של השירות/קניות המהוות חלק מרכזי במעילות התאגיד (ללא שם נתון השירות)	היקף כספי שנתי של השירות שניתן /הקניה	נתון שירות א/ססק עיקרי א'
ארגון כנס	69,464	נתון שירות ב/ ססק עיקרי ב'

5. שימוש בכספי תרומות בשנת 2013:

שכום התרומה הכוללת שהתקבלה בתקופת הדו"ח	ייעוד התרומה	השימוש שנעשה בתרומה בתקופת הדו"ח
66,942	מטרות העמותה והגדלת מספר המשותפים הכנס	סכסוד עלות כנס 2013 לסטודנטים
17,862	תמיכה במטרות העמותה ושכירת ספינה לסיור גיאולוגי בים המלח	הכספים הופקדו עד כנס 2014.

6. עלויות גיוס התרומות בשנת 2013

עלות גיוס התרומות: בולים – חלק מהוצאות המשרד

7. העברת כספים ונכסים ללא תמורה, שאינה מהווה חלק מהפעילות השוטפת בשנת 2013

תוארו הנכס הנעבר/הכסף	השווי הכספי של הנכס	שם הגורם אליו עבר הנכס	הקשר בין הגורם הנעבר לעמותה
אין			

8. מירוט עסקאות במקרקעין בשנת 2013 - אין

9. עסקאות שביצעה העמותה עם צדדים קשורים בשנת 2013 - אין

10. דרישה לתיקון ליקויים על-ידי גורם מוסמך בשנת 2013

רשם העמותות ציין כי חברי ועדת הביקורת החתומים על דוח ביקורת שנת 2012 אינו זהה לחברי ועדת הביקורת המצוינים בדוח המקוון המילולי של שנת 2012. לפי הנחיות רשם העמותות הליקוי תוקן על ידי חברי ועדת הביקורת של שנת 2013, אשר הוחתמו על דוח 2012.

11. מירוט אירועים חריגים בשנת 2013: אין

12. תיאור הפריסה הגיאוגרפית של פעילויות העמותה בשנת 2013:

1. עכו - כנס
2. אוניברסיטת חיפה - ישיבות ועד.
3. ירושלים - ישיבות ועד.

13. מירוט עניין מהותי אחר שאירע בשנת 2013: אין

14. עדכונים (שינויים בעניינים המפורטים לעיל שאירעו מתאריך 1.1.14 ועד להגשת הדו"ח המילולי לאישור האיסיפה הכללית):

מס'	עדכון סעיף	בעניין	מירוט העדכון

חתימת חברי ועד העמותה

אנו, הח"מ, רם וינברג ו- יואב נחמיאס, שני חברי ועד העמותה, מאשרים בזאת את פרטינו של הדו"ח המילולי לשנת 2013 המפורט לעיל, אשר הוגש לחברי ועדת הביקורת ביום 06.02.2014 ומאושר על-ידי האיסיפה הכללית ביום 26.02.2014.


יואב נחמיאס


רם וינברג

Israel Geological Society
P.O. Box 1239
Jerusalem, 91000



החברה הגיאולוגית הישראלית
ת.ד. 1239
ירושלים, 91000
(58000415 *2)

פרוטוקול ישיבת ועדת ביקורת ניום 06.02.2014

אנו חברי ועדת הביקורת בדקנו את תקינות פעולות העמותה ומוסדותיה בהתאם לתפקידינו המפורטים בסעיף 30 לחוק העמותות, התש"ס 1980. בחנו את פעילות הוועד, עיינו בדו"ח הכספי ובדו"ח המילולי של העמותה לשנת 2013 ולהלן הערותינו:

1. רצוי לאשר את עדכון תקנון העמותה באסיפה הקרובה כדי לקבל את אישור רשם העמותות לתקנון החדש. יש לפרסם את התקנון המאושר באתר האינטרנט של העמותה.
2. ראוי ליזום פעילות נוספת לקידום הגיאולוגיה מעבר לארגון הכנס השנתי, רצוי לשקול מתן אחריות לכך לסגן הנשיא בשנתו הראשונה בוועד החברה.
3. על הוועד המנהל לגבש דרך פעולה ליצירת הכנסה קבועה מהיתרונות המקצועיים של העמותה.
4. על נשיא החברה לבחון שוב את יכולת גיוס הכספים מחסויות של חברות מסחריות בזמן הכנס.

מתוך כך אנו ממליצים לאסיפה הכללית:

- א. לאשר את הדוח הכספי לשנת 2013.
- ב. לאשר את הדוח המילולי לשנת 2013.

חברי ועדת הביקורת

ד"ר אמיר שגיא ת.ז. 023860455 ד"ר רונית קסל ת.ז. 023978794 ד"ר מאיר אבלסון ת.ז. 058212879

