

## מישור הגידוע הרגיונלי (RTS) מגיל אוליגוקן בדרום ישראל: תיעוד שלב עיקרי בעיצוב המבנה הטקטוני של שולי טרנספורם ים המלח וצפון ים סוף

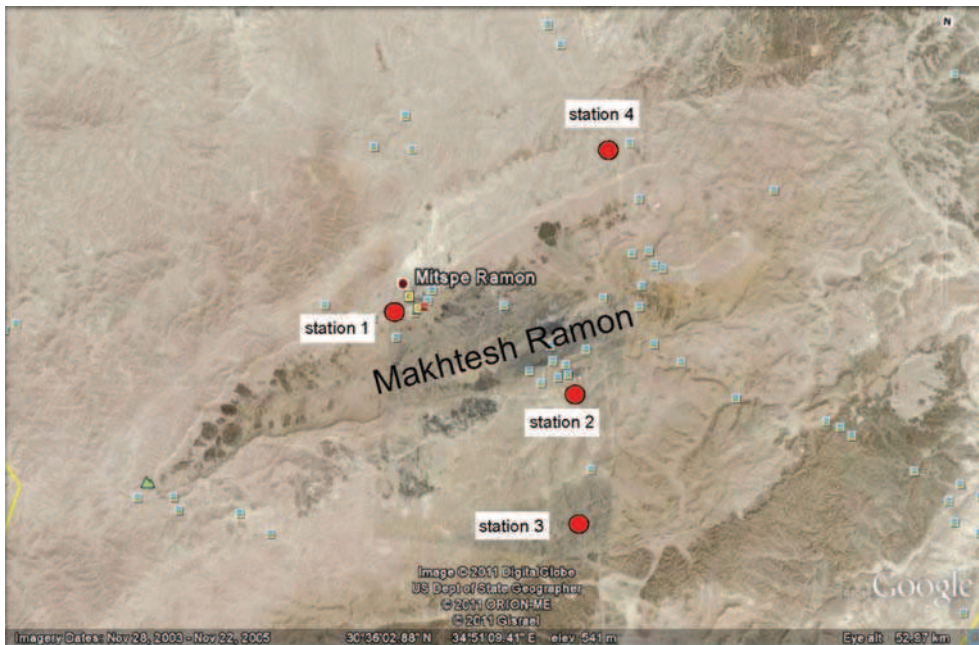
יואב אבני<sup>1</sup>, עמית שגב<sup>1</sup>, חנן גינת<sup>2</sup>

1. המכון הגיאולוגי, ירושלים

2. מרכז מדע ים המלח והערבה, קיבוץ קטורה

### מבוא

הסיור מתמקד בתיאור ואפיון מישור הגדוע הרגיונלי מגיל אוליגוקן בדרום ישראל, משמעותו המורפוטקטונית ויחסיו עם היחידות הגיאולוגיות הגובלות בו, דהיינו החתך הגיאולוגי הקדום לאוליגוקן והחתך הגיאולוגי הצעיר לו - בעיקר תצורות חצבה וערבה מגיל מיוקן ופליוקן. בסיור זה יוצג מישור הגידוע הרגיונלי והיחידות הגיאולוגיות הנלוות לו כפי שהם משתקפים בנגב המרכזי סביב מכתש רמון ומעט דרומה לו (איור 1).



**איור 1:** מפת תצלום רגיונלית של אזור הרמון ועליה תחנות הסיור.

התפתחות מישור הגידוע, מסמנת אי התאמה רגיונלית בחתך הגיאולוגי של דרום ישראל והאזורים הסמוכים כתוצאה ממעבר ממשטר השקעה ימי שהתקיים כמעט ברציפות מהאלביאן ועד לאיאוקן המאוחר למשטר של חשיפה יבשתית מתרחבת וארוזיה בתנאים יבשתיים, כפי שהם מוכרים היום. למעשה מדובר בתופעה הדומה במהותה לאי התאמות הגדולות המוכרות מן העבר הגיאולוגי של דרום ישראל - כמו אי התאמה המלווה את גג סלעי התשתית הקריסטלינית הפרה-קמברית של המאסיב הערבו נובי או אי התאמה של בסיס הקרטיקון התחתון בנגב.

מישור הגידוע האוליגוקני נחקר לראשונה בהרי יהודה וברמת עבר הירדן על ידי Picard (1943) ומאז זכה לאזכורים ותיאורים רבים בספרות הגיאולוגית, וכאן תקצר היריעה מלהזכיר את כולם. ניתן לראות את מישור הגידוע הרגיונלי (באנגלית Regional Truncation Surface ובקיצור RTS) כאירוע מכונן המהווה בסיס להבנת המבנה הטקטוני והנוף הנראה היום בחלקים נרחבים של דרום ישראל והאזורים שסביבו כמו בדרום ירדן, חצי האי סיני ומצרים. למעשה, להבנת המערכת הנופית מגיל אוליגוקן ושחזורו בדרום ישראל יש השלכות על פענוח השלבים והתהליכים השותפים בעיצוב המבנה הטקטוני והנוף בחלקים גדולים של הלבנט וצפון ים סוף והם מבטאים תהליכים גיאודינאמיים רגיונליים שהשפעתם ניכרת על פני יבשת אפריקה מחד ותת היבשת הערבית מאידך.

תקופת האוליגוקן (34-23 מיליוני שנה לפני ההווה) שלה מוקדש הסיור, נמצאת בין שתי יחידות זמן־סלע מובהקות: חבורת עבדת מגיל איאוקן מחד וחבורת חצבה מגיל מיוקן מוקדם־תיכון מאידך. כנקודת המוצא לדיון הרגיונלי תשמש תקופת האיאוקן שבמהלכה כיסה ים נרחב את אזורנו. השקעת החתך האיאוקני הימי התרחשה בשטח נרחב שהשתרע עד כדי 1000 ק"מ מדרום וממזרח לקו החוף הנוכחי (Garfunkel, 1988). ברוב האזור מתרחשת במהלך האיאוקן השקעה של סלעי קירטון וגיר קירטוני המבטאים סביבה פלאגית של מים עמוקים (Benjamini, 1979). מבני הקשת הסורית שבדרום ישראל ובעיקר המבנה הקימרוני הגדול של הרמון מהווים בזמן האיאוקן אזור מעבר בין הים הפתוח שמצפון מערב לאגן שוליים נרחב שהתקיים בין קמרי הקשת הסורית ושולי היבשת הערבית־אפריקאית (Sneh, 1988; אבני, 1991; קורנגרין, 1993; קורנגרין וקרץ, 1998). באיאוקן המוקדם והתיכון שלט במרחב שמצפון לקמר רמון משטר פלאגי בו הורבדו גיר וקירטון מתצורות מור, ניצנה וחורשה. מדרום לרמון שקעו במקביל תצורת מור ופארן שבהן מופיעים סדימנטים המאפיינים אגן ההשקעה בו שררו תנאי השקעה מוגבלים (קורנגרין, 1993; קורנגרין וקרץ, 1998). השקעת תצורת מטרד סביב מבנה העל של קמר הרמון מתחילה באיאוקן התיכון (דרגות P11-12 שגילם 48-42 מיליוני שנה; קורנגרין, 1993; קורנגרין וקרץ, 1998) ואז מופיעים בחתך יחידות מאסיביות של גלישות וזרימות בלית (Debris flow) המלווים לעיתים קרובות בהופעת קונגלומרטים אינטרא־פורמציונליים. הופעתם מלווה בדרך כלל בנומוליטים בנטוניים גדולים ובמקומות אחדים גם בהופעת אלמוגים. בקרבת גג תצורת מטרד, בשוליו הצפוניים של אגן כרכום, נמצא לאחרונה מחשוף גדול של אלמוגים במצב גידול על סלעי גלישה הכוללת קונגלומרט אינטרא־פורמציונלי מפותח. אלמוגים דומים נמצאו בתחומי העיר עבדת שמצפון לקמר רמון, בערך באותו מיקום בחתך. לפיכך נראה שגם סביבות השקעה רדודות אפיינו את תקופת האיאוקן התיכון באזורי היצירה של הסדימנטים הגיריים שתוארו, ככל הנראה בקרבת מבנה העל של הרמון (קורנגרין, 1993). סדימנטים אלה גלשו ממקומם המקורי בטרם הושלם בהם תהליך הליתופיקציה אל האגנים הנמוכים והעמוקים יותר שהתקיימו בשולי המבנה המוגבה ויצרו את תצורת מטרד סביב קמר הרמון (קורנגרין, 1993; קורנגרין וקרץ, 1998). היות ותופעת הגלישות מוכרת מכל מחשוף תצורת מטרד בדרום ישראל וגם באזור הנרחב שסביבה כמו באזור ע'רנדל וואדי בוסתן שבדרום ירדן, ואדי עבורה במערב סיני ובג'בל גאללה אל קאבאליה שבמזרח מצריים, נראה שהיו במרחב זה מספר מוקדים מורמים ורדודים שהיוו מקור לגלישות ולקונגלומרטים האינטרא־פורמציונליים. יחד עם זאת, זיהוי וואדי של מקור הגלישות טרם הובהר דיו והנושא מחייב מחקר מקיף.

במספר מקומות סביב מבנה הרמון כמו ברמת ברנע ובאזור שוליו המזרחיים של אגן כרכום מופיע בג תצורת מטרד אופק מצורר של קוורצוליט על גבי הגיר הביוקלסטי של הגלישות המבטא אי התאמה ואף חשיפה שהתרחשה לפני כ־ 42 מיליון שנה (P-13) (אבני, 1991; קורנגרין וקרץ, 1998).

יש לציין כי הופעת הגלישות והקונגלומרטים האינטרא־פורמציונליים סביב מבנה הרמון מתחילה כבר בתצורת ניצנה שגילה איאוקן מוקדם, אם כי בעוצמה פחותה מזו המוכרת מתצורת מטרד. בגרנן הר שלמה שממערב לאילת נראה מעבר הדרגתי מחתך איאוקני של גיר בולבوسی מאסיבי לקונגלומרט אינטרא־פורמציונלי ההולך ומתמיין ומתעגל כלפי מעלה החתך. חלוקי הצור שבבסיס הקונגלומרט אינם חלוקים קלסטיים קשים שעברו הובלה אלא עדשות מצוררות שהובלו ושקעו כקונגלומרט אינטרא־פורמציונלי כשהן עדיין לא עברו ליתפיקציה סופית (איור 2). מחשוף זה תואר בעבר כמשתייך לקונגלומרט רחם ויוחס לו גיל מיוקן (Garfunkel et al., 1974). באופן דומה, גלישות וקונגלומרטים אינטרא־פורמציונליים איאוקניים בדרום ירדן יוחסו לחלקה התחתון של תצורת (קונגלומרט) דנה, כמו למשל באזור ע'רנדל ובואדי בוסתן שמצפון לעיררה שובק. זאת בדומה להגדרות שנעשו בשוליו המזרחיים של מפרץ סואץ, ליחידות המילוי המיוקניות של בקע הסואץ, כמו למשל בחתך שבואדי עבודה למרגלות ג'בל סירבל. נושא זה נדון בעבר על ידי Avni et al., (2007).



**איור 2:** קונגלומרט אינטרא־פורמציונלי איאוקני בנחל שלמה. א. בולדר המציג תערובת של חלוקי גיר וצור; ב. "חלוק" צור שמראה דפורמציה משיכה הזאיל ולא עבר ליתפיקציה שלמה לפני שילובו בגלישה. קונגלומרט זה תואר בעבר כמחשוף של "קונגלומרט רחם" מגיל מיוקן.

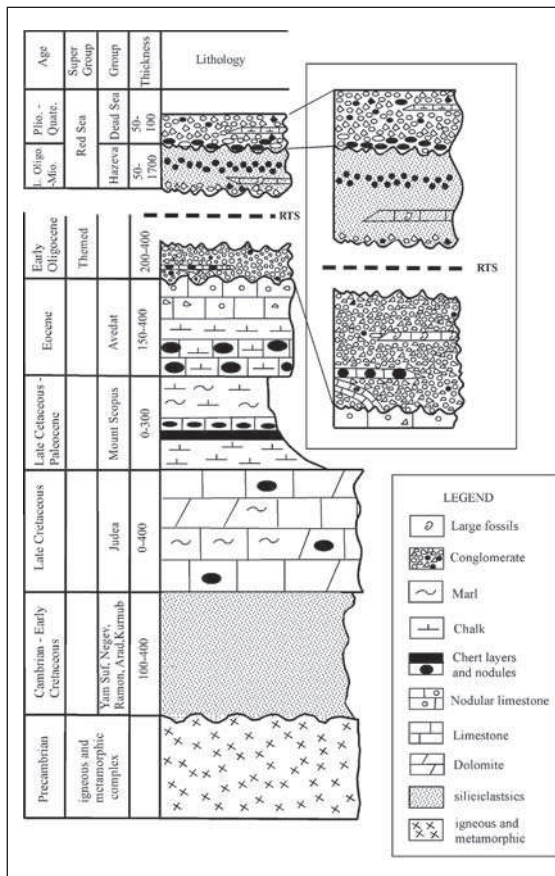
על גבי אי ההתאמה המלווה את גג תצורת מטרד שוקעות במהלך האיאוקן המאוחר תצורות קציעות והר עקרב המתאפיינות בריבוי חומר דטריטי שהגיע אל אגני ההשקעה של הנגב משולי היבשת האפריקאית־ערבית. הופעת ריפי אלמוגים באתרם בתוך תצורת קציעות בעיקר באזור שמצפון לקמר רמון (Benjamini, 1979) מראה על המשך קיומם של תנאים רדודים באזור גם במהלך האיאוקן המאוחר. התופעות הללו מתגברות

באגן השוליים שמדרום לרמון ומחשופי תצורת קציעות שנשמרו באתרים בודדים בנגב הדרומי (כמו באזור רכס מנוחה, סקל, 1967) וברמת ברק (קורנגרין וקרץ, 1998) מכילים שכבות של חוואר וחול קוורץ המעיד על תרומה מיבשה קרובה. גג התצורה גדוע בכל מחשופיה.

מעל לחתך האיאווקני וכהמשך לו מופיעים בדרום ירדן קונגלומרטים יבשתיים ושכבות חוואר וחרסית מגיל איאווקן עליון - אוליגוקן מוקדם. חתכים עבים עד כדי 400 מ' של יחידות אלה מופיעים במחשופי גרנן מהתרדי, ע'רנדל, מורדות פטרה וואדי בוסתאן והם נכללים בחלק התחתון של תצורת דנה. בנגב נמצא קטע חתך מסוג זה בקרבת שבר פארן בחלקו המערבי של רכס מנוחה (סקל, 1967) וכן במוצא נחל רחם אל הערבה, (Garfunkel et al., 1974).

עם נסיגת הים באיאווקן המאוחר פסקה למעשה הסדימנטציה הימית הרגינלית, המאפשרות בחינת תנאי ההשקעה וקורלציה פשוטה יחסית בין מחשופים מרוחקים זה מזה. החל מתקופה זו שקעו במרחב, הכולל את דרום ישראל, דרום ירדן וחצי האי סיני, סדימנטים יבשתיים בעלי אופי מקומי, שהקורלציה בניהם אינה פשוטה. מסיבה זו קובצו היחידות הללו ל"חבורות על" (Super Groups). כל "חבורת על" כוללת מספר יחידות - חבורות או תצורות - מקומיות הקשורות קשר הדוק לאירועים המורפוטקטוניים העיקריים שחוזה האזור ושמאפשרות קורלציה כללית אמינה.

על פי מתווה זה הוגדרו שתי "חבורות-על" חדשות: (1) "חבורת על תמד" (על שם קבוצת מחשופים הממוקמת לאורך שבר תמד החוצה את הנגב הדרומי מצפון לאילת) הכוללת קבוצות של קונגלומרטים ימים ויבשתיים מגיל איאווקן - אוליגוקן תחתון, רובם בעלי אופי אינטרא-פורמציונלי ומונומיקטי, בהם שולט הרכב כמעט אחיד של חלוקים - רובם המכריע חלוקי גיר שנגזרו מסלעים מגיל איאווקן (איור 3).



**איור 3:** חתך סטריטיגרפיה מוכלל ובו חלוקה חדשה של היחידות הקונטיננטליות, מהטריצאר ואילך.

(2) "חבורת על הים האדום" הכוללת קבוצות של קונגלומרטים יבשתיים, רובם המכריע פולימיקטיים, מגיל מיוקן מוקדם-תיכון עד להווה. בקונגלומרטים אלה יש ייצוג לסלעי כל היחידות הגיאולוגיות המצויות בחתך הסלעים האזורי - מג חבורת עבדת מגיל איאוקן ועד לסלעים שנגזרו מסלעי התשתית המגמטית - מטמורפית מגיל פרה-קמבריום. בתחומי הנגב נכללת בחבורת על הים האדום חבורת חצבה (קלבו, 2000) ובירדן נכללת בה חלקה העליון של תצורת דנה. כמו כן נכללת בחבורת העל הזו גם חבורת ים המלח (איור 3).

בין שתי חבורות העל הללו מתקיים פער זמן של כ-10 מיליון שנה (אוליגוקן מוקדם עד למיוקן מוקדם) שבמהלכו נחשפו באזור חלקים עמוקים של החתך הגיאולוגי עד כדי חשיפת סלעי התשתית המגמטית-מטמורפית. היווצרות מישור הגידוע הרגיונלי (RTS) הוא התהליך שגרם לחשיפה זו (איור 3).

בגלל אופיו היבשתי המורם של המרחב הנחקר (הנגב, סיני ודרום ירדן) וחשיפתו לאורזיה מאוחרת יותר, נשמרו יחידות הסלע של חבורות העל הללו רק בשטחים קטנים יחסית. משארים אלה מצויים לרוב בתוך שקעים טקטוניים אשר שרדו את התהליכים הארוזיביים המאוחרים אשר עיצבו את האזור. לפיכך, על מנת לנתח את השלבים העיקריים בהתפתחות אזור המחקר, שהיו להם השלכות ישירות על המבנים הגיאולוגיים הראשיים (כמו מבני הקשת הסורית, שברי הרוחב ובקע ים המלח), נעשה שימוש נרחב בשיטות של אנליזה מורפוסטרטיגרפית (אנליזת נוף-זמן).

### כיצד מבצעים אנליזה המורפוסטרטיגרפית ?

העיקרון המנחה את האנליזה המורפוסטרטיגרפית הוא שיצירת מפלס נוף-זמן נרחב (שיכונה להלן מפלס מורפוסטרטיגרפי) מחייב פרק זמן ארוך (מיליוני שנים) של ארוזיה יבשתית. בארוזיה כזו מעוצב נוף, הכולל על פי רוב עמקי נחלים, מדרונות ושטחים מורמים התורמים תוצרי בליה אל השטחים הנמוכים. בעמקי הנחלים שוקעים סדימנטים אלוביאליים בעלי אופי מיוחד המעידים על מקורות חומרי הסחף, משטר ההובלה, ולעיתים אף על האקלים ותנאי הסביבה ששררו בזמן התפתחות מפלס הנוף הנדון. בשטחים יבשתיים, עיקר עיצוב הנוף מתבצע על ידי פעולת כוחות הארוזיה על סלעים חשופים ורק בחלקים קטנים - בעיקר בחלקים נמוכים של העמקים - מצטברים חומרי הבליה הניתנים לבדיקה באמצעים "גיאולוגיים" מקובלים. מסיבה זו, להבנת המכלול של מפלס הנוף ובכלל זה המבנה הטופוגרפי שלו, מיקום הפסגות, המדרונות והעמקים יש חשיבות רבה בהבנת המערכת הנופית הקדומה, בצד ניתוח הסדימנטים האלוביאליים שבדרך כלל נשטפים מן המערכת ונשמרים רק באגני השקעה עמוקים יחסית.

לאחר גמר עיצובו של מפלס מורפוסטרטיגרפי מסוים הוא מתפקד בהתאמה למשטר הטקטוני-אקלימי החדש שהשתרר באזור. עם הופעת הפאזה הטקטונית החדשה יש ונוף קדום זה מפסיק לתפקד כמפלס נוף פעיל והוא הופך למפלס נוף מאובן (פוסילי) ובמקומות גם למפלס נוף שאריתי (רליקטי). מטרת האנליזה המורפוסטרטונית היא לגלות, להגדיר ולנתח מפלסים קדומים אלה שלעיתים הם הרוסים למדי.

יש להביא בחשבון שעיצוב נוף על ידי תהליכים ארוזיביים נבדל מהותית מתהליכי סדימנטציה בכך שבתהליכי הארוזיה השטחים הגבוהים טופוגרפית הם לרוב קדומים יותר מהשטחים הנמוכים מהם, שלרוב גם חתורים לתוכם. עיקרון זה הוא הפוך מתהליכים גיאולוגיים-סטרטיגרפיים (עקרון הסופר-פוזיציה) בהם השכבה הנמוכה יותר היא העתיקה והשכבות שמונחות מעליה הן צעירות יותר.

גילו של מפלס נוף-זמן נקבע באופן עקיף על ידי שני חסמים, עליון ותחתון: רמז לגילו ההתחלתי של מפלס נוף-זמן (חסם תחתון) מוגדר על פי גיל השכבה הסטרטיגרפית הצעירה ביותר הגדועה על ידו. לעומת זאת, גילו הסופי של מפלס נוף-זמן (חסם עליון) נקבע על פי השכבה הסטרטיגרפית העתיקה ביותר ששקעה מעליו או שהתחלתה לתוכו. לאחרונה, פותחו שיטות מדידה פיסיקאליות (לומינסנציה, איזוטופים קוסמוגניים וכו') המתארכות מפלסי נוף-זמן צעירים יחסית. שיטות אלה תורמות ידע רב באשר לקצבי הארוזיה.

בסיוור זה יוצגו תוצאות ניתוחים מורפוסטרטיגרפיים ומורפוטקטוניים אשר ישלבו תובנות בעלות חשיבות אזורית שנרכשו במהלך עשרים השנים האחרונות במרחב של דרום ישראל, חצי האי סיני, מצרים ודרום ירדן.

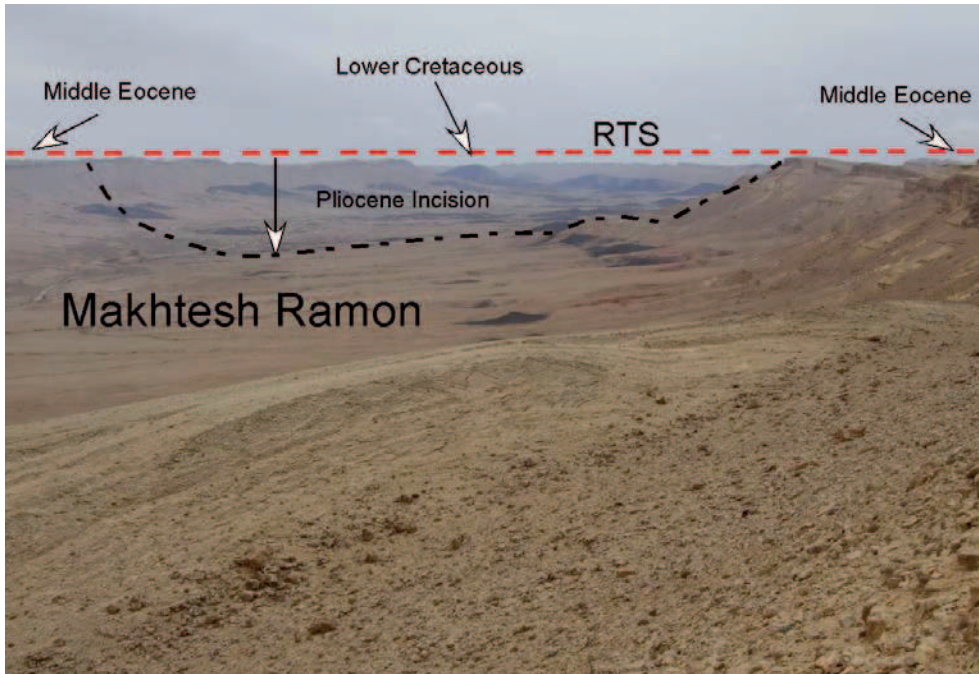
## תחנות הסיור:

### תחנה מס' 1 | תצפית ממצוק מצפה רמון, סמוך להר גמל (נ.ג. 892) שבתחומי העיירה מצפה רמון (נ.צ. 1303/0015), איורים 1 ו-4.

בתצפית למערב רואים את המפלס המורפוסטרטיגרפי האוליגוקני כמישור טופוגרפי הגודע את קמר רמון, כולל יחידות מגיל קרטיקון תחתון (כמו את פסגת הר ערוד השייך לוולקני רמון), את שולי הקמר הבנויים מסלעי חברת יהודה, מגיל קרטיקון עליון, ואת חברת עבדת מגיל איאוקן. היחידה הגיאולוגית הצעירה ביותר הגדועה על ידי מישור הגידוע הינה תצורת הר עקרב מגיל איאוקן מאוחר והיחידה הגיאולוגית העתיקה ביותר הרבודה על מישור הגידוע הינה חברת חצבה מגיל מיוקן מוקדם

ששרידיה נמצאו באתרים רבים בנגב המרכזי ובכלל זה על גבי קמר רמון (אבני, 1991; Avni, 1993; זילברמן, 1989). לפיכך, מישור הגידוע התפתח באזור זה לאחר האיאוקן המאוחר ולפני המיוקן המוקדם, כלומר באוליגוקן. היות והמפלס הנ"ל גודע עמוקות את קמר רמון, ולאור ההשתרעות הרגיונלית שלו בנגב המרכזי ובאזורים הסמוכים הוא מכונה "מישור הגידוע הרגיונלי" (RTS). מכתש רמון עצמו הינו עמק ארוזיבי שהתפתח כתוצאה מהתחפרות עמוקה מתחת למישור הגידוע הרגיונלי (איור 4). לפיכך, גילו של המכתש מאוחר לאוליגוקן והוא קשור להרמה והתחפרות של האזור במהלך המיוקן העליון והפליוקן. נושא זה ידון בהרחבה בתחנה הבאה.

(נוסעים) ממצפה רמון דרומה לאורך כביש 40, חוצים את מכתש רמון ומגיעים לתצפית על הגדה הדרומית של נחל נקרות סמוך לאגף הדרומי של קמר רמון וליד גבעה נמוכה הבנויה מתצורת הערבה).

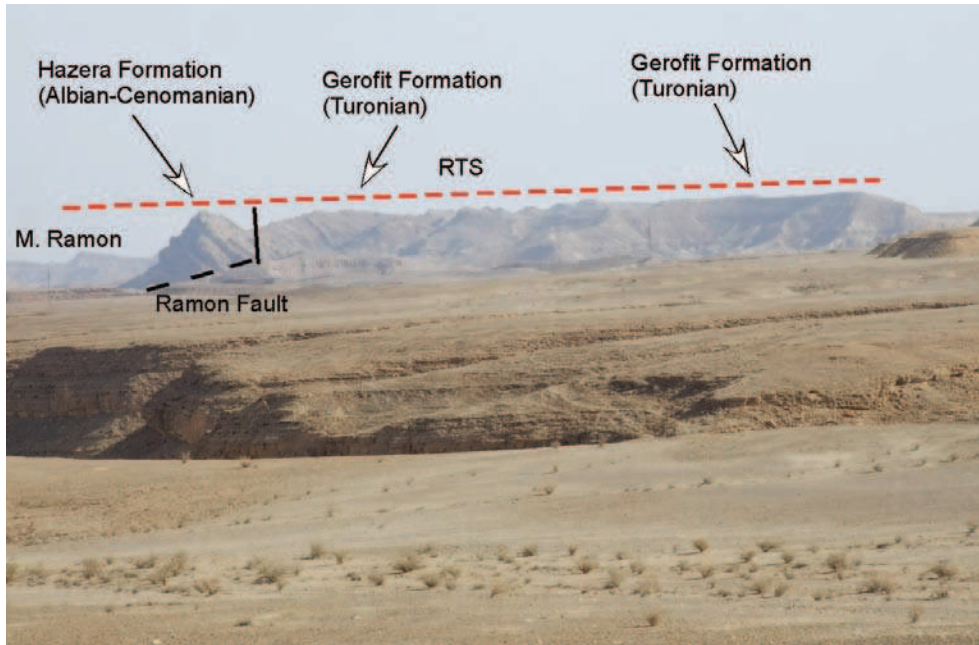


**איור 4:** מבט מתחנה 1 למערב הרמון בו נראה ה־RTS גודע בהדרגה יחידות מהקרטיקון התחתון ואילך. המכתש עצמו מתחתר מתחת ל־RTS.

## תחנה מס' 2 | תצפית על מישור הגידוע הרגיונלי מדרום וממזרח לקמר רמון ובחינת עקרונות השחזור של מישור הגידוע בתצפית אל הרי חרירים ומרפק (נ.צ. 1410/9973), (איור 1).

שני נושאים עיקריים יוצגו בתחנה זו:

1. בתצפית מזרחה רואים את מישור הגידוע הרגיונלי (RTS) גודע את הדופן הדרומית של מכתש רמון הבנוי מאבני חול של תצורת חתירה, מגיל אפטיין־אלביאן, ומעליהם סלעי גיר ודולומיט קשים מחבורת יהודה מגיל אלביאן־טורון (איור 5). חבורות הר הצופים ועבדת (סנון - איאוקן), אשר שקעו ברציפות באזור שמדרום לקמר רמון, כמו בהר משא ובשוליו המזרחיים של קמר רמון, הוסרו ממנו בארוזיה המלווה את התפתחות ה־RTS בתקופת האוליגוקן. העתק רמון עובר בין מורדות קמר רמון לבין המבנה הסינקלינארי - רמתי של רמת נקרות. שכבות הסלע משני עברי העתק רמון גדועות באופן סימטרי ולכן פעילותו של ההעתק בקטע זה קודמת להתפתחות מישור ה־RTS. שימור דיפרנציאלי של בלוקים איאוקניים מדרום להעתק רמון לעומת העדרם מצפונו מעידים גם הם על פעילותו של העתק רמון קודם לגידוע באוליגוקן.



**איור 5:** מבט מתחנה מס' 2 לכיוון מזרח בו נראה ה־RTS גודע את טורי הסלעים משני צדדיו של העתק הרמון, עדות לפעילות ההעתק לפני הגידוע (הסבר מפורט בדברי ההסבר).



**איור 6:** מבט מתחנה מס' 2 לכיוון הר מרפק, מישור ה־RTS המקורי נחתר מאוחר יותר עד שהארוזיה הגיעה לשכבה הקשה הראשונה, הצור המסיבי של תצורת מישאש (הסבר מפורט בדברי ההסבר).



**2.** בתצפית כלפי צפון, אל הר מרפק (איור 6), נראות על קו הרקיע שכבות של מתצורת מישאש. גג החתך שמור היטב כיוון שהוא בנוי מחתך שלם של יחידת הצור העיקרי, הקשה, של תצורת מישאש ולכאורה הוא מבטא את מישור ה־RTS במצבו המקורי כשכל החתך שמעליו חסר. הואיל ולא סביר להניח מישור ה־RTS פגע במדויק בגג של צור תצורת מישאש, סביר יותר להניח שהגידוע פגע בשכבות הרכות שהיו במקור מעל שכבות צור אלה, כנראה ביחידות של תצורות ע'רב או טאקיה. מאוחר יותר פעלו באזור תהליכים ארוזיביים מקומיים שהסירו את השכבות הרכות, בעלות העמידות המורפולוגית הנמוכה, ומפלס הנוף התייצב על גג השכבה הראשונה הקשה שהייתה מצויה מתחת למישור הגידוע המקורי. תצפית זו מהווה דגם לתופעה נפוצה בכל אזור המחקר, כלומר גידוע מאסיבי של יחידות שלמות מן החתך הגיאולוגי על ידי מישור ה־RTS ואחר כך המשך פעולת הארוזיה המקומית (הסרת שכבות רכות) על החתך הגדוע עד להתייצבות הנוף על גג השכבה הקשה הראשונה שמתחת ל־RTS. תובנה זו הינה כלל מנחה בהבנה ושיחזור היחסים בין מישור ה־RTS לבין חתך הסלעים של אזור המחקר והיא הייתה לעזר רב בקביעת מיקומו הצפוי של ה־RTS באותם מקומות שבהם פעלה לאחר מכן ארוזיה מקומית. לאחר התייצבות ה־RTS כמפלס הנוף העליון במרחב הנחקר פעלו באזור כוחות ארוזיביים נוספים אשר גרמו להתחזרות עמוקה מתחת למפלס הנוף הקודם והם שיצרו את המדרונות התלולים המאפיינים כיום, כאן, את מורדות הר מרפק ואת עמק נחל נקרות. ארוזיה זו מתבטאת בשיפועים תלולים, בגלישות ובמפולות סלע. לפיכך, ניתן להבחין בתצפית זו בשני סגנונות שונים של ארוזיה:

**א.** ארוזיה משטחית מתונה שבה אנרגית השחיקה מתפזרת על מרחב גדול ללא התמקדות לנתיבים מועדפים. בתנאים אלה, באזורים שעברו הרמה רגיונלית מתונה ולאורך זמן ארוך, מתפתח שיווי משקל בין ההרמה הטקטונית לבין כוחות השחיקה, כך שבסופו של התהליך כל המרחב נגדע באופן כמעט אחיד. זו סביבת ההיווצרות של "מישור הגידוע הרגיונלי הוא ה־RTS והיא קשורה קשר הדוק עם התנאים הגיאודינמיים האיטיים ורחבי ההיקף שפעלו בשטח נרחב והתקיימו באזור במהלך מרבית האוליגוקן.

**ב.** ארוזיה המתמקדת בנתיבים מועדפים (כמו לאורך מישורי שברים, אזורי חשיפה של שכבות רכות וכדומה) וכתוצאה מכך מתפתחים ערוצים ועמקים עמוקים, מתחת למפלס הפסגות, שלאורכם וביניהם מתפתחות פרשות מים המשמרות את מפלסי הנוף הקדומים. דגם מסוג זה מתפתח כתוצאה מהרמה טקטונית המהירה יותר מיכולתם של כוחות הארוזיה להסיר במלואם אזורים מורמים. דגם זה התפתח באזור המחקר בשלב מאוחר להתפתחות ה־RTS, בעיקר מהמיוקן העליון ואילך. עקב אופייה של הארוזיה מטיפוס זה אין היא מסוגלת להסיר בשלמותם שטחי סלע גדולים, היות ותמיד יישארו בין העמקים שטחי ביניים עליהם פועלת ארוזיה חלשה. עובדה זו משתקפת היטב בגילם העתיק של מערכות מצוקים שהתפתחו בתגובה לביקועי יבשות קדומים ושוורדים לאורך מיליוני שנים (Matmon et al., 2002).

אנליזה של הנוף הנוכחי מאפשרת הבדלה בין משארי נוף קדומים לבין שטחים שעוברים ארוזיה נמרצת. הבנת התהליכים הארוזיביים על פי יכולתם לשמר או להסיר פרטי נוף עתיקים היא המפתח לשחזור של פני שטח בנגב ובשאר אזורי המחקר והיא הבסיס ליצירת מפת ה־RTS שתוצג בהמשך הסיוור.

הגבעה שעליה אנו עומדים מכוסה בקונגלומרט השייך לתצורת הערבה מגיל פליוקן, והוא מכיל חלוקים שנגזרו מסביבת הסלעים המאפיינת את אגן נחל נקרות הנוכחי ובכלל זה חלוקים מגוף המחדר הקוורץ-סיאניטי של שן רמון. על עובדה זו עמד כבר בר (1981), כלומר תהליך ההרמה וההתחזרות של הנוף הנוכחי כמעט והושלם כבר לפני הפליוקן. באופן דומה חתרה הארוזיה המהירה עמק עמוק בליבו של קמר רמון ויצרה את מכתש רמון שתהליך התפתחותו הושלם כמעט במלואו כבר בפליוקן, כתגובה לאירוע הרמה שראשיתו במיוקן המאוחר.

מדוע התבצע המעבר מנוף כמעט שטוח בהר הנגב לנוף חתור ואיזה תהליך טקטוני, גיאודינאמי, מבטא המעבר הזה?

(נוסעים דרומה לאורך כביש 40 לתצפית על המישר ועל הנגב הדרומי מראש מעלה המישר).

### **תחנה מס' 3 | תצפית מעלה המישר - מבט פנורמי על אזור המישר והנגב הדרומי (נ.צ. 1441/9907, איור 1).**

התצפית ממוקמת בצד המערבי של כביש 40 וצופה אל בקעת המישר מעל למדרגה טופוגרפית גבוהה שיוצר העתק עריף-בתור (בר, 1981). על קו הרקיע במערב, נראה הר עריף כפסגה בולטת המסמנת את המשכו של ההעתק. כלפי דרום, נראים הרי שגיא וכרכום בולטים בקו המתאר השטוח שלהם - תוצאת הגידוע על ידי ה-RTS. זאת, על רקע המדרונות התלולים היורדים ליובלי נחל פארן. הרי משאר קטנים יותר נראים מעט לדרום ולמזרח והם שיוצרים את מסגרת הגבעות המקיפים את בקעת המישר. בקעה זו התפתחה לאחר גידוע הסלעים הקשים של חבורת עבדת וחשיפת הסלעים הרכים של תצורות ע'רב וטאקיה לבליה בתנאים מקומיים. גם כאן נעצרה הבליה המקומית על גג השכבות הקשות של תצורת מישאש היוצרים את הגבעות במרכז בקעת המישר.

העתק עריף-בתור מהווה את הגבול הטופוגרפי - סטרוקטורלי שמפריד בין בלוק הנגב המרכזי המוגבה והבלוק של הנגב הדרומי, הנמוך ממנו טופוגרפית בכ- 100-200 מ', ואגפו הצפוני שעון על ההעתק. למרגלות ההעתק, לכיוון דרום-מערב, נראה המבנה הנמוך של הר, הבנוי מסלעי קירטון מחבורת עבדת (הר קירטון), מגיל איאוקן. הר זה נשמר בגרבת צר (רוחבו כ-1.5-1 ק"מ) שהתפתח בין ההעתק העיקרי, מצפון, והעתק פלקסורה נוסף הממוקם מדרום ונמשך במקביל להעתק עריף-בתור. השוואת החתכים משני צידי העתק עריף-בתור מראה על העתקה בשיעור של כ-600 מ'. שימור החתך האיאוקני בגרבת הר קירטון, לעומת העדר מחשופים דומים באזור הסמוך לו, מלמד על התפתחות הגרבת קודם להתפתחות הגידוע הרגיונלי האוליגוקני, הגודע את ראשי הגבעות באזור כולו. שיחזור אזורי של מישור הגידוע מצביע על כך שהבלוק שמצפון להעתק עריף-בתור נגדע עמוקות ונחשפו בו סלעי תצורת תמר, מגיל קנומן, בעוד שמדרום לקו השבירה נשמרו חתכים של חבורת עבדת (כמו בגרבת הר קירטון וברכסי הגבעות המקיפים את המישר מדרום וממזרח). הדבר מעיד על פעילות העתק עריף-בתור (המשתייך למערכת שבירי הרוחב של הנגב וסיני; ברטוב, 1974) עוד לפני האוליגוקן, כאשר בשלב קדום

זה הורם הבלוק הצפוני בשיעור של כ־400-500 מ' ביחס לבלוק הדרומי. לאחר האוליגוקן התרחשה העתקה נוספת בשיעור של כ־200-100 מ'. מלימוד ושיחזור רשת הניקוז של תצורת ערבה הפליוקנית (אבני, 1998), נראה שיעיקר תוואי הנוף הנוכחים, ובכלל זה היחסים הטופוגרפיים שבין בלוק הנגב המרכזי, המורם, ובלוק הנגב הדרומי, הנמוך, היו קיימים כבר בזמן השקעת תצורת הערבה הפליוקנית. דפורמציה צעירה, בשיעור של כ־100 מ', התרחשה בין השקעת שני הפרטים של תצורת הערבה: שגיא (הקדום) וכונתילה (הצעיר), ככל הנראה במהלך הפליוקן (ראה תאור מורחב בסיורו של עזרא זילברמן, בכרך זה). העתק עריף־בתור פעל גם לאחר השקעת התצורה בפליסטוקן המוקדם. בנוסף, כל האזור עבר הטיה קלה למזרח, אל הערבה, והטיה זו היא שהביאה לניתוק אזור המישר ממערכת הניקוז הפליוקנית של תצורת הערבה.

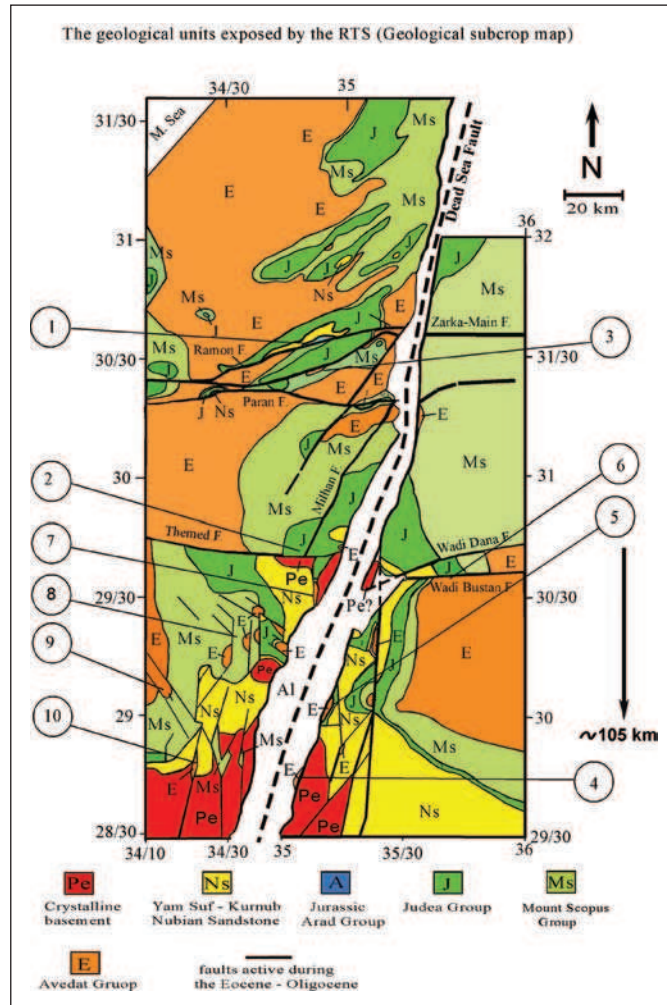
השימור הדיפרנציאלי של בלוק הר קירטון בתוך גרבן מבטא תהליך רגיונלי של "גרביניזציה לפני גידוע" שבו השתמרו משארים גדולים של גג החתך הסטרטיגרפיה האזורי - חתכים של חבורת עבדת ואף קונגלומרטים יבשתיים מגיל אוליגוקן מוקדם (כמו הקונגלומרטים הנכללים בפרט התחתון של תצורת דנה בירדן) - בתוך מבני גרבן מונמכים, בטרם נגדעו פני השטח על ידי מישור הגידוע הרגיונלי.

על סמך ניתוח המחשופים משני עברי קו השבירה של עריף־בתור, ומבנים דומים, הוכנה מפה רגיונלית של מישור הגידוע האוליגוקני (RTS) בדרום ישראל, דרום ירדן וחלקים מחצי האי סיני (איור 7). המפה מציגה מבנה מורכב, שהתקיים בנגב באוליגוקן המוקדם־תיכון, של בלוקים דיפרנציאליים שגבולותיהם נקבעו על ידי מערכות שבירה שפעלו באזור לפני הגידוע הרגיונלי ובמהלכו. הגידוע פעל כמו "משטח ליטוש" המבליט את הבלוקים המורמים או הירודים. הואיל והמפה מציגה מצב סטרוקטורלי שהתקיים באזור קודם לפעילותו של טרנספורם ים המלח, שוחזר גוש עבר הירדן כ־105 ק"מ לדרום.

ניתוח המפה מראה את המגמות הבאות (המספרים שלעיל תואמים את המספרים המוצגים במפה שבאיור 7):

מבני הקשת הסורית - כמו קמר רמון (מס' 1 במפה) ומבני הנגב הצפוני - גדועים עמוקות כתוצאה מהרמה מוקדמת שהחלה כבר בסוף הטורון. במרכזי הקמרים חשף ה־RTS מחשופים גדולים של אבני חול נוביות מגיל קרטיקון תחתון ויורא, המהווים את הבסיס ליצירת המכתשים בשלבים מאוחרים יותר של התפתחות האזור - בעיקר במיוקן ובפליוקן (Zilberman, 2000).

שברי הרוחב של הנגב וסיני בולטים כגבולות חדים בין בלוקים הגדועים בעומק שונה משני צידי קווי השבירה. מדרום להעתק תמד, באזור בקעת הירח, נגדעו סלעי התשתית הקריסטלינית (מס' 2 במפה) בעוד שמצפון להעתק תמד, בסיני, נשמר גג החתך של חבורת עבדת עם מחשוף גדול של קונגלומרט, המשתייך לחבורת על תמד (מחשוף זה זוהה בעבר כמשתייך לקונגלומרט רחם המיוקני; Garfunkel et al., 1974). גם גרבן הר קירטון (מס' 3 במפה) משתייך למבנים שנשמרו מארזיה בשל העתקה לאורך קו עריף־בתור בשלב המקדים את הגידוע הרגיונלי.

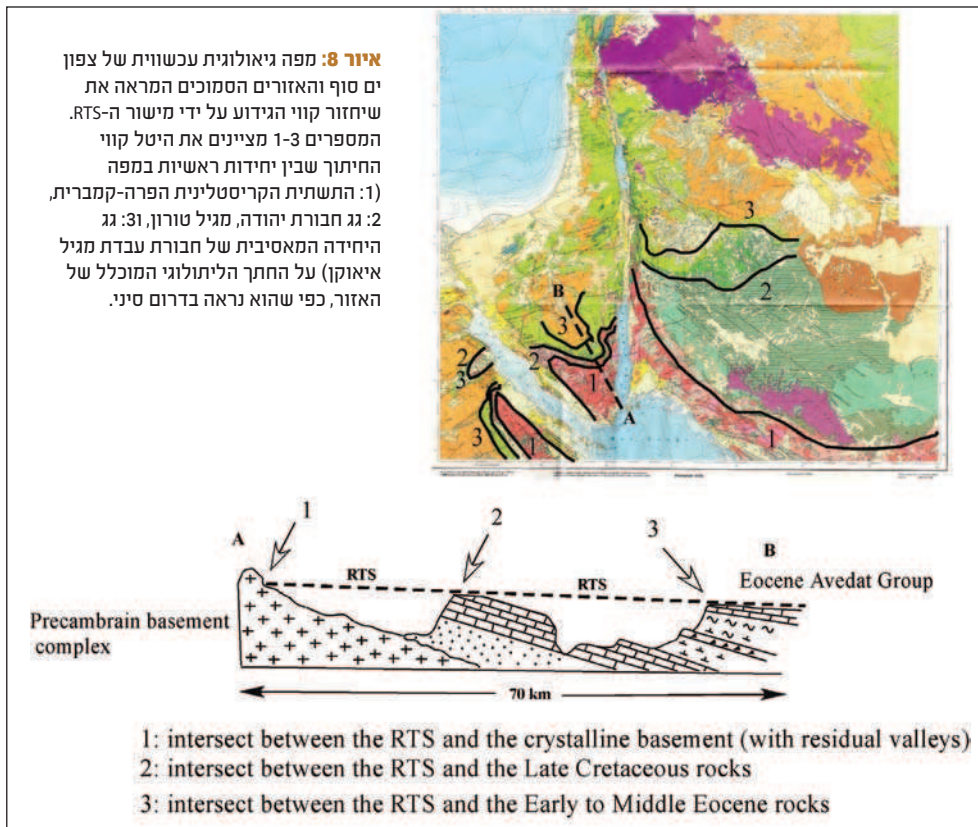


**איור 7:** מפה גיאולוגית של המחשופים וההעתקים הראשיים שנגדעו ע"י ה-RTS. עבר הירדן שוחזר (כ-105 ק"מ) למצבו לפני הפעילות של טרנספורם ים המלח.

מערכת השבירה שכיוונה צפון-דרום יוצרת מערך שבירה בגיזרה רחבה הבולטת בעיקר לאורך התוואי הנוכחי של טרנספורם ים המלח. בולטים בלוקים ירודים לאורך הערבה הירדנית ושוליה, כמו: גרבן מהתרדי (מס' 4 במפה) וגרבן ע'רנדל (מס' 5). גרבנים נוספים הפזורים במרחב ממוקמים על שברים תתי-מקבילים לכיוון שבר ים מלח, כמו באזור פטרה ומבנה ואדי בוסתן (מס' 6). במקומות אלה שמור גג החתך הסטרטיגרפי הכולל חתכים עבים של קונגלומרטים יבשתיים מגיל איאוקן עליון - אוליגוקן תחתון שהוכללו בחבורת העל של תמד. אל גרבנים מן הסוג הזה ניתן להוסיף את אלו שבאזור אילת, ובהם גרבן הר שלמה (מס' 7), וגרבנים דומים במזרח סיני (מס' 8) שהשתמרו לאורך קווי שבירה בכיוון צפון-דרום. לאורך מערכת שבירה זו מצויים גם בלוקים מורמים בהם נחשפו סלעי התשתית כבר באוליגוקן, בעיקר באזור עקבה ודרום ירדן, וכן באזור המקביל בסיני המצוי היום מדרום לנויבה. הרמה מוקדמת באזור עקבה דווחה גם על ידי FeinSTEIN et al., (2000; 2004; 2010) על סמך מדידות של עקבות ביקוע במינרלים אינדיקטיביים.

מערכת שבירה בכיוון דרום-מזרח צפון-מערב יוצרת גרבינים צרים במספר אתרים, כמו בג'בל מפרוט במרכז סיני (מס' 9). השימור הדיפרנציאלי של החתך האיאווקני העבה בתוך הגרבו, לעומת הגידוע העמוק של יחידות אלה מחוצה לו, מצביע כי עקרון ה"שימור לפני גידוע" לאורך מערכת שבירה זו התקיים כבר באוליגוקן, בדומה למתואר מגרבו הר קירטון. לאורך העתקים קיימים אלה חדרו במיוקן המוקדם הדייקים של מערכת ים סוף.

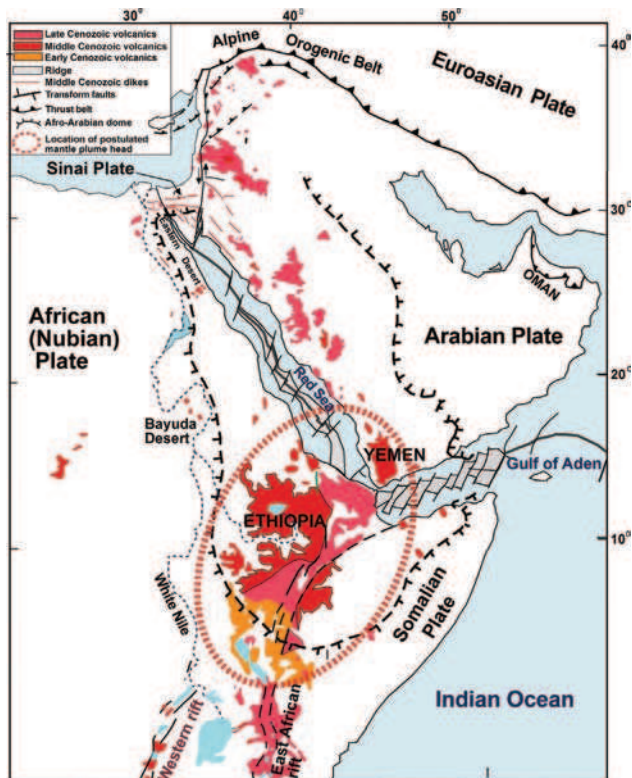
שימור גרבו ביר צפרא במזרח סיני (מס' 10 במפה), כ-20 ק"מ מדרום לקו הגידוע הכללי של החתך האיאווקני במרכז סיני, נגרם עקב היווצרותם של הגרבינים קודם לגידוע, מעל מערכת שבירה בכיוון צפון-דרום, במקביל לכיוונם של העתקי בקע ים המלח. הגרבו, בדומה לאלה שתוארו לפניו, מראה את הדפורמציה המפוזרת בשטחים נרחבים של סיני, שהתקיימה לאורך קווים אלה עוד לפני האוליגוקן.



רוב המבנים המתוארים במפה מעידים על משטר של מתיחה רגיונלית שיצרה אזור נרחב של שבירה מפוזרת, שהפעילה קווי שבירה קדומים לאוליגוקן ובכלל זה את מערכת ההעתקים המלווה את בקע ים המלח. החשיפה ההולכת ומעמיקה כלפי דרום, עד כדי חשיפת סלעי התשתית בדרום ישראל, בסיני ובדרום ירדן, מעידה על הרמה ניכרת של האזור מכיוון דרום. ההרמה הייתה בקצב איטי שאפשר את התפתחות מישור הגידוע הרגיונלי ללא לוקליזציה של האנרגיה הארוזיבית. ככלל, החוקיות שמודגמת במפה הרגיונלית של הנגב וסביבתו מתקיימת גם כלפי אזורים המצויים הרחק בדרום, אל תת־לוח סיני וצפון ים־סוף (איור 8). המערך

הטקטוני המשתקף במפה הרגיונלית של ה-RTS מראה על הרמה קדומה של התשתית הקריסטלינית לאורך שולי ים סוף כבר במהלך האוליגוקן ועל שימור חתכים איאוקניים וחתכים של קונגלומרט תמד במקומות שקועים שהתפתחו לאורך מערכת העתקים מפוזרים. המתיחה של המרחב הנלמד קשורה ככל הנראה לחימום ליתוספרי והרמה רגיונלית שפעלה מסוף האיאוקן ומרכזתה היה באתיופיה ותימן והיא נמשכה לפחות עד מרכז הים האדום כבר בראשית האוליגוקן (Ziegler, 2001). פעילות זו שראשיתה באוליגוקן המוקדם לוותה בפריצת לבות והיווצרות השדות הוולקניים שמלווים את ים סוף מאזור אפר בדרום ולאורך הפלטה הערבית כלפי צפון (Segev, 2000) (איור 9). בשלב מאוחר יותר חלה האצה של הפעילות הטקטונית שגרמה ללוקליזציה של ההעתקים הראשיים לאורך שולי ים סוף, מפרץ סואץ וטרנספורם ים המלח. אירוע זה התרחש ככל הנראה החל מן המיוקן התחתון (Garfunkel, 1988) והוא מלווה במשטר של העתקה אופקית שמאלית לאורך טרנספורם ים המלח שהתמקם בתוך אזור שבור ומוחלש ע"י העתקים מקבילים, אשר פעלו עוד קודם לכן במשטר של מתיחה.

(נסיעה חזרה למצפה רמון ואחר כך מזרחה בדרך עפר, במקביל למצוק הצפון-מזרחי של מכתש רמון. בצד הדרך, לאחר כ-10 ק"מ (נ.צ. 1397/0094), מגיעים לתצפית מרהיבה על מכתש רמון).



**איור 9:** מפה טקטונית מוכללת של צפון-מזרח אפריקה וערביה ועליה מסומנת הפרובינציה המגמטית של הפלום של אפר. (המקור: Segev, 2002)

במבט מערבה נראית העיירה מצפה רמון על קו הרקיע. מישור ה־RTS נראה היטב על רקע העיירה כשהוא כמעט ואינו פגוע ארוזיבית, מלבד ההתחפרות הצעירה והעמוקה של מכתש רמון. לעומת זאת, במבט מזרחה מישור ה־RTS עבר הרס ניכר על ידי התחפרות מערכת הניקוז של מכתש רמון ושוליו, היורדים אל הערבה. ההבדלים בין האזור השלם במערב לבין ההרוס במזרח, מבטאים את התקדמות הארוזיה המאוחרת של מפלס הנוף האוליגוקני בנגב, ככל שמתקרבים לבקע הערבה. אזורים פנימיים בנגב ובסיני משמרים היטב את פני השטח הקדומים עקב מרחקם היחסי ממוקד הפעילות הטקטונית־ארוזיבית של בקע ים המלח. מגמה זו שולטת גם בנופי דרום ירדן ואף בחלקים נרחבים של מצרים, במרחקים הולכים וגדלים מהבקעים של ים סוף וסואץ. לפיכך, השימור הטוב ביותר של המערכת הנופית, הקודמת לביקוע היבשות באזורנו, נמצא במערב מצרים ובחלקים המזרחיים של ירדן.

(נוסעים מזרחה בדרך העפר עד לנקודת הירידה לסיור הרגלי, הממוקמת ביובל של נחל מחמל (נ.צ. 1416/0116). מנקודה זו הולכים רגלית צפונה, מהלך של כשני קילומטר, אל מרגלות נ.ג. 720 (נ.צ. 1409/0136).

בדרך עוברים את חתכי תצורות אבנון ותמר (כולל דרגש האוסטראות בגג התצורה), וחתך דק של תצורות דרורים, שבטה ונצר. לאחר מכן, מטפסים בשביל אלכסוני אל מעל למצוק צורני של תצורת מישאש ומשם עולים לאורך השביל אל חתך של חבורת עבדת המונח באי התאמה על גבי תצורת מישאש. באוכף פונים למערב ועולים אל ראש הגבעה.

## **תחנה מס' 4 | מי שאר של קונגלומרט בעמק קדום ויחסו למישור הגידוע הרגיונלי (נ.צ. 1405/0133), (איור 1)**

שחזור של אתר זה מצביע על קיומו של עמק קדום, ברוחב כ־700 מ', המתחתר מעט בתוך מישור הגדוע הרגיונלי (RTS) של הנגב המרכזי הבונה את פסגות הגבעות הגבוהות שסביב העמק. בעמק זה נשמרו שרידי קונגלומרט פולימיקטי הבנוי בעיקר מחלוקי צור של סלעים איאוקניים, מטיפוס "צור היבוא", וחלוקי צור וקוורציט סנוניים, האופייניים לחלק העליון של תצורת חצבה, בגרבינים של הנגב המרכזי (קלבו, 2000; זילברמן, 1989). קונגלומרטים אלה שייכים ל"חבורת על הים האדום". מיקום הקונגלומרט בעמק הקדום מצביע על קיומו בעבר של אפיק נחל, החתור כמה עשרות מטרים בתוך מישור הגידוע הרגיונלי, שניקז את שוליו הצפון־מזרחיים של קמר רמון לפני התפתחות מכתש רמון. חלוקים דומים וחול קוורץ אדום וגס של תצורת חצבה המיוקנית נמצאו בעבר, על אותו מפלס מורפוסטרטיגרפי, בתוך עמקים, החתורים סמוך לפסגת הר ארדון (נ.ג. 714). נראה, שהם היוו חלק ממערך הניקוז המיוקני של תצורת חצבה שנוקז כלפי צפון מערב. עמקים ביחסים מורפולוגיים דומים עם מישור הגידוע הרגיונלי, המכילים יחידות של סלעי תצורת חצבה, מוכרים במקומות רבים באזור, כמו: גרבן מרזבה, נחל טרף ושולי המכתש הגדול. התופעה מראה שהתחפרות העמקים

המיוקניים הללו הייתה תגובה לאירוע של הרמה והתחתרות כתוצאה מאקטיביזציה טקטונית של האזור שהתרחשה לאחר האוליגוקן, ככל הנראה באירוע הקשור ליצירת הבקע העמוק של הים האדום ושבמהלכו חדרו לאזור מערכת הדייקים של ים סוף. כחלק מאירוע זה שהתרחש בסוף האוליגוקן-מיוקן מוקדם, חלה הרמה רגיונית שהביאה להפסקת תפקודו של ה־RTS בחלקים גדולים של המרחב. בשונה ממשטר ההרמה המתונה והאיטית, שאפיינה את יצירת ה־RTS במהלך האוליגוקן, הרי שההרמה המהירה יחסית במיוקן המוקדם הביאה ללוקליזציה של הארוזיה לאורך נתיבים מעודפים. במקרה המתואר, התבצעה ההתחתרות של העמק המיוקני על התפר שבין אזור חשיפת סלעי חבורות יהודה והר הצופים, הרכים יחסית (תצורות תמר ואורה), לבין הסלעים הגיריים המאסיביים של חבורת עבדת באזורים דרומיים יותר, כמו באזור שייח עטיה שבמזרח סיני, הקרובים יותר לציר ההרמה, שמוקדו בשולי ים סוף, נוצרו בשלב זה עמקים עמוקים, שהתחתרו עד כדי 300 מ' מתחת למישור הגידוע האוליגוקני שעצב את טבלת מרכז סיני. בעמקים אלה נמצאו סדימנטים מיוקניים של חבורת חצבה (גרפונקל, 1970).

(יורדים מן הגבעה לאורך שלוחת סלע צרה, המובילה צפונה אל חתך תצורת חצבה שבגרבן נחל חווה - נ.צ. 1403/0149).

חתך תצורת חצבה בגרבן מחמל תואר בפירוט על ידי זילברמן (1977) ו־Zilberman (1993). החתך כולל קונגלומרט בסיס פולימיקטי שמכיל חלוקים שנגזרו מחתך הסלעים של חבורות יהודה, הר הצופים (בעיקר של תצורת מישאש) ועבדת, בדרגת מיון נמוכה וברמת עיגוליות גרועה. הקג"ל מכוסה על ידי פרטי החול והגיר ומעליו חתך עבה של קג"ל במטריקס חולי שבו מופיעים לצד חלוקי "צור יבוא" רבים גם חלוקים של סלעים מגמטיים, בעיקר קוורץ פרופיר (זילברמן, 1977). זו עדות לחשיפת סלעי התשתית הקריסטלינית אי שם בדרום על ידי מישור הגידוע הרגיוני. כפי שמראה מפת השחזור של ה־RTS, סלעי התשתית נחשפו כבר באוליגוקן ואלה היו זמינים לסחיפה במהלך המיוקן ושולבו בחתכי חבורת חצבה הפולימיקטית.

עליה רגלית לאורך דרך העפר התלולה אל נקודת מפגש עם הרכב ברמת עבדת (נ.צ. 1401/0154). חזרה ברכב למצפה רמון.

## הרחבה לאזורים סמוכים ודגשים עיקריים |

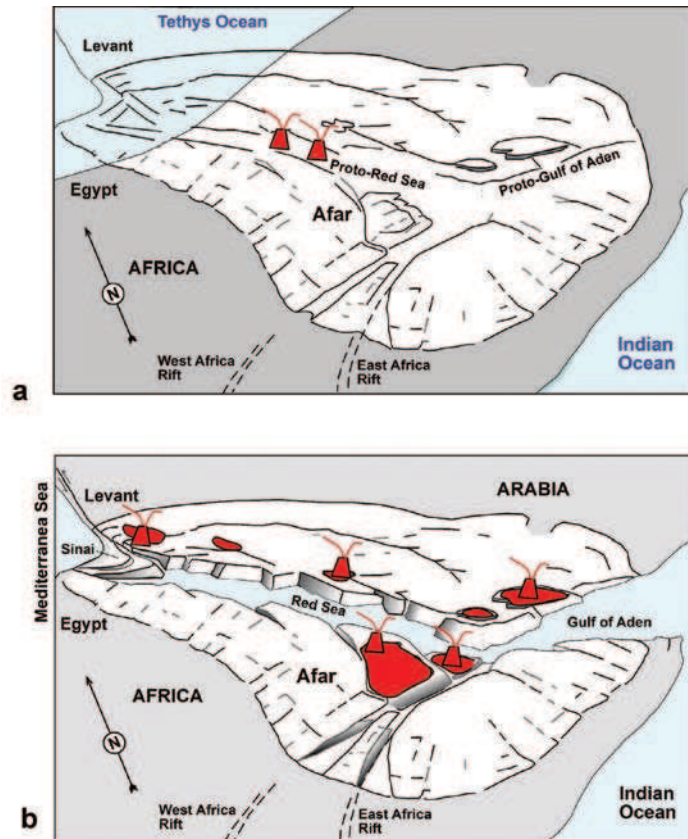
בסיוור הוצגו עדויות לקיומו של מישור הגידוע הרגיוני שהתקיים באוליגוקן על פני שטחים גדולים של הנגב ואזורים סמוכים בסיני וירדן. באזור שבו התקיים הסיוור ראינו כי מישור זה גודע עמוקות את מבני הקשת הסורית, ובראשם קמר הרמון, עד לחשיפת סלעי היורה ואולי גם הטריאס, בלב מכתש רמון (אבני, 1991). לעומת זאת, באזורים הסמוכים לקמר רמון נשמרו, עד היום, יחידות שונות של חבורת עבדת, המהווה את גג החתך הסטרטיגרפי האזורי (כמו בגרבן הר קירטון, סביב בקעת המישר וברמת עבדת). שימור החתך או גידועו העמוק, עד כדי חשיפת סלעי התשתית הפרה־קמברית בדרום ישראל, קשור באופן ברור לפעילות טקטונית אינטנסיבית של מבנים (בלוקים) ראשיים באזור שהתרחשה באזור טרם הגידוע, כלומר בסוף האיאווקן ובאוליגוקן המוקדם. התופעות שנצפו בקנה מידה מקומי בנגב מהוות חלק מתופעה רחבת הקף ועדויות לכך נאספו בחלקים רחבים של הלבנט וצפון ים סוף. תופעה זו נמשכת כלפי דרום אל ים־סוף ואתיופיה והיא קשורה



קשר הדוק לחימום ליתוספרי ולהרמה קרומית נרחבת שנגרמו, בסוף האיאוקן ובאוליגוקן התחתון, על ידי חדירתו של פלום מעטפתי של האפר מתחת לאתיופיה, תימן והים האדום (Ziegler, 2001; Segev, 2002).

החימום הליתוספרי, ההרמה והתהליכים מניעי הלוחות, השרו מאמצי מתיחה על הקרום של הלוח הערבי ואלה יצרו את מערכת הגרבינים המשמרים את גג החתך הסטרטיגרפי באזור. יחד עם זאת, הפעלת מערכת טקטונית כה רחבה בשלביה הראשונים נעזרה כנראה באזורי נזק הקדומים לפעילות הטקטונית האוליגוקנית. ואכן, מערכות שבירה קדומות תועדו באזור - כמו עדויות לפעילות טריאסית וקרטיקונית על העתק הרמון (גרפונקל, 1964, אבני, 1991), עדויות לשבירה סנונית על העתק עריף-בתור (ברטוב, 1974) ופעילות קדומה לאורך אזור הנזק הקדום של שברי ים המלח (Weissbrod, T., 2002). כתגובה, ובמשולב עם ההתרוממות הקרומית האיטית והדפורמציה הנמשכת, התפתח באזור מישור גידוע רחב ידיים (ה־RTS) כתוצאה משילוב של ארוזיה יבשתית נרחבת, ביבשת האפרו־ערבית, ושחיקה ימית שפעלה בשוליים הדרומיים של אגן הלבנט. אגן הלבנט קלט אז את רוב תוצרי הארוזיה והסדימנטים הקלסטיים שנגזרו מן היבשה המורמת.

התפתחות מישור הגידוע הרגיולי מציינת שלב חשוב במעבר בין שתי פאזות טקטוניות עיקריות בהתפתחות האזור (איור 10):



**איור 10:** איור סכימטי של המבנה התלת-מימדי של הדום של האפר: (a) באוליגוקן המוקדם, קודם לפאזות הוולקניות העיקריות (מוקדם לכ-30 מליון שנים) ולפני הביקוע; (b) אותו האזור, סמוך להווה.

**שלב א':** השלב המקדים לביקוע של הלוח האפרו־ערבי והיווצרות ים סוף. שלב זה מתאפיין בחימום ליתוספרי מרחבי שמרכזו באתיופיה ותימן, היווצרות הרמה סטרוקטורלית מעל מרכז זה ומתיחה קרומית נרחבת מלווה בשבירה נורמלית המשמרת, בגרבינים ירודים, את גג החתך הסטריטיגרפי האזורי (איור 10a). שלב זה, שהחל באיאוקן התיכון והסתיים באוליגוקן המאוחר, כלל גם אקטיבציה מוקדמת של מערכת העתקים המקבילה לביקוע ים המלח. בד בבד עם עלייתו האיטית של הדום של אפר התפתחו תהליכי הארוזיה וגידוע מרחבי שפעלו ממרכז אזור ההרמה ועד לשוליה הצפוניים של הפלטה האפרו־ערבית והם שיצרו את ה־RTS.

**שלב ב':** ביקוע אינטנסיבי של הים האדום ומפרץ סואץ לאחר לוקליזציה של גבולות הלוחות והפרדות הלוח הערבי מהלוח האפריקאי. עליה משמעותית בקצב הטקטוני האזורי, כולל הרמה ניכרת של גבולות הלוחות החופשיים ולאחר מכן היווצרות טרנספורם ים המלח לאורך אזור נזק קדום (איור 10b). שלב זה החל במיוקן המוקדם והתעצם לקראת המיוקן המאוחר והוא שהכתיב את עיקרי הנוף הנראה היום באזור ובכלל זה פתיחת מכתש רמון במיוקן המאוחר־פליוקן מוקדם.

המורכבות של תהליך ביקוע היבשת האפרו־ערבית, ריבוי השלבים המעורבים בתהליך והשטח הגיאוגרפי רחב המימדים שנסקר בסיוור זה מצריך הצגת השתלשלות האירועים על ציר הזמן:

**1. סדימנטציה פלאגית שולטת במרחב של דרום ישראל במהלך האיאווקן והיא מופרת מידי פעם בתנועות טקטוניות מקומיות הגורמות לגלישות גדולות בהן נפוצים קונגלומרטים אינטרא-פורמציונליים, מונומיקטיים.**

קונגלומרטים אלו קשורים בעיקר לאי־יציבות של הסדימנט הקרבונטי כתוצאה מקיום בוזמני של מרכיבים גיריים וקירטוניים, פלאגיים, באגן ההשקעה. יחד עם זאת, באזורים נרחבים של הנגב וכלפי דרום נאספו עדויות רבות להרדדה אזורית, בעיקר באיאוקן התיכון והעליון, שאינן קשורות לשינויים גלובליים במפלסי הים (קורנגרין, 1993). אירוע טקטוני באיאוקן המאוחר יצר קימוט של אזור הרמון (אבני, 1991), הרי יהודה (בר, 2009) והר הלבנון (Walley, 1998). ייתכן שבשלב זה התפתחו גם המבנים של הר צניפים ורכס מנוחה, אשר אינם מראים על פעילות סנוניות האופיינית למבני הקשת הסורית, אך הם גדועים על ידי מישור ה־RTS האוליגוקני. יתכן ותופעות אלה מתעדות אי־יציבות טקטונית שמתפתחת באזור הדרומי של הלבנט כתוצאה מהתנעה טקטונית של האזור, הד להשפעת חדירה מוקדמת של הפלום המעטפתי של אפר מתחת לצפון־מזרח אפריקה.

**2. סדימנטציה ימית רדודה עד יבשתית באוליגוקן המוקדם.** סדימנטים ימיים רדודים התפתחו באזורים הדיסטאליים של הלוח האפרו־ערבי, כמו תצורות סוסיטא ופיק החשופות בדרום רמת הגולן וסדימנטים חוואריים מגיל אוליגוקן במחשופי לכיש שבשפלת יהודה (Buchbinder et al., 2005). סדימנטים יבשתיים ובהם קונגלומרטים נחליים מתרבים בחתך ככל שהולכים דרומה, אל פנים היבשת, והם מוכרים בעיקר ממחשופים בדרום ירדן שהיו ממוקמים באוליגוקן המוקדם כ־105 ק"מ מדרום למיקומם הנוכחי.

**3. חימום ליתוספרי והרמה מתגברת באוליגוקן המוקדם יצרו מאמצי מתיחה בקרום שהביאו להפעלת קווי שבירה קדומים שהיו צרובים בתשתית האזור. מערכות השברים הפעילות בשלב זה מכוונות לשלושה כיוונים ראשיים: (א) צפון-דרום ובכלל זה העתקים ממערכת ים המלח; (ב) מזרח-מערב, בעיקר מערכת הגזירה של הנגב-מרכז סיני (ברטוב, 1974); (ג) צפון-מערב - דרום-מזרח, לדוגמא, אזרק-סירחאן. ככל הנראה, גם המבנים הדיס-הרמוניים באזור הנגב הדרומי (גינת, 1989) נוצרו בפאזת המתיחה הזו. לאורך קווי העתקה שהוזכרו שקעו, באוליגוקן מוקדם, בלוקים של גג החתך הסטרטיגרפי והם קלטו בנוסף את תוצרי הארוזיה היבשתית שהגיעו אליהם מסביבתם הקרובה. מחשופים עבים של סדרה זו (עד כ־400 מ') מוכרים בדרום ירדן. הקושי בהפרדה ברורה בין סדרה יבשתית זו לקונגלומרטים אינטרא-פורמציונליים איאוקניים, הביא להכללת כל החתך הקלסטי האיאוקני - אוליגוקני מוקדם, בחבורת על תמד שקדמה ל-RTS. חלק ממחשופים בגרנן הר שלמה ובדארב אל חאג', ממערב לאילת, שתוארו בעבר כמשתייכים לקונגלומרט רחם (Garfunkel et al., 1974), שייכים למעשה לחבורת על תמד. מסיבה זו יש לקבל בהסתייגות את הניתוחים המורפוטקטוניים שנעשו על סמך ניתוח החלוקים במחשופי קונגלומרט רחם, שיוחס לו גיל מיוקני.**

**4. במהלך האוליגוקן מתפתח מישור הגידוע הרגיונלי (ה-RTS) במרחב שבין אתיופיה-אפר והלבנט. מישור זה מבטא שיווי משקל של קצב ההתרוממות וקצב הארוזיה עד כדי חשיפת סלעי התשתית הקריסטלינית הפרה-קמברית באזור נרחב סביב ים סוף, דרום סיני וקטעים לאורך שברי ים המלח. הרמה מוקדמת זו של שולי ים סוף תועדה באמצעות עקבות ביקוע במינרלים שונים על ידי (Omar and Steckler, 1995) ובאזור דרום ירדן על ידי (Fienstein et al., 2000; 2004; 2010). הסדימנטים שנגזרו מן הגידוע הנרחב והמתמשך הובלו אל שולי האזור המתרומם, באמצעות מערכות הובלה המנצלות את השיפוע הקדום של היבשת האפריקאית לצפון, בדומה למהלכו הנוכחי של נהר הנילוס. עבודות שנעשו באתיופיה (Gani and Gani, 2007) מראות על התפתחותו של הנילוס כבר באוליגוקן המוקדם. מחשופים גדולים של יחידות יבשתיות מגיל אוליגוקן מוכרות במערב מצריים (Salem, 1976; Said, 1990) והן מראות על הובלת כמויות גדולות של תוצרי בליה אל אגן הלבנט. על פי הניתוח שלנו מדובר בהתפתחות מישור גידוע רגיונלי אחד, וזאת בשונה מהניתוחים שבוצעו בעבר כדוגמת זה של (Quennell, 1958).**

**5. בסוף האוליגוקן ובמיוקן מוקדם מתרחשת באזורנו פאזה טקטונית נוספת המלווה בהגברת השבירה לאורך מבני השוליים של בקע הים האדום וסואץ ומלווה בחדירת הדייקים של הים האדום. האזור הגיב בהרמה מהירה יחסית שהפירה את האיזון שהתקיים בין קצבי ההרמה והארוזיה שאפיינו את המשטר המורפור טקטוני של ה-RTS. כתגובה, התחילה התחזרות ממוקדת של מערכת הניקוז והשקעת סדימנטים אלוביאליים פולימיקטיים. רוב אגני ההשקעה המקומיים שקלטו את תוצרי הארוזיה נמצאו בבלוקים הירודים ששימרו את גג החתך הסטרטיגרפי האזורי, ולכן הקונגלומרטים שהצטברו בהם (כמו קונגלומרט בסיס תצורת חצבה) מכילים מרכיבים בעלי מאפיינים מקומיים, בעיקר חלוקי סלעים איאוקניים. לאחר מכן, מתכסים הקונגלומרטים ומשקעי האגמים המקומיים במרכיבים קלסטיים שהובלו מרחוק הכוללים מרכיבים רבים של סלעים פרה-קמבריים וחול קוורץ גס שמקורו באבני חול נוביות שנחשפו על ידי ה-RTS, כמו באזור שסביב ים סוף (איור 8). סדימנטים אלה נכללים בחבורת על הים האדום, הכוללת את חבורת חצבה (קלבו, 2000) ואת חלקה העליון של תצורת דנה בירדן. בשוליה הצפוניים של היבשת מכסים סדימנטים אלה, שגילם מיוקן תחתון-תיכון, את**

ה־RTS או שהתחתרו מתחתיו תוך כדי יצירת "עמקים מיוקניים" שאחד מהם נראה בסיור זה מדרום לגרבו נחל חווה. עם מילוי ה"עמקים המיוקניים" הרדודים יש והסדימנטציה הקלסטית העבה מילאה את העמקים וכיסתה את מישור הגידוע הרגיונלי, כפי שאכן קרה סביב מכתש רמון (אבני, 1991).

**6. הרמה ניכרת של אזור הנגב והלבנט מתרחשת במיוקן התיכון עליון והיא משבשת את תוואי הניקוז המיוקנים ויוצרת מערך ניקוז חדש, בעל אופי מקומי.** אירוע זה קשור בהאצת התהליכים הטקטוניים באזורינו. כתגובה, מתרוממים שולי אזורי הביקוע במקביל לשקיעת החלקים הבקועים ואזורים המלווים את טרנספורם ים המלח. בשלב זה התפתח גם מכתש רמון ומערכת הניקוז של נחל פארן־נקרות, המנקזת את מרבית הנגב הדרומי אל צפון הערבה ואגן ים המלח (אבני, 1998). היחידות האלוביאליות ששוקעות בשלב זה, ובראשם תצורת ערבה הפליוקנית (אבני, 1998; גינת, 1997), נכללות בחבורת ים המלח הכלולה גם היא בחבורת על הים האדום (איור 3).

**7. שבירה חוזרת לאורך שבר עריף־בתור בפליוקן מאוחר - פלייסטוקן מוקדם יוצרת את ההפרש הטופוגרפי שבין בלוק הנגב הדרומי ובלוק הנגב המרכזי (תחנה 3).** פאזה זו, שכללה גם הטיה כללית למזרח ושבירה נורמאלית, תת־מקבילה לבקע ים המלח, השפיעה על המבנה המורפו־טקטוני האזורי עד היום.

## מקורות

- אבני, י., 1991. הגיאולוגיה, הפלאוגיאוגרפיה והתפתחות הנוף דל הר הנגב הגבוה ומערב קמר רמון. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית, ירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI\6\91.
- אבני, י., 1998. פלאוגיאוגרפיה וטקטוניקה בנגב המרכזי ובשולי בקע ים המלח בסוף הנאוגן וברביעון. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI\24\98.
- בר, ג., 1981. הגיאולוגיה של קו עריף-בתור, אזור מעלה המישר. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- בר (פרגו), ע., 2003. הגיאולוגיה, הפלאוגיאוגרפיה והיחסים הסטרוקטורליים במזרח הרמון והשלכתם על התפתחות האזור אחרי האיזוקן. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב.
- בר, ע., 2009. עיצוב שולי היבשת של מרכז ישראל מאז האיזוקן המאוחר: טקטוניקה, מורפולוגיה וסטרטיגרפיה. עבודת דוקטור, אוניברסיטת בן גוריון בנגב.
- ברטוב, י., 1974. השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני - בעיות סטרוקטורליות ופלאוגיאוגרפיות. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- גינת, ח., 1989. הגיאולוגיה והגיאומורפולוגיה של אזור יוטבתה. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- גינת, ח., 1997. הפלאוגיאוגרפיה ושלבי התפתחות הנוף באגני הנחלים חיון וציחור. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/19/97.
- גרפונקל, צ., 1964. בעיות טקטוניות בקו רמון. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- גרפונקל, צ., 1970. הטקטוניקה של השוליים המערביים של הערבה הדרומית (תרומה להבהרת דרך הווצרות בקעים). עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- זילברמן, ע., 1977. הגיאולוגיה של קו סעד-נפחה, רמת עבדת. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- זילברמן, ע., 1989. התפתחות הנוף בנגב המרכזי, הצפוני והצפון-מערבי בנאוגן ובקוורטר. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- סקל, ע., 1967. הגיאולוגיה של רכס מנוחה. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- קורנגרין, ד., 1993. נסיגת הים האיזוקני באזור הערבה. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב.

קורנגרין, ד., קרץ, צ., 1998. הליתוסטריטיגרפיה והמבנה של אגן פארן המזרחי. הכנס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית, מצפה רמון, חוברת הסיורים, עמ' 63-85.

קלבו, ר., 2000. סטריטיגרפיה ופטרולוגיה של תצורת חצבה בערבה ובנגב: השלכות לגבי התפתחות אגני ההשקעה והמורפוטקטוניקה של בקע ים המלח. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

Avni, Y., 1993. The structural and landscape evolution of the western Ramon structure. *Israel Journal of Earth Sciences*, 42: 177-187.

Avni, Y., Segev, A., Ginat, H., 2007. Eocene - Oligocene tectono-sedimentary stages of rifting in the northern tip of the Red Sea and its environs: A key to the early breakup stages of the Arabo-Nubian plate. *Israel Geological Society, Annual Meeting, Abstract*, p. 9.

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

Benjamini, H., 1979. The geological history of central and southern Israel during the Eocene. Ph. D. Thesis, Hebrew University, Jerusalem.

Feinstein, S., Eyal, M., Kohn, B.P., Steckler, M.S., Ibrahim, K. and Khalil, B., 2000. Fission track thermo-tectonic history of the northern margin of the Arabo-Nubian shield across the Dead Sea transform. The First Stephan Mueller Conference of the European Geophysical Society (EGS) "From Continental Breakup to Collision", Dead Sea, Israel, Abst. p. 96-97

Feinstein, S., Kohn, B.P., Eyal, M., Ibrahim, K.M., Moh'd, B.K. and Steckler, M.S. 2004. Denudation history of the eastern flank of the Dead Sea Rift, southwestern Jordan: evidence from low temperature thermochronology., 10th International Conference on Fission Track Dating and Thermochronology, August, 2004, Amsterdam, Abstract, p. 69.

Feinstein, S., Eyal, M., Kohn, B.P., Steckler, M.S., Ibrahim, K. and Moh'd, B.K., 2010. Uplift and denudation history of the eastern flank of the Dead Sea Rift, SW Jordan: Evidence from AFT thermochronometry. The Eilat Geological conference, Israel Geological Society, Abstract.

Gani, N.D.S. and Gani, M.R., 2007. Blue Nile incision on the Ethiopian Plateau: Pulsed plateau growth, Pliocene uplift, and hominine evolution. *GSA Today*, 17; 9, doi: 10.1130/GSATO1709A/1.

Garfunkel, Z., 1988. Relation between continental rifting and uplifting: evidence from the Suez rift and northern Red Sea. *Tectonophysics*, 150: 33-49.

Garfunkel, Z., Bartov, J., Eyal, Y. and Steinitz, G., 1974. Raham Conglomerate - new evidence for Neogene tectonism in the southern part of the Dead Sea Rift. *Geol. Mag.*, 111 (1): 55-64.

- Matmon, A., Bierman, P., Enzel, Y., 2002. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology*, 30 (12): 1135–1138.
- Omar, G.I., Steckler, M.S., 1995. Fission track evidence on the initial rifting of the Red Sea: two pulses, no propagation, *Science*, 270(5240), 1341–1344.
- Picard, L., 1943. Structure and evolution of Palestine; With comparative notes on neighboring Countries. Heb. Univ. Jerusalem, Geol. Dept., Bull., 4 (2–3–4), 187 p.
- Quennell, A.M., 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. *Quarterly J. Geol. Soc. Lon.*, 114: 1–24.
- Said, R., 1990. *The Geology of Egypt*. Elsevier, Amsterdam, 377 p. (New edition)
- Salem, R., 1976. Evolution of Eocene -Miocene sedimentation Patterns in PaRTS of Northern Egypt. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 60: 34–64.
- Segev, A., 2002. Flood basalts, continental breakup and the dispersal of Gondwana: evidence for periodic migration of upwelling mantle flows (plumes). European Geosciences Union, Stephan Mueller, Special Publication Series 2, 171–191.
- Sneh, A., 1988. Regional lithostratigraphy of the Eocene Avedat Group, Israel. *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/26/88*.
- Walley, CD, 1998, Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance in the tectonic evolution of the Levantine region. *Tectonophysics*, 298(1–3): 37–62.
- Weissbrod, T., 2002. Stratigraphy and correlation of the Lower Cretaceous exposures across the Dead Sea Transform with emphasis on tracing the Amir Formation in Jordan. *Israel Journal of Earth Sciences*, 51: 55–78.
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6(3): 445–504.
- Zilberman, E., 1993. The Mahmal Graben and Nahal Hawwa: An introduction to the paleogeography of the central Negev in the Miocene. *Israel Journal of Earth–Sciences*, 42: 197–209.
- Zilberman, E., 2000. Formation of "Makhteshim" - unique erosional cirques in the Negev, southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, 49: 127–141.

## מחקרים חדשים במערכת הקרבונטית-איופוריטית הטריאסית במכתש רמון

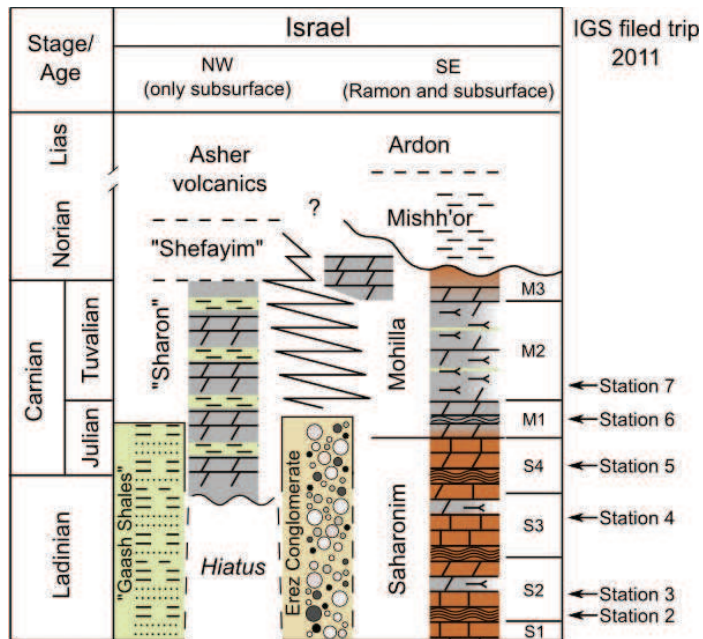
אור ביאליק<sup>1,2</sup>, אנטונינה קנטרוביץ<sup>1</sup>, אהרן מלכסון<sup>1</sup>, דורית קורנגרין<sup>2</sup> וחיים בנימיני<sup>1</sup>  
 1. המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר-שבע  
 2. המכון הגיאולוגי, ירושלים

### תחנה מספר 1 | הקדמה לסיור (189270/500230)

ברצף הסדימנטרי של הטריאס (איור 1) החשוף במכתש רמון בדרום ישראל מתגלה משטר סדימנטרי מורכב של מחזורי השקעה. בעבודות קודמות זוהה מספר קטן של מחזורים סדימנטריים אך עיון מחדש בחילופי הפציאסים העלה שמספר המחזורים גדול יותר, עד כ־11 מחזורים מתחילת ה־Ladinian ועד סוף החתך ב־Carnian העליון. מחזורים אלו לא הופרדו לסדר־גודל שונים, וכן זוהה אירוע בודד של פעילות טקטונית.

במחקרים החדשים נקודת המוצא הניחה כי המחזוריות לא בהכרח מבטאת שינויים איאוסטטים תכופים או טקטוניים בולטים. החתך באיזור הרמון בולטת במיוחד יחסית לחתכים מתת הקרקע בצפון הארץ ובאיזור מישור החוף, שם הם עבים יותר, פשוטים יותר והדמיון לסביבות אחרות בים הטתיס ברור יותר. לכן יש לחפש בחתך של הרמון מנגנון השקעה מורכב שאינו רק טקטוני או רק איאוסטטי, עבור הרצפים הקרבונטים והאופוריטים באזור זה. המחקרים החדשים התרכזו במאפיינים העיקריים של החתך בדרום הארץ: השליטה של סדימנטים מיקרוביאליטיים במקום מערכות של קרבונטים של מים רדודים רגילים (ריפים וכדומה); אופקים אופוריטים דקים ועבים שאינם מגיעים בדרך כלל לדרגת אידיוי מעבר להשקעת גבס; וסביבות קרבונטיות

**איור 1:** טבלה ליטוסטרטיגרפית של ה־Ladinian וה־Carnian בישראל, מעובד ע"פ Korngreen and Benjamini, 2011.





שקצב הצטברותן מתאים לקצבי קונדנסציה למרות שהסביבה נחשבה בעבר ל"ים חם ורדוד", ולכן לכאורה אידיאלי להוצרות מפעל קרבונטי.

הסיור מורכב משני חלקים עיקריים, הכוללים את שש התחנות הבאות (איור 2):

**החלק הראשון** של הסיור (תחנות 2, 3a ו-3b) יעסוק בסביבה המקרוביאלית של תצורת סהרונים וביו־פציאסים בתנאי עקה. בחלק זה נעמוד על סביבות בהם מיקרוביאליתים שוקעים במערכת הקרבונטים של המדף. לרוב סטרומטוליטים נחשבו כמעידים על סביבות פרי־אופוריטיות ופורשו בעבר כמייצגים את סביבת ההשקעה האינטרטידאלית והרדודה ברמון. הממצאים החדשים מורים על כך שהם דווקא ממעיטים להופיע בסביבות שכאלו, אך מרבים להופיע באזורים הסאב־טידאליים ובאסוציאציה עם בעלי חיים של הים הרדוד בסביבה בעלת מליחות לא אנומלית, ולכן דורשים הסבר.

**החלק השני** של הסיור (תחנות 4, 5, 6 ו-7) עוסק בהתפתחות של המערכת הסדימנטרית והטקטונית של אגן רמון במהלך הלדיניאן והקרניאן. בתחנות 4 ו-5 נשווה בין מערכות סדימנטריות שלא נחשבו כמושפעות במיוחד על ידי פעילות טקטונית, בשני מצבי אקלים - ארידי וארידי בהשפעת מונסונים. בראשון מופיעים אוופוריטים דקים ובאחרון תופעות של מים מתוקים, אך בשני המצבים כמעט ללא תופעות של חשיפה תת־אווירית. ההסבר הניתן על ידנו הוא שבשני המקרים, מחסומים נפתחים או נסגרים, תוך כדי שינוי איאוסטטי מתון ביותר. המודל הסדימנטרי דומה בשני המקרים אך השפעת האקלים מביאה לתוצאות שונות. בשתי התחנות האחרונות (6 ו-7) נעקוב אחר תהליך ניתוק מחדש של האגן תוך מעבר מסביבה קרבונטית מוגבלת למערכת איוופוריטית הנשלטת על ידי שילוב של מנגנונים חיצוניים ומקומיים.



**איור 2:** מסלול הסיור

## חלק א': ביו־פאציאסים במערכת של עקה אקולוגית

חלקו הראשון של הסיוור יעסוק בסביבה המקרוביאלית של תצורת סהרונים, בעיקר בחלקה התיכון. צורות מיקרוביאליות מגוונות מופיעות לאורך החתך וביניהם פאציאס מחזורי של תלי צדפות, בנויים כמעט לחלוטין מפרטים צפופים של *Pseudoplacunopsis* (Spondilidae) או *Myophoria* במה שנראה כ־build-ups סאבטידליים של צדפות. התופעה הבולטת ביותר בליתופציאס זה היא שלמות המאובנים והליכוד המיקרטי, או תוצריו הניאומורפיים, אשר מצביעים על סביבה של מים שקטים. לא נמצאו סימני חשיפה או השפעה של גלים אשר יעידו על אזור אינטרטידלי. ל־*Pseudoplacunopsis* תפוצה נרחבת בטתים מהטריאס התיכון ובעיקר בעליון. היעדרותו מהאגן הגרמני במשך ה־Ladinian עשויים ללמד על כך שהמין העדיף להימנע מסביבות של ים סגור (restricted marine), ואכן בחלק העליון של החתך, כאשר אגן רמון מנותק מהים, מין זה נעדר.

(Pruss 2005) הראתה שהחזרה למסגרת של ריפים מטזואים לאחר ההכחדה במעבר פרם\טריאס (P-T) התחילה בהופעה של subtidal cementing bivalve shell mounds שבנויים מפרטים צפופים של *Placunopsis* (מין קרוב ל־*Pseudoplacunopsis* הנידון) ותיארה אותו כמין אופורטוניסטי אשר משתלט על נישות אקולוגיות בשלבי סוקסציה ראשוניים.

**הליתופאציאס המיקרוביאלי (microbialite boundstone)** מכיל שלושה תת־פאציאסים שונים. הראשון הינו **סטרוטוליטים סאבטידליים**. צורת הגדילה המרחבית מזכירה patch reef system כאשר לעיתים מופיעים מבנים מבודדים במרחב ולעיתים ריבוי וצבר של מבנים על שטח של מספר מטרים וחיבור אזורים אלו בשכבה דקה יותר. סטרומטוליטים אלו מפורשים ככאלו שצמחו באזורים הסאבטידליים בין fair ל־storm wave base של המדף הקרבוניטי זאת בהתבסס על הפאונה שנמצאה בקרבה הסטרטיגרפית או המרחבית למבני הסטרומטוליטים בליתופציאס זה (קווצי־עור, אמוניטים, צדפות ועוד), ממציאים המעידים על סערות שתקפו את חלק מהמבנים, טקסטורות פנימיות, מורפולוגיה כללית וחוסר הימצאותם של מאפייני חשיפה, וכן העדר של אינדיקציות לקרבה לחוף או השפעות אינטרטידליות אחרות.

הפאציאס השני הינו **הסטרוטוליטים האינטרטידליים עד סאבטידליים רדודים** אשר מכיל שתי הופעות שונות של סטרומטוליטים. אחת מהן מייצגת בעבודה זו דוגמה להתפתחות סטרומטוליטים בסביבת השקעה פרי־אופוריתית עם אפשרות לחשיפה. השכבה מופיעה ברצף ראשון מסוגו בחתך תצורת סהרונים של דולומיט וגבס. המבנה הכללי מתחיל במצע אצתי וממשיך לכיפות עם גובה (עובי) של כ־10 ס"מ וקוטר של 12-45 ס"מ.

פציאס זה משוייך לאזור אינטרטידלי רדוד, כנראה ללא חשיפה מלאה. היא מתחילה כמצע אופקי ולמינרי של אצות, מורכבת מגבישי מיקרוספאר בחתך הדק. בהמשך ניתן לראות חלוקה ל־columns או ridges בתוך המבנה האופקי, אך ללא מבנים כיפתיים כפי שמופיעים בשכבות האחרות. לעיתים מופיעים בין הלמינות טלאים בגדלים של ס"מ בודדים עד מספר מ"מ של חומר משכבת ה־oolite grainstone שיושבת בבסיס השכבה. חלקה העליון של השכבה שבור כאשר ככל שעולים בשכבה גדלה כמות החללים והמבנה יותר מפורק. באזורים אלו מתחילים להופיע שוב גבישי הקוורץ שהופיעו בשכבת הבסיס אך לא בתוך המבנים

המיקרוביאליטים עצמם. לאחר גג השכבה השבורה מופיעה שכבת רסק משכבת המיקרוביאליטים בגדלים שונים של 10 מיקרון ועד למספר ס"מ. הפרגמנטים הגזורים מזוויתם, לרוב תומכים אחד בשני וביניהם גבישי ספאר גדולים שמילאו את החללים, ללא מיקריט. ניתן למצוא מעט גבישי קוורץ בשכבת הרסק. הגדרה התיאור הזו מתאים למה שהוגדר כ־Flat Pebble Conglomerate (FPC). בהשוואה (הבעייתית אך מתבקשת) לסביבות גידול מיקרוביאליטים רצנטיות ניתן לראות שהמורפולוגיה האופקית וה־pseudocolumnar מתאימים לסביבה האינטרטידלית הרדודה ול־open tidal flats, כך לפחות ב־Hamlin pool (Bertrand-Sarfati, 1994) ואחרים כמו גם בסטרומטוליטים מהפרה־קמבריום שבאוסטרליה (Kennard in Bertrand-Sarfati, 1994; Monty, 1981). בנוסף, Gebelini (in: Walter, 1976) הראה נוכחות מוגברת של סדקי יבוש ותוצריהם, ואת ה־FPC שמופיעים על ובסמוך למצעי אצות אלו במים רדודים. הנוכחות של FPC, או ברקציה אינטרקלסטית, במטריקס ספאר ללא בוץ מיקריטי בגג שכבת הסטרומטוליטים, מלמדת על מסגרת של תנאים טורבלנטיים וארוזיבים באזור מאוד קרוב לפני המים.

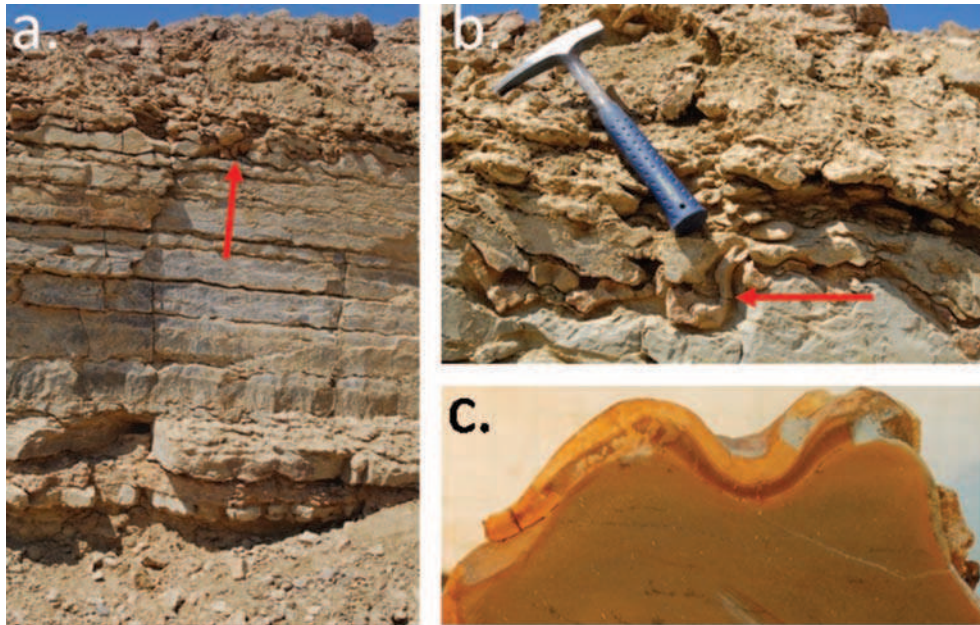
הפציאס השלישי הינו **צורות מיקרוביאליות סאב־טידאליות מגוונות**, אשר נצפה לאורך החתך במספר רב של הופעות. לא מדובר במבני סטרומטוליטים גדולים ודומיננטיים אלא בצורות שנוצרו כנראה בתיווך מיקרוביאלי ומהוות נפח קטן עד בינוני מהסלע. הליתופציאס מלמד על תפוצה נרחבת של אצות ובקטריות שבתנאים אנרגטיים וסביבתיים מסוימים לא מייצרים מבני סטרומטוליטים אלא קרומים והדבקות שונות. כמעט כל התופעות מופיעות בפציאס סאבטידלי ברור. הופעות אלו מלמדות על היות המיקרוביאליטים בחתך מעין 'ברירת מחדל' במערכת הביולוגית. מספר דוגמאות לפציאס זה הינם: חצי אאואידיים, קרומים מיקרוביאליים סאב־טידאליים, אונקולויטים והמיקרוברובלמטיקה *Tubiphytes* הידועה כתורמת מיקרוביאליטית מרכזית בבניית ריפים, בעיקר בפרם ובטריאס. יתכן שהופעתם בשכבה בחלקו העליון של S3 מהווה את הקרבה הגבוהה ביותר אליה הגיעו המיקרוביאליטים בתצורת סהרונים בנגב לבניית ריפים.

## תחנות חלק א'

### תחנה 2 | Deep marine microbial crust במזרח הר גוונים (189150/500152)

שכבה זו ממוקמת בחלקה התיכון של יחידת S2. עולים מכביש המכתש מערבה בשביל העפר אשר מוביל לראש הר גוונים. כמאה מטרים לאחר שהשביל מתעקל ופונה דרומה נחשפת השכבה מערבית לשביל בחתך שנוצר בזמן עבודות הסלילה (איור 3).

בסיסה של השכבה המיקרוביאליית יושב על שכבת mudstone גירית ובהירה בעובי של 140 ס"מ. ככל שעולים בשכבה מתקבל מיקריט יותר בוצי, סטריליות גבוהה יותר ומבנים ביוגנים שלמים אשר מלאים ב־blocky cement. לפני הופעת הקרום המיקרוביאלי מופיעה שכבת wackestone של כעשרה ס"מ עם כמות שברי צדפות גדולה יותר, הופעה מחודשת של אכינודרמטה, ומספר גסטרופודים. בירארוזיה תוקפת כמעט את כל המרכיבים השלדיים בשקף. נמצאו גם שברי אמוניטים.



**איור 3:** a. חץ אדום מורה על הקרום המיקרוביאליטי. בתמונה נראה רצף השכבות עד לקרום ושכבת הצדפות הבלויה מעליו. b. כנ"ל. c. לטש של הקרום המיקרוביאלי עוקב אחרי התשתית בבסיסו.

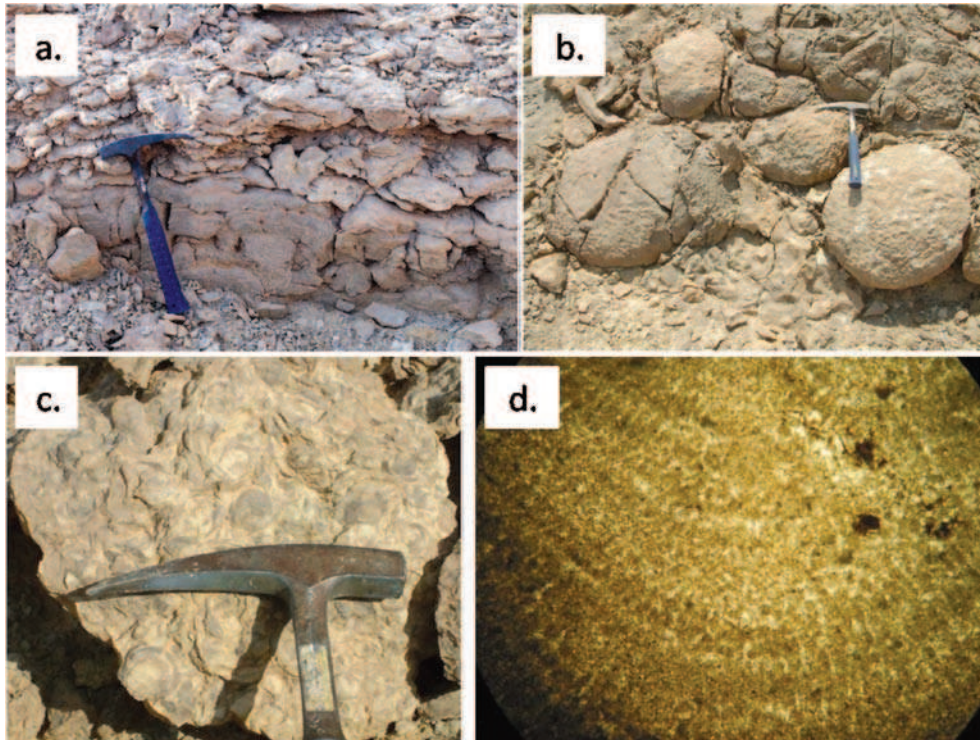
על גג השכבה המיקרוביאלית ממשיך הרצף הסאב־טידאלי עם הופעת שכבת thin shell mollusk packstone אשר מראה עליה ניכרת במרכיבים השלדיים: קשוות דקות של ביבלביות שמופיעות כ־splinters מחודדים עשויים ספאר עם מעטפת מיקריט דקה, אוסטרקודים, שיני דגים ושברי אמוניטים. רוב הספאר שנראה בדוגמה הוא תוצר של sheltering שנוצר סביב הצדפות. מסביב לספאר יש לעיתים צמנט דרוזי. קיימת בור ארוזיה בכל הפרגמנטים. הפרגמנטים מסודרים באופן שמעיד על אזור ה־fair weather wave base בו ניתן לקבל sheltering, אזור דיסטלי יותר מה־storm wave base. על גג השכבה יושבת בהתאמה שכבת צדפות מאסיבית של Pseudoplacunopsis במטריקס מיקריטי בעובי של עשרים וחמישה ס"מ.

**תחנה 3 | שתי דוגמאות בשדה לשכבות של סטרומטוליטים סאבי-טידאליים, צורות מיקרוביאליות מגוונות כחלק אינטגרלי מהמערכת הסדימנטרית של תצורת סהרונים ויחסם עם שכבות מאסיביות של הביבלביה *Pseudoplacunopsis* בהר גוונים (188620/499850):**

שכבות אלו ממוקמות בחלקה התיכון של יחידת S2. הגישה היא מכביש המכתש מערבה בשביל העפר אשר מוביל לראש הר גוונים עד לחניה בגובה 610 מטר בנצ. 188620/499850. מנקודה זו ניתן לרדת רגלית לאורך המדרון הצפוני של הר גוונים אשר לאורכו נחשפות השכבות הבאות.

**3a. שכבת סטרומטוליטים סאבי-טידאליים עם צורות מיקרוביאליות מגוונות בבסיסה (מחשוף טיפוסי 188471/499953)**

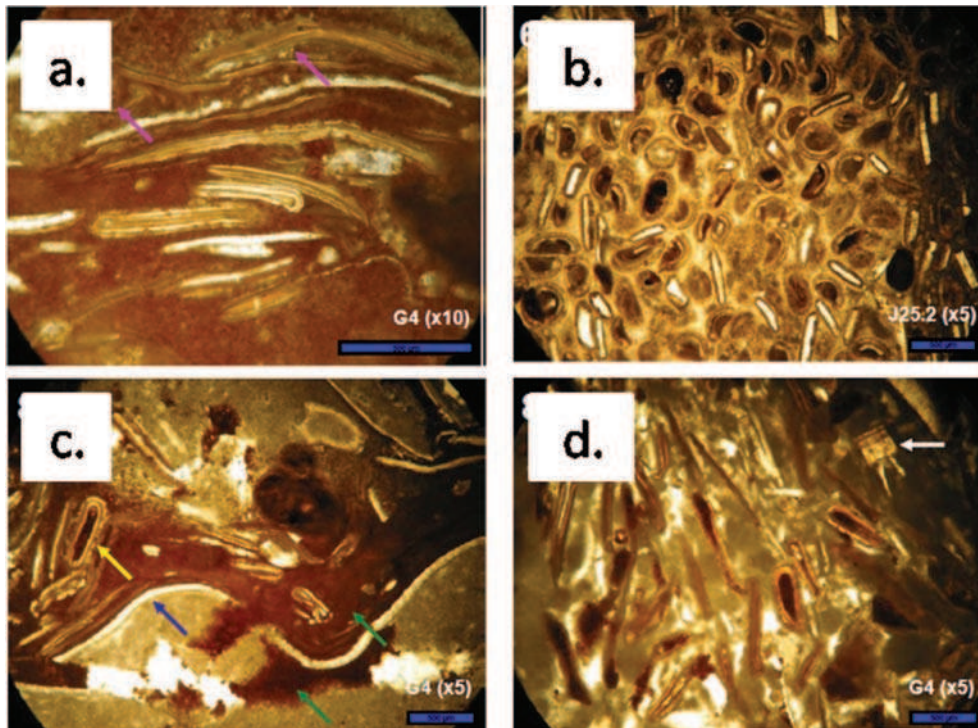
עובי השכבה הממוצע הינו 25 ס"מ. השכבה מונחת בהתאמה על שכבת גיר מיקריטי עם שברי צדפות ואאואידים בעלת הופעה של בלוקים כהים בשדה (איור 4). מעל שכבת הסטרומטוליטים ניתן למצוא שכבה של *Pseudoplacunopsis*. בשני המקרים (בסיס וגג) המגע הינו חד, ללא ערבוב בין השכבות. השכבה מאופיינת כ" Laminated domed lithostrome בכך שהיא מורכבת בעיקר מצורות כיפתיות ובכך שלא ניתן למצוא פרטים (כיפות) בודדות אשר אינן מחוברות לכיפות סמוכות.



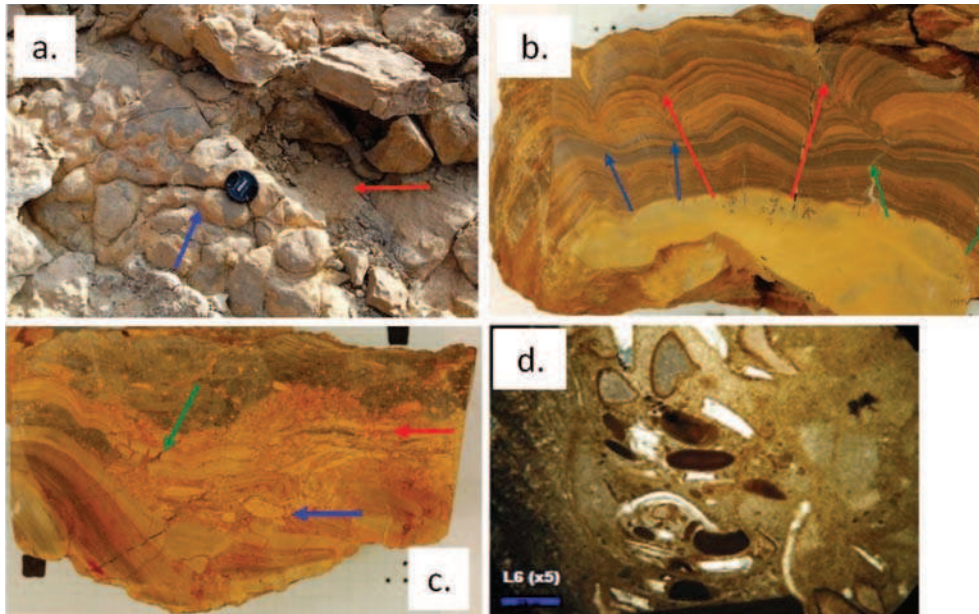
**איור 4:** a. סטרומטוליטים כיפתיים בחלק הראשון של תחנה 3. b. חתך צד בסטרומטוליטים מתמונה 1 ומעליהם שכבת צדפות של *Pseudoplacunopsis*. c. שכבת ה' *Pseudoplacunopsis*. d. תמונה בחתך הדק של שכבת הסטרומטוליטים אשר מציגה fenestrate fabrics, bird-eyes ולמינות סטרומטוליטיות.

המבנים הסטרומטוליטיים מונחים על גבי שכבה אשר מורכבת כמעט לחלוטין ממרכיבים מיקרוביאליים (קרומים מיקרוביאליים, מילוי מיקרוביאלי של חללים מוגנים ואונקוליטים) (איור 5). המטריקס מורכב ממיקריט עם החלפות נקודתיות לספאר. ישנה כמות קטנה של שברי צדפות אשר הוחלפו בספאר ומעט שיני דגים.

בסיס השכבה המיקרוביאליטית מורכבת משכבתיות גלית עדינה (למינות), בעובי של כשני סנטימטרים אשר על בסיסה מתגרענים המבנים הכיפתיים. נראה שגידולם מתאים ל- cumulate של Hofmann (1973) בו מתרחשת התגרענות עצמית של אצות מתוך המצע הראשוני. לעיתים מבנה זה נשמר עד לגג השכבה לקבלת כיפות עבות ורחבות אשר מגיעות לקטרים מקסימלים של 130 ס"מ. יש לציין את הדמיון המורפולוגי של היחידות הבסיסיות אשר נשמר לאורך השכבה כולה. זאת לעומת השכבה אשר נראה בהמשך אשר מכילה גיוונים מורפולוגיים רבים יותר.



**איור 5:** a. שלושה מרכיבים מיקרוביאליים: חץ כחול מורה על קרום מיקרוביאלי מקלציט סיבית, מופיע שלם או שבור. חץ ירוק מורה על 'מילוי' מיקרוביאלי, נמצא לרוב בסמוך לקרומים. חץ צהוב מורה על שברים מיחידת 'המילוי' אשר כוסו בגידול סיבי איזופכי ממקור מיקרוביאלי בדומה לאאואידים חצויים בתמונה b אשר שייכת לשכבה אשר נראה בתחנה b. 3b. אינטרקלסטטים מיחידה אאוליטית אחרת באגן (השכבה יושבת בבסיס שכבת הסטרומטוליטים של תחנה 3b). יחידה זו הגיעה 'כשטיפה' עם הסערה והתערבבה עם שאר המרכיבים. בתמונה ניתן לראות קשוות של ביבלביות מוחלפות לספאר ו'אאואידים חצויים'. ה' אאואידים חצויים' ברוב המקרים מתגרענים על אוטרוקודים אולם גם על שברי צדפות. רכיבים אלו מורכבים ממעטפת מיקריט ראשונית עם סימני חמצון אחר חומר אורגני, אולי ממקור אצתי, מעטפת ספאר סיבית, מעטפת צמנט ימי איזופכי וסיבי ממקור מיקרוביאלי ומסביבה מעטפת מיקריטית דקה. המעטפת האיזופכית הייתה עשויה במקור מקלציט רב מגנזי שנשמר יותר מהארגוניט של שברי הצדפות אשר הוחלפה בספאר באותה פאזה החלפה של חלקי המטריקס המיקריטי. c. ריכוז גבוה של אונקוליטים מיקרוביאליים. חץ לבן מורה על שן של דג. d. האונקוליטים מתנהגים לעיתים כקרומים ומתקפלים בצורה פלסטית על המשטחים עליהם הם נמצאים (חץ סגול).



**איור 6:** a. שכבת הסטרומטוליטים השנייה של תחנה מספר 3 (חץ כחול). חץ אדום מורה על שכבת הבסיס אשר כוללת קרעים מאופק הסטרומטוליטים התחתון, גסטרופודים ושברי צדפות. b. חתך מלוטש של שכבה זו. החיצים מורים על מגמות הגידול של הכיפות אשר נקבעו על בסיס הטופוגרפיה של השכבה עליה שקעו. c. חתך מלוטש של בסיס השכבה (חץ אדום בתמונה 1). חץ ירוק מורה על קרעי מתיחה - תוצרי הסופה (בניגוד לקרעי ייבוש אשר יתחילו מגג השכבה וירדו כלפי מטה). בתמונה ניתן לראות את הלמינות של המבנה הראשוני, קרעים שלו (חץ כחול ואדום) ואת הגסטרופודים (נקודות צהובות) ושכבת הצדפות (חלק כהה עליון) אשר שקעו מעליהם. d. החתך הדק של שכבת הסטרומטוליטים (חץ כחול תמונה 1). ניתן לראות את הפרגמנטים הכלואים במרווח הבין כיפתי של מבני הסטרומטוליטים הכוללים לוחיות אכינודרמטה בשימור מצויין, ליתוקלסטים מעוגלים וקשוות של ביבלביה. הפרגמנטים בעלי מעטפת מיקריתית וסימני ביו־ארוזיה.

**3b. שכבת סטרומטוליטים עם קרעי ומשקעי סופה (מחשוף טיפוסי 188612/500501)**

עובי השכבה הנו 45 ס"מ. עובי זה כולל שני אופקי סטרומטוליטים ושכבה שמורכבת בעיקר משברי צדפות וגסטרופודים שלמים בעובי של כ 15 ס"מ ביניהם. בסיס שכבת הסטרומטוליטים הראשונה מונח על שכבה מיקריתית דקה אשר מכסה שכבת *Pseudoplacunopsis* (איור 6a) בעובי של 30 ס"מ. על גג אופק הסטרומטוליטים הראשון מופיעה שכבת קרעי סופה אשר מכילה חלקי סטרומטוליטים קרועים מעורבבים עם שכבת הצדפות והגסטרופודים הדקה שמעליו (איור 6c). השכבה הבאה היא שכבת הסטרומטוליטים העבה והמאסיבית יותר ומעליה שכבת צדפות נוספת, אשר מורכבת בעיקר מפרטים של *Myophoria* בעובי 20 ס"מ. ניתן להבחין בקלות במחזוריות ההשקעה של שכבות אלו - שכבת צדפות, שכבת חרסית דקה, סטרומטוליטים, חזרה של שכבת הצדפות (עם גסטרופודים), שכבת חרסית דקה, שכבת סטרומטוליטים נוספת ושוב שכבת הצדפות.

לאורך המבנים הסטרומטוליטיים בולטות טקסטורות חללים של birdseyes ו-fenestrae אשר מלאים בספאר. ה-fenestrae מופיעים כחללי ספאר אליפטיים עם ציר האורך במקביל לכיוון הלמינות ולעיתים עם פיצולים אנכיים. בנוסף, בחלקים אלו מתקבלים גם מבנים של בריחות גז. מבנים אלו אופייניים למבני סטרומטוליטים סאב־טידאליים וקשורים למערכת יצור החמצן של המושבה. עדות נוספת לסביבה הסאב־טידלית ניתן

למצוא במרווחים הבין כיפתיים (איור 6d). אזורים אלו סיפקו הגנה אנרגטית לחומר הדטריטי בסביבה עם אצות מדביקות. החומר שהושקע באזורים אלו נערם בהם וחופך מאשר במקרים מעטים לא חדר למבני המיקרוביאליטים עצמם. המרכיבים הלא שלדיים כוללים ליתוקלסטים מיקריטים מאורכים, מעוגלים וכהים אשר מסודרים לרוב במקביל לכיוון גדילת המבנים, בניצב ללמינות. המרכיבים השלדיים כוללים (בסדר כמותי יורד) לוחיות רבות של אכינודרמטה בשימור מצויין עם מעטפת מיקריטית סביב רובם וסימני ביו ארוזיה, שברי צדפות מוחלפים לחלוטין בספאר עם סימני מיקריטיזציה בדפנות, גסטרופודים טבוריים שלמים מלאים במיקריט ומוקפים במעטפת ספאר. המילוי המיקריטי בגסטרופודים זהה להרכב הליתוקלסטים כך שנראה שמרכיבים אלו הובלו ביחד לנקודה לאחר ששקעו באזור אחר, תוצרי סופה. שימורם הטוב של האכינודרמטה מורה על מרחק הובלה יחסית קצר ואנרגיה נמוכה. במקרים מעטים ניתן למצוא חצי אאוואידים ממקור מיקרוביאלי.

## חלק ב' ההתפתחות הסדימנטרית והטקטונית של אגן רמון במהלך הלדיניאן והקרניאן

הרצף הסדימנטרי המיוצג ע"י תצורות סהרונים ומוחילה מייצג תהליך מחזורי של ניתוק האגן מהים הפתוח וחיבורו מחדש. מחזוריות זאת מתרחשת במספר סדרי גודל לאורך הרצף - בסדר גודל נמוך המבוסס על העמקה ואז הרדדה המשכית של החתך וכתהליך בסדר גודל גבוה אשר ניתן לזהותו במעבר בין מספר שכבות מצומצם.

במהלך השקעתה של תצורת סהרונים אנו צופים בתהליך הדרגתי של ניתוק אגן רמון מהים הפתוח, תהליך זה מתהפך בחלק העליון של תצורת סהרונים ומתחדש שנית בתצורת מוחילה כאשר העמקה נוספת מתחילה לקראת סופה. ניתוק האגן מוביל להתפתחות של עקה אקולוגית וממשיך בהתפתחות של פאזות איוזפורטיות.

החל מפרט S3 של תצורת סהרונים ניתן לעקוב אחר ההשפעה של מחסום חיצוני אשר מגביל את כניסת המים לאגן. במהלך פרט S4 השפעת המחסום מצטמצמת ומתחדשת בבסיס תצורת מוחילה כאשר המערכת באגן הופכת להיות מנותקת מהסביבה הימית.

בהשלכה של תצפיות בצפון הארץ (Korngreen and Benjamini, 2010, 2011) וממצאים חדשים בנוגע למבנה הסטרקטורלי של החתך הטריאסי (Gardosh and Druckman, 2006; Gardosh et al. 2008, 2010) התפתחות המחסום, בדרום ישראל, כנראה קשורה לתהליך של שבירה מדורגת והתפתחות אגנים במבנה של half-graben על גבי בלוקים נטויים לאורך מערכת שבירה נורמלית גדולה. החלק העלוי של בלוקים אלו מאפשר את יצירת המחסום בעוד החלק הירוד של הבלוק מספק את השקיעה הדרושה כדי להכיל את הסדימנטים.



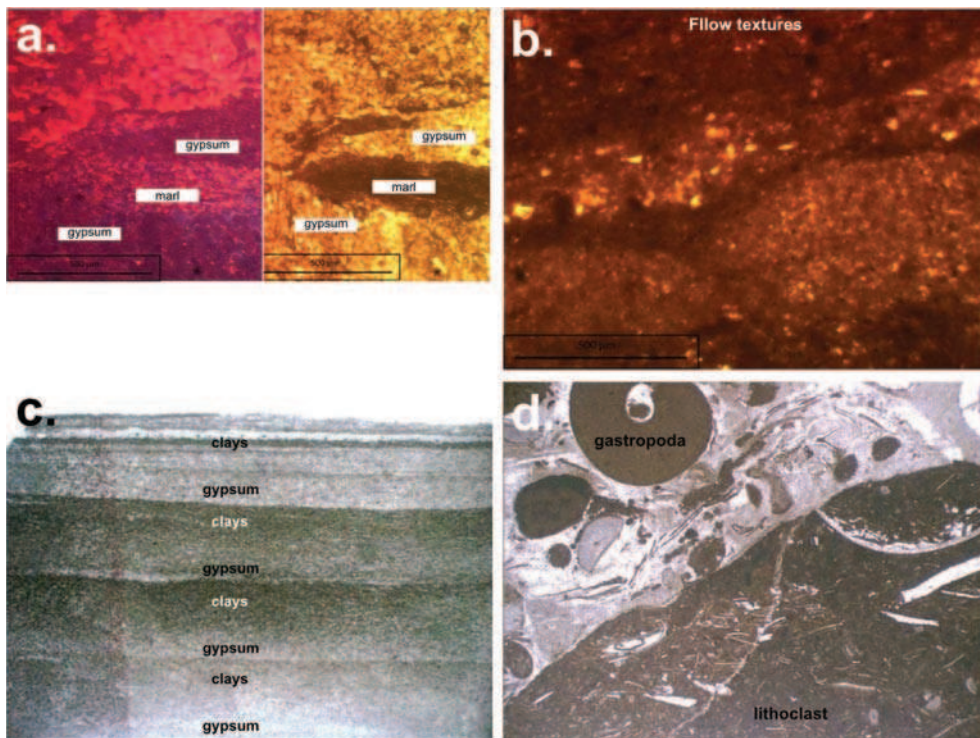
## תחנות חלק ב'

### תחנה 4 | פרט S3 - התפתחות דינמית של מחסום בשולי האגן והיווצרות האיוופוריטים של תצורת סהרונים (187290/499690)

התחנה ממוקמת במרגלות הדרומיים של גבעות פסים, בסמוך לשביל הגיאולוגי.

בתחנה זאת אנו רואים את הרצף האיוופוריטי הראשון מתוך ארבעה המצויים בפרט S3 של תצורת סהרונים. מתחת לבסיס הרצף מצויה שכבה בעובי 10 ס"מ המכילה ליתוקלסטים (איור 7d). רצף זה הוא בעל השימור הטוב ביותר וכמו כן הוא ממחיש (ברמה מיקרוסקופית) בצורה המוצלחת ביותר את השילוב בין פעילות של מחסום דינמי ושינויים איאוסטטים.

עוביו של הרצף 2.7 מ', בסיס הרצף מורכב מחוואר עשיר בסילט קוורצי וכמות קטנה של ביוקלסטים שניכר שהושקעו במערכת אנרגטית (איור 7b). הביוקלסטים נעלמים תוך מספר עשרות ס"מ, תכולת הקלסטים קטנה ומתחילה הופעה של למינות קלציט דקות המכילות גבס. כמות הגבס גדלה כלפי מעלה והגבס הופך להיות יותר דומיננטי עד העלמות מוחלטת של הרכיב הקלציטי. בנוסף קיימות גם תופעות של שיכוב מדורג



**איור 7:** תופעות סדימנטריות בפרט S3: a. שרידים של חומר חווארי בתוך עורק גבסי, באור חודר (ימין) ו-CL (שמאל) ניתן להבחין באיזורים הזוהרים ב-CL אשר מכילים, ככול הנראה, חומר קרבונטי. b. טקסטורות זמירה. c. שיכוב ממדורג של חומר גבסי וחרסיתי. d. ליטוקלסטים וביוקלסטים.

ביחס החומר הדק־גרגר וגבישי הגבס, כשהפרקציה של הגבס גדלה כלפי גגה של כל למינה. גג הרצף מורכב מגבס לא משוכב. (יתכן כי חלק מהגבס החליף שכבות פצליות, איור 7a).

מעל בסיס הרצף מתפתחת מגמת העמקה (מגמה טרנסגרסיבית). מסקנה זו נובעת מכמה תצפיות מפתח: מעל הליתוקלסטים מופיעות טקסטורות זרימה, הנעלמות במעלה החתך לתוך פאזה של למינות לא מופרעות עם שוכב מדורג של סיליפקלסטים וגבישי גבס (איור 7c). המעבר מסימנים של מים אנרגטיים וטקסטורות זרימה ללמינציה מצביע על מעבר למים עמוקים יותר גם בסביבה האופוריתית (3). (Schrieber, 1988) השכבה הראשונה המכסה את היחידה האופוריתית מכילה מאובני קווצי־עור, המעידים על חזרה לאגן של מיים בעלי מליחות רגילה.

ההעמקה תוך מעבר לסביבה מוגבלת ויותר אופוריתית מעידה על הפעלת מחסום המגביל את חילופי המים בין האגן לים הפתוח במקביל לעלית גובה פני הים, ולבסוף שינוי חד בהתפתחות המחסום המאפשר ירידה במליחות.

## **תחנה 5 | פרט S4 - פתיחה לים ושינוי אקלים (187050/499660)**

התחנה ממוקמת במורדות הצפוניים של גבעת פסים לאורך השביל הגיאולוגי.

פרט S4 הינו החלק העליון של תצורת סהרונים. החתך של פרט S4 מורכב ממספר מחזורים סדימנטריים קשורים לעליה כללית של פני הים במשך ההשקעה של הפרט. הליתולוגיה העיקרית שלו היא קרבונטית אשר מכילים איופוריטים משניים הקשורים לדיאגנזה אך ללא איופוריטים ראשוניים. איופוריטים אלו קשורים לאספקה של תמיסות מועשרות ממערכות איופוריטיות שהתקיימו באגנים פרוקסימלים יותר. יתכן שחלק מהאיופוריטים קשורים לתהליכים שהתרחשו בזמן השקעת תצורת מוחילה אך המספר הגדול של שכבות חרסיתיות אטומות בתוך ומעל פרט S4 והעדר פאזות רציפות הנמשכות מטה מתצורת מוחילה מקטינים את הסבירות לאפשרות זאת.

הקרבונטים בפרט שקעו במספר סביבות השקעה מגוונות אך עם קצב ההשקעה נמוך המתאים לתנאים של קונדנסציה. ניתן לתאר בחתך זה דיכוי של המערכת הקרבונטית. ככלל המקרופאונה נדירה בחתך, בפאזות הרדודות יותר שלו מופיעים סטרומטוליטים מסוגים שונים, כולל סטרומטוליטים למינרים המכונים paper stromatolites אשר בהם בין השכבות המיקרוביאליטיות מצטברת שכבת אבקה של סילט קלסטי המפרידה אותן ל"עלים".

כמות מוגבלת של סדימנט מיקרוביאלי עם Tubiphytes ופורמיניפרים, כ־grainstones ו־packstones נוצרת במגבלות העומק הפוטי. ככלל, הפאונה הצפויה בתנאים של ים פתוח, כגון אלמוגים או אמוניטים חסרה. נוכחות של מלוסקה נדירה, אך נוכחות טובה יחסית של אכינודרמטה במערכת מעידה על מים בעלי מליחות התואמת את אלה של מי ים.

התשתית הסטרוקטורלית של רצועות מוגבהות המהוות מחסומים חלקיים לים הפתוח הוא מאפיין מרכזי של הסביבה האפיקונטיננטלית בשלב זה. אם זאת המחסום הדיסטלי שהגביל את כניסת המים לאגן במהלך ה־S3

כנראה אינו מגביל את האגן במהלך השקעת פרט S4, אך יתכן ולכיוון היבשה מצוי מחסום נוסף מאחוריו עדיין קיימים תנאים איוופוריים. השפעת מערכת שכזאת מורגשת בחתך ובאה לידי ביטוי בשלושה מאפיינים:

(1) תמיסות היפרסליניות אשר משקיעות מינרלים אוופוריים ומחליפות את המטריקס הקרבונטי עוברות בקביעות דרך הסדימנטים של פרט S4. קיומן של תמיסות אלו מהווה אינדיקציה לתנאי אידוי באיזור שנמצא מאחורי המחסום הפרוקסימלי, ו\או המסת אוופוריים מהפאזה הקודמת. תמיכה לממצא זה היא נוכחות מינרלים כמו צלסטיט ואולי גלאובריט, שמקורם הסביר ביותר הוא מהמסה של אוופוריים קודמים.

(2) בתוך גוף המים, הגבלת הסירקולציה תוך אספקת תמלחות כבדות מובילה להיווצרות שכבה בתחתית האגן, בעומקים תת־פוטיים ותת־אנרגטיים, מעין לגונה - אך עמוקה יותר. מצב זה משויך למערכת אפיקונטיננטלית חיצונית יותר. בתנאים אלו יכולה גם להיווצר שכבת מים היפרסליניים בחלק העליון של גוף המים העוברת ערבוב באיטיות עם הים הפתוח, אך מוגבלת על ידי המחסום הדיסטלי.

(3) בחילופין עם כניסת מים היפרסליניים, מורגשת גם השפעה של שטף מים מתוקים. אלה מביאות לדיאגנזה של מים מתוקים בקרבונטים, עם תופעות המזכירות חשיפה אך ללא פליאוסולים. למעשה לסירוגין ה"לגונה" נהפכת למעין "ביצה אוליגוהלינית" ללא שלב מעבר של חשיפה. עדות לכך הם הופעה חד־פעמית גדולה של צמחיה אסטוארינית, לדוגמא *Characaea*, מעל האוופוריים של S3.

ככלל האקלים בפזה זו הוא ארידי ועדות לכך היא המשך פעילות של מערכות איוופוריות באיזור. במקביל לזאת, מתחילים לזהות אירועים של השפעת מים מתוקים שלא נצפו בחלקים הנמוכים יותר של התצורה. ניתן להסביר שטפים אלו על ידי כניסת האיזור לרצועת המונסונים, המכניס כמויות גדולות של מים מתוקים באירועים קצרים.

### תחנה 6 | פרט M1 - הרדדה מהירה וניתוק מהים (187000/499790)

התחנה ממוקמת במורדות הצפוניים של גבעות פסים בקרבה לדרך ה־4x4, לאורך המסלול הגיאולוגי. בתחנה זאת אנו רואים את הפרט התחתון של תצורת מוחילה. הפרט הוא ברובו הגדול קרבונטי בהרכב גירי אך מכיל גם דולומיט, פצלים וגבס. באיזור התחנה, הפרט חדר על ידי מחדר מגמטי, ככול הנראה קרטיקוני. אלמנט מאוד בולט בפרט זה הוא המערכת המיקרוביאליטית (איור 8), ובה לפחות שלושה מופעים: סטרומטוליטים שטוחים עם אמפליטודה נמוכה (איור 8a); סטרומטוליטים כיפתיים c. מיקרוביאליטים מדולמטים



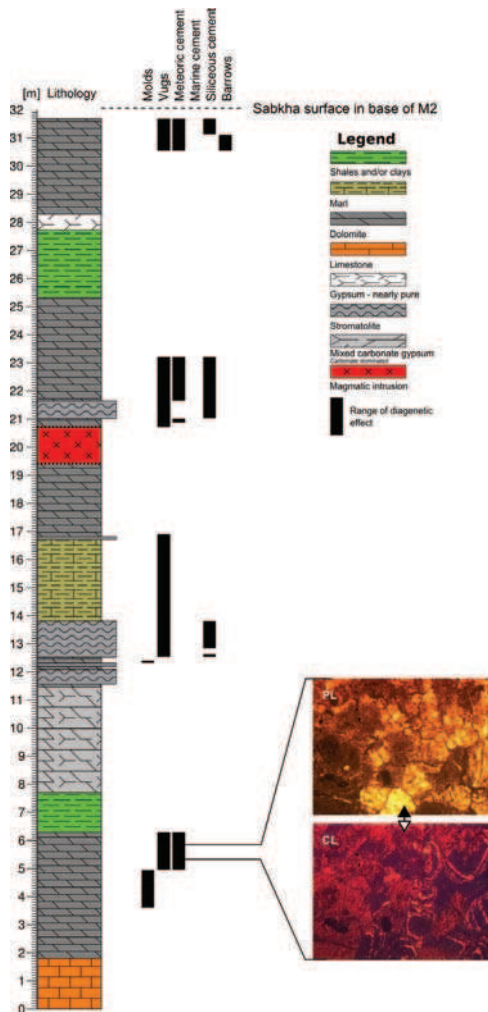
איור 8: מופעים סטרומטוליטים בפרט M1: a. סטרומטוליטים שטוחים b. סטרומטוליטים כיפתיים c. מיקרוביאליטים מדולמטים

(איור 8b); ומיקרוביאליטים, כנראה במקור למינריים, שעברו דולומיטיזציה הרסנית וכעת בעלי טקסטורה של מוזאיקה דולומיטית (איור 8c). המערכת הביולוגית המופיעה בפרט זה הינה מוגבלת למדי וכאשר אינה סטרומטוליטית היא מורכבת מאוכלוסייה לא מגוונת, לעיתים אף חד מינית.

בפרט זה קיים מגוון של פציאסים, אשר חלקם הגדול בעלי אריזה של packstone או לכל הפחות wackestone בשילוב עם הופעה של ביוקלסטים, אואליטים של סביבות רדודות ואינטרקלסטים. ניתן לטעון כי, ככלל, הפרט הושקע בסביבה רדודה ויחסית אנרגטית.

אולם, בתוך הפרט ניתן להבחין במעברים מגיר לדולומיט כלפי מעלה עם הופעת גבס; מה- wackestone וה- mudstone ל- packstone בחלק העליון. מה שמצביע על הקבלה בין ההרדדה והעליה הכללית במליחות של גוף המים המבוטאת על ידי מערכות ביולוגיות מוגבלות המעידות על רמת הניתוק מהמערכת הימית הפתוחה.

אנו יכולים לזהות בחתך זה ארבעה אירועי חשיפה, שניים מהם מיוצגים בהופעה של פציאס FPC, אך גם על ידי מעקב אחר הופעה של אלמנטים דיאגנטיים כמו פורוזיות וצמנטים ממקור מטיאורי (איור 9).



**איור 9:** תחומי השפעה של תופעות דיאגנטיים עיקריות לאורך החתך של פרט M1. בתמונה משנית מופיעה דוגמה להופעה של צמנט ממקור מטיאורי באור חודר ו-CL

## תחנה 7 | פרט M2 - התפתחות המערכת האיוופוריטית של תצורת מוחילה ומחזוריות סדימנטרית (186875/499830)

התחנה ממוקמת במערבית מבין שתי מחצבות הגבס הנטושות של חברת נשר מלט.

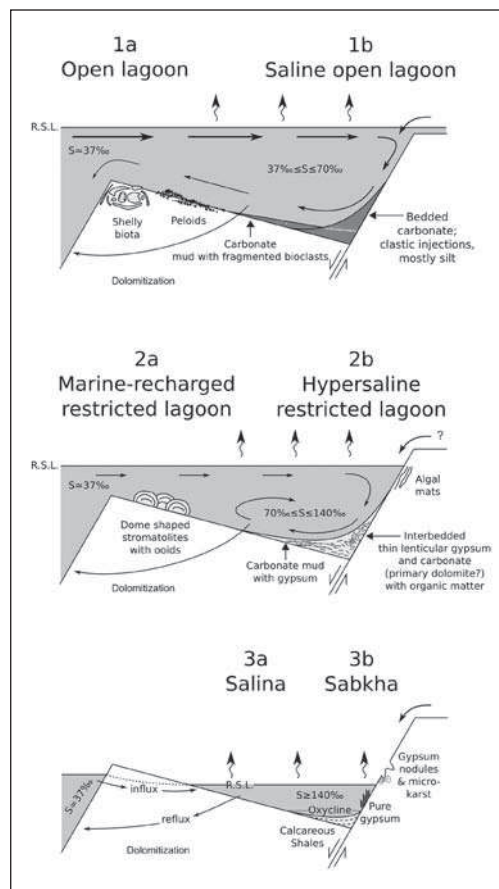
בתחנה זאת אנו רואים את הפרט התיכון של תצורת מוחילה. הפרט מורכב משרשרת של חילופין בין שלוש ליתולוגיות עיקריות: פצלים, בעלי תכולת קרבונט גבוהה; קרבונטים (ברובם הגדול דולומיטים) ואיוופוריטים (כמעט באופן מוחלט גבס). כל ליתולוגיה מורכבת מסדרה מגוונת של פציאסים כאשר מטבע הדברים רוב הגיוון הוא בפאזות הקרבונטיות.

אנו מזהים בחתך עשרה פציאסים המתחלקים לשש סביבות השקעה עיקריות (איור 10):

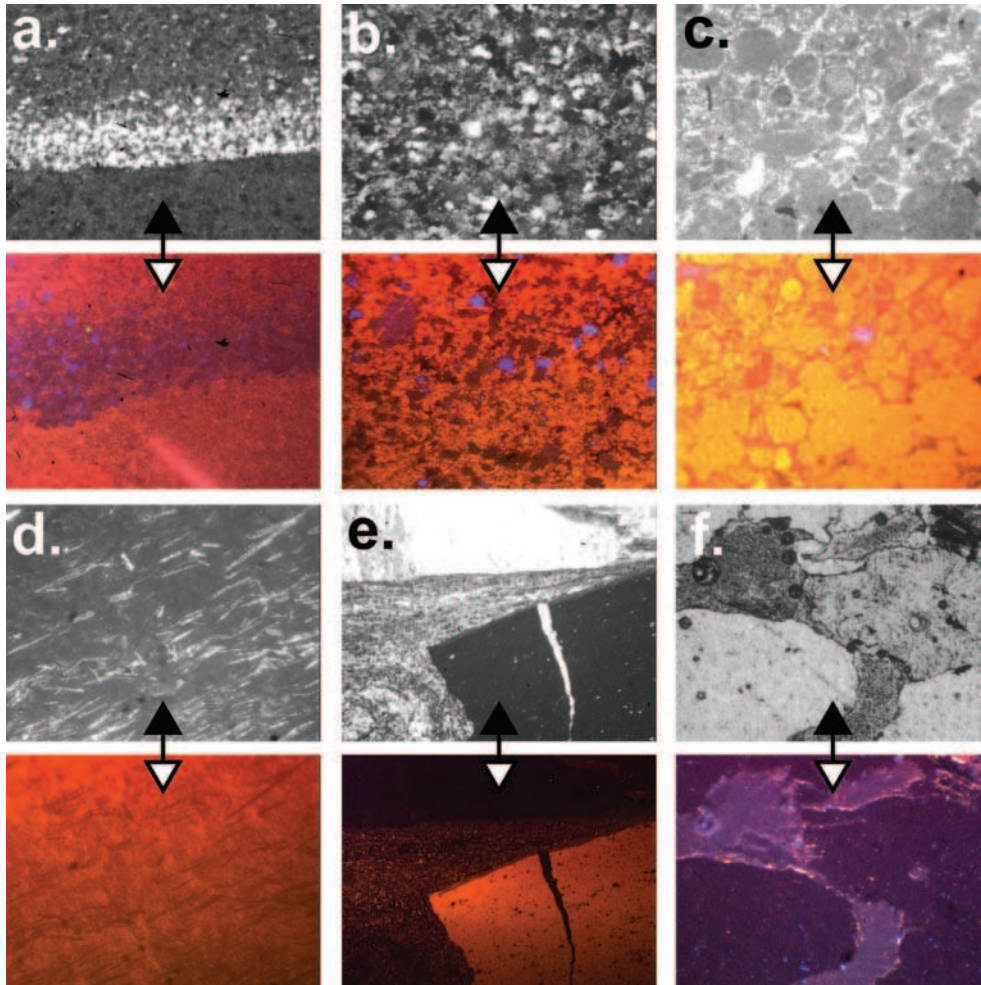
1a - לגונה פתוחה (Open lagoon) - סביבה נמוכת אנרגיה באופן יחסי, כנראה עם מליחות נורמלית ביחס לסביבה הימית. סביבה זאת מבוטאת ע"י פציאס קרבונטי המכיל מאובנים.

1b - לגונה פתוחה בתנאי מליחות גבוהים (Saline open lagoon) - סביבה נמוכת אנרגיה ומוגבלת, במליחות שמאפשרת קיום חיים, אך בגיוון נמוך. סביבה זאת מבוטאת ע"י פציאסים קרבונטים ללא מאובנים לעיתים עם ליתוקלסטים (איור 11a ו-b), אם כי ישנם פלואיידים (איור 11c), מדולמטים אך ללא איוופוריטים. זהירה הנצפת ב־CL בפציאסים אלו, כמו גם שימור הפלואיידים (Guido et al., 2007) מעידים על תנאים סאב־אוקסיים בסדימנט וקיומו של חומר אורגני שסביר שאפשרו את תהליך הדילמות כבר בשלב האיואונטי (Sánchez-Román et al., 2008; 2009).

2a - לגונה מוגבלת עם קישור ימי (Marine-recharged restricted lagoon)



**איור 10:** סביבות ההשקעה של פרט M2 של תצורת מוחילה. המערכת מורכבת מ־6 חגורות: **1a** - לגונה פתוחה (Open lagoon) עם ביוטה ומאובנים מתאימים, **1b** - לגונה פתוחה בתנאי מליחות גבוהים (Saline open lagoon) עם פציאסים קרבונטיים מוגבלים; **2a** - לגונה מוגבלת עם קישור ימי (Marine-recharged restricted lagoon), עם סטרומטוליטים כיפתיים; **2b** - לגונה מוגבלת היפרסלינית (Hypersaline restricted lagoon), אשר בה קיימת שקיעה מעורבת של גבס וקרבונט; **3a** - סלינה (Salina) עם שקיעה של גבס ופצלים קרבונטיים ו־**3b** - סבחה (Sabkha) עם תנאים חשיפתיים. כל הסביבות הנ"ל מייצרות תמיסות מועשרות במומסים אשר נעות דרך הסדימנט ובהינתן תנאים מתאימים מחוללת דולומיטיזציה.



**איור 11:** דוגמאות לפציאסים עיקריים בחתך של פרט M2 באור חודר (עליון) ו-CL (תחתון), השדה הנראה בכל תמונה הינו כ־1.5 מ"מ: a. סיליסיקלסטים דקים (כחולים ב־CL) מדורגים יחד עם מיקריט קרבונטי (כתום ב־CL). b. סיליסיקלסטים דקים (כחולים ב־CL) מעורבים עם מיקריט קרבונטי (כתום ב־CL). c. פלואיידים d. מחטים דל גבס (לא זוהר תחת CL) בתוך מטריקס של מיקריט קרבונטי (כתום ב־CL). e. ברקציה צפה בתוך צמנט מעורב של גבס וקרבונט. f. גבס עם שרידים של חומר קרבונטי (צילום CL בחשיפה ארוכה מאוד).

- recharged restricted lagoon) - סביבה בעלת מליחות ימית נורמלית אך מוגבלת מבחינת הסירקולציה כפי שבא לביטוי ע"י הסטרומטוליטים הכיפתיים המופיעים בסביבה זאת והאואיידים המופיעים בהם.
- 2b - לגונה מוגבלת היפרסלינית (Hypersaline restricted lagoon) - סביבה מוגבלת בעלת מליחות גבוהה אשר בה מתחיל להופיע גבס, לרוב מעורב יחד עם דולומיט (איור 11d) וקרומים מיקרוביאליים.
- 3a - סלינה (Salina) - סביבה מאוד מוגבלת עם מליחות גבוהה אשר מבטאת ע"י השקעה של גבס (איור 11f) או פצלים קרבונטיים בתלות בשיכוב גוף המים.

3b - סבחה (Sabkha) - סביבה של חשיפה תת־אווירית אשר מבוטאת ע"י היווצרות של פרופיל סבחה או תעלות אירוזיביות, לעיתים ממולאות בברקציה (איור 11e).

סביבות ה־Open lagoon וה־Saline open lagoon מאופיינות באספקת מים לאגן וכנראה חיבור לים המאפשר למערכות ביולוגיות מסויימות להתפתח באופן מוגבל. סביבות ה־Marine-recharged restricted lagoon וה־Hypersaline restricted lagoon עדיין מחוברות למערכת הימית באופן מספק כך שהמליחות נמוכה דיה לאפשר השקעה קרבונטית אך מנותקת דיה עם אידוי גבוהה מספיק כדי לאפשר מליחות גבוהה. סביבות ה־Salina וה־Sabkha דורשות ניתוק חלקי של המערכת מאספקה מים מהים, כאשר האחרונה מבניהם מציינת התייבשות מלאה. רוב החתך במחשוף הרמון שייך לסביבות של Saline open lagoon, Hypersaline restricted lagoon ו־Salina. סביבת ה־Open lagoon פתוח לים או תנאים חשיפתיים/תת־חשיפתיים של Sabkha הם יחסית נדירים.

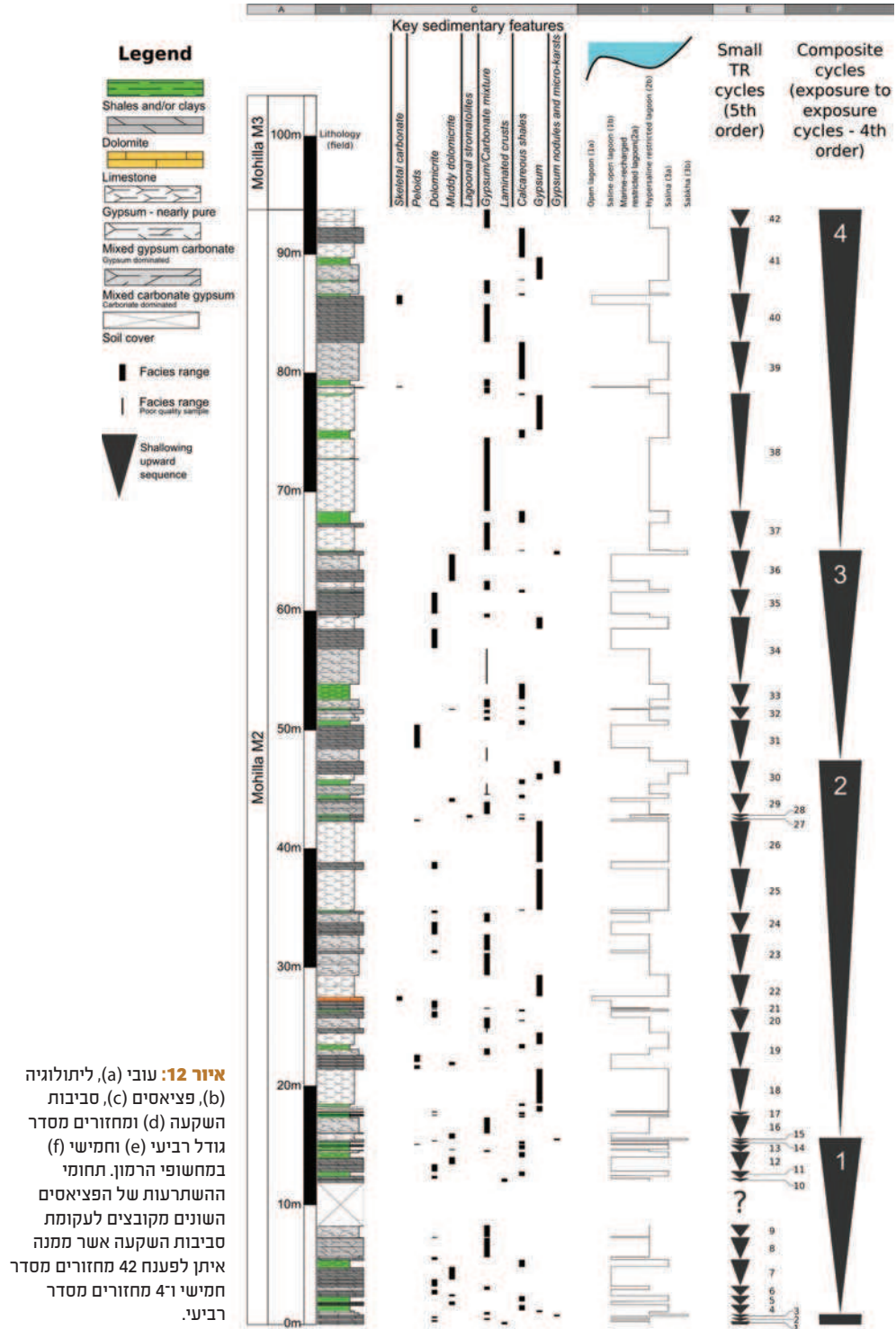
כאשר מנתחים את השינויים בסביבת ההשקעה בחתך לאור גישות מודרניות להגדרת מחזורים סדימנטריים (Van Wagoner et al., 1988, 1990; Catuneanu et al., 2009) ניתן בחתכים אלו להגדיר שני סדרי גודל של מחזורים (איור 12): סדר גודל נמוך יותר (מחזורים גדולים יחסית) המוגדר כמוגבל ע"י אירועי חשיפה (4 מחזורים) ואילו סדר גודל גבוה (מחזורים קטנים) יותר המוגדר כאינטרוול שבין שני אירועי הרדדה (42 מחזורים).

ניתן לתאר מספר מופעים אופייניים למחזורים הקטנים (איור 13): מחזור המכיל אירוע העמקה ראשוני מהיר ולאחר מכן הרדדה מהירה, מחזור המכיל שלב העמקה ושלב הרדדה ומחזורים אשר מראים אירוע העמקה מהיר ושלב הרדדה איטי.

## תחנה 8 | סיכום: המסגרת הטקטונית, הסדימנטרית והאקולוגית של תצורות סהרונים ומוחילה באגן רמון

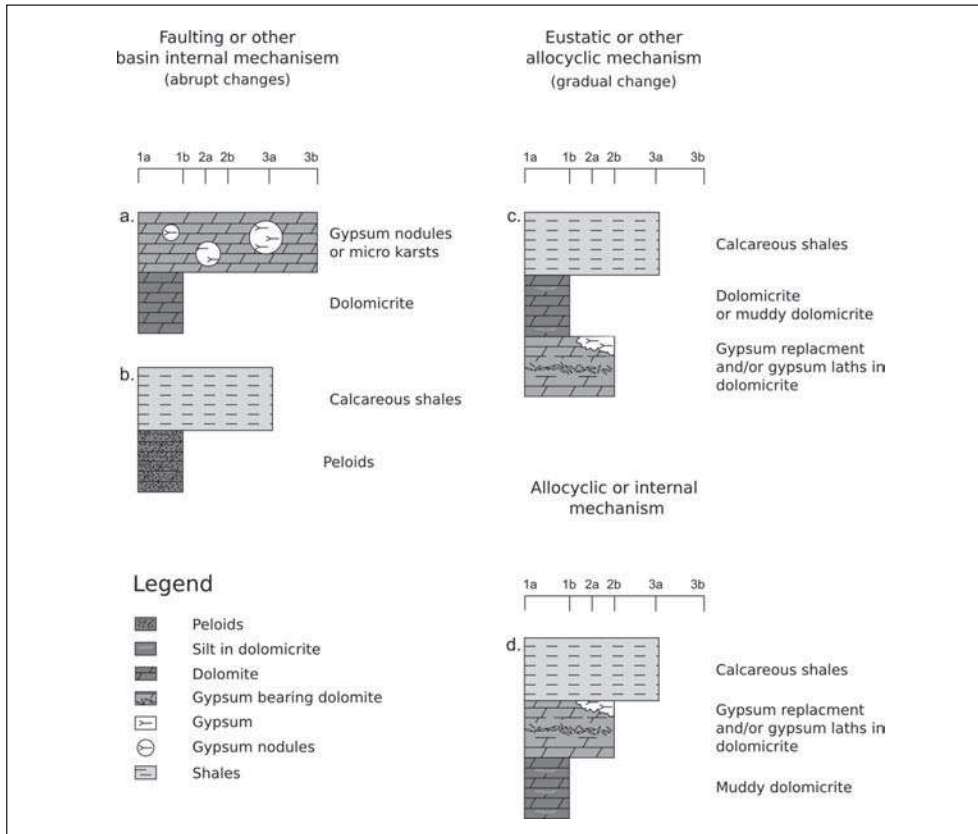
בתחנות אלו ראינו את תהליך ההצפה הגדולה והממושכת של הים ונסיגתו האיטית, המורכבת מסדרת תנודות קטנות יותר בגובה פני הים. בחתך נגלות עדויות לנוכחות והתפתחות מחסום, כנראה סטרוקטורלי, המפריד בין האגן האפיקונטיננטי והטתים הפתוח אשר גרם לשינויים חדים במערכת האקולוגית הימית של התקופה.

**מערכות מיקרוביאליות ופליאואקולוגיה:** ברוב הרקורד הגיאולוגי קיים יחס ברור והפוך בין תפוצה של מבנים מיקרוביאליתים לאלו של מטזואות ובעיקר מטזואות בונות ריפים. החלוקה בנפיצות של שתי הקבוצות מתאימה לרוב לשינויים גלובליים או מקומיים בתנאי הסביבה כגון רמות CO<sub>2</sub> אטמוספיריות, מאזנים משתנים בכימיה של מי הים, מאזני נוטריאנטים ועוד. המעבר בין תקופות בהן שולטים בוני הריפים המטזואים לתקופות מיקרוביאליות הוא לרוב חד ומהיר ובמקרים רבים, בעיקר בפאנרוזואיקון, מלווה בהכחדה גדולה. תצפיות אלו העניקו לסטרומטוליטים את הכינוי Disaster forms או צורת ברירת מחדל של המערכת האקולוגית בתקופת עקה. לעומת זאת, המעבר מבלעדיות מיקרוביאליתית חזרה לתקופה 'מטזואית' היא הדרגתית יותר. בתקופות אלו מתקיימים מבנים ריפיים מעורבים בהם ספוגים, בריזואות ואלמוגים יוצרים ריף משותף עם מיקרוביאליתים כגון טרומבוליטים, Tubiphytes וכד'. קונפיגורציה זו מוכרת מסביבות רבות ואינה מופיעה בהכרח לאחר הכחדות או אירועים קיצוניים אחרים, ואף נחשבת לנורמה בתקופות מסוימות כגון הפרם ומרבית הטריאס, כפי שגם מופיע בקידוח אשר־עתלית 1 בטריאס העליון (Korngreen and Benjamini, 2001).



**איור 12:** עובי (a), ליתולוגיה (b), פציאסים (c), סביבות השקעה (d) ומחזורים מסדר גודל רביעי (e) וחמישי (f) במחשופי הרמון. תחומי ההשתרעות של הפציאסים השונים מקובצים לעקומת סביבות השקעה אשר ממנה איתן לפענח 42 מחזורים מסדר חמישי ו-4 מחזורים מסדר רביעי.





**איור 13:** ביטויים פציאליים-ליתולוגיים של מחזורים מסוגים שונים ברצף הסדימנטרי הטריאסי במכתש רמון ובקידוח מכתש קטן a ו-b. מעברים מהירים מפציאסים של לגונה פתוחה בתנאי מליחות גבוהים לסחבה (a) או סלינה (b) ללא פציאסים אחרים בניהם. c. מקרה של העמקה מסביבה של לגונה מוגבלת היפרסלינית ללגונה פתוחה בתנאי מליחות גבוהים ולאחר מכן הרדדה לסלינה. d. דוגמא לתהליך הרדדה הדרגתי מסביבה של לגונה פתוחה בתנאים מליחות גבוהים ללגונה מוגבלת היפרסלינית ולבסוף סלינה.

המחקר המוצג כאן מציע מסגרת של עקה אקולוגית וקונפיגורציה אפיקונטיננטלית עם קשר משתנה עם הים הפתוח בתקופת ההשקעה המיקרוביאליטית בתצורת סהרונים (וכנראה גם בתצורת מוחילה) בנגב. טענה זו מתבססת על הנפיצות הרחבה של צורות מיקרוביאליטיות בתצורה, בעומקים שונים, ובמרבית המקרים בעומקים סאבטידלים ופוטים שמתאימים לאוכלוסיות של בוני ריפים מטזואים, ללא שום סממן מטזואי, בתקופה בה ידועה נפיצותם ברחבי התתים.

נראה שלאורך החתך, החל משכבת הגסטרופודים ועד לרצף האופוריטי הראשון (S2 ו-S3), מתקיימת סוג של תחרות מרחבית בין פציאס זה והופעת הסטרומטוליטים. לא ניתן לומר בוודאות, אולם נראה שהשניים חיו באותם עומקים ושנינויים קטנים בתנאי ההשקעה והסביבה קובעים מי יהיה דומיננטי, build-ups של צדפות (filter feeders) אשר משגשים במים עכורים אך לא במליחות גבוהה) או סטרומטוליטים כיפתיים (אורגניזמים פוטים אשר אינם גדלים במים עכורים אך כן בתנאי מליחות גבוהה. ההופעה המחזורית של שני

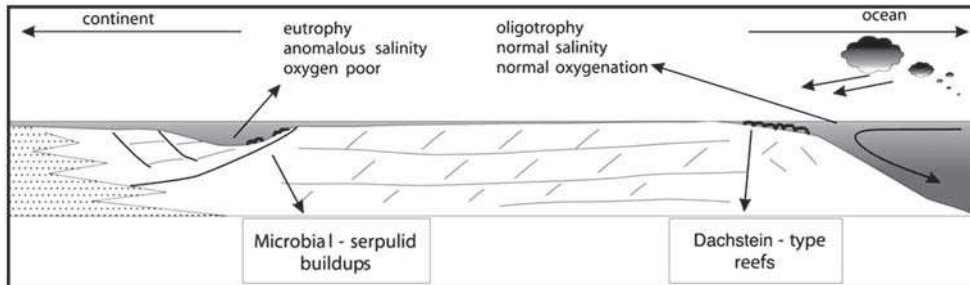
הסוגים יתכן ומלמדת על שלבים קרובים או מקבילים בשרשרת הסוקסציה האקולוגית של המערכת, או (וכנראה במידה רבה יותר) על Ecologic replacement.

אם המסגרת שתוארה נכונה, יש לנסות ולהסביר את הגורמים להיווצרותה. היפותזות ה־Disaster forms של Pruss and Botjjer (2003, 2004, 2006) לאחר הכחדת T-P מספקות מסגרת אקולוגית דומה שמתאימה למרבית התופעות שהוזכרו. אולם, אם אכן היה מדובר בהכחדה גדולה היינו מצפים למצוא סימנים נוספים כגון רגיעת המצע ולחץ לחיכה (Grazing) מתגבר של מטזואות גדולות, סימנים שנעדרים מהמערכת.

**ההתפתחות הטקטונית והסדימנטרית של אגן רמון:** מערכת Rifting ויצירת בלוקים מורמים ובעקבותיהם אגנים תוך מדפתיים שנוצרו באזור זה בטריאס (Korngreen and Meilijson, 2007; Korngreen, 2004; Benjamini, 2010; 2011 ואחרים). אגנים אלו היו כנראה מחוברים אל הים באופן חלקי דרך מחסום קרבונטי או סטרוקטורלי בתקופות של פני ים גבוהים. בתקופות של ירידה במפלס מי הים, או בהצטברות חומר רב במחסום הקרבונטי, נותק הקשר עם הים. בצורה זו התפתחו סלינות וסבחות לאורך הקו הכללי צפ"דר'. מסגרת טקטונית זו מסוגלת להסביר את המערכת האקולוגית שתוארה בכך שהיא מספקת אגנים סגורים וסגורים חלקית, באופן מחזורי, באזור חם עם אידוי מוגבר. אומנם ברוב תקופת תצורת סהרונים, ככל שידוע לנו, לא נמצאו סימנים לטרלים לסלינות, אך אלו כן קיימים בגגה בפרט S3 והופך דומיננטי בתצורת מוחילה, אז בא לידי ביטוי סדימנטולוגי ההד למערכת הבקיעה. אם זאת, כבר בחלק התחתון של תצורת סהרונים קיים ביטוי פאונלי-אקולוגי לשינויים האוקיאנוגרפיים אשר מלווים את תחילתו של התפתחות מחסום זה. גורמים שונים כגון (1) העלייה במליחות המים בסביבות הסאבטידליות, (2) שינוי בתנאי החמצון בקרקעית ע"י התפתחות של שיכוב בגוף המים כתוצאה מעליה בפרודקטיביות האורגנית או (3) שינוי בעקירות המים כתוצאה משינויים בכמות הניוטרואנטים בגוף המים, העשויה לאפשר השתלטות פאונלית של מיקרובאליטים לעומת אוכלוסיות אופורטוניסטיות אחרות דוגמת ה־*Pseudoplacunopsis*. הקונפיגורציה הטקטונית היא שמאפשרת או חוסמת כניסה מחזורית של מים אל תוך האגן וסירקולציה של גוף המים ובכך יכולה להסביר את ההופעה המחזורית של ה־Shell mounds ואורגניזמים נוספים. ככלל, הופעתם מתאימה למודל שהוצע בכך שכאשר מופיע מין מסוים, הוא משתלט על הנישה עם פרטים רבים וצפופים ללא גיוון מיני כפי שנצפה הן בתצורת סהרונים והן בתצורת מוחילה. תופעה זו מתאימה לנישה אקולוגית 'בתולית' בתחילת הסוקסציה, בנישות חדשות ובסביבות של עקה אקולוגית.

תמיכה נוספת להיפותזה זו ניתן למצוא בניתוח הפציאלי שביצעו (Korngreen and Benjamini 2001) בריפים הטריאסים של צפון ישראל, בחלק של האגן שפתוח לטתים ואינו סובל מניתוק. הממצאים שלה הראו ריפים מעורבים עם בוני ריפים מטזואים כגון ספוגים ובריוזואות ואוכלוסיה נרחבת של מיקרוביאליטים שתומכים במבנה ומדביקים את המרכיבים שבו יחדיו. תצפיות אלו משלימות את התמונה האקולוגית, בה בחלק של האגן שפתוח אל הים ובו תנאים אוקיאנוגרפיים של ים פתוח מתפתחים מבנים מעורבים שמכילים מטזואות בנישה הריפית, בעוד שבאגנים התוך מדפתיים והמוגבלים התנאים אינם מאפשרת התפתחות מטזואית אלא רק מיקרוביאליטית.

מודל דומה המשלב ריפים מעורבים של מטזואות ומיקרוביאליטים באגן הפונה אל הים הפתוח ומיקרו ביאליטים הוצע ע"י (Cirilli (1999, in: Iannace and Zamparelli, 2001) כאשר ההסבר לשונות בשני צידי האגן



**איור 14:** מודל סינטיטי של Cirilli et al. (1999) אשר מציג את ההבדלים שבין Dachstein-type reefs (Northern Calcareous Alps) ובין Microbial-serpulids reefs (Southern Apennines וה־Betic cordillera), באגן תוך מדפתי עם קשר חלקי בלבד אל הים הפתוח, אשר נבעו משינויים בסביבה הפליאוגיאוגרפית וההשלכות האקולוגיות שלה. (מתוך Iannace and Zamparelli, 2001).

הוא שהמבנים המיקרוביאליטיים התפתחו כתגובה אקולוגית והתאמה לתנאי סביבה של חמצן נמוך ומליחות אנומלית, מודל זה מסכם בצורה טובה את מה שכנראה התקיים גם באזורינו (איור 14).

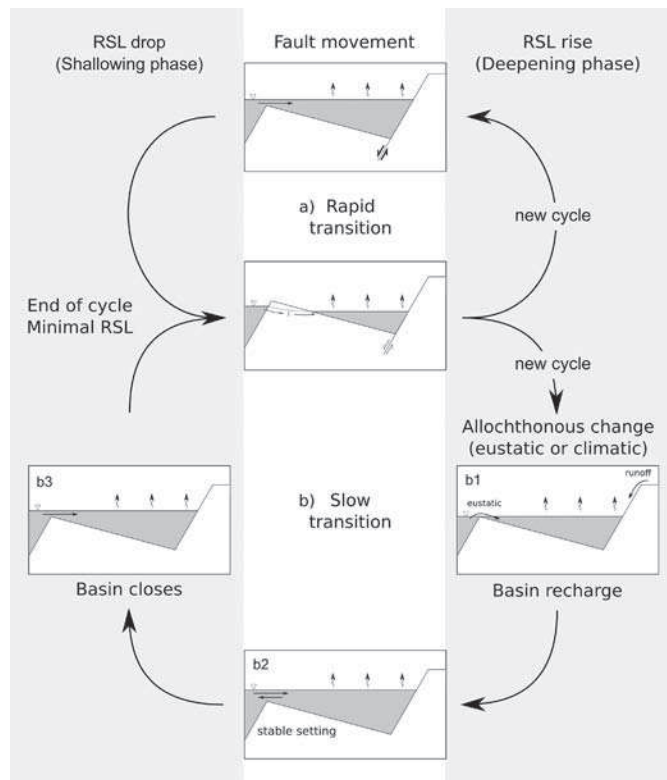
**תגובת האגן להתפתחות מחסום והתנהגות מחזורית:** הפעילות על המחסום שהשפעתו מורגשת בעיקר מבחינה פאונלית בחלק התחתון של החתך באה לידי ביטוי סדימנטרי בחלקו העליון בנוכחותם של איוופוריטים ותנאים פרי-איוופוריטים. השילוב של הפעילות של המחסום, תנאים אקלימיים ושינויים עולמיים בגובה פני הים מאפשרים טווח של אפשרויות לקונפיגורציות סדימנטריות מגוונות. השינויים לאורך טווח זה באים לידי ביטוי בתהליכי השקעה מחזוריים בחתך.

כאשר אנו מנתחים מחזורים אלו ברזולוציה גבוהה, ניתן להצביע על מספר אפשרויות למחזורים מסוגים שונים הנובעים מתהליכים שונים המחוללים אותם (איור 15). ניתן לתאר שני מנגנונים עיקריים אשר במסגרת הקונפיגורציה של אגנים אלו יהיו מחוללי המחזוריות: (1, איור 15a) תגובה טקטונית מקומית (מחזוריות פנימית - autocyclicity) ו־ (2, איור 15b) שינוי חיצוני כגון עליה בגובה פני הים או בכמות המשקעים האיזורים שבאה לידי ביטוי בכניסת מים ממקור יבשתי (מחזוריות חיצונית - allocyclicity). הראשון צפוי לחולל שינויים מהירים וחדים והשני, שינויים איטיים יותר. אנו רואים ביטוי של מחזוריות משני הסוגים החל מפרט S3 ובצורה מובהקת בפרט M2.

במנגנון של מחזוריות פנימית, תנועה על גבי השבר החיצוני או הפנימי של האגן מאפשר פתיחת האגן לכניסת מי ים, עליית מפלס המים בתוך האגן וירידת המליחות עד לאירוע של הרמת המחסום או התפתחות של מחסום ביוגני (סטרומטוליטים לדוגמא), והביטוי הסדימנטרי של רצף אירועים זה הוא מעבר חד בין סביבה יותר פתוחה לסביבה יותר סגורה. מחזור שכזה יבוא לידי ביטוי, לדוגמא, במעבר מפציאס של בוץ קרבונטי לפציאס סבכאי או מפציאס פלואדי לפציאס פצלים קרבונטים - קרי מעבר מסביבה של לגונה פתוחה לסלינה או סבכה.

במנגנון של מחזוריות חיצונית, עליה של גובה פני הים (במנגנון תרמלי או אחר) או עליה משמעותית בכמות המשקעים (מגה-מונסונים, Vollmer et al., 2008; Nützel et al., 2010) מובילה להורדת המליחות והעמקת גוף המים עם חיבור מחדש לים. ירידה מאוחרת בגובה המפלס הפנימי עקב ירידה בכמות המשקעים או ירידה בגובה פני הים וניתוק מחדש של האגן, תעלה את המליחות והסדימנטים יראו העמקה ראשונית ולאחר מכן

הרדדה. מחזור שכזה יבוא לידי ביטוי, לדוגמא, במעבר מפציאס מעורב של דולומיט וגבס לפציאס של בוץ קרבונטי, יתכן מעורב עם סיליסיקלסטים ומעבר לגבס או פצלים קרבונטים - קרי מעבר מסביבה של לגונה מוגבלת לסביבה של לגונה פתוחה ואז ניתוק מחדש ומעבר לסביבה של סלינה. מצבי ביניים המשלבים מנגנונים אלו, לדוגמא פתיחה טקטונית וירידה חיצונית של גובה פני הים, יכולים להסביר מחזורים שנצפו אשר לא עונים לתבניות אלו.



**איור 15:** מנגנונים מחוללי מחזורים סדימנטרים. במצב של שינויים פציאליים מהירים (a) כתוצאה מאירוע טקטוני מאפשר כניסה של מים וסגירתו גורמת הרדדה עקב אידוי. במצב של איטי שינויים איטיים (b) עקב גורמים חיצוניים כמו עליה משמעותית בכמות המשקעים או עליית גובה פני הים מעלה את מפלס המים באגן ו/או פותחת אותו מחדש לים, כאשר התהליך דועך, המפלס באגן יורד והשפעת האידוי עולה.

## מקורות

- Bertrand–Sarfati, J., Monty, C., 1994, Phanerozoic Stromatolites. Kluwer Academic Publishers Dordrecht / Boston / London, pp. 471
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, P., Blum, D., Dalrymple, W., Eriksson, G., Fielding, R., Fisher, L., Galloway, E., Gibling, R., Giles, A., Holbrook, M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, J., Miall, D., Neal, E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, W., Pratt, R., Sarg, F., Shanley, W., Steel, J., Strasser, A., Tucker M.E., Winker, C., 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Earth Science Reviews*, V.92, N. 1–2, p. 1–33.
- Druckman, Y., 1974, The stratigraphy of the Triassic sequence in southern Israel. *Geol. Surv. Israel. Bull.* pp. 64, 94
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application.* Springer–Verlag, Berlin Heidelberg New York. pp. 976
- Gardosh M., Druckman Y., 2006, Seismic stratigraphy, structure and tectonic evolution of the Levantine Basin, offshore Israel. p. 201–227 In: Robertson, A.H.F., Mountrakis, D. (Eds), 2006, *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*, Geological Society, London, Special Publications. V. 260, pp. 729.
- Gardosh, M., Druckman, Y., Buchbinder, B. and Rybakov, M., 2008, *The Levant Basin Offshore Israel: Stratigraphy, Structure, Tectonic Evolution and Implications for Structure, Tectonic Evolution and Implications for Hydrocarbon Exploration*, GII Report 429/218/08, pp. 121
- Guido, A., Jacob, J., Gautret, P., Laggoun–Défarge, F., Mastandrea, A. and Russo, F., 2007, Molecular fossils and other organic markers as palaeoenvironmental indicators of the Messinian Calcare di Base Formation: normal versus stressed marine deposition (Rossano Basin, northern Calabria, Italy), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 255, N. 3–4, p. 265–283.
- Hofmann, H.J., 1973. *Stromatolites: Characteristics and Utility.* *Earth–Science Reviews*, V. 9, p. 339–373.
- Iannace, A., Zamparelli, V., 2002. Upper Triassic platform margin biofacies and the paleogeography of Southern Apennines. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 179, p. 1–18.
- Korngreen, D., 2004, (In Hebrew, English abstract), *The Triassic in Northern Israel*, Ph.D Thesis, Ben–Gurion University of the Negev. pp. 132
- Korngreen, D., Benjamini, C., 2001, Upper Triassic Reef Facies in the Asher–Atlit1– Borehole, Northern Israel, *Microfacies, Cement Stratigraphy and Paleogeographic Implications*, *Facies*, V. 45, p. 1–24.

Korngreen, D., Benjamini, C., 2010, The epicontinental subsiding margin of the Triassic in northern Israel, north Arabian plate. *Sedimentary Geology*, V. 228, p. 14–45.

Korngreen, D., Benjamini, C., 2011, Platform to shelf edge transect, Triassic of northern Israel, North Arabian Plate. *Sedimentary Geology*, In Press DOI: 10.1016/j.sedgeo.2011.01.004.

Meilijson, A., 2007 (In Hebrew, English abstract), The microbialite depositional environment in the Saharonim Formation, Israel. subtidal stromatolites in a stressed environment, M. Sc Thesis, Ben-Gurion University of the Negev. pp. 149

Monty, C.L.V., 1981. *Phanerozoic Stromatolites Case Histories*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1981, pp. 249

Nützel, A., Joachimski, M., and Correa, L.M. Seasonal climatic fluctuations in the Late Triassic tropics—High-resolution oxygen isotope records from aragonitic bivalve shells (Cassian Formation, Northern Italy), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 285, p. 194-204.

Pruss, S.B., Bottjer, D.J., 2004. Late Early Triassic microbial reefs of the western United States: a description and model for their deposition in the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* V. 211, p. 127 – 137.

Pruss, S.B., Bottjer, D.J., Corsetti, F.A., Baud, A., 2006. A global marine sedimentary response to the end-Permian mass extinction: Examples from southern Turkey and the western United States. *Earth Science Reviews*, V. 78, iss. 3–4, p. 193–206.

Pruss, S.B., Corsetti, F.A., Bottjer, D.J., 2005. The unusual sedimentary rock record of the Early Triassic: A case study from the southwestern United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* V. 222, p. 33–52.

Sánchez-Román, M., Vasconcelos, C., Schmid, T., Dittrich, M., McKenzie, J.A., Zenobi, R., Rivadeneyra, M.A., 2008, Aerobic microbial dolomite at the nanometer scale: Implications for the geologic record, *Geology*, V. 36, p. 879–882.

Sánchez-Román, M., Vasconcelos, C., Warthmann, R., Riva-deneyra, M., McKenzie, J.A., 2009, Microbial dolomite precipitation under aerobic conditions: results from Brejo do Espinho Lagoon (Brazil) and culture experiments. p. 167–178. In: Swart, P.K., Eberli, G.P., McKenzie, J.A. (Eds), 2009, *Perspectives in Sedimentary Geology: A Tribute to the career of Robert Nathan Ginsburg*, IAS Spec. Publ., N. 41, pp. 387

Schreiber, B.C., 1988, Subaqueous evaporite deposition, p. 182–255. In: Schreiber, B.C. (Ed), 1988, *Evaporites and Hydrocarbons*, Colombia University Press, pp. 475

Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Core, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, V. 7. pp. 55

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes - An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication, V. 42, p. 39–45.

Vollmer, T., Werner, R., Weber, M., Tougiannidis, N., Röhlting, H.G. and Hambach, U., 2008, Orbital control on Upper Triassic Playa cycles of the Steinmergel–Keuper (Norian): A new concept for ancient playa cycles, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 267, N. 1–2, p. 1–6.

Walter, M.R., *Stromatolites*. *Developments in Sedimentology*, N. 20 Elsevier, Amsterdam–Oxford–New York, 1976, pp. 790

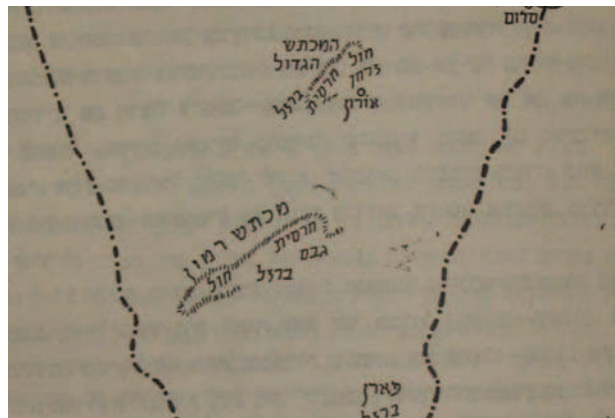
## גן גיאולוגי לאומי - מתקווה למציאות: סיור לגן הלאומי המתהווה - 'צבעי הרמון'

בן דרורי<sup>2,1</sup>, גלעד גבאי<sup>1</sup>

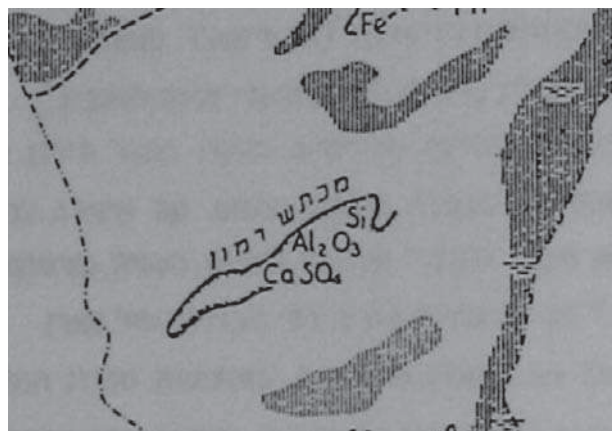
1. רשות הטבע והגנים, מחוז דרום
2. המחלקה לגיאוגרפיה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר-שבע

### הקדמה |

מדינת ישראל בשנותיה הראשונות זיהתה במכתש רמון כר נרחב להפקת מחצבים וחומרי גלם. סקרים ממלכתיים (איור 1,2) שנעשו על ידי המדינה הצעירה ציינו מחצבים בלבד, וככלל ניתן לומר כי ההתייחסות למכתש רמון הייתה בראייה של אוצרות הטבע שבו בלבד, ולא לטבע כאוצר העומד בפני עצמו (איור 3). הדבר התרחש עקב מודעות עולמית ומקומית נמוכה לנושאי איכות סביבה ושמירת טבע, ועקב המצב המדיני כלכלי שחייב את מדינת ישראל להסתמך על תוצריה ומחצביה בלבד.

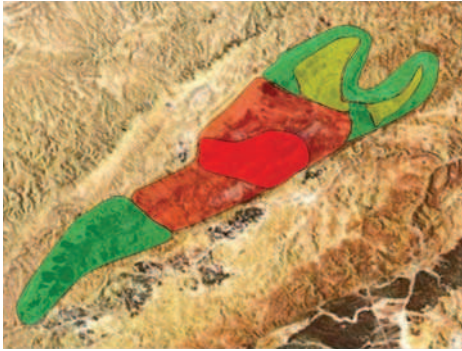


**איור 1:** הגדלה מתוך: "המחצבים בנגב" מקור: פאפוריש (1958)

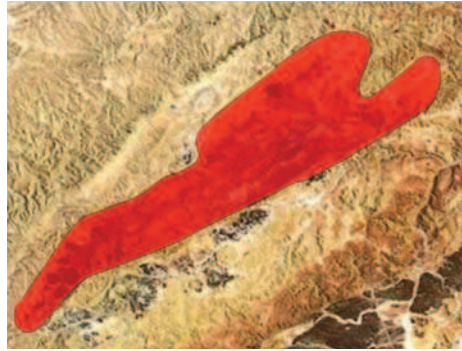


**איור 2:** הגדלה מתוך: "מפת אוצרות הקרקע ותחת הקרקע". מקור: לנברג (1953)





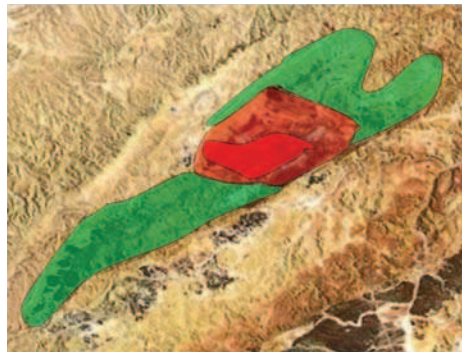
איור 4: מכתש רמון בשנות ה-60 וה-70



איור 3: מכתש רמון בשנות ה-50



איור 6: מכתש רמון לקראת 2010



איור 5: מכתש רמון בשנות ה-80 וה-90

**מקרא**

- שטח בייעוד כרייה וחציבה
- שטח בייעוד תעשייה הקשורה בחומרי גלם
- שטח בייעוד לחקלאות
- שטח בייעוד לשמורת טבע

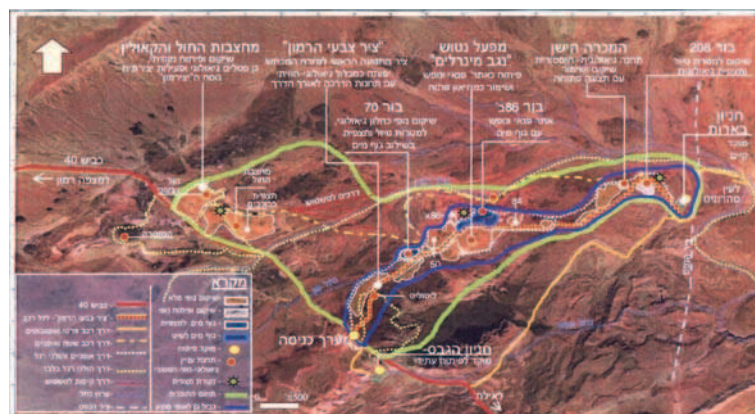


איור 7: מכתש רמון בשנת 2020

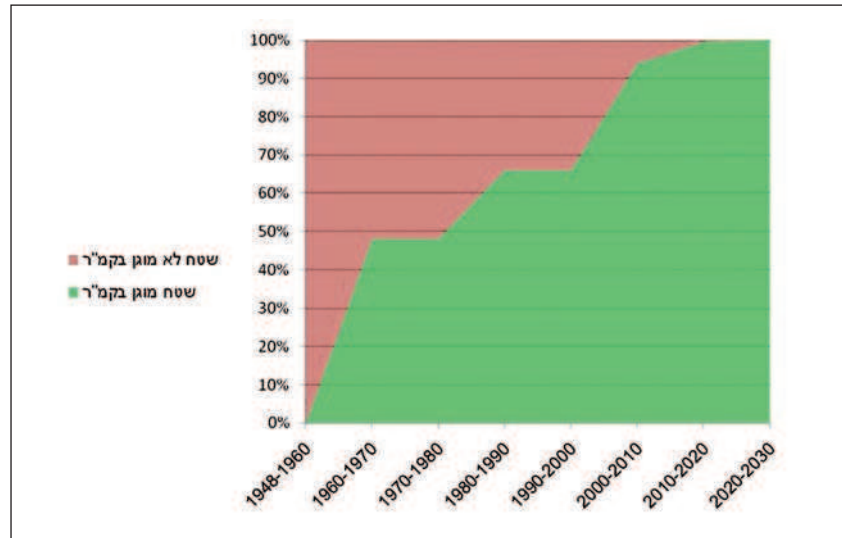
עם הקמת רשות שמורות הטבע (דאז) באמצע שנות ה-60, חלקיו המזרחיים והמערביים ביותר של מכתש רמון הוכרזו כשמורת טבע (איור 4). בשנות ה-70 וה-80 פעל פרופ' עמנואל מזור במרץ רב, יחד עם רשות שמורות הטבע וחברים נוספים, על מנת לקדם הכרזת שטחים נוספים כשמורה (איור 5), וזאת במקביל להקמה של 'קריית פארק הרמון', ובה: מרכז מבקרים, 'החי רמון', מרכז 'מדע רמון', ופיתוח שאפשר קליטת קהל במכתש רמון, כפי שהתבטא על ידי סלילת דרכים לרכב רך, והקמת חניון בארות. בתקופה זו הוכנו תוכניות נוספות על ידי פרופ' עמנואל מזור (מעבר לאלו שצוינו), אשר חלקן יוצא אל הפועל בימים אלה, כמופיע בהמשך.

באמצע שנות ה-90 החליטה ועדת מנכ"לים של משרדי הממשלה הנוגעים לדבר לצמצם את פעילות הכרייה והחציבה במכתש רמון, ולא לאפשר רישיונות כרייה נוספים לחומרי גלם שיש להם תחליף במקומות אחרים בישראל. במקביל המליצה ועדת המנכ"לים לבצע שיקומי מחצבה לאתרים נטושים. כך מתחיל מפעל שיקומי המחצבה במכתש רמון הנמשך זה כעשור וחצי, כאשר מטופלות עשרות מחצבות בשטח כולל של אלפי דונמים, כאשר מימון לפעילות זו מגיע מ'הקרן לשיקום מחצבות'. אזורים נוספים ממכתש רמון הוכרזו כשמורת טבע (איור 6) בשנות ה-90 ובתחילת שנות ה-2000.

כוחות הכלכלה הגלובליים הביאו לנטישת שטחי הכרייה והחציבה האחרונים במכתש רמון לפני כעשור, ולמעשה אפשרו כניסה לשלב האחרון של שיקומי מחצבות ברמון. עלו שאלות משמעותיות לגבי אופי שיקום אזורים נרחבים בהיקף של אלפי דונמים, תוך שינוע מיליוני מ"ק של עפר וסלעים מערימות טפל, ולכן בוצעה עבודת הכנה מקיפה. כחלק מעבודת ההכנה נערכו שני שימועים ציבוריים, ועל פיהם הוכנה תוכנית אב לשיקום הממליצה להקים גן גיאולוגי לאומי בלב מכתש רמון, המשתמש בתופעות והמחשופים אותם יצרו פעולות הכרייה והחציבה (איור 8). בימים אלה שוקדים על השלמת עבודות העפר והכנת תוכניות בינוי ושילוט מפורטות, יחד עם הגשת תיק לאונסק"ו, להכרה של מכתש רמון והגן הלאומי כגיאופארק. עם השלמת התהליך, אשר צפוי להסתיים עד 2020, מכתש רמון כולו (למעט שטח של כאלף דונם בלבד) יהיה שמורת טבע וגן לאומי (איור 7). התהליך מוצג בגרף (איור 9).



**איור 8:** מפת "תוכנית אב לשיקום מחצבות במכתש רמון ופיתוח ציר צבעי הרמון" (ברוידא-מעוז, 2003)



**איור 9:** שינוי בשטח בייעוד שטח לשמורות טבע במכתש רמון, על פי עשורים, מהקמתה של ישראל ועד 2030 (הערכה מקורבת)

הסיור יתמקד ביצירת התשתית לגן הגיאולוגי הלאומי המתהווה דרך עבודות העפר ובניית הטופוגרפיה. תידון תפיסת העולם לשיקום אקולוגי מדברי המיושמת במיזם, ושיטות פעולה באמצעותן משוחזרת המערכת האקולוגית המדברית. הסיור יעבור דרך תחנות ותופעות גיאולוגיות שייחשפו לציבור עם פתיחת הגן הלאומי.



**איור 10:** תחנות הסיור ומיקומן על גבי תצ"א

## תחנות הסיור

### תחנה 1 | שיקום אקו-גיאומורפולוגי של המערכת המדברית באמצעות עבודות עפר (על ידי כלי צמ"ה)

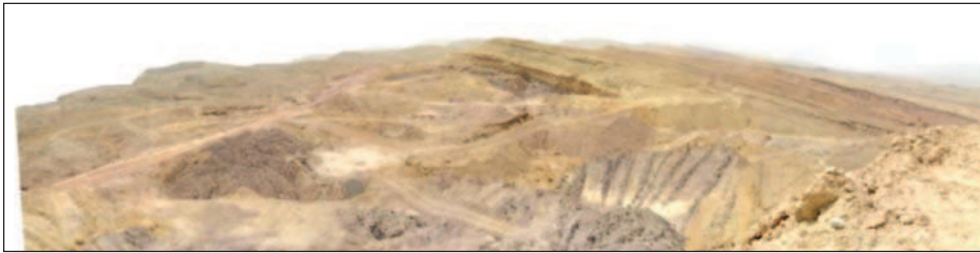
מיזם השיקום הנוכחי בלב מכתש רמון משתרע על שטח של למעלה מ-24000 דונם, ובמהלכו משונעים כ-1.5 מיליון מ"ק בעלות כוללת של כ-15 מיליון ש"ח (לשלב עבודות עפר בלבד), הממומן על ידי הקרן לשיקום מחצבות. זהו מיזם השיקום הגדול ביותר אשר בוצע עד כה ברמון ואחד הגדולים שבוצעו עד כה בישראל. הגישה אותה הפעלנו במיזם זה היא של 'תיקון' אקולוגי. זהו תחום השייך לענף היישומי של האקולוגיה, שהעיסוק סביבו עולה בצורה דרמטית בעשורים האחרונים בעולם, כולו מאחר וברור כי אין מספיק שטחים טבעיים בעולם המסוגלים לתמוך באוכלוסיית האדם לאורך זמן תוך אספקת שירותי מערכת נאותים (אוויר נקי, מים נקיים, אוכל וכו').

יתכן ונראה כי השיקום של מערכת אקולוגית מדברית הינו פשוט, אך המציאות רחוקה מכך: מערכת צחיחה מאופיינת במשטר משקעים המופיע כפעילות בלתי קבועות במרחב, בעוצמה ובזמן. תהליכי סחיפת קרקע הם נמרצים ביותר, דבר שמסכן את יציבות המערכת המשוקמת עקב התפתחות ביתרונות. אופי המדבר הכתיב צורך במציאת רכיב מפתח שניתן לבצעו בעולם של מרכז עבודות עפר. רכיב המפתח שנמצא מתאים הינו החיספוס הגיאומורפולוגי, מאחר והוא עשוי לאפשר מגוון גדול של תהליכים שונים: האטת מהירות הנגר (למניעת סחיפת קרקע), השהייה של מים וחלחול גבוה יותר לקרקע, האטת מהירות הרוח הקרקעית, קליטה מרובה של זרעים מרחפי רוח, יצירת נישות ובתי גידול מרובים יותר, ובאופן כללי יצירת תנאים טובים יותר לכניסת מרכיבים ביוטיים למערכת יחד עם אספקת מגוון תנאים גדול במערכת.

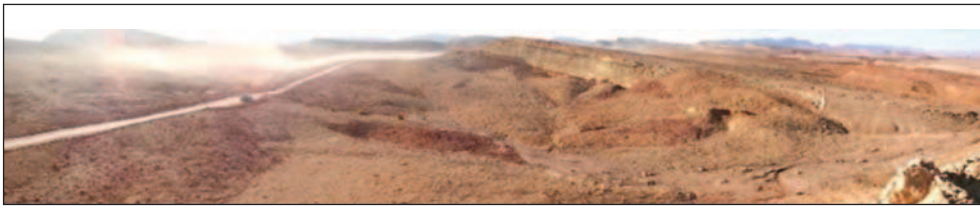
יישום החיספוס במסגרת מיזם השיקום נעשה במספר סדרי גודל: חיספוס ברמת אגן הניקוז - מגוון גדול של טופוגרפיה, דבר המאפשר תנאים מגוונים כגון פנות וחשיפה שונה לרוח, כמו גם יצירת ערוצים מרובים שיפחיתו את כמות הזרימה בכל אחד מהם ובכך מבדרים את אנרגיית המים. חיספוס ברמת השדה - על ידי יצירת שקעים גדולים (אך מתונים) במדרונות, כמו גם יצירת אגמונים (רדודים) בערוצים ונוף של שרטונות

נחליים. חיספוס ברמת החלקה - כיסוי פני הקרקע על ידי חומרי הטפל במחצבה הנבחרים בקפידה, לצורך יצירת מגוון של צבעי קרקע התואמים לסביבה, עם כיסוי אבני בגודלי גרגר שונים על פני השטח, ליצירת מגוון גדול של מיקרו בתי גידול.

ניתן לראות דוגמא לאזור לפני עבודות השיקום האקולוגי ולאחריהן באיורים 11,12.



**איור 11:** שטח לפני פעולות השיקום



**איור 12:** שטח (מאיור 11) בגמר עבודות השיקום

## תחנה 2 | אזור המפעל הישן והאגם החדש

בשיא פעולתו של מפעל 'חרסית וחול זך' במכתש רמון עבדו כ-70 איש במערך הייצור. במקום עמד מפעל גדול ומשמעותי. לצורך תיעוד פעולות הכרייה והחציבה הושאר במקום הכבשן בו נקלטה חרסית דמוית צור (קרקע לטריטית מאובנת מלפני כ-180 מיליון, תצורת משחור, בסיס היורא), כחומר גלם לתעשיית לבני השמוט. הכבשן ישמש בעתיד לתיעוד פעולות הכרייה והחציבה ויאפשר הובלת מבקרים דרכו (איור 13) ללמידת תהליך הייצור והיסטוריית המחצבים במכתש.

על מנת להעצים את חוויית המבקרים בנן הגיאולוגי המתהווה, מטופל אחד מבורות החציבה ומוכשר כאגם לקליטת מבקרים. מי האגם הינם ככל הנראה מים פוסיליים



**איור 13:** הכבשן לקליטת חרסית דמוית צור אשר יוסדר לקליטת קהל

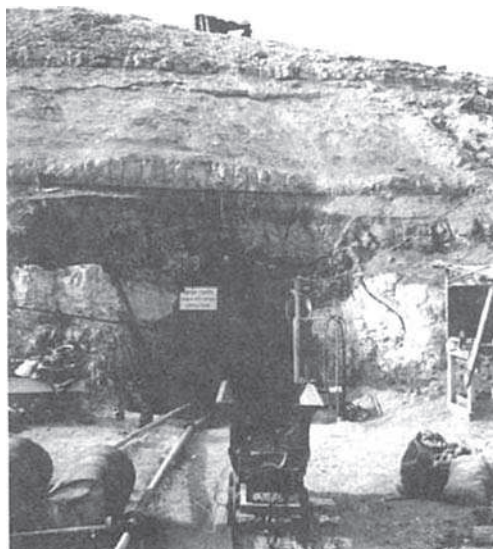
מאקוויפר שעון השוכן בגיר הביטומני (תצורת מוחילה, גג הטריאס), ונחשף בשכבות החד"צ (תצורת משחור, בסיס היורא). במקום חתכים גיאולוגיים מרשימים של תצורת משחור וארדון, וניתן לראות דוגמאות לגרבנים, שברים, וסילים במצוקי החציבה (איור 14).



**איור 14:** אקוויפר בגיר הביטומני בגג הטריאס, כפי שנחשף בתצורת משחור וארדון. בגן הגיאולוגי יוצג האקוויפר בצורה של אגם לקליטת קהל

### תחנה 3 | המכרה הישן

על מנת להשאיר טעם וחזות של אזור החציבה טרם פעולות השיקום, הושאר בור מחצבה ללא טיפול כלשהוא. באתר נעשה ניסיון בשנות ה-50 לכריית החד"צ במכרה תת קרקעי (איור 15). המקום יוסדר לקליטת קהל תוך הסבר על הייחוד הגיאולוגי של מכתש רמון, ומדוע ייחוד גיאולוגי זה משך לקרבו פעילות כרייה וחציבה ענפה בעלת מוצרים רבים.



**איור 15:** הכניסה למכרה החד"צ, 1957 (מתוך מינסטר, 1987)

### תחנה 4 | בור הפחם

תוך עבודות השיקום נמצאה כמות גדולה של פחם אבן (איור 16) מעדשה ב'בור הפחם', הבור המזרחי ביותר במחצבת הענק. במקום ניתן לראות את עדשת הפחם בתוך מחשוף מצוק שמורכב מתצורות המשחור והארדון. הדבר מעיד, יחד עם החד"צ שהינו קרקע לטריטית מאובנת, על כך שאזור זה היה בשלהי הטריאס ותחילת יורא באקלים משווני. הדבר מחזק את המודל שלפיו אזור ישראל דאז היה במיקום דרומי בהרבה וקרוב לאזור המשווה.



**איור 15:** פחם אבן (ופיריט) מלפני כ-190 מיליון שנה, מעדשה ב'בור הפחם', תחנה 4

## מקורות

- ברוידא, ע., מעוז, ר., לוי, א., מנינגר, ד., 2003. תוכנית אב לשיקום מחצבות במכתש רמון ופיתוח ציר צבעי הרמון. ברוידא-מעוז אדריכלות נוף.
- דרורי, ב., 2010. מאוצרות טבע לטבע כאוצר: שינוי ביחס הממלכתי למכתש רמון. תכנון, 7 (1): 109-122.
- המשרד להגנת הסביבה, 1994. "ארץ המכתשים" - החלטת ממשלה. הביוספירה, כ"ג (10): 6-7.
- זיוון, ז., 1998. המעשה והמדיניות הישראלים בנגב הדרומי 1957-1949. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- לנברג, א., 1953. אוצרות הקרקע ותת הקרקע. מתוך: לנברג, א., (עורך), הנגב הרחוק, הוצאת עם עובד, תל אביב.
- מזור, ע., 1980. גיאולוגיה בפטיש ישראלי. האוניברסיטה הפתוחה, תל אביב.
- מזור, ע., 1980. תוכנית אב לפארק גיאולוגי לאומי במכתש רמון. מכון ויצמן למדע, רחובות.
- מזור, ע., 1987. סיור מס' 1: מכתש רמון כמוזיאון גיאולוגי בגודל טבעי. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, מצפה רמון, מדריך סיורים גיאולוגיים, עמ' 1-15.
- מינסטר, צ., שקד, ד., גור, א., 1987. סיור מס' 10: גיאולוגיה כלכלית ותעשיית המחצבים במכתש רמון. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, מצפה רמון, מדריך סיורים גיאולוגיים, עמ' 105-118.
- פאפוריש, צ., 1958. המחצבים בנגב. מתוך: פאפוריש, י., (עורך), ידיעות הארץ: גיאוגרפיה פיסית של ארץ ישראל. הוצאת צ'צ'יק, תל אביב.



# Quaternary tectonics and drainage evolution in the southern Negev

**Benny Guralnik<sup>1</sup>, Ari Matmon<sup>1</sup>, Yoav Avni<sup>2</sup>, Ezra Zilberman<sup>2</sup>, Hanan Ginat<sup>3</sup>**

**1.** The Institute of Earth Sciences, Hebrew University of Jerusalem, Givat Ram, Jerusalem 91904, Israel

**2.** Geological Survey of Israel, Malkhe Yisrael 30, Jerusalem 95501, Israel

**3.** The Arava Institute for Environmental Studies, Kibbutz Ketura, mobile post Hevel Eilat 88840, Israel

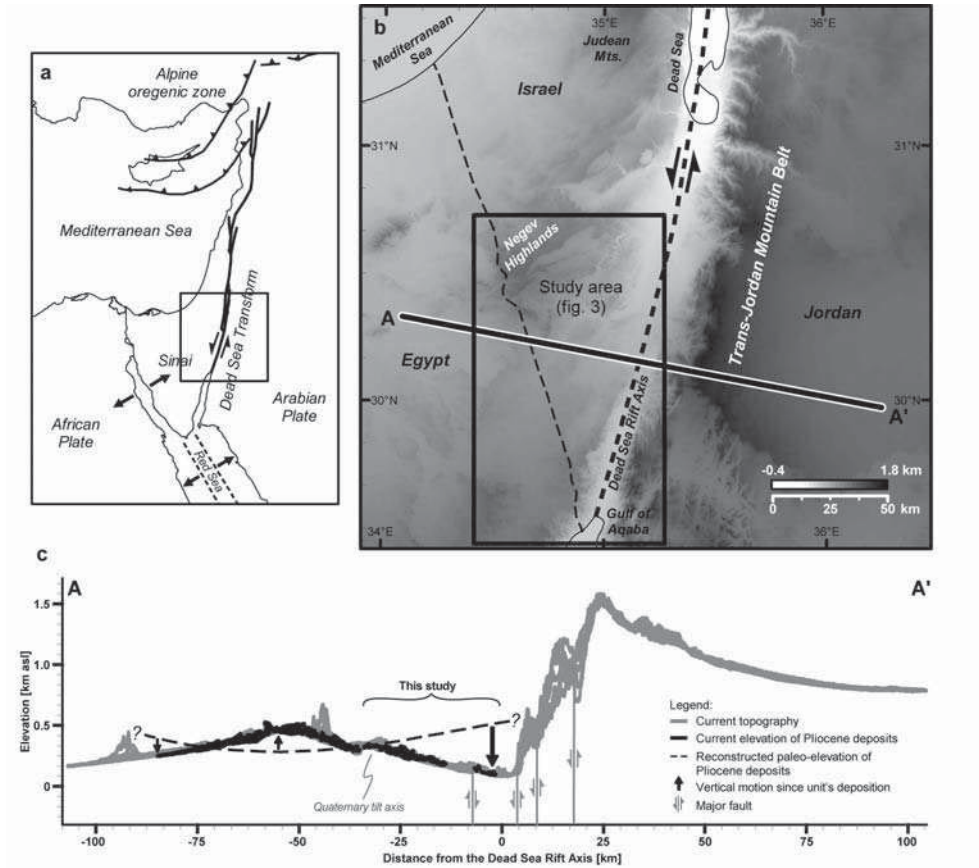
\* Corresponding author. E-mail address: arimatmon@cc.huji.ac.il.

---

## Introduction |

The present field trip follows the story of the early Pleistocene basin reconfiguration in the central Negev, which was triggered by the slow but steady-going regional tilting towards the Dead Sea Rift, resulting in the delineation of the present-day basin lines and hence “landscape birth” at around 1.8 Ma. We will focus on two major wind gaps in the Negev, across which the larger precursor of the present-day Paran stream (the “Paleo-Paran”) flowed (Avni et al., 2000), and which now divide between the Paran catchment and the active basins of Hiyyon and Neqarot. In the vicinity of these two wind-gaps (Paran/Hiyyon and Paran/Neqarot) a sedimentary fluvial sequence representing the Paleo-Paran drainage pattern (the Arava formation) followed by lacustrine section which was deposited just prior to the Paleo-Paran break-down (the Zehiha formation) was preserved. We will discuss the relation between sedimentation and preservation of this sequence in light of the early Pleistocene eastward subsidence that led to the eastward stream capture. Regional exposure dating of wind gaps and high abandoned terraces (within the present-day drainages) with cosmogenic <sup>10</sup>Be enables to constrain the delineation of the present-day water divides to  $1.8 \pm 0.2$  Ma. The dating displays a continuous incision history of the landscape that left the highest points practically undisturbed due to the region’s hyperaridity (<50 mm rain in all of our study sites) and the extreme resistance of the capping desert pavement to erosion.

The Dead Sea Fault system (Fig. 1a,b) separates the African plate from the Arabian plate. Left lateral movement, which initiated 18 to 14 Ma, accumulated a total offset of ~105 km (Garfunkel, 1981). The Negev desert is situated to the west of this plate boundary and is currently among the driest places on Earth (Amit et al., 2006). At ~5 Ma, extension initiated the development of the Dead Sea Rift (DSR) as a deep inland base level and caused uplift of the rift margins. An east-west transect across the Dead Sea Fault system (Fig. 1c) in the central Negev reveals a highly asymmetrical half-graben-like structure, where the eastern (Jordanian) margin is significantly



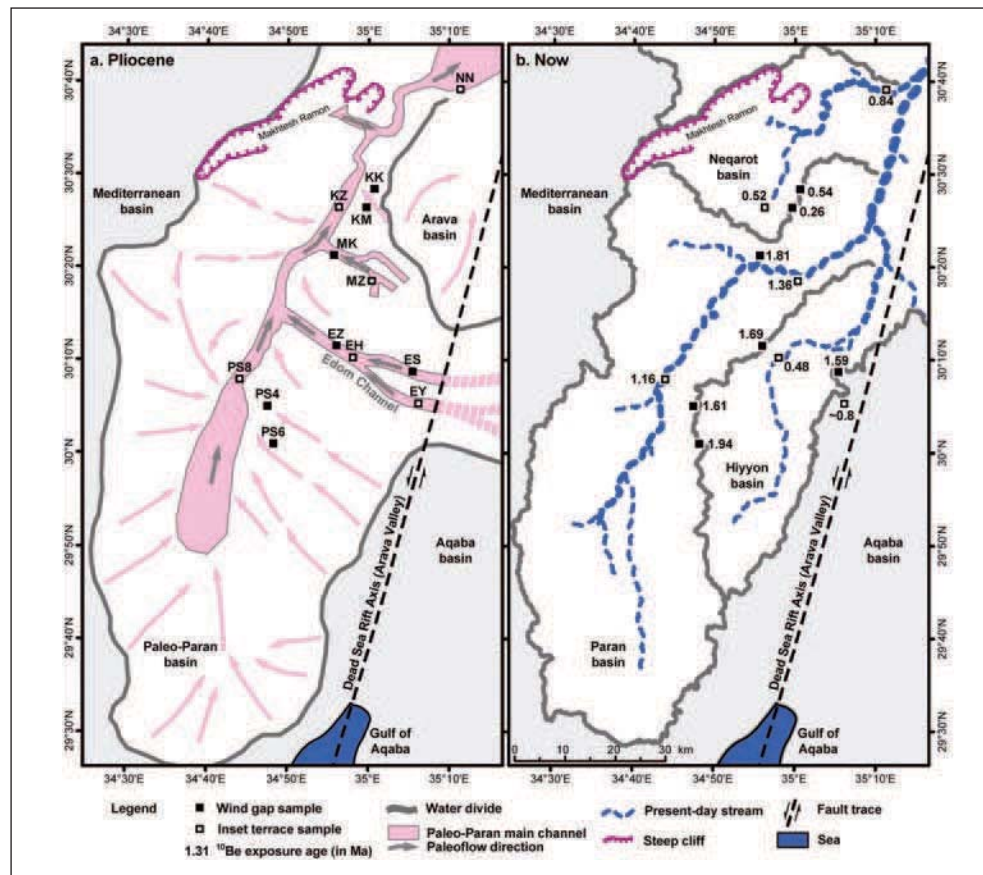
**Fig. 1.** a) Location map of study area in the eastern Mediterranean, b) general topography of the area, and c) a topographic cross section across the rift flanks (A–A') and along the trace of the Edom Channel (after Wdowinski and Zilberman, 1997; SRTM 90 m elevation database). Current elevations of the Arava formation (including the Edom Channel deposits) are shown in black; their reconstructed original elevations and vertical motions since the Pliocene are shown with a dashed line and thick arrows, respectively. “Quaternary tilt axis” refers to a narrow region of minimal tectonic perturbation, which is believed to have experienced only negligible elevation changes since the Pliocene (see text). Study area is outlined by an empty black box.

higher and the western (Israeli) rift margin gently subsides towards the rift zone (Wdowinski and Zilberman, 1997). On the latter margin, the Paran catchment is the largest, draining an area of ca. 3800 km<sup>2</sup> toward the Dead Sea (Fig. 2b).

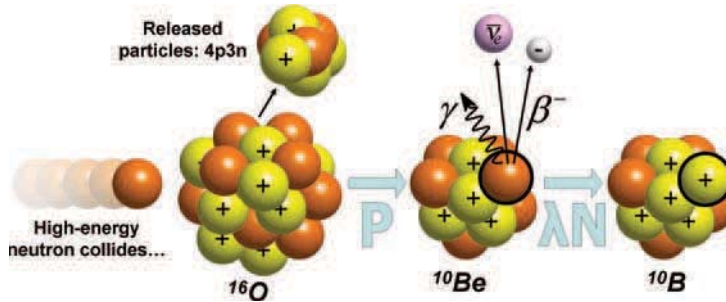
Garfunkel and Horowitz (1966) were the first to recognize a major drainage reorganization episode in the central Negev during the Quaternary, which they reconstructed by tracing fluvial units (“Arava conglomerate” and “Hameshar formation”) across the presently independent basins of Paran, Hiyyon and Neqarot. Avni (1998) and Ginat (1997) carefully mapped, re-evaluated, and incorporated these units into a stratigraphical framework termed the “Arava

Formation" (Avni et al., 2001). They concluded that (a) this formation was deposited by a major drainage system whose main channel flowed west of and subparallel to the Dead Sea Fault and (b) during all stages of the paleo-Paran river, its final base level was the Dead Sea (Fig. 2a). An autochthonous lacustrine unit of low stream power and associated red buried soils ("Zehiha formation") has been described (Ginat, 1997; Ginat et al., 2003), and is believed to have played a crucial role of masking the paleo-Paran basin boundaries (Avni et al., 2000) and creating favorable conditions for the subsequent eastward stream capture.

At each station of this field trip, we will introduce the different units and try to reconstruct the drainage reorganization history, based on field relations and the newly acquired age control.



**Fig. 2.** The evolution of the major drainages in the central Negev and  $^{10}\text{Be}$  exposure ages. a) reconstructed Pliocene rift-parallel paleo-Paran river system that deposited the Arava formation (after Ginat et al., 2000; Avni et al., 2000, 2001) and b) present-day drainage systems and major basins. Sample locations are shown on both panels, with their names on the left map and simple exposure ages (in Ma) on the right map (see also Table 1). Dead Sea Rift axis delineation is after Wdowinski and Zilberman (1996, 1997).



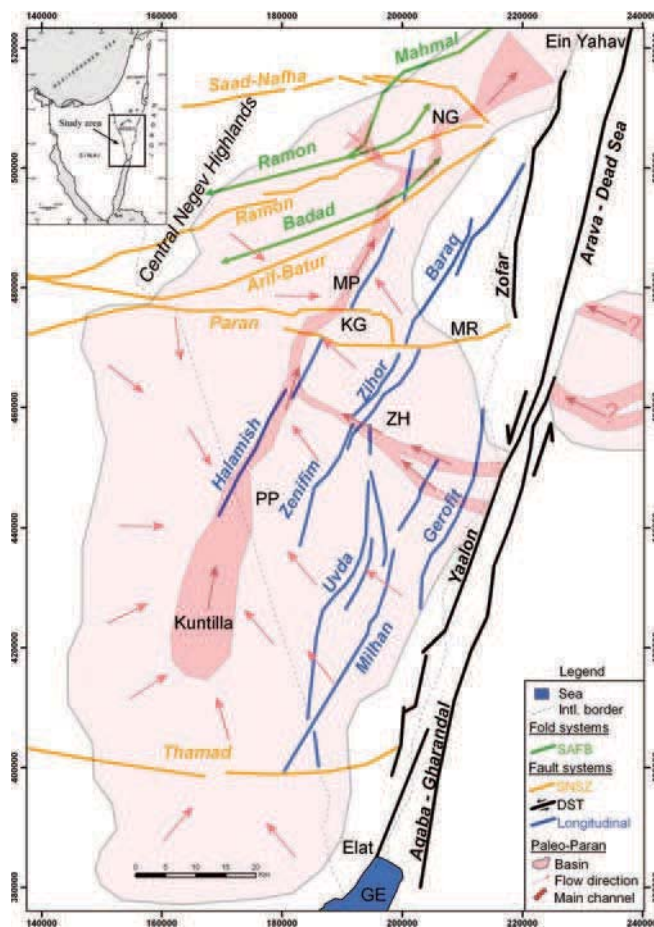
**Fig. 3.** Schematic representation of the  $^{10}\text{Be}$  geochronometer.

Cosmogenic isotope dating is based on the interaction between “cosmic rays” consisting of highly energetic elementary particles and atoms at the surface of the Earth (Lal, 1991). These particles traverse through interstellar space, hit the top of Earth’s atmosphere, and produce a neutron flux which reaches the uppermost crustal rocks. The intensity of the flux is higher at higher latitudes, and in each specific rock is dependant on the “cumulative density” of the media traversed by the flux from the top of the atmosphere to the rock (in other words, the site’s elevation above mean sea level and rock’s depth from the surface of earth). Most of this flux is attenuated within the upper 2 meters of the Earth’s surface. The collision of cosmic neutrons with lattice atoms in a rock produce new isotopes (“cosmogenic isotopes”) with a lower atomic mass than the original target atoms. Thus, the concentration of cosmogenic isotopes serves as a sensitive proxy of near-surface residence of rocks. If the newly created isotope is unstable, its concentration in the rock is then determined by the rate of its production by cosmic rays on one hand, and its radioactive decay rate on the other (Fig. 3). From the moment that a rock is first exposed to cosmic rays (assuming a zero initial concentration of the isotope in question), and until an equilibrium between the production and decay rates is reached (when the isotope’s concentration is asymptotically reaching its maximum possible value), the concentration may be “translated” into residence time of the rock in the cosmic rays “production zone”. The efficient maximum time window for dating for each isotope is determined by the balance between its half-lifetime (1.39 Ma for Beryllium-10), its production rate and rock erosion rate and of course by analytical limitations. Beryllium-10 is the most commonly used cosmogenic isotope, primarily produced by neutron spallation of lattice oxygen atoms in quartz, whose pure chemical composition makes the  $^{10}\text{Be}$  in quartz the most widely used proxy for dating Pliocene to recent surface processes in terrestrial sediments.

Assuming a radioactive buildup up to saturation, the measured  $^{10}\text{Be}$  concentration can be translated into “time”, whose interpretation depends on the geological scenario. On stable surfaces (e.g. a reg soil with desert pavement on top of an abandoned alluvial terrace in an hyperarid zone), the time represents the **age of surface formation** (last truncation).

Alternatively, on a surface undergoing constant erosion (e.g. a constantly retreating waterfall) the time characterizes how long does it take a rock to move from a depth where cosmogenic production begins (~2 meters deep) towards the surface, i.e. the effective **erosion rate**. If two different isotopes (each with a different decay rate) can be measured, the **burial age** of material can be calculated. Apart from the end-member situations described above, the time usually represents a mixture of inherited concentration, the exposure (or burial) age, and an erosion rate. In all scenarios, in order to correct for previous exposure histories (a non-zero initial concentration of an isotope in a rock) and constrain more complex geologic scenarios (involving burial and re-exposure cycles), it is customary to collect and date depth samples as well (a cosmogenic depth profile) and apply numeric modeling.

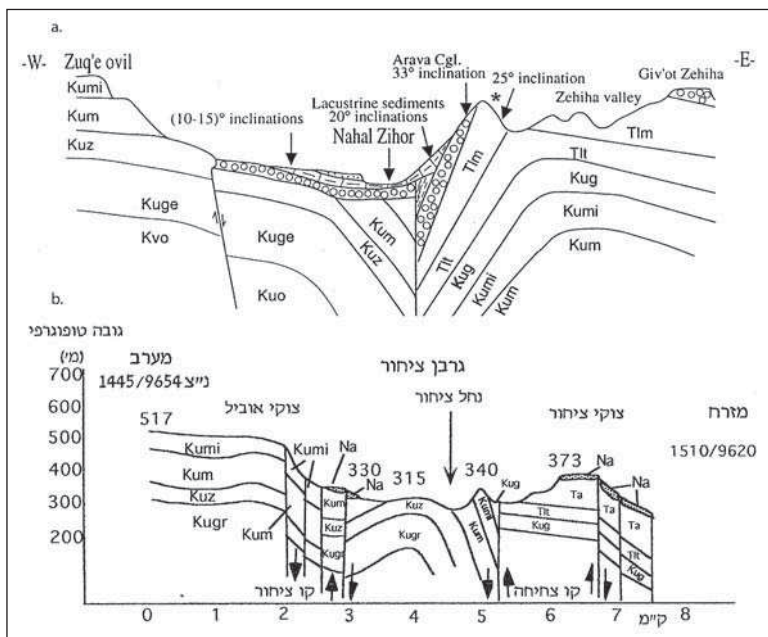
### Stop 1 | The lacustrine section and the red paleosols of Zehiha formation in Wadi Zihor 1924/4562



**Fig. 4.** Tectonic map of the paleo-Paran basin. DST – Dead Sea Transform; SAFB – Syrian Arc Fold Belt; SNSZ – Sinai-Negev Shear Zone; NG – Neqarot Gorge; MP – HaMeshar Plain; KG – Karkom Graben; MR – Menuha Ridge; ZH – Zehiha Hills; PP – Paran Plains; GE – Gulf of Elat. (Sources: Sneh et al., 1998; Ginat, 1997; Avni 1998; Avni et al., 2000)

We enter Wadi Zihor from Highway 40 (about 1.5 km west of Zihor junction), and drive upstream ~12 km following the red marked route, until "Shen Zihor" (Zihor tooth). This eastern segment of Wadi Zihor is bound between two subparallel fault lines separated 1-2 km from each other, the Zehiha fault on the east (prominent along the eastern bank of the river as hogbacks of the Menuha and Mishash formations, tilted up to 90 degrees) and the Zihor fault on the west (Fig. 4). The two faults bind a graben ("graben Zihor"), while the net effect of both faults is a mild subsidence towards the east (Fig. 5), reflected by the difference between the elevation and stratigraphic position of the Ovil cliffs (Mishash formation at a mean elevation of 500 masl) and the Zehiha hills east of the Wadi Zihor (Avedat Group at a mean elevation of 400 masl).

The two faults, Zehiha and Zihor, are part of a longer tectonic line forming "Telem Zenifim" in the south, and the Baraq and Wardit waterfalls in the north. This tectonic line is called "Zenifim-Zihor-Baraq", and is one of the major longitudinal (north-south) tectonic lines in the central Negev, subparallel to the Dead Sea Fault (Fig. 4). We will stop our cars just south of "Shen Zihor" (Zihor tooth, 500m before the marked overnight camp). In this region, Wadi Zihor turns abruptly to the west towards Zenifim Mt., while we will go south-eastwards and enter a small streamlet, where distinctly bedded light units mildly dipping to the east are visible on the left bank.



**Fig. 5.** Field relations in the Zihor graben a) after Ginat (1997), b) after Avni (1998). Formations: Kuge/Kugr - Gerofit, Kuz - Zihor, Kum - Menuha, Kumi - Mishash, Kug - Ghareb, TIm - Taqiye, TIm/Ta - Mor and Paran, Na - Arava.

These units comprise a section of ~15m composed of hard units of ~1m thickness of white lacustrine chalk, interbedded with layers of 2-7m of greenish detritic limestone, and thin layers of 10-20cm of black clay (Fig. 6). Apart from the detritic limestone, all other lithologic beds are rich with fossils: Chilicidae teeth, clams (*Melanopsis*, *Melanoides*), algae (*Charophyta*), and Ostracods typical of fresh to brackish waters. These units comprise the "Zehiha Formation," which overlies in an angular unconformity all other units (Cretaceous – Pliocene) in this area. Based on stratigraphy, the similarity of the fauna and lithic assemblages to those of Ubediya in the central Jordan valley which is dated to 1.4 Ma (Ginat et al., 2003), the Zehiha fm. was attributed an early Pleistocene age. Based on regional occurrence of the Zehiha formation in the margins of the Zihor graben, a large sweet water body (18 km<sup>2</sup>) was reconstructed. This water body existed due to a probable combination between low regional gradients and a blockage that prevented efficient draining of the accumulated water in the graben.

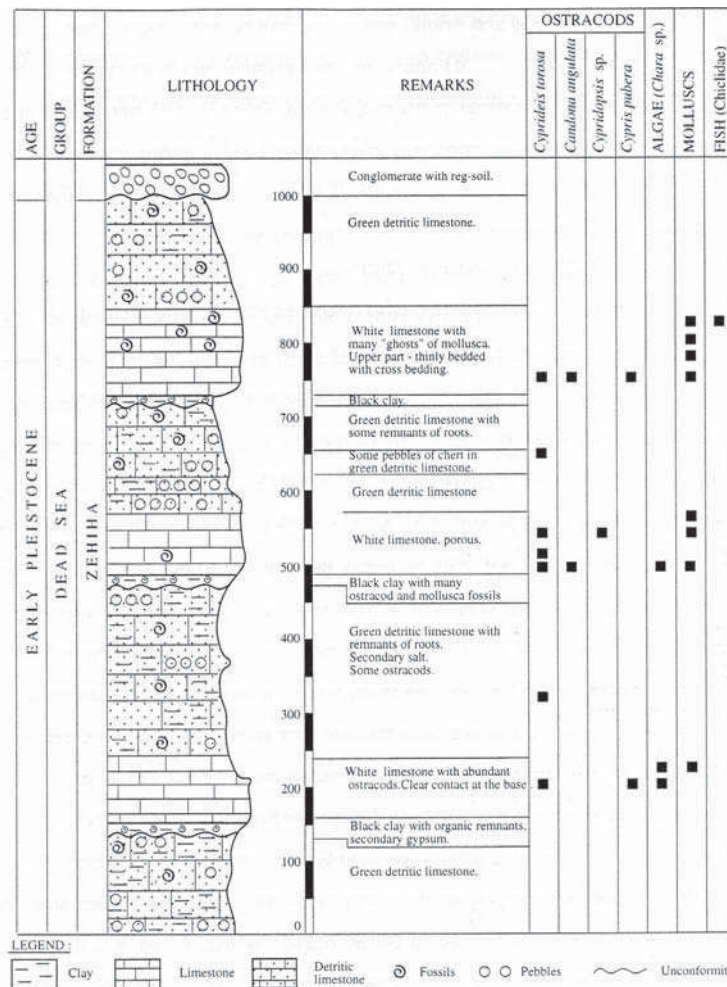


Fig. 6. Columnar section of the lacustrine section of the Zehiha formation (Ginat et al., 2003)

We will now advance upstream another 400 m towards the northern bank of the channel. We see a fine section of red clay with obvious layering (Fig. 7). The clay is of Illite-Smectite series with a quite uniform concentration of Si, Ca, Fe, Mn, Ti and Al, typical to arid and semi-arid soils. In the section, one can recognize up to 5 distinct paleosol layers (Bk soil horizons) each about 20 cm thick, made of 1 cm carbonate nodules (rhizoconcretions). Towards the upper part of the fining-down section, one finds micritic calcium-carbonate well intermixed with clay. The upper part of the unit is inter-fingered with the lake sediments further away. This tells us that the "red unit" belongs as well to the Zehiha formation, and has the same age. The fine sedimentary fraction reflects the low regional gradients, and low energy, that enabled all sedimentary fractions greater than fine loess to reside on the hillslopes without being washed to the lake vicinity, where the soils formed. The calcic soils are typical of semi-arid climate with 200-250 cm yearly rain (currently, the region gets less than 50 cm); it is also probable that part of the soils developed under the water body.

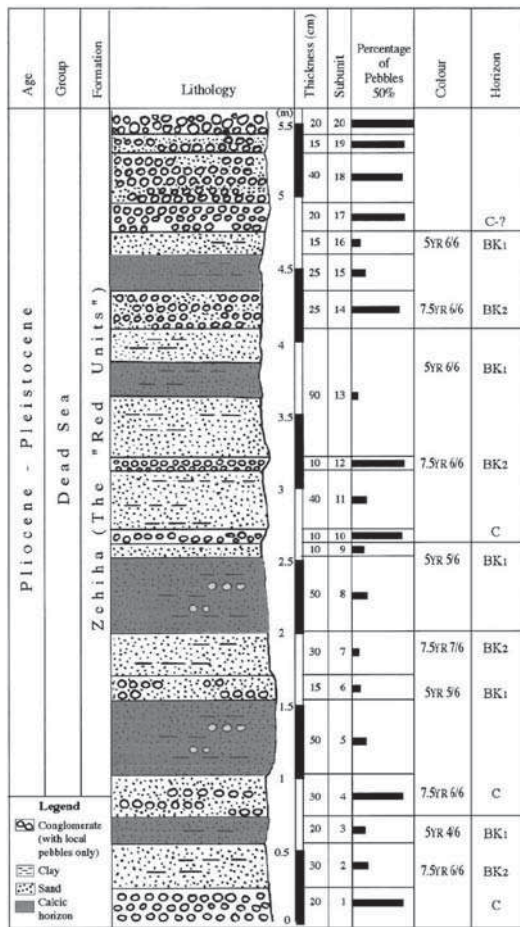


Fig. 7. Columnar section of the red soils in the Zehiha formation (Ginat et al., 2002)



## Stop 2 | Arava formation section (Edom facies) 1928 / 4561

Coming a little way back towards the vehicles, we will turn northeastward and start climbing a parallel streamlet (one to the north). In the streamlet we meet a coarse conglomerate in which red and pink granite clasts can be found (Fig. 8). These are "alien" to the central Negev, because the closest crystalline basement outcrops only in the southern Negev, in the Timna Valley or south of the Tamad fault (45 and 60 km south of here, respectively).



**Fig. 8.** A red granite clast in the Arava formation

The imbrication (the direction that the uppermost parts of the elongated/flat clasts are pointing to) of the conglomerate, its regional distribution (which spreads like a 2-5 km-wide belt across the central Negev from the Arava water divide in the East towards the foothills of Mt Karkom in the west; Fig. 1), and the recognition of the closest, and most probable source outcrops for the crystalline clasts east of the present-day Arava Valley (Wadi Huwar in Jordan, east of Jebel-er-Risha), all point to the conclusion that the conglomerate did not originate from the southern Negev, but was transported and deposited by a river which originated east of the present-day rift (which locally didn't form a prominent depression) and drained westward into the main channel of the Paleo-Paran (Ginat et al., 1998; 2000).

The density of the crystalline pebbles in the lower unit of the conglomerate decreases upwards in the section. The lower coarse conglomerate is overlain by a 10m thick sandy unit which is capped by a coarse conglomerate. This upper coarse conglomerate is predominantly

composed of chert and carbonate pebbles, with very rare granitic clasts. This comes to show, that even though the transport regime remained energetic, the eastern granitic sources were gradually depleted or cut off, as the river started transporting and depositing more and more locally derived materials (Fig. 9).

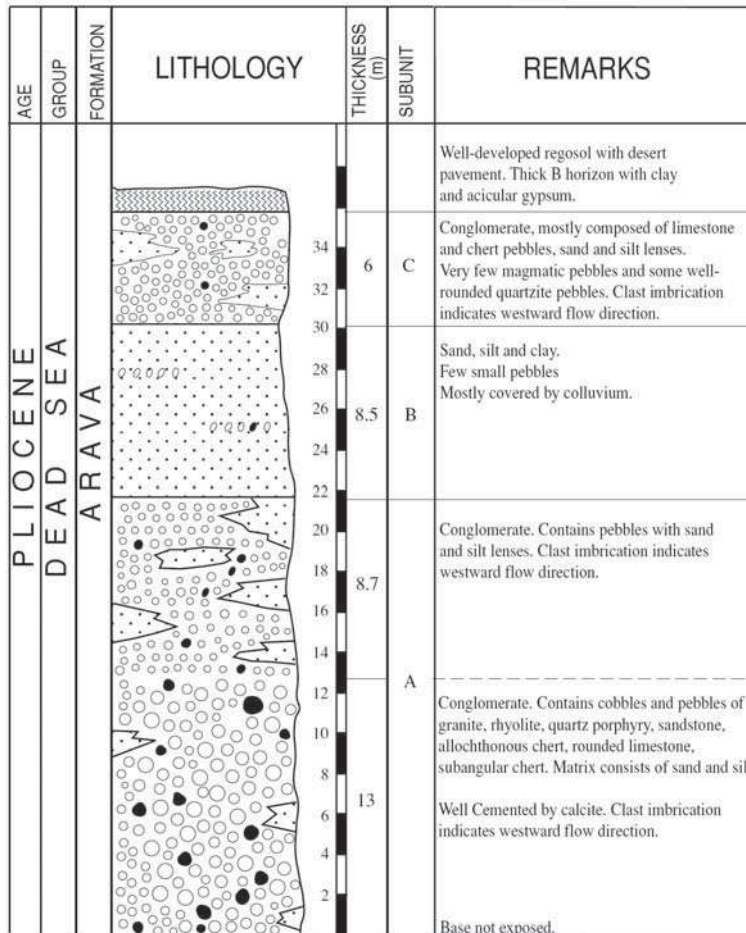


Fig. 9. Columnar section of the "Edom Channel" facies of the Arava formation (Ginat et al., 2002)

Field relations indicate that the conglomerate pre-dates the Zehiha formation (which is deposited in an angular unconformity on top of it). The conglomerate unit is called the "Edom Channel" facies of the Arava formation, denoting the Jordanian source of the far-transported crystalline clasts. This formation has never been directly dated before, although regional correlation and field relations constrained this unit within the Pliocene between 4 - 2 Ma (Avni et al., 2001).

### Stop 3 | Desert pavement capping the Arava formation, on an abandoned windgap/waterdivide between Paran and Hiyyon basins (1932/4560)

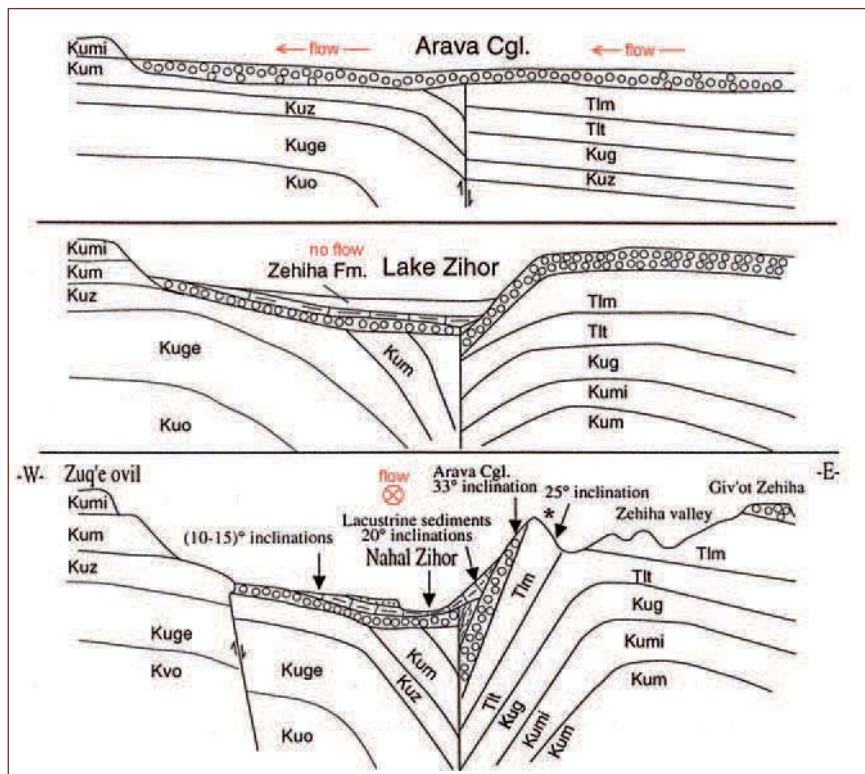


**Fig. 10.** Desert pavement developed on the Paran/Hiyyon windgap above the Zihor graben

This station is located on the divide between the Hiyyon basin to the east and the Paran basin (to which the Zihor Valley drains into) to the west. From this vista we see the Edom (Jordanian) Mts and the water divide (backbone) of Arava on the east, and the distinct shape of Mt. Karkom on the west – these are key reference points for understanding the landscape in which the Edom and paleo Paran drainages flowed. On this water divide, we see a perfectly flat and even surface (Fig. 10) paved with equally sized (2-5 cm) chert and carbonate clasts, practically indistinguishable from each other due to the dark varnish. The “pavement” overlies a fine-grained reddish soil horizon. Among the clasts, rare granitic clasts as well as “dove eggs” (large rounded quartz pebbles) reflect a Precambrian-Cambrian rock source. The soil development stage is extremely old (Stage E; Amit et al., 1993, 1996), and consists of a vesicular layer of ~5 cm just underneath the clasts, a gravel-free fine silt layer of 30-40 cm, and distinct layers of precipitated gypsum and salt. These soils are believed to be formed by accumulation of desert dust, which is first blown on top, and then washed through the gaps between the desert pavement clasts. The dust accumulates underneath the “desert pavement” clasts, which serve as an armour for the fine material. The desert pavement layer ( $A_0$ ) thus represents the uppermost gravel layer of the river bed on the day of its final abandonment and stream disintegration. This layer then “floats” on top of the accumulating dust, and since it doesn’t experience surface erosion due to hyperarid climate, the non-existent runoff on the water divide, and its extreme resistance to weathering, its exposure age may approximate the time of river abandonment. The exposure dating of the desert pavement on the Paran/Hiyyon windgap with  $^{10}\text{Be}$  yielded an age of  $1.69 \pm 0.06$  Ma (Guralnik et al., 2010). Note that the age error doesn’t include a potential

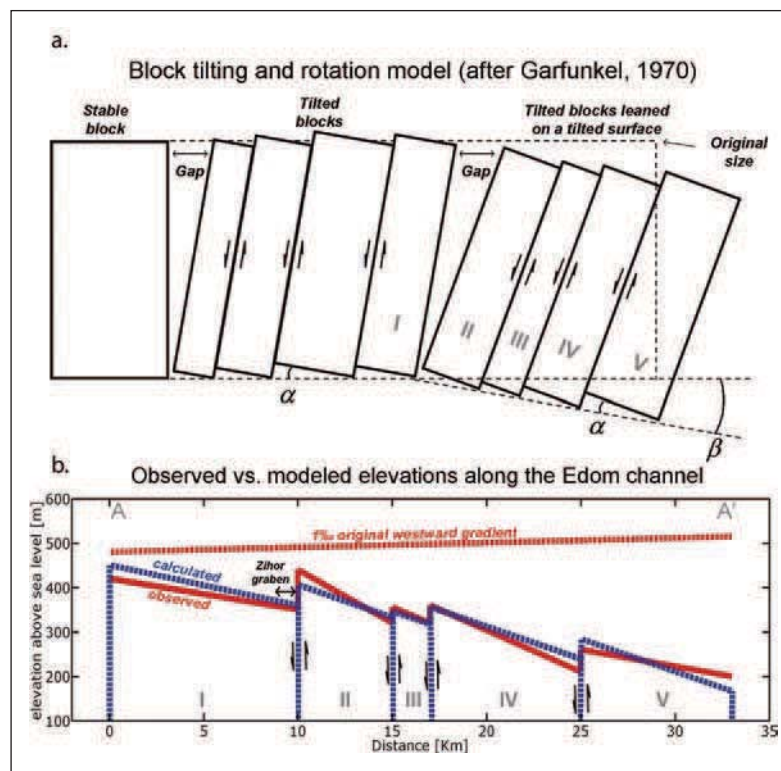
systematic shift of up to 10% for all ages at once due to methodological uncertainty in the cosmogenic production rate.

A tectonic phase along the Zenifim-Zihor-Baraq line terminated the fluvial activity along the Edom channel and created a local depression (graben) in which a shallow water body accumulated, lake sediments were deposited, and soils developed. Thus, these sediments represent a stage when transport energies were extremely low and the Negev was "leveled". Further tilting to the east (apparent from Zehiha formation tilting towards east) caused the lake to drain and initiated the present-day stream patterns, which are perpendicular to the old directions. The new directions are dictated by the N-S trending faults. The early Pleistocene exposure age of the desert pavement at pt. 433 represents the time of the dramatic change from the "Edom River" westward fluvial system to the lake system of the "Zehiha formation", which masked the regional gradients and led to the establishment of the present-day drainage systems. The windgap records the very old age due to scarcity of precipitation/runoff at the windgap, the tectonic stability of the gap and the extreme resistance of chert to weathering. This age thus represents the "birth" of the present-day landscape in the Negev. A timeline cartoon of events is shown on Fig. 11.



**Fig. 11.** Tectonic history and landscape development in Zihor Graben (after Ginat, 1997). Formations: Kuge - Gerofit, Kuz - Zihor, Kum - Menuha, Kumi - Mishash, Kug - Ghareb, Tlt - Taqiye, Tlm - Mor and Paran.

So far, we've seen evidence for a Pliocene river which flowed from Jordan through the (non-existing) rift valley zone to the central Negev all the way to the foothills of Mt Karkom where it drained into the paleo-Paran. Eastward regional tilting is likely to have been accommodated by rotation of small, separate blocks along horizontal NNE-SSW axes (Garfunkel, 1970; Ginat et al., 2000; Guralnik, 2009; Fig. 12) decreased the local gradients until the river was cut off from its Jordanian sources and became more local.



**Fig. 12.** a) Block rotation model (after Garfunkel, 1970). Regional rotation (indicated by the angle  $\beta$  for blocks II-V), is superimposed on local rotation (indicated by  $\alpha$  and common to all blocks), no vertical exaggeration. b) Observed and modeled elevations of the Edom channel facies along transect AA' (A=183/462, A' = 210/450 ITM Coordinates), vertical exaggeration of  $\sim 20$ . The model uses a pre-reversal gradient of 1‰, block height of 2 km, subvertical faults (dipping  $> 80^\circ$ ),  $\alpha = 0.3^\circ$  and  $\beta = 0.6^\circ$ . The calculated elevations reproduce actual heights of outcrops within a precision of 30 m.

From Pt. 433, we return to our vehicles, and drive back north to highway 40, on which we turn northwards and drive through "Ovil plains" until the road turns sharply to the west, descending into a depression known as "the Karkom Graben". The road follows the southern bounding fault of the graben, with Senonian chert units (Menuha-Mishash formations) on the south juxtaposed

against Miocene red sands (Hazeva formation) on the north. Apart from the Arava Valley, the Karkom graben is the largest pull-apart structure in the central Negev (~70 km<sup>2</sup>). It was formed by right-lateral movement along an east-west fault system ("Sinai-Negev Shear Zone"), which was active mostly during the Miocene (Calvo and Bartov, 2001). We depart from highway 40 at around 1952/4715 and turn to a gravel road leading us towards our next station.

#### Stop 4 | the Kuntilla section of the Arava formation in the Arod Valley



**Fig. 13.** Arava formation in Nahal Arod. Formations: Na – Arava, Qz - Zehiha

We drive through Nahal Arod along the black-marked trail from its confluence with Nahal Paran to 19095/ 47705 where we climb out of the stream through the main windgap between the Paran drainage system and the Meshar. Along the way, the upper part of the Arava formation (the Kuntilla member) is exposed on the western bank of the channel (Fig. 13) overlying the Miocene Hazeva red sand (193167/474407). The Kuntilla member of the Arava formation includes ~80 m of conglomerate, sandstone, siltstone and claystone with fine-grained silty-sandy matrix, and calcareous cement. A lacustrine sequence, 10–30 m thick, inter-fingers with this section in several locations within the Karkom Graben, consisting of alternating chalky limestone and marl beds. Apparently, several small lakes developed on both sides of the main Paran-Neqarot channel and its tributaries within the wide and open basin of the Karkom Graben.

Our route leads us through the small canyon of Nahal Arod which incised in bedrock (following the capture of the Paran drainage towards the east) and across the windgap/water divide between the Paran drainage system and the Meshar (which drains into the Neqarot drainage system).

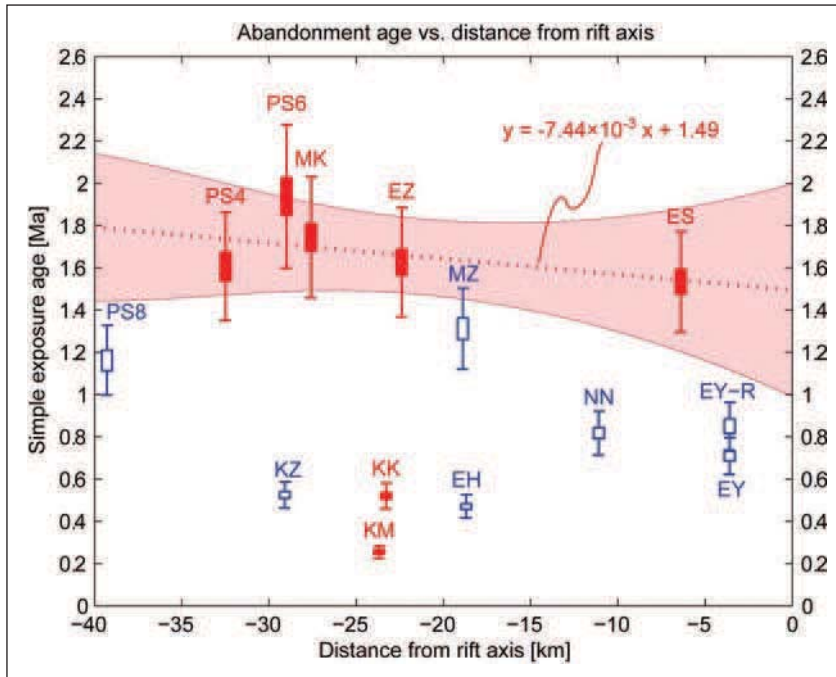
## Stop 5 | The Meshar/Paran divide

**Important note:** This stop is located on the actual present-day divide between Nahal Paran and the Meshar (which drains to the Neqarot). The desert pavement discussed in this stop was collected from a nearby surface at 192681/474041 and which is relatively difficult to access.

We drive a few km on the Meshar plateau back to highway 40 and turn south for about 2.5 km. There we climb up a small hill on the west side of the road (194709/477011). From this point we can see geomorphic and lithologic features which represent a significant period in the evolution of the central Negev landscape. It is possible to follow most of the course of the Pliocene paleo Paran drainage system. Desert pavement samples were collected from various points along this route (Figs. 2 and 14).

We look southwards at the Canyon Ada cliffs. The 120 m high cliffs are composed of distinctly bedded red units tilted to the east, which are truncated by a sharp unconformity about 30 m below the cliffs tops. The unconformity is overlain by a horizontal grey unit, ~ 30 m thick. The lower tilted units belong to the Karkom formation of the Hazeva group (Calvo and Bartov, 2001), made of alternating coarse grain sandstone and conglomerate, cemented with calcite, with a variable pebble composition ("imported chert" from Jordan, and local chert and carbonaceous sources) attesting for a clear Jordanian source and a large westward flowing river system, that crossed the proto-rift and drained the Jordanian plateau through the Negev into the Mediterranean. The Karkom formation and Rotem formation below it (not exposed here) are believed to have covered large areas in southern Israel prior to tectonic activity that terminated most of the westward flowing drainage (apart from the "Edom River" and "Heimar River", two rare exceptions) in the Pliocene, and led to erosion of the Hazeva group off of most of the elevated regions. The overlying formation is the Arava formation.

The final several meters of the sequence in Graben Karkom belong to the Zehiha formation which overlies the Arava formation (Fig. 13). Its facies is different from the one we've observed in the Zihor valley, but its function is the same: masking the residual topographic differences between the Paleo-Paran channel and the eastern-to-be water divide. The desert pavement developed on top of the surface is very similar to the one we've observed on the water divide between Paran and Hiyyon drainages, only that now we're standing close to another regional drainage – between Paran to the south, and Neqarot to the north. The  $^{10}\text{Be}$  exposure age of the desert pavement is  $1.81 \pm 0.07$ , which within internal errors coincides with the  $1.69 \pm 0.06$  age of the Zihor windgap (Guralnik et al., 2010).



**Fig. 14.** Exposure ages of active and inactive surfaces in the Negev. Water gaps are marked in red. Terraces are marked in blue. Some water gaps such as KK and KM are active and they retreat due to headwater migration.

The similarity of the water divide abandonment ages across the Negev (Fig. 14) raises a question about the synchronicity of the Zehiha formation and its regional importance of aggrading and masking semi-closed basins and reduced-gradient channels, thus allowing overflow of water across the Paleo-Paran basin boundaries and leading to the establishment of the present-day basins. As can be seen, 5 out of 7 windgaps at varying distances from the rift axis (5-35 km) share a similar abandonment age of ~1.7 Ma, showing only a negligible age-distance slope (Fig. 14). Several interpretations of this slope are possible (Guralnik et al., 2010):

1. The slope is insignificant, and represents a synchronous water divide delineation at ~1.7 Ma. That delineation occurred after tectonic stabilization in the Negev, implying that the backbone of Arava (the easternmost point on Fig. 14) experienced an average subsidence rate of 200-300 m/Ma during the period of 4 - 1.7 Ma. Although this is the most straightforward interpretation, it neglects later Pleistocene tectonic activity (including the faulting of the Zehiha unit itself across this transect, as we saw in stops 1-2), and thus is unlikely.
2. The slope is significant, and reflects increasing cosmogenic inheritance of in clasts which were transported by the west-flowing Edom Channel. In this scenario, the water divide delineation is still simultaneous, but occurs later in time (1.5 – 1.0 Ma), implying slightly lower subsidence



rates of 150-280 m/Ma during the period of 4 - 1 Ma at the backbone of Arava. This scenario is unlikely as well, since we've seen that the chert clasts are mostly of local origin, and are thus not expected to vary in their initial concentration.

3. The slope is significant, and reflects an eastward-propagating basin delineation. In this final (and preferred) suggested scenario, the desert pavements formed before the Pleistocene tectonic movements, during an asynchronous basin delineation starting at ~1.8 Ma on the west and ending at ~1.5 in the east. This implies that since 1.7 Ma till present, the backbone of Arava subsided at a slow net rate of ~120 m/Ma. Coupling between desert pavement age and its subsidence rate currently prevents to decipher the subsidence .

The record of fluvial activity within present-day basins is represented by the inset terraces (Figs. 2, 14), which started at ~1.4 Ma, and is continuous till now; however, the rarity of surfaces in the age range of 1.4 - 0.4 Ma is explained by early Pleistocene rapid tectonic movements, which probably excavated large amounts of sediment leaving but a few terraces.

### **Stop 6 | Arava conglomerate relict terrace in the Meshar Plain 197224/490766**



**Fig. 15.** A relict of the Saggi member of the Arava formation at the headwaters of the Meshar – Neqarot canyon.

We continue our way northward on highway 40 to the turnoff into Nahal Hadav, and then along the black-marked trail for about 5 km to the next stop. In this relict hill, we encounter a pebble assemblage of the Paran-Neqarot fluvial system (Avni et al., 2001). This is the Saggi Member of the Arava formation. It contains two major components:

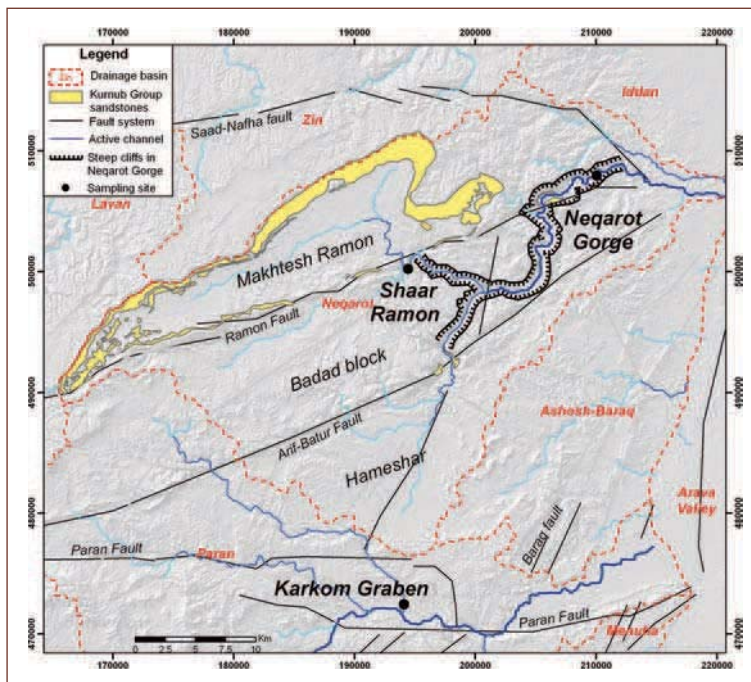
A) Far-transported clasts derived from the basement complex exposed in the Biq'at HaYare'ah region west of Elat. These include igneous rocks, mainly quartz porphyry, granite, and occasional gabbro and dolerite, as well as gneiss and schist. In most outcrops, quartz pebbles typical of the Paleozoic sandstone sequence are common. Also present are silicified sandy phosphorite clasts derived from Senonian units in the southern Negev and southeastern Sinai, as well as various carbonates and cherts not known from the Negev. In some outcrops, about 10% of the conglomerate volume consists of well-rounded chert pebbles which were derived from the Eocene sequence of southeastern Jordan (known as "allochthonous chert"). These pebbles are considered to be recycled from the Miocene Hazeva Formation in which they are abundant.

B) A great variety of sedimentary rocks of more local derivation, mainly limestone, dolomite, chert, and chalk. This assemblage represents the whole range of rock types exposed in the drainage basin. It occurs along a narrow strip, from several hundreds of meters up to 3 km wide, that defines the main channel of the paleo-Paran-Neqarot drainage system, and makes it possible to trace this channel from Biq'at HaYare'ah near Elat to the Arava Valley near Ein Yahav.

### Stop 7 | The Neqarot canyon and the Neqarot-Meshar confluence (200790/498445)



**Fig. 16.** The Meishar – Neqarot confluence (looking up stream). Photo is taken towards the west. Nahal Meishar is on the left. Nahal Neqarot is on the right.



**Fig. 17.** Location map of the late Quaternary sampled terraces (Guralnik, 2009)

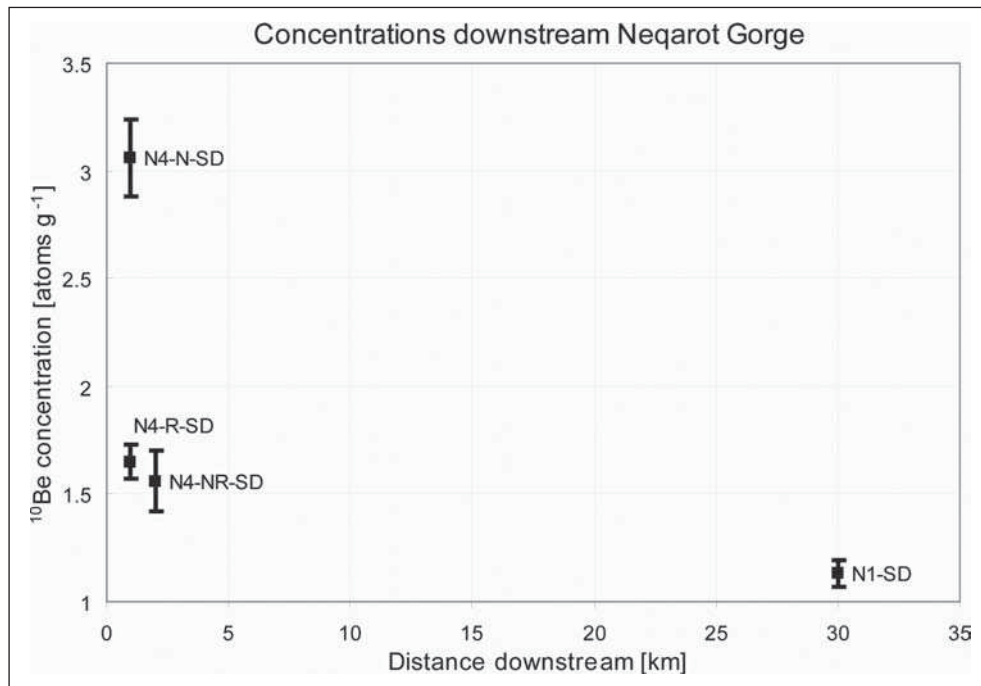
We continue down stream along the black-marked trail in Hadav stream for two more km where it drains into the Meshar stream. The marked trail continues about 8 more km to the confluence of Meshar and Neqarot streams (Fig. 16). The present courses of the Meshar and Neqarot streams are within an impressive canyon carved in bedrock. For the most part of it, this canyon is called the Neqarot Gorge (Fig. 17). This is an antecedent drainage course carved during the Pliocene by the Paleo-Paran river (Zilberman et al., 1996). The Neqarot basin drains an area of ~1000 km<sup>2</sup> towards the northern Arava Valley. The Neqarot drainage basin includes Makhtesh Ramon (the biggest of the four erosion cirques in the Negev; Zilberman, 2000), where Lower Cretaceous sandstone outcrop. These outcrops are the main source of quartz sand in fluvial deposits within the Makhtesh and downstream in the Neqarot Gorge. Within the Neqarot Gorge, strath bedrock surfaces situated 40 – 50 m above present-day channel suggest that they have once formed the riverbed of the gorge. However, alluvial material is preserved up to 20 m above current river bed.

Cosmogenic concentrations measured in actively transported sediment are used to understand and characterize present-day drainages, and aid in constraining the initial conditions and ages of sediment in abandoned terraces. Moreover, an assumption of a basin-wide isotopic steady-state may be made if the cosmogenic concentrations do not decrease downstream, allowing to interpret the concentrations in terms of sediment transport times and averaged basin-wide erosion rates (Brown et al., 1995; Bierman and Steig, 1996; Granger et al., 1996).

Three samples of active channel sediment were collected above and below the confluence of the Ramon and Neqarot streams. A fourth active channel sediment sample was collected 30 km downstream in the Neqarot Gorge. All sites have similar 20 – 30 m wide channels, an average slope of 0.01, and surficial sand-sized sediment. At each site, sand was collected perpendicular to the stream direction at ~0.5 m intervals across the entire stream and amalgamated into a single sample. The <sup>10</sup>Be concentrations measured in the active channel sediment of the Neqarot Gorge decrease downstream (Fig. 18). Their values decrease from  $(3.06 \pm 0.18) \times 10^5$  atoms g<sup>-1</sup> SiO<sub>2</sub> at the "Ramon Gate" to  $(1.13 \pm 0.06) \times 10^5$  atoms g<sup>-1</sup> SiO<sub>2</sub> 30 km downstream the Neqarot Valley. Although these samples represent the active channel and therefore are supposedly "ageless", their isotopic concentrations are equivalent to "simple exposure age" that range between  $62 \pm 7$  ka and  $29 \pm 3$  ka. Based on the measured concentration in the present-day active channel, apparent basin-wide erosion rates can be estimated between  $16 \pm 2$  m/Ma and  $21 \pm 2$  m/Ma.

The observed downstream decrease of the cosmogenic concentration from the outlet of Makhtesh Ramon down to the Neqarot Gorge site implies mixing of several sources of sediment (Guralnik et al., 2011). The low concentration end-member may originate from excavated terraces where the cosmogenic signal either has decayed or has been originally low during its

sedimentation. Terrace-wall collapse seems to be a significant contributor of sediment along the Neqarot stream, which is supported by the identical concentrations of riverbed sand to that of an adjacent terrace (Guralnik et al., 2011).



**Fig. 18.** Active channel concentrations measured downstream the Neqarot Gorge.

## References

- Amit, R., Enzel, Y., Sharon D., 2006. Permanent Quaternary hyperaridity in the Negev, Israel, resulting from regional tectonics blocking Mediterranean frontal systems. *Geology* 34, 509–512.
- Amit, R., Gerson, R., Yaalon, D.H., 1993. Stages and rate of the gravel shattering process by salts in desert Reg soils. *Geoderma* 57, 295–324.
- Amit, R., Harrison, J.B.J., Enzel, Y., and Porat, N., 1996. Soils as a tool for estimating ages of Quaternary fault scarps in a hyperarid environment – The southern Arava valley, the Dead Sea Rift, Israel. *Catena* 28, 21–45.
- Avni, Y., 1998. Paleogeography and tectonics of the central Negev and the Dead Sea Rift western margin during the late Neogene and Quaternary. *Geol. Surv. Isr. Rep. GSI/24/98*, 231 pp. (in Hebrew, English abstr.)
- Avni, Y., Bartov, Y., Garfunkel, Z., Ginat, H., 2000. The evolution of the Paran drainage basin and its relation to the Plio-Pleistocene history of the Arava Rift western margin, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 49, 215–238.
- Avni, Y., Bartov, Y., Garfunkel, Z., Ginat, H., 2001. The Arava Formation – a Pliocene sequence in the Arava Valley and its western margin, southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 50, 101–120.
- Bierman, P., and Steig, E., 1996. Estimating rates of denudation and sediment transport using cosmogenic isotope abundances in sediment, *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 21, p. 125-139.
- Brown, E., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., and Yiou, F., 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced  $^{10}\text{Be}$  in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, p. 193-202.
- Calvo, R., Bartov, Y. 2001. Hazeva Group, southern Israel: New observations, and their implications for its stratigraphy, paleogeography, and tectono-sedimentary regime. *Isr. J. Earth Sci.* 50, 71–99.
- Garfunkel, Z., 1970. The tectonics of the western margin of the southern Arava. Ph.D thesis, Hebrew Univ., Jerusalem, 204 p. (in Hebrew, English abstr.)
- Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics* 80, 81–108.
- Garfunkel, Z., Horowitz, A. 1966. The Upper Tertiary and Quaternary morphology of the Negev, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 15, 101–117.

- Ginat, H., 1997. Paleogeography and landscape evolution of the Nahal Hiyon and Nahal Zihor basins (sedimentology, climatic and tectonic aspects). Geol. Surv. Isr. Rep. GSI/19/97, 206 pp. (in Hebrew, English abstr.)
- Ginat, H., Enzel Y., Avni, Y., 1998. Translocated Plio-Pleistocene drainage systems along the Arava fault of the Dead Sea transform. Tectonophysics 284, 151–160.
- Ginat, H., Zilberman, E., Amit, R., 2002. Red sedimentary units as indicator for reconstructing Early Pleistocene tectonic activity in the Southern Negev desert, Israel. Geomorphology 45, 127–146.
- Ginat, H., Zilberman, E., Avni, Y., 2000. Tectonic and paleogeographic significance of the Edom River, a Pliocene stream that crossed the Dead Sea Rift valley. Isr. J. Earth Sci. 49, 159–177.
- Ginat, H., Zilberman, E., Saragusti, I., 2003. Early pleistocene lake deposits and Lower Paleolithic finds in Nahal (wadi) Zihor, Southern Negev desert, Israel. Quat. Res. 59, 445–458.
- Granger, D.E., Kirchner, J.W., and Finkel, R., 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in-situ produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment, Journal of Geology, v. 104, p. 249-257.
- Guralnik, B., 2009. Landscape and tectonic Evolution of the Central Negev in response to Dead Sea rifting. Report GSI/11/2009, Geological Survey of Israel.
- Guralnik, B., Matmon, A., Avni, Y., Fink, D., 2010. <sup>10</sup>Be exposure ages of ancient desert pavements reveal Quaternary evolution of the Dead Sea drainage basin and rift margin tilting. Earth Planet. Sci. Lett. 290, 132-141.
- Guralnik, B., Matmon, A., Avni, Y., Porat, N., Fink, D., 2011. Constraining the evolution of river terraces with integrated OSL and cosmogenic nuclide data. Quat. Geochron. 6, 22–32.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 424–439.
- Wdowinski, S., Zilberman, E., 1996. Kinematic modelling of large-scale structural asymmetry across the Dead Sea Rift. Tectonophysics 266, 187–201.
- Wdowinski, S., Zilberman, S., 1997. Systematic analyses of the large-scale topography and structure across the Dead Sea Rift. Tectonics 16, 409–424.
- Zilberman, E., 2000. Formation of “makhteshim” – unique erosion cirques in the Negev, southern Israel. Isr. J. Earth Sci. 49, 127–141.
- Zilberman, E., Baer, G., Avni, Y., Feigin, D., 1996. Pliocene fluvial systems and tectonics in the central Negev, southern Israel. Isr. J. Earth. Sci. 45, 113–126.

## סיוור לאזור מעבר ערוז: עדויות לשלבי התפתחות מבנה הרמון

### צבי גרפונקל

המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים

### מבוא

הנגב המרכזי, אשר כולל את מבנה הרמון, הוא חלק מחגורת הגזירה של הנגב המרכזי וסיני - מחוז סטרוקטורלי שנמשך מערבה דרך סיני, והמשכו המזרחי בירדן מוסט ע"י טרנספורם ים המלח (Quennel, 1956; ברטוב, 1974). מחוז זה מאופיין ע"י פסי דפורמציה ארוכים ברחב עד ק"מ אחדים בכוון מז"צפ"מ - מע"דר"מע', או בכוון קרוב למז"מע' אשר לאורכם מפותחים העתקים ופלקסורות שבורות באורך עד מס' עשרות ק"מ (יוצרות מבנים אנטיקלינליים מאד לא סימטריים) וחצאי כפות שבורות בגודל עד ק"מ אחדים שכולם נוצרו ע"י דפורמציה של דחיסה מלווה בגזירה ימנית (Shata, 1956; Bentor And Vroman, 1954; גרפונקל, 1964; Vroman, 1967; ברטוב, 1974; Bender, 1968; אבני, 1991). מבנים אלה נוצרו מן הסנון ועד הניאוגן, אבל התרומה היחסית של הדפורמציה בתקופות שונות אינה ידועה, ואולי השתנתה ממקום למקום. כך, לאורך מבנה הרמון הדפורמציה בקרטיקון המאוחר הייתה חזקה מאד, אבל הייתה חלשה יחסית לאורך מבנה הפארן, ושם דווקא הדפורמציה הניאוגנית בולטת מאד (ברטוב וגרפונקל, 1985; קלבו, 2002; דבורי, 2002).

המחוז הסטרוקטורלי הזה הוא חלק מאזור דפורמציה נרחב מאותו גיל שמפותח בשטח נרחב בישראל ובארצות הסמוכות - הקשת הסורית. ברם חגורת הגזירה נבדלת משאר מבני הקשת הסורית בסגנון הדפורמציה (ביטוי חזק לגזירה אופקית) ובמזרח הם גם נבדלת גיאוגרפית. סביר שהדפורמציה הזאת בצפון הפלטפורמה הערבית במשטר כללי של לחיצה היא הד רחוק להתנגשות לוחות שהחלה בתקופה זאת לאורך הגבול הצפוני של הלוח האפריקני-ערבי. הדפורמציה הזו דעכה במשך הניאוגן כאשר טרנספורם ים המלח הפך למבנה השולט באזורנו למרות שהתקבצות והתנגשות הלוחות בצפון נמשכת עד היום.

מבנה הרמון (או קו רמון - Ramon Lineament) הוא הבולט במבני הנגב המרכזי ומבנהו מוכר בזכות חתירת המכתש. הדפורמציה התרחשה בפס ברוב עד 2-3 ק"מ בכוון כללי של בערך  $70^{\circ}$ . פס הדפורמציה לאורך המכתש ומערבה מאופיין ע"י פלקסורה חריפה לדרום בעלת מבנה אירגולרי שמבדילה בין שני בלוקים מעוותים מעט ונטויים מעט צפונה, כאשר הבלוק הצפוני גבוה סטרוקטורלית מהצפוני במספר מאות מטרים. לאורך חלק גדול מפס הדפורמציה הזה מפותחים שברים מאד תלולים, לעתים בעלי נטייה הפוכה. גלים כפתיים מצויים משני צדי השברים. מבנים כאלה אינם מצויים דרומה וצפונה לפס הדפורמציה.

הארוזיה שיצרה את מכתש רמון חשפה סלעים החל מטריאס תיכון. טור הסלעים הזה מספר מתעד אירועים שונים לפני הקרטיקון המאוחר, אבל כיוון שהמשטרים הטקטוניים בתקופות אלה היו שונים מהותית מהמשטרים הטקטוניים מאז הקרטיקון המאוחר, הרי אין לראות קשר ישיר בין האירועים בתקופות השונות. עם זאת אין לשלול האפשרות שמבנים עתיקים פעלו מספר פעמים במשטרי מאמצים שונים (למשל יתכן שקווי הנגב המרכזי נוצרו כבר בסוף הפרה-קמבריום).



הנגב המרכזי, כמו החלקים הסמוכים של ישראל והארצות הסמוכות, כוסו ע"י סדימנטים ימיים (בעיקר קרבונטים) שהורבדו בתקופת המחזור הטורנסגרסיבי שבין האלביאן המאוחר ועד תחילת האוליגוקן. במקומות רבים נשמר החתך עד האיאווקן התיכון. מאוחר יותר התקיימו בנגב המרכזי תנאים יבשתיים, ובמיוקן הורבדו הסדימנטים היבשתיים של תצורת חצבה שנשמרו לאורך מספר מבנים. הדפורמציה של חגורת הגזירה שהחלה בסנון התרחשה תחילה תוך כדי הרבדת הסדימנטים הימיים בזמן המחזור הטורנסגרסיבי. לפיכך היא גרמה לשינויי עובי ופציאס בהתאם למיקום הסטרוקטורלי, ובהרבה מקומות גבוהים סטרוקטורלית נוצרו אי התאמות. תופעות אלה, כאשר הן שמורות, מתעדות את התפתחות המבנים במקומות שונים בזמן שהסדימנטציה נמשכה. לאחר הרגרסיה הרגיונלית התייעוד של התפתחות המבנים יותר קשה, אבל מחשוף תצורת חצבה נותנים אינפורמציה חשובה.

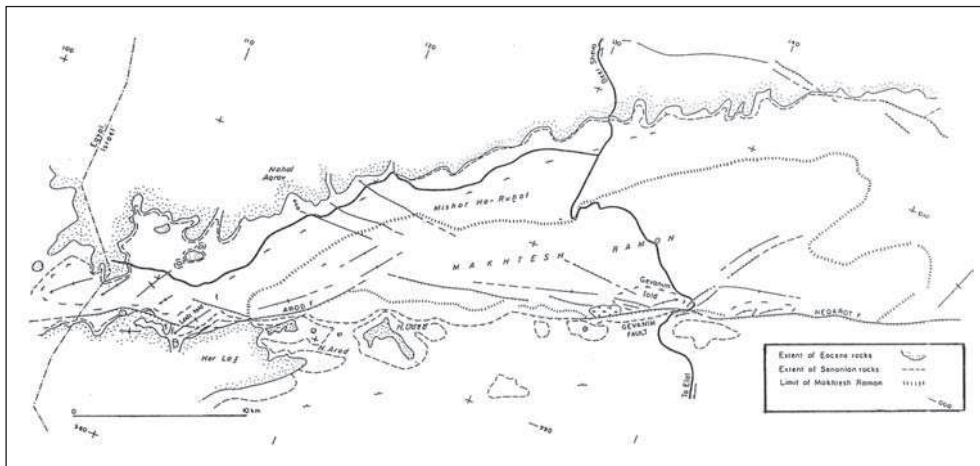
התפתחות מבנה הרמון בקרטיקון המאוחר עד הנאוגן תועדה במספר עבודות (בנתור ופרומן, 1951; גרפונקל, 1964; סטרינסקי, 1964; זילברמן, 1977; אבני, 1991; בן-דוד, 1992; Garfunkel, 1993; בר, 2003; רונן, 2007). עבודות אלה מראות שמצפון למכתש רמון החתך המאוחר לחבורת יהודה דק מאד ולא שלם, ושהוא מצטמצם לכוון מבנה הרמון (לא נראה בסיוור). מאידך, בצדו הדרומי של המבנה חתך זה הרבה יותר עבה ושלם, אם כי גם כאן יש אי התאמות וניכרת הדקקות לכוון שיא המבנה. תופעות אלה מעידות שלכל אורך מכתש רמון התקיימה לפני האיאווקן פלכסורה שביטאה הבדל סטרוקטורלי של עד 300 מ' (ואולי יותר במקומות) בין הגושים הנטיים שמצפון ומדרום למבנה (הגוש הדרומי ירוד), ושחלק גדול של המבנה נוצר לפני סוף הקמפן. מבנה הפלכסורה מעיד על התקצרות של מאות מטרים בניצב לכוון הכללי של המבנה. אבל פרטי המבנה מעידים שהדפורמציה גם כללה מרכיב של גזירה ימנית. זה מתבטא בקיום קמטים משניים עם צירים בזוית לכוון הכללי של המבנה, בדפורמציה מודגשת במקומות שכוון שברי האורך או קטעים שלהם סוטה במגמה נגד כוון השעון מהכוון הכללי של המבנה (תופעות אלה מאפיינות גם מבנים אחרים של חגורת הגזירה: ברטוב, 1974). כיוון שהשברים אינם רציפים לאורך מבנה הרמון כמות הגזירה איננה יכולה להיות גדולה (מוגבלת, כנראה, למספר מאות מטרים). הגיאומטריה של הפלכסורה וההבדל בגובה הסטרוקטורלי מצביעים על כך שיש לצפות ששבר (או אזור שבירה) מפותח בעומק כל אורך קו רמון ולא רק כשהוא מגיע לפני השטח. למעשה השבר, הפלכסורה ומבני הקימוט המקומיים הם ביטויים שונים של אותה דפורמציה.

מערב המכתש הוא אחד המקומות שבהם קו השבר בברור סוטה מהכוון הכללי של המבנה וזה גרם ליצירת מבנה מורם באזור זה. דבר זה השפיע מאד על החתך הסדימנטרי, כפי שנראה בסיוור. רואים כאן היטב הצטמצמות החתך לכוון שיא המבנה, אי התאמות זוויתיות, ועדויות לגידוע אירוזיבי של שיא המבנה שמוכח ע"י מציאות חלוקים שנגזרו ממנו בשכבה בעדשות קונגלומרטית לאורך שולי המבנה. נוסף לכך אבני חול קוורציות מצויות בחתך המאאסטרית ובבסיס החתך האיאווקני מדרום לקצה המערבי של מכתש רמון (אבני, 1991; לא נראה בסיוור). כיוון שאלה הופעות מקומיות הן מצביעות על מקור מקומי, ולכן ניתן לפרש תופעות אלה כעדות לכך שהאירוזיה של שיא המבנה הכיפתי בחלק המערבי של מכתש רמון חשפה את אבני החול שמתחת לחבורת יהודה.

ממערב למכתש רמון המבנה משתנה - אמנם ניתן להכיר את ההמשך מערבה של המבנה האנטיקלינלי של הרמון (שבסך הכל נוחת לכוון סיני) ושל הפלכסורה בצדו הדרומי, אבל המבנה נעשה מסובך בגלל התפתחות של מבני קימוט משניים ושל שברים בכוון מז'מע' (אבני, 1991; רונן, 2007). לכן סגנון המבנה שונה מזה שנחשף בתוך מכתש רמון. אזור זה נסקר בחלק האחר של הסיור.

### תחנות הסיור

מטרת הסיור היא להציג עדויות על האופי הסטרוקטורלי של מבנה הרמון ובמיוחד להציג עדויות על ההיסטוריה של התפתחות המבנה. תיאור נוסף של מסלול הסיור כלול ב־ Garfunkel (1993).



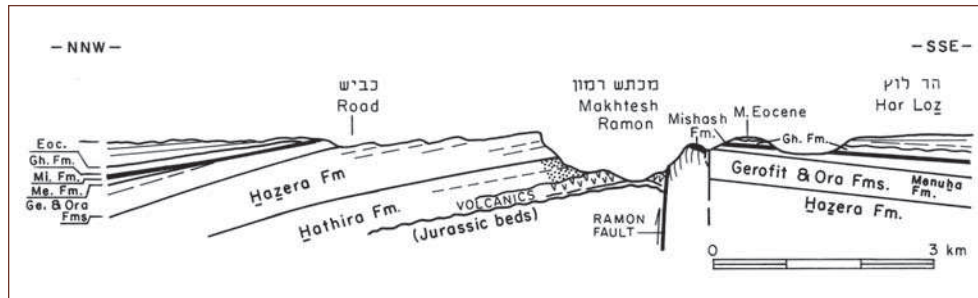
**איור 1:** אלמנטים סטרוקטורליים עיקריים לאורך קו רמון. מעובד אחרי (Vroman 1951, 1964), גרפונקל (1964) ואבני (1989).

### תחנה מס' 1 | מעבר ערוד (נ.צ. 1169 מז' / 9893 צפ'): מבט על הקצה המערבי של מכתש רמון. איורים 1,2.

חלק זה של מכתש רמון (כמו חלקיו המזרחיים יותר) חתור לתוך מבנה אנטיקלינלי מאד לא סימטרי - אגף צפוני מתון (נטיות עד 10°) ואגף דרומי מאד תלול (פלכסורה) ובמקומות שבור. במערב המכתש ציר המבנה סוטה מהכוון הכללי של הפלכסורה, והאגף הדרומי תלול במיוחד וחצוי על יד העתק ערוד. במזרח העתק זה נמשך אל צדו הדרומי של הר ערוד (שבנוי מקילוחים בזלתיים ומסלעים פירוקלסטיים), והוא נגמר מזרחה יותר. הוא ניכר ממערב לקצה המכתש, אך שם אופיו משתנה (ראה החלק האחר של הסיור). הנטיות התלולות של האגף הדרומי מתמתנות מאד דרומה לכוון סינקלינה רחבה שצירה נמשך מתחת להר לויץ.

בקרעית המכתש חשופים סדימנטים (בעיקר אבני חול) וזולקנים מגיל קרטיקון מוקדם. קירות המכתש בנויים מסלעי חבורת יהודה (אלבין מאוחר עד קוניאק במקומות). לאורך האגף הצפוני של המבנה, מצפון למכתש, חבורת יהודה גדועה על ידי אי התאמות סנוניות, והחתך הסנוני-איאוקני מאד דק ואיננו שלם. לעומת זאת, לאורך האגף הדרומי החתך מגיל סנטון עד מאאסטריכט (תצורות מנוחה, מישאש, ע'רב) בעל עובי של 120 מ'

ויותר. ברם כלפי הפלכסורה הוא נעשה דק מאד ויש בו אי התאמות, כפי שנראה בתחנות הבאות. יחסים אלה מעידים על גידול מבנה הרמון בתקופה זאת. חתך זה מכוסה לאורך הקיר הדרומי של המכתש בגירים איאוקניים (תצורת ניצנה). החתך המאוחר לחבורת יהודה מתעבה ונעשה שלם יותר בסינקלינה של הר לוז.



איור 2: חתך גיאולוגי לרוחב מערב מכתש רמון.

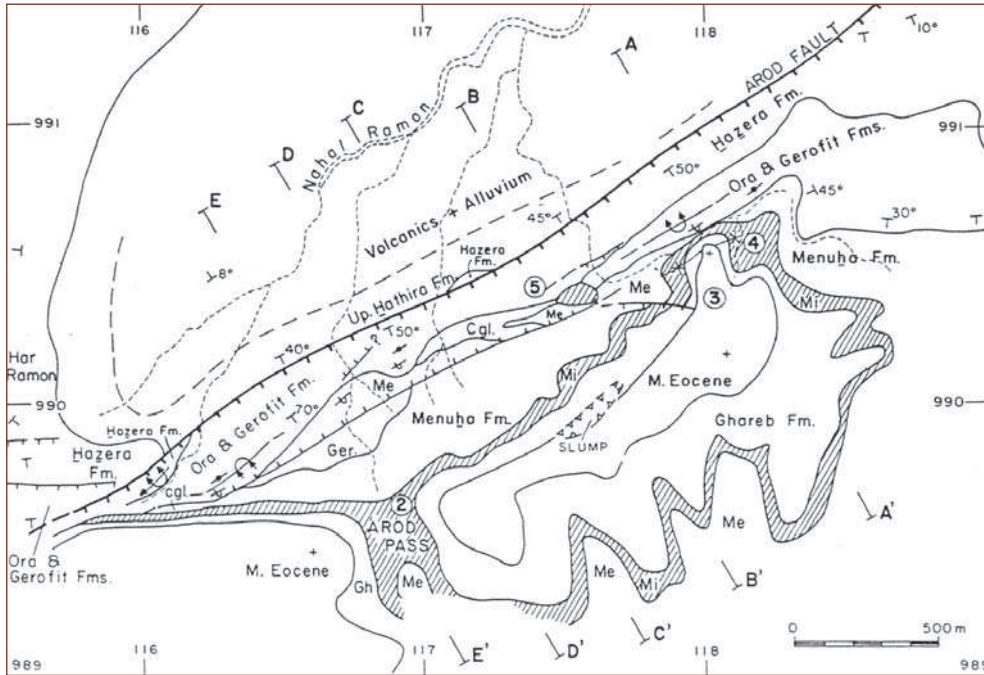
## תחנה מס' 2 | (נ.צ. 1180 מז' / 9904 צפ'): מבט על האגף הדרומי של מבנה הרמון ועל האזור מדרום לו. איור 1.

מבט טוב על הפלכסורה דרומה של מבנה רמון. רואים היטב את השכבות הנטויות של חבורת יהודה לאורך הפלכסורה ואת המעבר המהיר לסינקלינה האסימטרית מדרום לה. כמו כן רואים יפה את המבנה הגלי (מעין חצאי כפות) של האגף הנטוי. האגף הדרומי של הסינקלינה מתרומם בהדרגה לכוון קו עריף ויש לו צורה של בלוק נטוי ואין בו המשך לגליות של מבנה הרמון. זה מראה שגליות זו נוצרה תוך יצירת קו ההפרעה של הרמון.

מדרום לאגף התלול רואים מחשופים של סלעים סנוניים עד איאוקניים לכל אורך קו רמון. מאידך, לכל אורך האגף הצפוני של המבנה (לא רואים מהתצפית) חתך זה חסר או מאד מצומצם. הבדל זה מעיד על כך שמבנה רמון לכל אורכו נוצר כבר בסנון.

בערך 5 ק"מ ממזרח לנקודת התצפית נמצא הר עודד שחלקו העליון בנוי מסלעים איאוקניים אפקיים. רואים היטב שעובי החתך בין השכבות האיאוקניות לחבורת יהודה קטן במהירות לכוון צפון (מעלה הפלכסורה) ושהנטויות של השכבות קטנות כלפי מעלה החתך. זה מעיד על גידול מתמשך של המבנה. בחלקים הצפוניים ביותר של הר עודד חלקים של החתך הזה חסרים וסלעי האיאוקן מונחים קרוב מאד לגג תצורת מישאש, בעוד שבמדרון הדרומי של הר עודד תצורת ע'רב בעובי כ-20 מ'.

**תחנה מס' 3 | (נ.צ. 1182 מז' / 9906 צפ'): הדקקות ואי התאמות בחתך הסנוני. שלבים בהתפתחות המבנה. איורים 3, 4.**



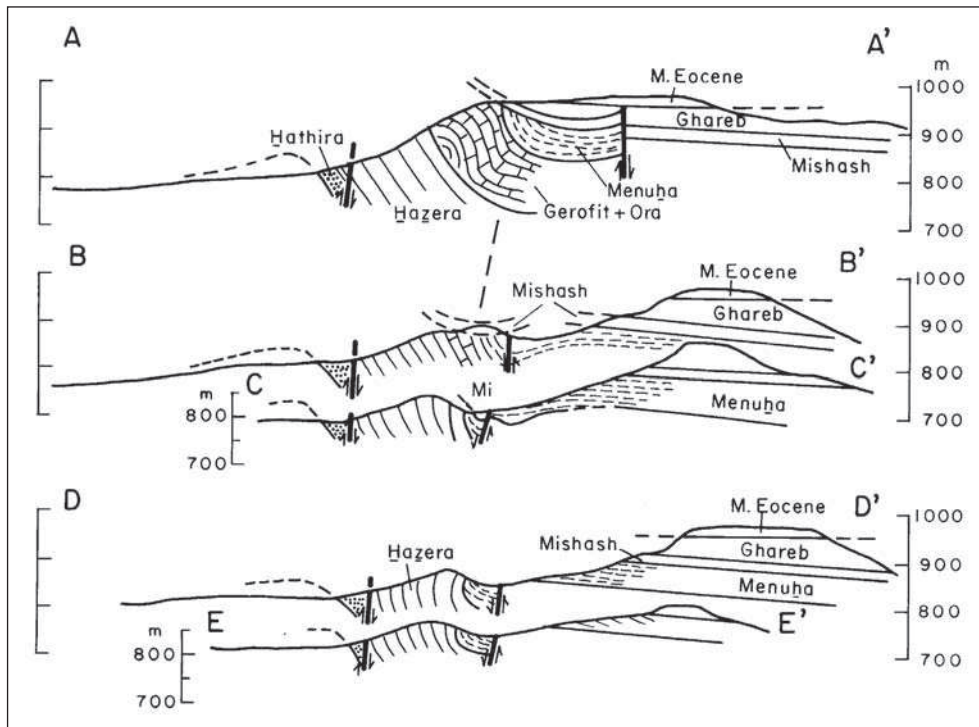
**איור 3:** מפה גיאולוגית מפורטת של אזור מעבר ערוד (מעובד אחרי גרפונקל, 1964), עם מיקום התחנות וחתכי הרוחב.

בדרך לתחנה זאת עוברים בסינקלינה שמפותחת בסלעי תצורת מישאש. הנטיות של אגפי הסינקלינה מאד מתונות. מעל לסינקלינה סלעי האיאווקן אופקיים, מה שמראה שהסינקלינה נוצרה לפני הרבדת סלעי האיאווקן.

בתחנה עצמה (חתך A-A') חבורת יהודה אנכית ומכוסה בסלעים סנוניים. כמה מאות מטרים מזרחה יותר הסטרייק של יחידה זו משתנה במהירות והנטיות נעשות מתונות יותר - ביטוי למבנה הגלי של הפלכסורה לאורך קו רמון. הנטיות של הסלעים הסנוניים נעשות מתונות יותר במהירות במעלה החתך. זה מבטא הרבדה תוך כדי גידול המבנה. כתוצאה מכך החתך נעשה דק יותר כלפי שיא מבנה הרמון (לכוון צפון). במחשופים הצפוניים ביותר של תצורת מנוחה התצורה דקה ומכוסה בשכבה של סלע קונגלומרטי מאד הטרוגני בעל צבע חום. הוא בנוי מחלוקים ושבבים של צור וגיר במטריכס קרבונטייפוספוריטי שמכיל גם קצת חול קוורץ ומאובנים ימיים. אחוז החלוקים וגודלם משתנה מאד (במדרון ממערב למעבר ערוד ישנם גושי גיר בגדל 20 ס"מ). אופי הסלע ומציאות מאובנים מעידים על מוצא ימי, אולי סדימנט על מדרון. סלע זה נעשה דק גרגר דרומה, ונעלם מספר מאות מטרים מדרום למחשופים שבתחנה. גושי הגיר נגזרו מחבורת יהודה, ויתכן שגם חלק מחתיכות הצור (או שכולן נגזרו ממקור זה). מעל לשכבה זאת מופיע פורצלניט ולכן נראה שיש לשייך את השכבה הזאת לתצורת מישאש.

כלפי שיא המבנה שכבה זו מכסה באי-התאמה זוויתית חלקים שונים של החתך העתיק יותר שנגדו על ידי אירוזיה של החלק המורם ביותר של המבנה. בצד מערב של הוואדי רואים אי-התאמה זוויתית של  $35^\circ$  בין שכבה זו לחתך משוכב של תצורת מנוחה. בהמשך הסיור נראה גדוע עמוק יותר. רואים בברור איך החתך הגבוה יותר של תצורת מישאש מצטמצם כלפי שיא המבנה, ושהנטיית נעשות מתונות יותר ככל שעולים בחתך. בתחנה זו וקצת מערבה ממנה רואים ששינויי העובי האלה ניכרים בחגורה ברוחב פחות מ-200 מ'. כלפי דרום אי-התאמה הזוויתית נעלמת.

יחסים אלה מראים שפלכסורה תלולה מאד נוצרה כבר במשך הרבדת תצורת מישאש. לפני הרבדת השכבה הקונגלומרטית הנטיות כבר הגיעו לכדי  $35^\circ$  במקומות בשולי המבנה והן הודגשו משמעותית במשך הרבדת תצורת מישאש. הסינקלינה שרואים בדרך בין תחנות 2 ו-3 מראה שהדפורמציה של האגף הדרומי של המבנה נמשכה גם מאוחר יותר, אבל נגמרה לפני הרבדת סלעי האיזוקן בשטח זה.



**איור 4:** חתכים גיאולוגיים לרוחב אזור מעבר ערוד. מיקום החתכים מוצג באיור 3.

### תחנה מס' 4 | (נ.צ. 1174 מז' / 9904 צפ'): המשך איי-ההתאמה הזוויתית בבסיס הקונגלומרט. מבט על מבנה הפלכסורה. איורים 3, 4.

בהמשך הדרך מערבה אפשר לעקוב אחרי השכבה הקונגלומרטית ואחרי שינויי העובי של תצורת מישאש, וגם רואים כיצד השכבה הקונגלומרטית נגמרת דרומה.

כלפי מערב הגדוע בבסיס השכבה הקונגלומרטית נעשה עמוק יותר, כי שמור חלק גבוה יותר (במקור) של המבנה. בגבעה של התחנה אפשר לראות כיצד שכבה זאת וחתך מצומצם של תצורת מישאש (פורצלניט רב בחלק תחתון, צור כהה משוכב גס מעל) מונחים על גבי שכבות תלולות עד אנכיות של חבורת יהודה (חלק עליון), כנראה על גבי רלייף. אי ההתאמה הזוויתית מגיעה כאן לכדי  $90^\circ$  (חתך B-B').

ממערב למחשופי המישאש רואים שרידים של השכבה הקונגלומרטית מונחים על גבי שכבה גירית קשה אנכית, קרוב לודאי "דרגש פרומן" בחלק העליון של פצלי אורה, כך שגם כאן אי ההתאמה היא של  $90^\circ$ . מערבה לתחנה ניתן לראות את המשך אי ההתאמה הזוויתית בין שכבת הקונגלומרט לסלעי תצורת גרופית.

במבט מזרחה רואים את המבנה הפנימי של חבורת יהודה שבונה את פלכסורה (האגף התלול) בדרום מבנה רמון. החלק התחתון של חבורת יהודה, תצורת חצרה, נטוי כדי  $60^\circ$  כוון כללי דרומה. מעליו המבנה דיסהרמוני: תצורת אורה הרכה מעוותת ומאפשרת ניתוק החתך הגבוה יותר (תצורת גרופית) מן החתך הנמוך יותר: יחידה זו יוצרת קמט עם אגף תחתון הפוך, מבנה שאיננו קיים בחתך העמוק יותר. נראה שהמבנה הדיסהרמוני הזה נמשך מערבה, כך שהנטיית התלולות וההפוכות של החלק הגבוה של חבורת יהודה לא מייצגים את הנטיות של חלקים עמוקים יותר של הפלכסורה. יתכן מאד שהדיסהרמוניה התפתחה רק לאורך הקמט המודגש בקצה המערבי של מכתך רמון שנשען על שבר ערוך.

ניתן לפרש המבנה באזור הסיור כתוצאה ממרכיב גזירה שמאלי לאורך מבנה רמון שהתרחש בו זמנית לתנועה האנכית לאורך הפלכסורה. באזור זה כוון שבר ערוך סוטה מהכוון הכללי של מבנה רמון בצורה שגזירה ימנית תגרום לקומפרסיה מקומית חזקה במיוחד, וזה מביא להדגשה מקומית של מבנה הקימוט. זה משתלב יפה עם פרטי מבנה נוספים לאורך קו רמון ולאורך קווי הפרעה האחרים של הנגב המרכזי וההמשך שלהם לסיני. אי ההתאמות המודגשות במערב הרמון והעדויות לכך שהמבנה התפתח מאד כבר בסנון מצביעים שמדה מסוימת של גזירה התרחשה כבר אז, אם כי סביר שמרכיב זה של התנועה היה חשוב גם מאוחר יותר.

## מקורות

- אבני, י., 1991. הגיאולוגיה, פליאוגיאוגרפיה והתפתחות הנוף של הר הנגב הגבוה ומערב קמר רמון. המכון הגיאולוגי דו"ח 91/6/GSI/168 ע'.
- בן־דוד, ר., 1992. הגיאולוגיה של אזור בארות עודד ומערב מכתש רמון ושליבים בהתפתחות הנוף מסוף המיוקן ועד להווה. המכון הגיאולוגי דו"ח 91/32/GSI/128 ע'.
- בן־תור, י.ק., פרומן, ע., 1951. המפה הגיאולוגית של הנגב 1:100 000, גיליון 18: עבדה (עבדת), עם דברי הסבר, 98 ע'.
- בר, ע., 2003. הגיאולוגיה, הפליאוגיאוגרפיה והיחסים הסטרוקטורליים במזרח הרמון והשלכותיהם על ההתפתחות הטקטונית של האזור לאחר האאוקן. עבודת גמר, אוניברסיטת בן־גוריון, באר־שבע.
- ברטוב, י., 1974. השברים ומבני הכפות של מרכז סיני - בעיות סטרוקטורליות ופליאוגיאוגרפיות. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית בירושלים. 143 ע'.
- ברטוב, י., גרפונקל, צ., 1985. סיור גיאולוגי לגרנן כרכום. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, יטבתה, חוברת סיורים, ע' 93-98.
- גרפונקל, צ., 1964. בעיות טקטוניות בקו רמון. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית בירושלים. 71 ע'.
- דבורי, נ., 2002. סקר גיאופיזי באזור העתקי הרחב תמד ופארן. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית בירושלים, 123 ע'.
- זילברמן, ע., 1977. הגיאולוגיה של קו סעד־נפחא, רמת עבדת. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית בירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי MM/77/6, 70 ע'.
- סטרניסקי, א., 1964. פוספוריט ברזלי במישור הרוחות. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית בירושלים. 28 ע'.
- קלבו, ר., 2002. סטרטיגרפיה ופטרולוגיה של תצורת חצבה בערבה ובנגב. המכון הגיאולוגי דו"ח 91/22/GSI, 127 ע'.
- רון, 2007. בעיות סטרוקטורליות וטקטוניות במערב הרמון. עבודת גמר, אוניברסיטת בן־גוריון, באר־שבע.
- Bentor, Y.K., Vroman, A., 1954. A structural contour map of Israel, scale 1:250 000, with remarks on its dynamic interpretation. Bulletin of the Research Council of Israel, 4, 125-135.
- Bentor, Y.K., Vroman, A., 1956. Unconformities between Turonian and Eocene in the Ramon anticline. Bulletin of the Research Council of Israel, 3, 57-64.

Garfunkel, Z., 1993. The 'Arod Pass area: structural–stratigraphic relations and their implications for the history of the Ramon lineament. *Israel Journal of Earth Sciences*, 42, 165–175.

Quennell, A.M., 1956 (1959). Tectonics of the Dead Sea rift. 20th International Geological Congress (Mexico) : Association Serv. Geol Afric. 385–405.

Shata, A., 1956/ Structural development of the Sinai Peninsula, Egypt. *Bulletin Institute de Desert, Egypte*, 6, 117–157.

Vroman, A., 1967. On the fold pattern of Israel and the levant. *Geological Survey of Israel Bulletin* 43, 23–32.



## מבני הקימוט והשבירה בנחל לוץ ומערב קמר רמון ותרומתם להבנת הדינמיקה של קו רמון

אופיר רונן<sup>1</sup>, יואב אבני<sup>2</sup>, יהודה אייל<sup>3</sup>

1. גיאופרוספקט, ירושלים

2. המכון הגיאולוגי, ירושלים

3. המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר-שבע

### מבוא

המבנה הגדול והמרכזי של דרום ישראל והר הנגב הוא מבנה רמון. הוא כולל שני תת-מבנים ראשיים: הראשון הוא קמר רמון (המכונה גם קמר מחמל בחלקו המזרחי) הנמשך לאורך כ־70 ק"מ, שבמרכזו התפתח מכתש רמון. השני הוא קו רמון, שהינו קו הפרעה סטרוקטורלי הנמשך ממרכז סיני אל הערבה. שני מבנים ראשיים אלו והיחסים ביניהם זכו לתשומת לב רבה במחקר הגיאולוגי של ישראל, אך לא הגיעו לכדי מיצוי למרות הריבוי היחסי של העבודות המתייחסות במישרין או בעקיפין לנושא העבודה.

בניגוד למבנה קו רמון בתחומי מכתש רמון הבנוי בדרך כלל מהעתק ראשי יחיד, ממערב למכתש רמון מפסיק הקו להתקיים כהעתק יחיד, הנראה בפני השטח, ובמקומו מופיעים שורה של מבנים, קמטים והעתקים בכיוונים שונים. השטח שבין מעבר ערוד לבין הגבול עם מצרים הוא אזור ייחודי בו ניתן לעקוב אחרי המעבר מהעתק ראשי יחיד למערכת מבנים סבוכה, השופכת אור על אופי הקו והגיאולוגיה האזורית.

קמר רמון, קו רמון והתנועות האנכיות והאופקיות לאורכו נסקרו בעבר על ידי חוקרים שונים, ביניהם: בן-תור ופרומן (1951); זק (1957); גרפונקל (1964); ברטוב (1974); אבני (1991); (1993) Grafunkel; Avni (1993); (1996) Segev et al.; (1995) Baer et al.; מדבדיב (2003); ובר (2003). מבין עבודות אלה, רק עבודתו של אבני (1991) טיפלה באופן ישיר במבנה חלקו המערבי של קו רמון (ממערב למכתש) ואף היא באופן ראשוני בלבד. חלקו הראשון של הסיור (על פי רונן, 2007) יתמקד בקו רמון ממערב ערוד ומערבה לאורך נחל לוץ. בסיור נראה את המבנים השונים ונסה לענות על מספר שאלות: מהו הקשר בין העתק רמון לקמר רמון? לאן נעלם העתק רמון ממערב למכתש? מי מהמבנים הנראים בפני השטח קשורים לקו רמון והתנועה עליו? מה סוג וכמות התנועה על קו רמון? ומה גילן של התנועות על הקו וגילי המבנים?

### סטרטיגרפיה

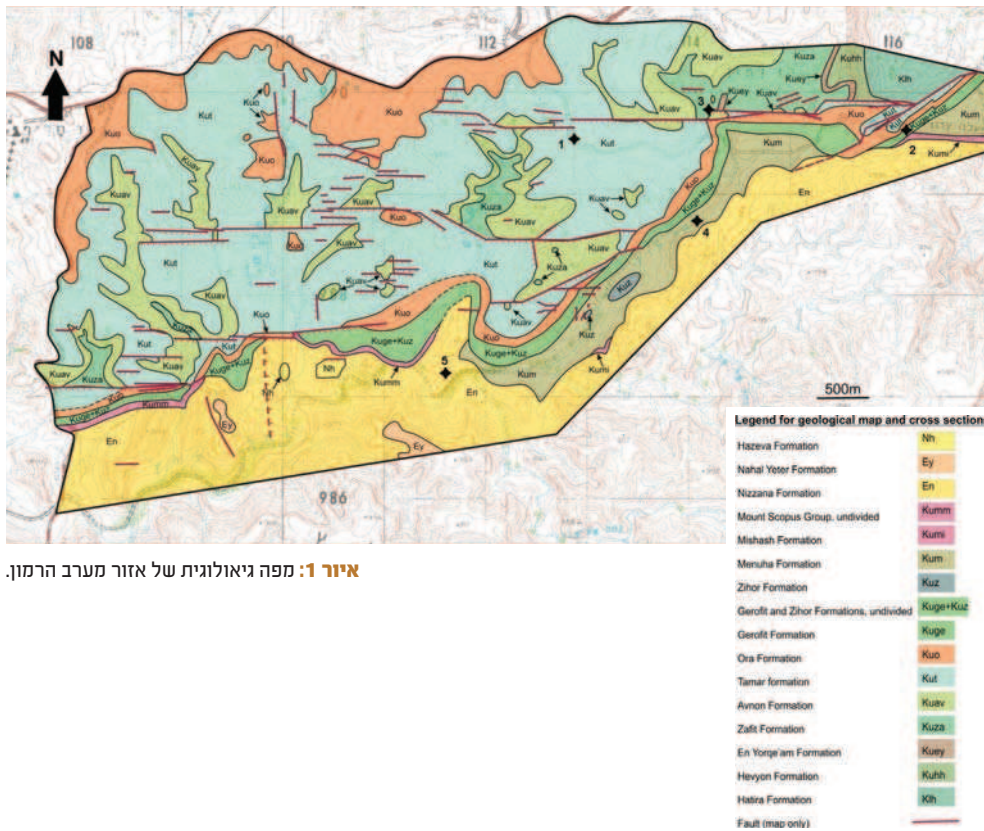
לאורך תחנות הסיור חשופים סלעים מחבורות כורנוב, יהודה, הר הצופים עבדת וחצבה. אופי החתך של סלעי הקנומן במערב הרמון שונה מזה שהוגדר בצפון ומרכז הנגב: תצורת אבנון, בחלקה התחתון, בנויה מדולומיט חווארי, אשר בדרך כלל מכוסה בטאלוס, וחלקה העליון בנוי גיר מסיבי. תצורת תמר בנויה מארבע יחידות גיריות-דולומיטיות קשות היוצרות דרגשים, וביניהן שלוש יחידות חוואריות רכות, היוצרות מדרונות. היחידות מגיל טורון עליון עד אאוקן תחתון מופיעות לסירוגין בשטח הסיור בתלות באי-ההתאמות, אשר התפתחו על מבנה הרמון ובקרבתו. אי-ההתאמות האלה גודעות במקומות את תצורות ציחור, מנוחה, מישאש, ערב, טקיה ומור. תצורת מור מופיעה בבסיס החתך האיאוקני רק באזור מעבר ערוד, והיא חסרה במרבית המחשופים

שבמערב מבנה רמון. משארים (רליקטים) מחלקה התחתון של חבורת חצבה השתמרו בעיקר בתוך מבנה חצי גרבו, שהתפתח לאורך קו רמון במרכז נחל לוז.

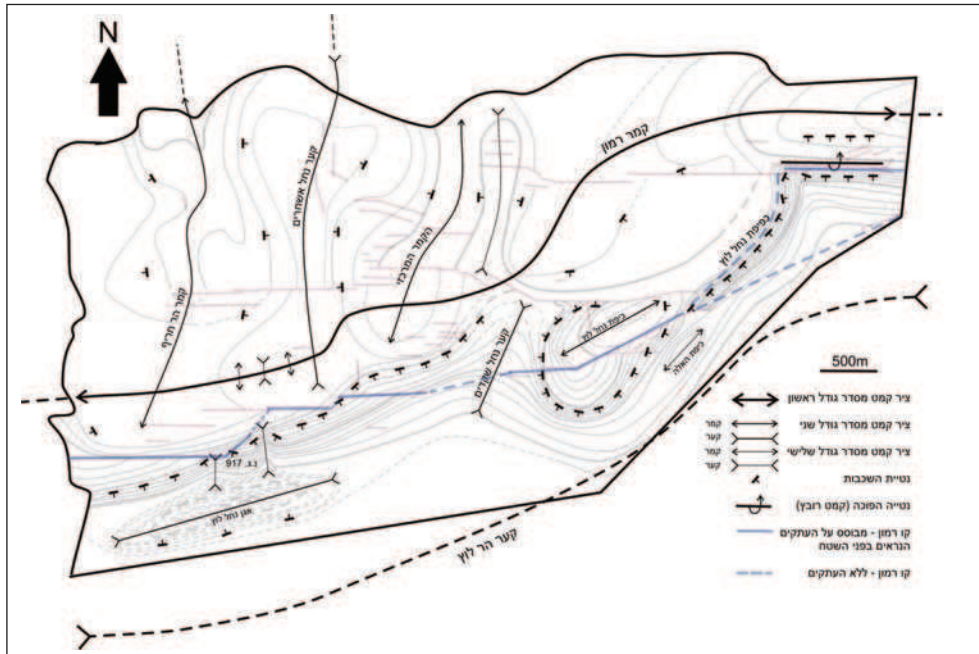
### המבנים הגיאולוגיים העיקריים במערב הרמון

ממערב ערוד ועד לגבול מצרים לא ניתן להצביע על העתק דומיננטי המהווה את המשכו של העתק רמון במכתש רמון. לחילופין קיימת מערכת העתקים עיקרית בכיוון מזרח-מערב, הנמצאת בזווית של כ-30°-20° להעתק העיקרי במכתש (איור 1). ההעתקים במערכת זו הם ברובם נורמלים, כאשר הצד הדרומי הוא הירוד. על חלקם קיימות עדויות לתנועה אופקית ימנית. לרוב, כמות ההסטה קטנה ומסתכמת במטרים ספורים להעתק, עם זאת נמצאו מספר העתקים המסיטיים עשרות מטרים. במקומות ניתן לזהות מערכות של העתקים קצרים (באורך של כ-100 מטרים כל אחד) הערוכים לאורך קו אחד, או מסודרים באנשולון (en-echelon) או מקבילים אחד לשני, כאשר הזריקה האנכית הכוללת לאורך הקו היא כ-50 מטרים.

ציר קמר רמון נמשך מערבה מן המכתש אל תוך סיני, ובמבט מפה יוצר תמונת "זיגזג" (איור 2). אגפו הדרומי יוצר כפיפה אשר כיוון צירה צפון-מזרח, ונטיית השכבות לכיוון דרום-מזרח משתנה בין מעל ל-90° בחלק המזרחי לבין 13° בחלק המערבי. חלק הכפיפה שבין הר רמון לבין כיפת נחל לוז הקרוי "כיפת נחל לוז", מהווה חצי כיפה סטרוקטורלית. בנוסף קיימות כיפות סטרוקטורליות, אשר הבולטת מביניהן היא כיפת נחל לוז.



איור 1: מפה גיאולוגית של אזור מערב הרמון.



**איור 2:** מפת המבנים באזור מערב הרמון על רקע מפה סטרוקטורלית (העתקים מסומנים באדום, קווי גובה סטרוקטורליים באפור).

### תחנה 1 | תצפית על קו רמון - על דרך העפר בין כביש 171 לבין מעבר ערוד, נ.צ. 162810/489690

בתצפית למזרח מהתחנה נראים מורדות הר רמון ומפתח המכתש. במורד הדרומי של הר רמון נראית כפיפה, המהווה את אגפו הדרומי של קמר רמון, כשהיא מלווה בהעתק הקרוי העתק הר רמון. כמו כן, בולט ההפרש ברום הטופוגרפי בין הר רמון לבין הרמה שמדרום למכתש. קווי הרקיע הטופוגרפיים באזור זה מעוצבים על ידי מישור הגידוע האוליגוקני (אבני, 1991; אבני וחובריו, 2011). הפרש טופוגרפי זה מלמד על פעילותו של מבנה הרמון לאחר יצירת מישור הגידוע העליון באוליגוקן.

בדרום נראית כיפת נחל לוח המהווה מבנה לחיצתי במערכת הרמון. דרומית לה, מעבר לנחל לוח מצוי הר לוח, הבנוי מסלעי חבורת עבדת.

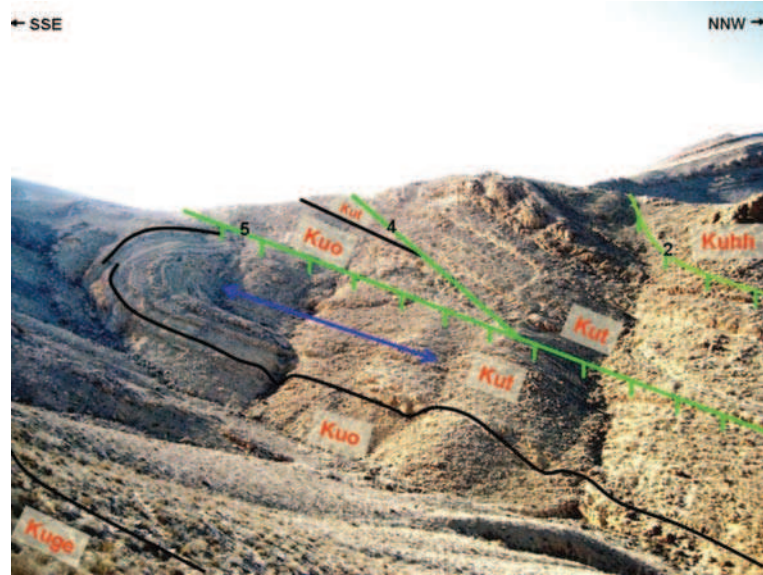
לכיוון מערב, הכפיפה הדרומית של קמר רמון נמשכת לאורך נחל לוח וקער נחל לוח המלווה את הכפיפה. במרחק, מעבר לגבול מצרים נראים המבנים של עריף אינקה, גרבן לוצאן והמינשרה.

## תחנה 2 | המעוות במעבר ערוז - הקצה המערבי של מכתש רמון, נ.צ. 166170/489690.

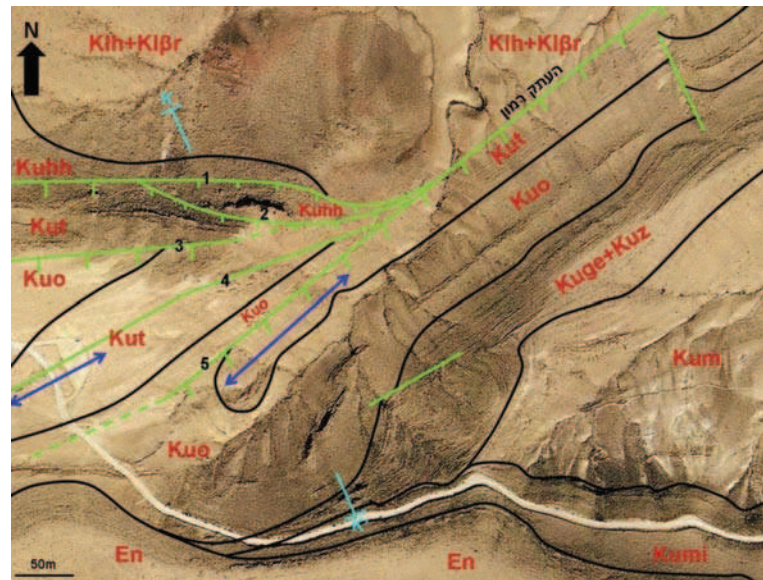
קצהו המערבי של המכתש הוא אזור מסובך, הכולל התפצלות של העתק רמון, וכן קמטים הדוקים ונטיות אנכיות והפוכות (איורים 3-5). מזרחית לתחנה זו העתק רמון הוא העתק יחיד וברור, יחידות הסלע החשופות משני צידיו, תצורת חתירה מצפון ותצורת תמר מדרום, מעידות על הסטה אנכית בשיעור של כ-340 מ'. מנקודת ההתפצלות לכיוון דרום-מערב ההעתק מתפצל לחמישה סגמנטים: הסגמנט הראשון, הצפוני, עובר למרגלות הר רמון, והוא מפריד בין יחידות הגג של תצורת חתירה ועליה יחידת הבסיס של תצורת חביון שמצפון להעתק, לבין יחידת הגג של תצורת חביון שמדרום לו, כלומר הסטה אנכית של כ-120 מ'. הסגמנט השני, הנמצא מעט מדרום לראשון, מפריד בין יחידות הגג של תצורת חביון שמצפון להעתק, לבין תצורת תמר שמדרום לו - הסטה אנכית של כ-100 מ'. מישור ההעתק אינו חשוף, אך ניתן למצוא ברקציה בחלקו המזרחי. שני הסגמנטים הצפוניים משתלבים להעתק אחד במרחק של כ-250 מ' ממערב לנקודת ההתפצלות. העתק זה שייך למערכת הגזירה הקרויה "העתק הר רמון", הנמשכת עוד כ-4.5 ק"מ מערבה (איורים 1 ו-6). הסגמנט השלישי מפריד בין תצורת תמר שמצפון להעתק, לבין תצורת אורה, שנטייתה תת־אנכיות, שמדרום לו. מישור ההעתק אינו חשוף וכיוונו מזרח - מערב. המשכו של סגמנט זה אינו ברור בשל תנאי חשיפה גרועים, וגם הוא משויך למערכת הגזירה של העתק הר רמון. הסגמנט הרביעי אינו בולט בשטח, אך הוא מלווה במבנה של קמר הדוק הנראה ממערב לדרך העפר. באזור מגרש החניה מתבטא סגמנט זה במינרליזציה חזקה בגוון אדום של גבישי קלציט גדולים (כ-10 ס"מ) וברזל. סגמנט זה ממשיך לדרום-מערב ושם נראות לאורכו הסטות של כמה עשרות מטרים. הסגמנט החמישי, הדרומי מבין החמישה, בולט בשטח ומפריד בין הקמר ההדוק שהוזכר לעיל שמצפון להעתק, הבנוי מתצורת אורה, לבין קמר הדוק נוסף מדרום, הבנוי מתצורת תמר. הסגמנט נרפא בסמוך לדרך העפר, כ-350 מ' מערבה מנקודת ההתפצלות.

הקמר ההדוק הדרומי הופך לקמר רובץ, אשר תואר על ידי גרפונקל (1964), כ-500 מ' צפונית - מזרחית לנקודת ההתפצלות. תצורת מישאש מונחת באי־התאמה על תצורות מנוחה, ציחור וגרופית, ותצורת ניצנה מונחת באי־התאמה על תצורות מישאש, גרופית ואורה. אי־התאמה בבסיס תצורת מישאש כוללת יחידת קונגלומרט, המתעבה מזרחה במקביל לדופן הדרומית של קמר רמון.

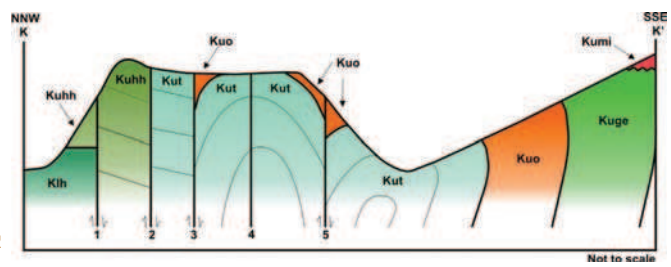
היווצרות הקמטים ההדוקים התאפשרה בזכות ההרכב הליתולוגי של תצורות אורה ותמר הכולל חילופין בין שכבות קשיחות של דולומיט וגיר, ושכבות רכות של חרסית וחואר. המנגנונים האפשריים ליצירתם קשורים רובם בתנועה הימנית על העתק רמון: קמטי גרירה לאורך ההעתקים (למשל: גרפונקל, 1964; Garfunkel, 1966); שינוי בכיוון נטיית מישור ההעתק (למשל: ברטוב, 1974 אחרי Lauder, 1962), יצירת מבנה פרח לחיצתי (Harding, 1985 and reference therein), או התרפאות התנועה האנכית על סגמנטים 4 ו-5 של העתק רמון, על ידי יצירת הקמטים. השקעתה של תצורת מישאש באי־התאמה על הקמטים ההדוקים והקשר שבין הווצרות הקמטים והתנועה לאורך ההעתק מצביעים על תנועה אופקית, הקדומה להשקעת תצורת מישאש מגיל סנון לאורך קו רמון.



**איור 3:** קמר הדוק והעתקים במעבר ערוד במבט מדרום-מזרח לצפון-מערב.



**איור 4:** התפצלות העתק רמון באזור מעבר ערוד.



**איור 5:** חתך רוחב סכמתי במעבר ערוד.

### תחנה 3 | העתק הר רמון - שולי הר רמון, צפונית לדרך העפר, נ.צ. 164200/489740

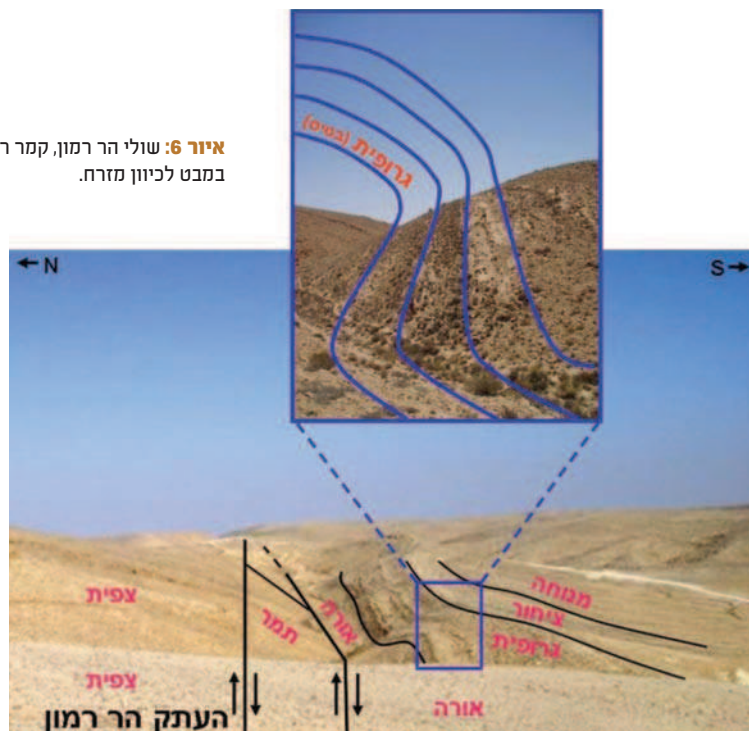
ממזרח נראית השתנות נטיית השכבות בהר רמון: נטיות תת־אופקיות בתצורת צפית שבראש הר רמון, נטייה דרומה של תצורות אבנון ותמר בשוליים הדרומיים של ההר, ונטיות הפוכות של תצורות אורה, גרופית וציחור בגבעה מדרום להר רמון. דרומית לגבעה זו נראות נטיות אופקיות של תצורת מנוחה בנחל לוך. שחזור של החלקים החסרים בחתך יוצר קמר רובץ (איורים 6-7). המעבר המהיר באזור הערוץ בין תצורות צפית, אבנון, תמר ואורה מחייב קיומם של שני העתקים אשר מגמתם מזרח־מערב, אשר מהווים חלק מאזור הגזירה של העתק הר רמון, ונראים בברור במבט מערבה.

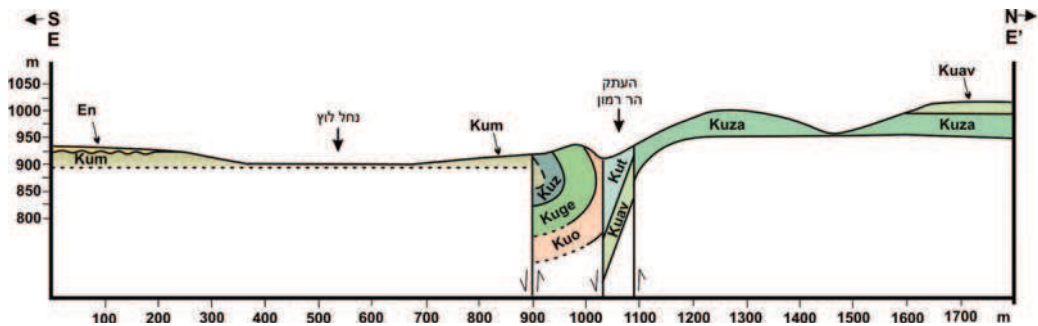
מבין כל הסגמנטים של העתק רמון לאחר התפצלותו, העתק הר רמון הוא הסגמנט העיקרי. כיוונו מזרח־מערב, כלומר הוא נמצא בזווית של כ־ $30^{\circ}$  מהעתק רמון במכתש. אורכו כ־4.5 ק"מ, ההסטה האנכית לאורכו מגיעה ל־160 מ' בחלקו המזרחי והיא דועכת מערבה. בנוסף קיימות עדויות לתנועה אופקית לאורכו, כגון קמטי סחיבה.

תמונה זו של העתק המלווה בכפיפה, המוכרת לנו ממכתש רמון, משתנה בנקודה זו. העתק הר רמון ממשיך מערבה, ואילו סטרייק השכבות האנכיות משתנה ב־ $90^{\circ}$  ממזרח־מערב לצפון־דרום (איור 8). שינוי חד זה יוצר בעיות נפח, המתבטאות בהתדקקות שכבות המסלע הרכות, העתקי משנה בכיוונים שונים והעתק שטוח.

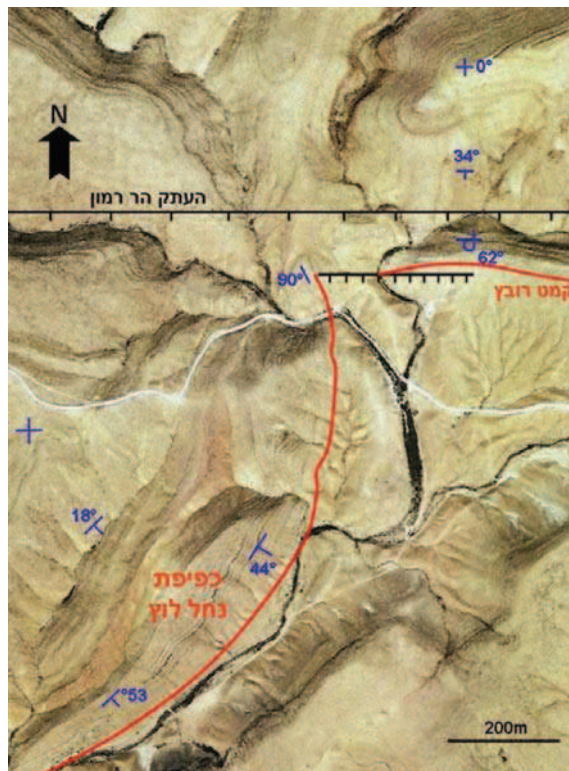
מדרום יוצרת הכפיפה חצי כיפה סטרוקטורלית הקרויה "כפיפת נחל לוך".

איור 6: שולי הר רמון, קמר רובץ והעתק הר רמון במבט לכיוון מזרח.





איור 7: חתך רוחב לאורך הר רמון.



איור 8: כפיפת נחל לוז ונקודת המפגש שלה עם מבנה הקמט הרובץ. המגע בין תצורת ציחור לתצורת מנוחה מסומן באדום.

#### תחנה 4 | תצפית אל כיפת נחל לוז וכפיפת נחל לוז - הגדה הדרומית של נחל לוז, נ.צ. 163970/488770

מצפון בולטות הנטיות החריפות של חצי הכיפה הסטרוקטורלית - "כפיפת נחל לוז" (איור 8), המהווה חלק מאזור הכפיפה שבין קמר רמון לקער הר לוז, ולה נטיות של עד 90°. סטרייק השכבות משתנה מ-330° בקטע קצר בקצה הצפון-מזרחי ליד הר רמון, לכיוון צפון-דרום, ואחר כך ל-200° במרכז הכפיפה בנחל לוז, ול-215° בקצה הדרום מערבי ליד כיפת נחל לוז.

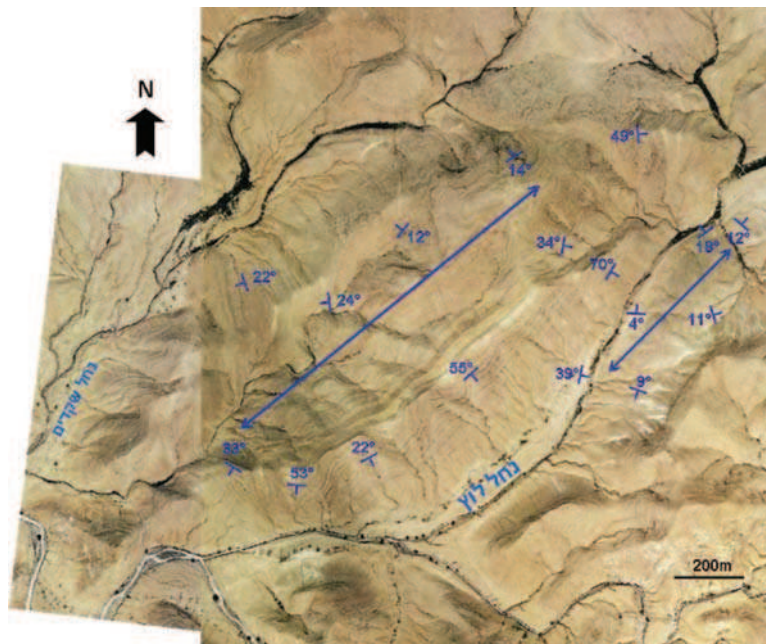
ממערב נראית כיפת נחל לוך, אשר שיאה הטופוגרפי נמצא בנג. 966. אורך המבנה 1.5 ק"מ, רוחבו 1 ק"מ וכיוון צירו  $225^{\circ}$ . החתך החשוף בו כולל סלעים מתצורת צפית ועד תצורת ניצנה. נטיית השכבות מגיעה עד למעל ל- $70^{\circ}$ , כאשר הנטיות החריפות ביותר נמדדו בשכבות תצורת גרופית לאורך כל המבנה, ושיאן נמצא באגף הדרום-מזרחי (איורים 9-10).

ניתן לראות כי את הכיפה חוצה העתק שצורתו, במבט מפה, כצורת "S", אורכו כ- 1.7 ק"מ, ההסטה האנכית המרבית עליו היא 95 מ', כשהבלוק הדרומי הוא הירוד. תיתכן לאורכו הסטה אופקית ימנית של כ-200 מ', אך ניתן גם לשלול טענה זו, כי יחסי הזמן בין ההעתק לקימוט אינם ברורים, ובמבט מפה לשכבות נטיות ושבורות, שיש להן הסטה אנכית יש גם הסטה אופקית ולהיפך.

התעבות חבורת הר הצופים לכיוון דרום, ואי-ההתאמות מגיל טורון עליון עד אאוקן בכיפת נחל לוך מלמדים שהתרוממות המבנים התרחשה בין השקעת תצורות ציחור וניצנה, בעיקר בזמן השקעת חבורת הצופים (אבני, 1991).

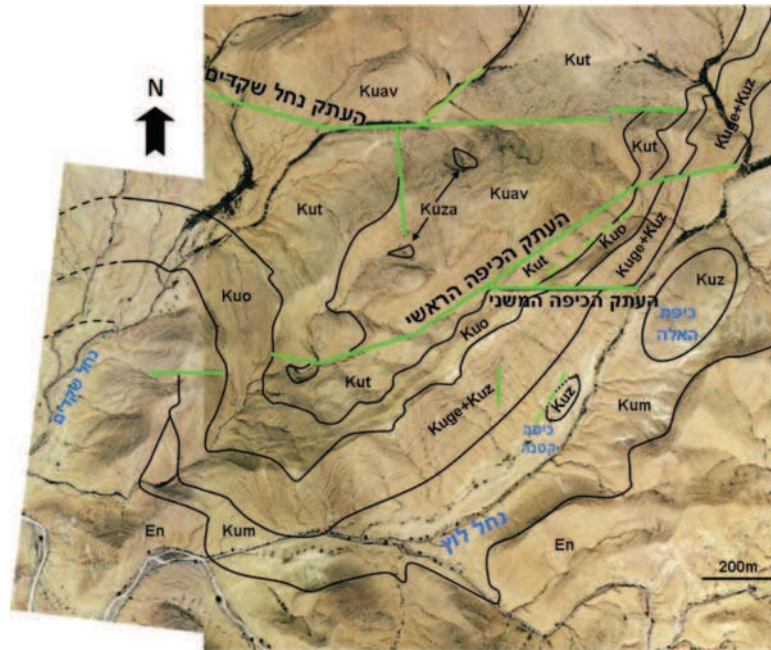
התפתחות כיפת נחל לוך מוסברת כ-push-up על קו רמון: כפיפת נחל לוך היא מבנה המתאים להעברת התנועה האופקית-ימנית מהעתק הר רמון להעתקים שבאזור כיפת נחל לוך. במקרה זה התבנית הכללית היא של דירוג שמאלי בין העתק הר רמון להעתק הכיפה הראשי. מבנה דומה נצפה בהמשכו המערבי של קו רמון, ממערב לגבול מצרים ומצפון לגרברן לוצאן (איור 11). גם שם, במקום בו קו רמון עובר דירוג שמאלי מופיעה חצי כיפה, בה נטיית השכבות היא לכיוונים מזרח ודרום.

קשר בין התרוממות כיפת נחל לוך לבין לחיצה שהתפתחה כתוצאה מתנועה ימנית על קו רמון הוצע על ידי אבני (1991), ואכן צורת ה-"S" של ההעתק החוצה את הכיפה נחל לוך תומכת באפשרות זו.

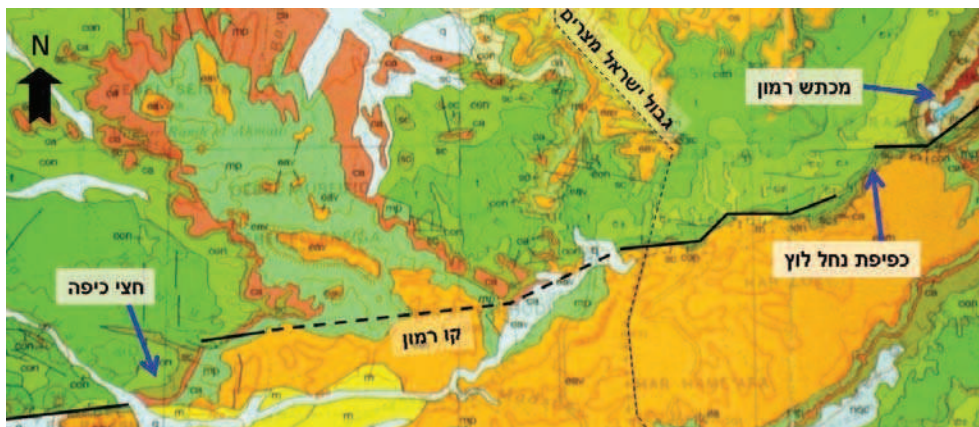


**איור 9:** כיפת נחל לוך. ציר המבנה והנטיות מסומנים בכחול.





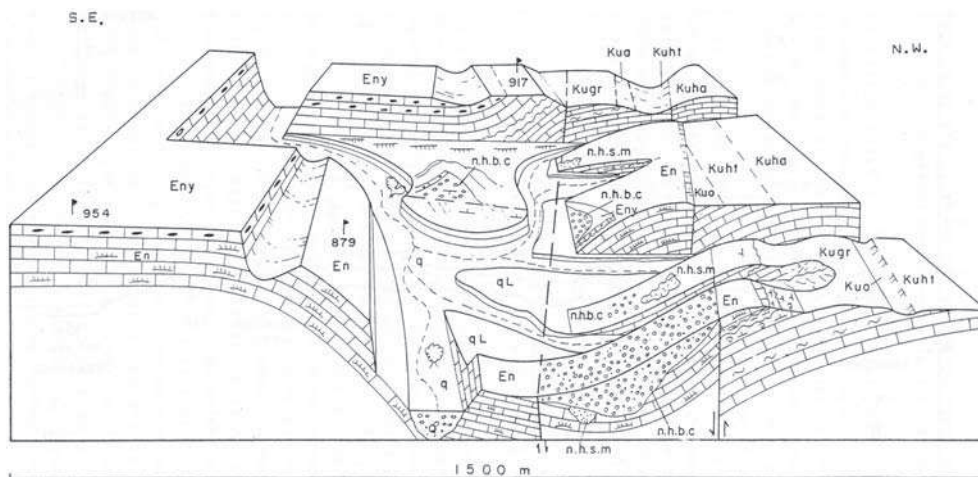
איור 10: כיפת נחל לוז, מפה גיאולוגית.



איור 11: כפיפת נחל לוז וחצי הכיפה שמצפון לגרברן לוצאן: מבני לחיצה באזורי דירוג של קו רמון.

## תחנה 5 | תצפית אל כיפת נחל לויץ ואגן נחל לויץ - המצודה הישראלית, נ.צ. 161630/487180

תחנה זו ממוקמת במרומי המצודה הצופה על מרכז נחל לויץ, המהווה הדרומית ביותר במערך של יותר מארבעים מצודות דומות, כולם מן התקופה הישראלית (תקופת הברזל). מהמצודה ניתן להשקיף על הר לויץ שמדרום, כיפת נחל לויץ הממוקמת ממזרח, הכפיפה הדרומית של קמר רמון, ההעתקים המלווים אותה ועל קער נחל לויץ. ממערב בולט העתק, שמגמתו מזרח-מערב, המציב את סלעי חברת יהודה, הנטויים דרומה אל מול הבלוק האאוקני הנמשך אל הר לויץ. על העתק זה שעון מדרום קונגלומרט, המכיל חלוקים מתצורות ניצנה ומישאש, ומטריקס קרבונטי עם חול קוורץ אדום, המשויך לקונגלומרט הבסיס של חברת חצבה (אבני, 1991). יתכן ומחשוף חברת חצבה זה מוגבל בהעתקים גם מצידו הדרומי והמערבי, במבנה של גרנן או חצי גרנן (איור 12). חברת חצבה נשמרת בגרביים שהתפתחו באזור זה דוגמת גרנן ואדי לוצאן, וגרנן ביר מעין המצויים בסמוך לגבול הישראלי-סיני (ברטוב, 1974).

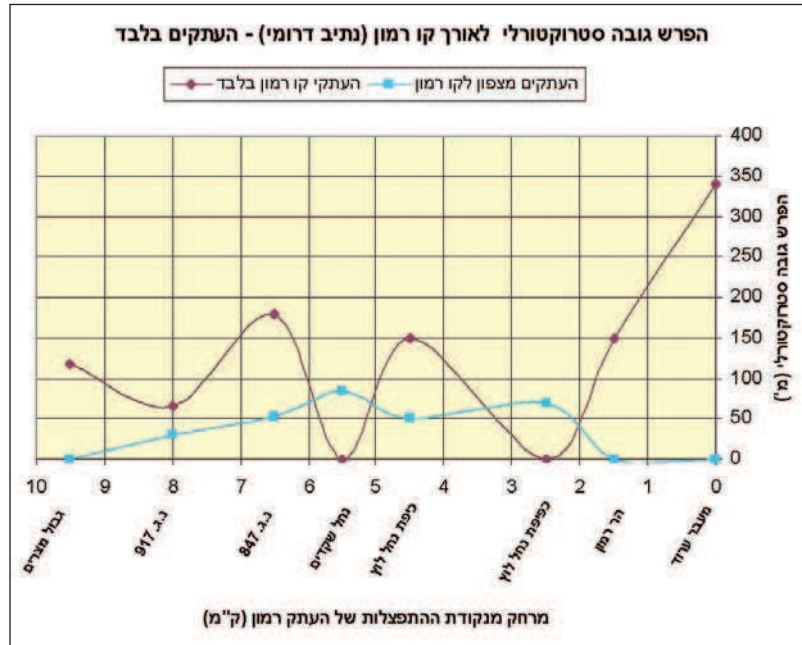


איור 12: בלוק דיאגרמה אגן נחל לויץ, מבט ממזרח (אבני, 1991).

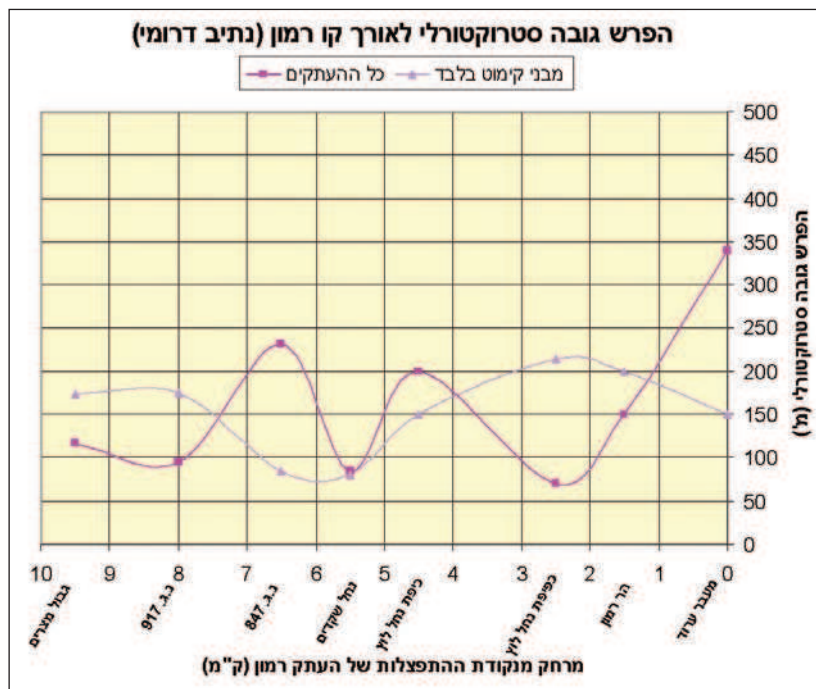
## סיכום

### התפרשותו של קו רמון

בהעדר העתק ראשי ממערב למכתש, נקבע מיקומו של קו רמון לאורך הכפיפה הדרומית של קמר רמון וההעתקים הקטנים המלווים אותה. הפרש הגובה הסטרוקטורלי בניצב לקו רמון נשלט בעיקר על ידי העתקים, אשר חלקם מהווים את קו רמון וחלקם התפתחו מצפון לו (לדוגמה העתק הר רמון). תרומתם של ההעתקים הצפוניים להפרש הגובה הסטרוקטורלי היא בדרך כלל קטנה, אך במקומות בהם אין העתקים בקו רמון, עולה כמות ההעתקה על ההעתקים מצפון לקו רמון (איור 13). יתר על כן, ניתן לראות מתאם הפוך גם בין כמות ההעתקה לבין עצמת הקימוט ברוב שטח האזור (איור 14). לפיכך מוצע כי השינויים בכמויות ההעתקה של כל ההעתקים באזור, אשר שייכים למערכת העיקרית בכיוון מזרח - מערב, ועוצמות הקימוט מפצים זה על זה, וקשורים זה לזה במערכת אחת.



איור 13: הפרש הגובה הסטרוקטורלי בניצב לקו רמון במערב הרמון - העתקים בלבד.



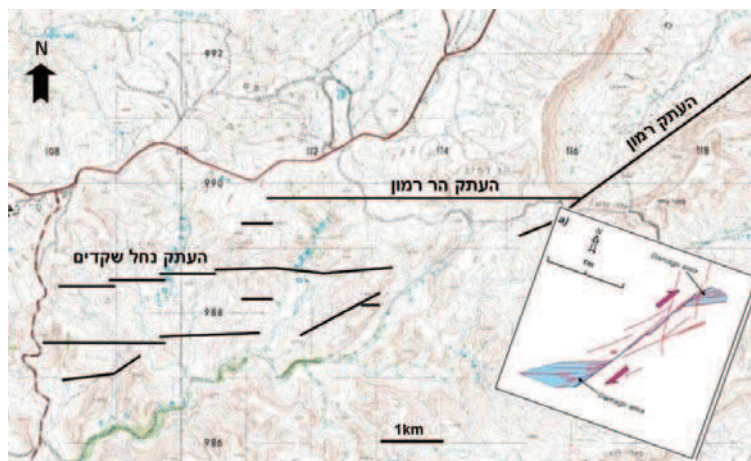
איור 14: הפרש הגובה הסטרוקטורלי בניצב לקו רמון במערב הרמון.

### כמות התנועה האופקית-ימנית על קו רמון

כמות התנועה הימנית על קו רמון הינה נושא השנוי במחלוקת, וההערכות השונות נעות בין 100 מ' ל-4 ק"מ. במערב הרמון נאספו עדויות שונות לקיומה של תנועה ימנית על קו רמון ונעשה ניסיון להעריך את כמותה. סך כל התנועה האופקית-ימנית המצטברת האפשרית על קו רמון הניתנת למדידה מההעתקים והתקצרות לאורך קמטים ומבנים באזור, ואשר יש סבירות רבה כי הם קשורים לתנועה לאורך העתק רמון, נעה בין 160 ל-540 מ'. מכיוון שהקשר בין המבנים לתנועה האופקית של העתק רמון אינו מוכח, הסכום המינימלי יכול להיות קטן מזה שחושב. מאידך, יתכן והסכום המקסימלי גדול יותר כי קיימים העתקים נוספים בעלי תנועה אופקית שכמות ההסטה לאורכם לא ניתנה למדידה במחקר זה. הסימנים על מישורי ההעתקים, כגון שריטות (סטריאציות), מייצגים רק את התנועה הצעירה ביותר על ההעתק ולכן יתכן כי היו תנועות ימניות נוספות שלא אותרו. בנוסף, פעילות רב-שלבית של העתקה וקימוט לאורך ההיסטוריה הגיאולוגית מגבילות את היכולת לקבוע מספר מדויק לכמות ההעתקה. לפיכך טווח זה מהווה מדד לסדר גודל בלבד.

### מערב הרמון - אזור נזק בקצה העתק בעל תנועה אופקית

התפצלות העתק רמון במערב ערוך ותבנית ההעתקים באזור הסיוור מתאימים למודל אזור נזק בקצה העתק בעל תנועה אופקית ימנית (fault tip damage zone, end effect) (איור 15). כיוון התקדמות של העתקים בעלי תנועה אופקית הוא לרוב מהמרכז אל הקצוות (Kim et al., 2004). כאשר התקדמות ההעתק נעצרת, נוצרים בקצהו מבנים, הסופגים את התנועה או מעבירים אותה אל העתק אחר. בקצה העתק בעל תנועה אופקית נוצרים שבירי "זנב-סוס" (horsetail fractures). שבירים אלה הם סדקי מתיחה המתפצלים מההעתק העיקרי בזווית קטנות מ-30° ברביע המתחתית של ההעתק, ועשויים להפוך להעתקים בעלי תנועה אופקית ימנית (Kim and Sanderson, 2006). לפיכך נראה כי אזור מעבר ערוך היווה בעבר נקודת עצירה בהתקדמות העתק רמון. תמונה דומה מוצגת בחלקו המזרחי של העתק רמון על ידי מדבדיב (2003).



**איור 15:** התאמת תבנית ההעתקים באזור העבודה לשבירי "זנב-סוס" באזור נזק של קצה העתק בעל תנועה אופקית-ימנית. התרשים מימין מתוך Kim and Sanderson (2005) סובב לשם השוואה עם העתק רמון.

### הדינמיקה של קו רמון

התייחסות לקו רמון כסדרה של העתקים נפרדים המתקדמים כל אחד מהמרכז אל השוליים, יכולה להסביר את התצפיות השונות לגבי כמות התנועה האופקית לאורכו. בכל סגמנט כמות ההעתקה היא מקסימלית במרכז ההעתק, ופוחתת ככל שמתקרבים לשוליו בכיוון האופקי וגם האנכי. ראייה של העתק רמון כקו דינמי, שחווה כמה שלבים של העתקה והתארכות, יכולה להסביר את ההבדלים בין כמויות ההעתקה שנמדדו: עד מאות מטרים בפני השטח ובקצוותיו המזרחיים והמערביים (זק, 1957; גרפונקל, 1964; בר, 2003; רונן, 2007), ומעל לקילומטר במרכז הקו בתת הקרקע (Baer et al., 1995; Segev et al, 1996). כמויות התנועה הגדולות (עד 4 ק"מ) המתקבלות מהסטת דייקים מיוקניים בסיני יכולות להיות מוסברות על ידי התפתחות נפרדת של סגמנט קו רמון בסיני והתחברות מאוחרת שלו אל הסגמנט בנגב.

## מקורות

- אבני, י., 1991. הגיאולוגיה, הפליאוגיאוגרפיה והתפתחות הנוף של מערב קמר רמון ו"הר הנגב הגבוה". המכון הגיאולוגי, ד"ח GSI/6/91, ירושלים.
- אבני, י., שגב, ע. גינת, ח., 2011. מישור הגידוע הרגינולי (RTS) מגיל אוליגוקן בדרום ישראל: תיעוד שלב עיקרי בעיצוב המבנה הטקטוני של שולי טרנספורם ים המלח וצפון ים סוף. חוברת הסיוורים, הכנס השנתי, מצפה רמון. בן תור, י. ק., פרומן, ע., 1951. המפה הגיאולוגית של הנגב, 1:100,000, גיליון עבדת.
- בר, ע., 2003. הגיאולוגיה, הפליאוגיאוגרפיה והיחסים הסטרוקטורליים במזרח הרמון והשלכותיהם על ההתפתחות הטקטונית של האזור לאחר האאוקן. עבודת גמר, אוניברסיטת בן-גוריון, באר-שבע.
- ברטוב, י., 1974. השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני - בעיות סטרוקטורליות ופליאוגיאוגרפיות. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- גרפונקל, צ., 1964. בעיות טקטוניות בקו רמון. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- זק, י., 1957. הטריאס במכתש רמון. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- מדבדייב, ב., 2003. דימות תת-הקרקע של העתק רמון. עבודת גמר, אוניברסיטת בן-גוריון, באר-שבע.
- רונן, 2007. בעיות סטרוקטורליות וטקטוניות במערב הרמון. עבודת גמר, אוניברסיטת בן-גוריון, באר-שבע.
- Avni, Y., 1993. The structural and landscape evolution of the western Ramon structure. *Isr. J. Earth Sci* 42: 177–188.
- Baer, G., Eyal, Y., Eyal, M., Weinberger, R., Beyth, M., Becker, A., Summer, N.S., Teutsch, N., 1995. Early Cretaceous radial dykes and sills in Makhtesh Ramon and Precambrian dyke swarms in the Timna and Eilat areas, southern Israel. In: Heiman A., and Baer G., (eds). *Dykes in Israel and their tectonic and magmatic setting (Third International Dyke Conference, Excursion Guidebook)*. *Isr. Geol. Surv., Rep. GSI/17/95: 79–146*.
- Garfunkel, Z., 1966. Problems of wrench faults. *Tectonophysics* 3: 457–473.
- Garfunkel, Z., 1993. The 'Arod Pass' area: Structural-stratigraphic relations and their implications for the history of the Ramon lineament. *Isr. J. Earth Sci.* 42: 165–175.
- Harding, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, and positive structural inversions. *AAPG Bull.* 69(10): 582–600.
- Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *J. Stru. Geol.* 26: 503–517.
- Kim, Y.S., Sanderson, D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth–Sci. Rev.* 68: 317–334.
- Kim, Y.S., Sanderson, D.J., 2006. Structural similarity and variety at the tips in a wide range of strike-slip faults: a review. *Terra Nova* 18: 330–344.
- Segev, A., Goldshmidt, V., Itamar, A., Rybakov, M., 1996. Effects of Mesozoic magmatism on composition, structure and metallic mineralization in the Ramon area (southern Israel): Magnetometric and gravimetric evidence. *Isr. J. Earth. Sci.* 45: 89–112.

## סיור לאורך אפיק נחל פארן הקדום בין אגן כרכום לקניון מישר-נקרות

עזרא זילברמן, יואב אבני, גידי בר

המכון הגיאולוגי, ירושלים

### מבוא

נחל פארן שהוא הגדול בנחלי הנגב, מנקז חלקים נרחבים מאזור הנגב המרכזי והדרומי אל הערבה המרכזית. החל מאזור אגן (גרבן) כרכום במערב ועד לגב הערבה במזרח זורם אפיק נחל פארן לאורך המערכת הסטרוקטורלית של העתק פארן ובהמשך הוא מתנקז לנחל ערבה שזורם לים המלח. מערכת הניקוז הנוכחית של נחל פארן אינה זהה לזאת שניקזה את הנגב בתקופת הפליוקן והיא למעשה שארית של אגן ניקוז גדול בהרבה של נחל פארן הקדום. השינויים שחלו במערכת הניקוז הפליוקנית והביאו להתפרקותה וליצירת מערכות הניקוז הנוכחיות, משקפים את הפעילות הטקטונית ושלבי התפתחות הנוף בנגב מאז המיוקן המאוחר. (Garfunkel and Horowitz, 1966; Zilberman et al., 1996; Avni et al., 2000, 2001; Ginat et al. 2000; Guralnik, 2009).

בסיור הנוכחי נעקוב אחרי התוואי הקדום של נחל פארן החל מחלקו הדרום מזרחי של אגן כרכום, דרך אפיקי נחל פארן ונחל ערוז, עמק המישר ועד לפתח המערבי של קניון מישר נקרות. נבדוק את הסדימנטים שהורבדו באפיק הקדום והיחסים בינו לבין מערכת המבנים של שברי הרחוב פארן ועריף בתור, ננסה להבין כיצד ומתי התפתח קניון מישר-נקרות ונדון בשינויים שחלו באזור והביאו להולדת נחל פארן הנוכחי.

מאחר שההיסטוריה של מערכת הניקוז של נחל פארן הקדום הנה חלק מתהליך עיצוב הנוף הנוכחי בנגב שהחל לאחר נסיגת הים בסוף תקופת האיאווקן, יוצגו בתחילה בקצרה השלבים העיקריים של התפתחות הנוף בניאוגן בדרום ישראל.

### השלבים העיקריים בהתפתחות הנוף בנגב

#### תקופת האוליגוקן - התפתחות נוף מתון במזרח הים התיכון (הפנהפליין האוליגוקני)

תהליך התפתחות הנוף בנגב החל לאחר נסיגת הים מהאזור בסוף האיאווקן והתייצבות קו החוף באוליגוקן המוקדם לאורך תוואי הנמשך מבקעת באר שבע אל אזור ים המלח (Buchbinder et al., 2005). לא נמצאו בנגב סדימנטים מתקופת האוליגוקן, אך ניתן לזהות בכל מרחבי הנגב מפלסים גיאומורפיים של שרידי פני שטח קדומים המייצגים נוף בעל תבליט נמוך שהתקיים באזור לאחר נסיגת הים בסוף האיאווקן (Garfunkel and Horowitz, 1966, Zilberman, 1992). (Quennell (1958), זיהה מפלסים אלה משני צידי בקע ים המלח וטען שהם מהווים שריד של יחידת נוף אחת אותה הוא כינה המפלס הערבי (Arabia Surface) ממזרח לבקע, ומפלס סיני (Sinai Surface) ממערב לו.

בנגב המרכזי, בונים המשארים של נוף זה את רמת הר הנגב הגבוהה הכוללת את הרמות עבדת, מטרד, הר עיירים, הר חרשה, הר חריף, הר שגיא, הר נס, הר כרכום הר עודד, והר ארדון. על חלק מרמות אלה, המוקפות בצוקים שגובהם מגיע עד 300 מ', נשמרו שרידים של תצורת חצבה מגיל מיוקן מוקדם עד תיכון. ברוב הרמות (פרט להר ארדון) מונחת תצורת חצבה על סלעי חבורת עבדת מגיל איאוקן תיכון ואף איאוקן עליון והדבר מצביע על שיעור הגידוע הקטן שעבר האזור מאז חשיפתו ועד להרבדת תצורת חצבה. קיומו של נוף מתון בנגב המרכזי לאחר נסיגת הים מצביעה על יציבות טקטונית מתמשכת של האזור לאורך תקופת האוליגוקן.

### המיוקן המוקדם - השתפלות והרבדת תצורת חצבה

שינוי במשטר הטקטוני של האזור החל במהלך הצטברות החתך של תצורת חצבה שהורבדה בסביבה פלוביאלית. רוב החתך של תצורת חצבה מכיל סדימנטים שמקורם ממזרח לבקע ים המלח, כולל אזורים בהם נחשף המאסיב הערבו-נובי, ככל הנראה לאורך השוליים המורמים של ים סוף שהחל להוצר כבר באוליגוקן. שרידי תצורת חצבה, המשתרעים ממזרח סיני ועד שולי הרי יהודה בצפון (Bartov, 1974; Calvo, 2002), מעידים כי מערכת הניקוז שהובילה סדימנטים אלה אל הנגב הייתה בעלת ממדים המזכירים את הדלתא של הנילוס. על עובי הכיסוי של סלעי תצורת חצבה בנגב המרכזי ניתן ללמוד מהחתכים שנשמרו באגנים טקטוניים קטנים (גרביים) שהתפתחו לאורך העתקי הרוחב - פארן וסעד-נפחא. באגן כרכום שהתפתח לאורך העתק פארן נשמר חתך שעוביו מגיע עד ל 1700 מ', ובאגן נחל טרף שהתפתח לאורך העתק סעד-נפחא עובי החתך עולה על 300 מ' (Calvo and Bartov, 2001). הצטברות חתכים בעובי מאות מטרים על פני משטח הנוף האוליגוקני המתון, מצביעה על השתפלות מתמשכת של האזור וכיסוי התבליט המקומי על ידי סדימנטים נחליים ואגמיים של תצורת חצבה. הביטוי לקבורת הנוף האוליגוקני בנגב הנו העלמות מרכיבי סחף ממקור מקומי מהחתך של תצורת חצבה ובעיקר מפרט רותם שעוביו באגן כרכום מגיע עד 800 מ'. פרט זה מורכב רק מאבני חול וחלוקי צור מעוגלים (חלוקי "צור יבוא") ואף מעט חלוקים שמקורם בסלעי המאסיב, שמקורם באזורים הנמצאים הרחק ממזרח ודרום מזרח לנגב.

### המיוקן התיכון - תחילת ההרמה וסחיפת תצורת חצבה

הזמן בו חל המעבר משלב ההשתפלות וצבירת החתך הפלוביאלי בנגב המרכזי לשלב ההרמה אינו ברור דיו. העדויות לתחילת תהליך ההרמה של שדרת ההר של ישראל מקורן בהרי יהודה ובקעת באר שבע. הרי יהודה הורמו עוד לפני הרבדת תצורת ציקלג מגיל מיוקן תיכון, בשיעור של כ- 400 מ' ציקלג על סלעי חבורת הר הצופים ועבדת שנחשפו על גבי משטח גידוד ימי בשולי הרי חבורן המורמים ללא עדויות לקיומה של תצורת חצבה באזור.

במזרח הנגב הצפוני זרם נחל שניקז את עבר הירדן אל בקעת באר שבע במערב (הוא כונה נחל חימר הקדום על ידי זילברמן ואבני, 2007). הנחל קדם ליצירת לגונת סדום במיוקן המאוחר (שליב, 1981) והוא יצר מפער בשולי קמר דימונה, המעיד על כך שבתקופה זאת כבר היה האזור מורם והכיסוי של תצורת חצבה נסחף מהאזור.



על שיעור ההרמה המצטבר של בקעת באר שבע עד לסוף המיוקן התיכון, ניתן ללמוד מהבדלי הגובה (המגיעים לכ- 200 מ') (בין תצורת ציקלג בגבעות גורל לבין תצורת פטיש שהורבדה בתוך בקעת באר שבע במהלך ההצפה של המיוקן המאוחר (Buchbinder and Zilberman, 1997).

תהליך ההרמה של שדרת ההר של ישראל, הנו חלק מתהליך הרמה של כל שולי הלוח האפריקאי באזורנו (בר, 2009). בצפון הנגב החל תהליך ההרמה לתקופה קצרה בתחילת המיוקן (זילברמן, 1989) והוא חודש ככל הנראה בסוף המיוקן המוקדם, לאחר היפוך מגמת ההשתפלות ששלטה בנגב במהלך רוב המיוקן המוקדם. בעקבות תהליך הרמה נסחף הכיסוי העבה של תצורת חצבה מחלקים גדולים של הר הנגב אל הים התיכון, עוד קודם להופעת טרנספורם ים המלח. שרידי החתך השלמים ביותר של תצורת חצבה נשמרו בגרבינים של מערכת העתקי הרוחב והדבר מעיד כי הפעילות הטקטונית שיצרה את מערכת המבנים הנוכחית לאורכם, קדמה לסחיפתה מהנגב המרכזי ולכן גם להרמה של שדרת ההר בנגב. עיקר הפעילות לאורך העתקי הרוחב קדמה ככל הנראה לביקוע לוח ערב על ידי טרנספורם ים המלח, שהחל לפני 15-14 מיליון שנה (Bosworth et al., 2005) והסיט את חלקם המזרחי בשיעור של כ- 100 ק"מ צפונה (ברטוב, 1974). מכאן ניתן להסיק שעיקר פעילותם התרחשה במיוקן המוקדם עד תחילת המיוקן התיכון ודעכה עם הופעת הטרנספורם, תחת שדה המאמצים של ים המלח (Dead Sea Stress), הניצב לכוונם (Eyal and Reches, 1983).

### המיוקן המאוחר - תחילת עיצוב תוואי הנוף העיקריים בנגב

הטרנסגרסיה של המיוקן המאוחר גידדה את משטח השפלה הנמוכה ויצרה מדרגת נוף הנמשכת כיום לכל אורך השוליים המערביים של הרי יהודה והר הנגב. הים חדר בבקעת באר שבע עד לקרבת ערוער והרביד את תצורת פטיש בתוכה. תהליך ההרמה של שדרת ההר שהחל עוד לפני הרבדת תצורת ציקלג, יצר מבנה קשתי בעל משרעת רחבה של מספר עשרות קילומטרים שזוהה כבר על ידי פיקרד (1943, 1951). השוליים של מבנה זה החלו לעבור תהליכי סחיפה מהירים: במערב התפתחו מספר רב של מערכות ניקוז שחלק מאפיקיהן עקבו ככל הנראה אחרי נחלים שניקזו את האזור במיוקן אל הים התיכון. במזרח, התפתחה מערכת הניקוז של נחל פארן הקדום שניקז את השוליים המזרחיים של האזור המורם אל הערבה הצפונית דרך הקניון של מישר-נקרות (Garfunkel and Horowitz, 1966; Zilberman et al. 1996).

בנגב המרכזי קיים פער במידע לגבי תקופה זאת, אך מאחר שהר הנגב הנו חלק מהשוליים של הלוח האפריקאי, שעברו תהליך הרמה במהלך סוף המיוקן המוקדם-ותחילת המיוקן התיכון (בר, 2009), ניתן לשער שגם הוא הורם בתקופה זאת ורוב הכיסוי של תצורת חצבה נסחף מעליו.

תוואי הנוף הבולטים ביותר שנוצרו בשלב המעבר מנוף שנשלט על ידי תהליכי השתפלות וסדימנטציה פלוביאלית של תצורת חצבה, לנוף שנוקז על ידי נחל פארן הקדום, היא מערכת הצוקים המקיפה את רמת הר הנגב הגבוהה. מערכת צוקים זאת מפרידה בין משארי הנוף עליו הורבדה תצורת חצבה, הנמצא כיום בגבהים של 700-1000 מ', לבין המישורים אלוביאליים הנרחבים של הנגב הדרומי (מישורי פארן וכונתילה) בדרום, ושפלת הנגב (השפלה הנמוכה) בצפון מערב. הגובה של צוקים אלה מבטא את סך ההרמה של שדרת ההר בתקופה זאת שלוותה בהתחזרות מהירה של מערכות הניקוז תוך עיצוב ראשוני של תוואי פרשת המים הארצית.

אין בידינו מידע על שלבי העיצוב המוקדמים של מערכת הניקוז של נחל פארן הקדום, מאחר ובתקופה זאת שלטו באזור הנגב המרכזי והדרומי תהליכי סחיפה. אנו יכולים לשחזר את אגן הניקוז ותוואי הזרימה של אפיקו המרכזי ויובליו רק החל מהשלב בו החלו להצטבר בו הסדימנטים הפלוביאליים הכלולים בתצורת ערבה.

### מיוקן מאוחר - תחילת הפליוקן - יצירת בקע ים המלח

שינוי במגמת התנועה של לוח ישראל-סיני ביחס ללוח ערב גרם לשינוי באופי התנועה לאורך טרנספורם ים המלח מתזוזה אופקית טהורה (Pure strike slip) לתנועה שהכילה מרכיב של התרחקות בין הלוחות שהביא ליצירת שקע סטרוקטורלי ומורפולוגי לאורכו (Garfunkel, 1981). הבקע שהפך לבסיס ניקוז פנים-יבשתי עמוק, השפיע על התפתחות מערכות הניקוז בשוליו והניע תהליכים מורפולוגיים שעיצבו את הנוף הנוכחי של אזורנו. עם זאת, התפתחות הבקע לא היתה אחידה וחלקים ממנו, כגון: הערבה המרכזית, המשיכו להתנקז מערבה, אל הנגב המרכזי במהלך תקופת הפליוקן (גינת, 1997; Ginat et al., 2000).

הסיוור הנוכחי יעסוק בשלבי התפתחות הנוף בנגב הדרומי והמרכזי במהלך סוף תקופת המיוקן ותקופת הפליוקן, באמצעות מעקב אחרי מערכת הניקוז של נחל פארן הקדום שניקזה באותה תקופה את דרום ישראל.

## מערכת הניקוז של נחל פארן הקדום |

מערכת הניקוז של נחל פארן הקדום הייתה נרחבת בהרבה מזאת של יורשו הנוכחי, שאיבד חלק מאגן הניקוז של קודמו לטובת מערכות נחלים צעירות כמו, חיון, אל-עריש, רחם, שיטה ועוד.

שיחזור גבולות אגן הניקוז של נחל פארן בעזרת מאספי חלוקים ומעקב אחרי משארים של אפיקים נטושים (Garfunkel and Horowitz, 1966; Zilberman et al., 1985, 1996; Avni et al., 2000, 2001; Ginat et al., 2000; Guralnik, et al., 2010), העלו שאגן הניקוז הקדום כלל חלקים נרחבים במזרח סיני, כל הנגב הדרומי וחלקים מהמרכזי וכן את אזור הערבה המרכזית (גב הערבה) והמדרונות המערביים של הרי אדום. באזור כונתילה במזרח סיני ובאגן כרכום, התקיימו לסרוגין אגמי מים מתוקים (Shaw, 1947; ברטוב, 1974; אבני, 1998) שנוקזו על ידי נחל פארן צפונה. מערכת היובלים של נחל פארן התכנסה לאזור אגן כרכום ומשם זרם האפיק הראשי דרך קניון מישר-נקרות אל הערבה הצפונית.

שחזור המערכת מצביע על כך שכוון הזרימה הכללי של האפיק הראשי היה לצפון לאורך השוליים המזרחיים של הר הנגב הגבוה, ואין עדויות להשפעה של שקע טופוגרפי באזור הערבה הדרומית או המרכזית על תוואי הזרימה. גם בסיס הניקוז של הנחל במוצא קניון מישר-נקרות אל הערבה הצפונית, היה ממערב להעתקי השוליים של אגן ים המלח ואין עדויות להתחזרות הנחל אל בסיס ניקוז עמוק באזור ים המלח. לפיכך, נראה שהתפתחות מערכת הניקוז של נחל פארן הקדום הושפעה בעיקר מתהליכים טקטוניים שגרמו להרמה של אזור הנגב המרכזי והדרומי, ופחות מהתפתחות הבקע במזרח.

במהלך תקופת המיוקן העליון ותחילת הפליוקן הורמה שדרת ההר של הנגב תוך יצירת מבנה קימוט רחב. עקב הרמה זאת הוטח חלקה המזרחי של רמת הר הנגב המרכזי למזרח בשיעור של כ-1% (אבני, 1998). קמר

רמון ומשטח הגידוע שבראשו הוטו לצפון מזרח ונוצר שיפוע שהניע תהליכי הסחיפה שהחלו לרוקן את ליבת קמר רמון הגדוע. בסיס הניקוז של נחל רמון היה קניון מישר-נקרות שהלך והתחתר בשולי הר הנגב המורם והכתיב את קצב העמקת מכתש רמון בתוך קמר רמון.

האפיק הראשי של נחל פארן הקדום חצה את אגן כרכום מדרום לצפון ויצר עמק בעומק של כ-100 מ' בתוך החתך הנטוי לצפון- צפון מערב של תצורת חצבה שנשמר בתוך הגרבו. מצפון לאגן כרכום, באזור המישר התחתר האפיק בתוך חתך של חבורת הר הצופים ובסיס חבורת עבדת. בסיס האפיק קבור כיום בעומק של כ-60 מ' מתחת לפני המישר (כ-300 מ' מעל פני הים) והוא הולך ומתרומם צפונה עד שבסיסו נחשף בנחל חדב בגובה של כ-350 מ'. משם הוא ממשיך להתרומם לכוון העתק עריף בתור עד לגובה של 370-380 מ' בסמוך לפתחה של קניון מישר-נקרות (בר, 1981). בהתחשב בשיפוע הזרימה המשוער צפונה של אפיק הנחל המורם, מתקבל שיעור הרמה מצטבר העולה על 100 מ' בקרבת העתק עריף-בתור.

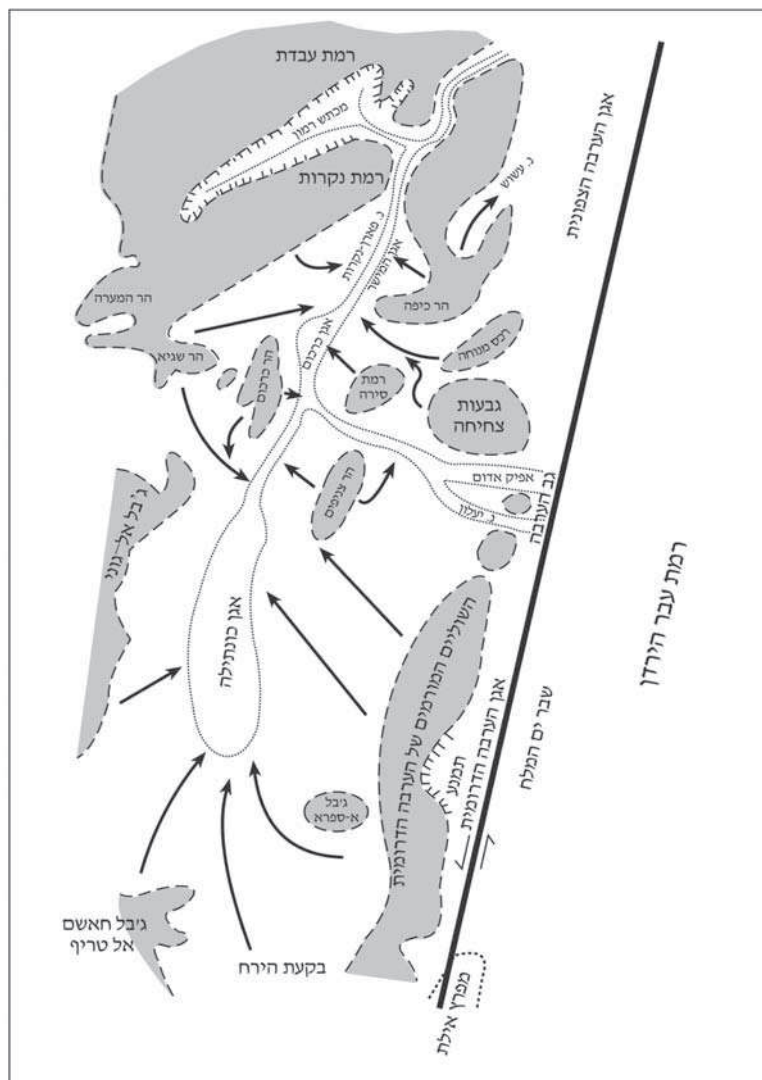
### **הסדימנטים שהורבדו במערכת הניקוז של נחל פארן הקדום - תצורת ערבה (Bentor and Vroman, 1957)**

מכלול הסדימנטים הנחליים-אגמיים שהורבדו באגן הניקוז של נחל פארן הקדום בנגב הדרומי והשוליים המזרחיים של בקע ים המלח בערבה הצפונית, כלולים בתצורת ערבה.

תצורת ערבה הוגדרה לראשונה באזור אגן כרכום על ידי (Garfunkel and Horowitz, 1966). והיא חולקה מאוחר יותר התצורה לשני פרטים - שגיא וכונתילה, על ידי אבני, (1998) ו-Avni et al., (2001). כל אחד מפרטים אלה מייצג סביבת הרבדה שונה: פרט שגיא מורכב בעיקר מאלוביום גס של חלוקים ובולדרים המייצג אפיקי זרימה בעלי אנרגיות זרימה גבוהות. פרט כונתילה, מונח על פרט שגיא באי התאמה ארוזיבית המבטאת התחלת של מערכות הניקוז, מייצג שלב של הצטברות חתך נחלי-אגמי בסביבה של נחלים בעלי אנרגיות זרימה נמוכות. הוא מכיל בכמה מקומות מאובנים של מים מתוקים כגון: גסטרופודים, דגים ממשפחת האמנונים, אוסטרקודים ואצות ממשפחת החרופיטה (Charophyta) הגדלות במים מתוקים (ברטוב, 1974; אבני, 1998). האגמים שהתפתחו בזמן הרבדת פרט כונתילה בנגב הדרומי (אגם כונתילה ואגם כרכום) ובערבה (מערכת אגמי מזר), מעידים על אקלים בו אפשרה כמות הגשמים את קיומם של גופי מים מתוקים יציבים בדרום הנגב.

עובי החתך של תצורת ערבה באגן כרכום כ-100 מ', כעומק העמק של נחל פארן הקדום, והוא ממלא גם את הנחלים המתנקזים אליו ויוצר משטח אלוביאלי על פני אזורים נרחבים בנגב הדרומי. (Zilberman et al., 1996) הציעו שהצטברות החתך של תצורת ערבה בנגב הדרומי, מדרום לקניון מישר נקרות, נגרמה על ידי פעילות טקטונית לאורך העתק עריף-בתור שהרימה את בלוק נקרות, הקטינה את שיפוע האפיק של נחל פארן והגבילה את תנועת הסחף במורדו.

הגיל של תצורת ערבה נקבע משיקולים גיאולוגיים לפליוקן, אך עד לאחרונה לא נקבע לה גיל מוחלט. חלוקים מריצוף מדברי שהתפתח על מפלסים נטושים של תצורת ערבה באזור מישורי פארן תוארכו לאחרונה בעזרת איזוטופים קוסמוגניים ( $^{10}\text{Be}$ ) על ידי Matmon et al., (2009). במחקר זה התקבל גיל של 2.05-2.35 מיליון שנה להרבדת החלוקים וגיל של 1.5-1.9 מיליון שנה לנטישת המפלס. גילים אלה מציבים את הרבדת החלק העליון של תצורת ערבה בפלייסטוקן המוקדם (בהתאמה לשדרוג תחילת תקופת הפלייסטוקן ל 2.6 מיליון שנה לפני זמננו).

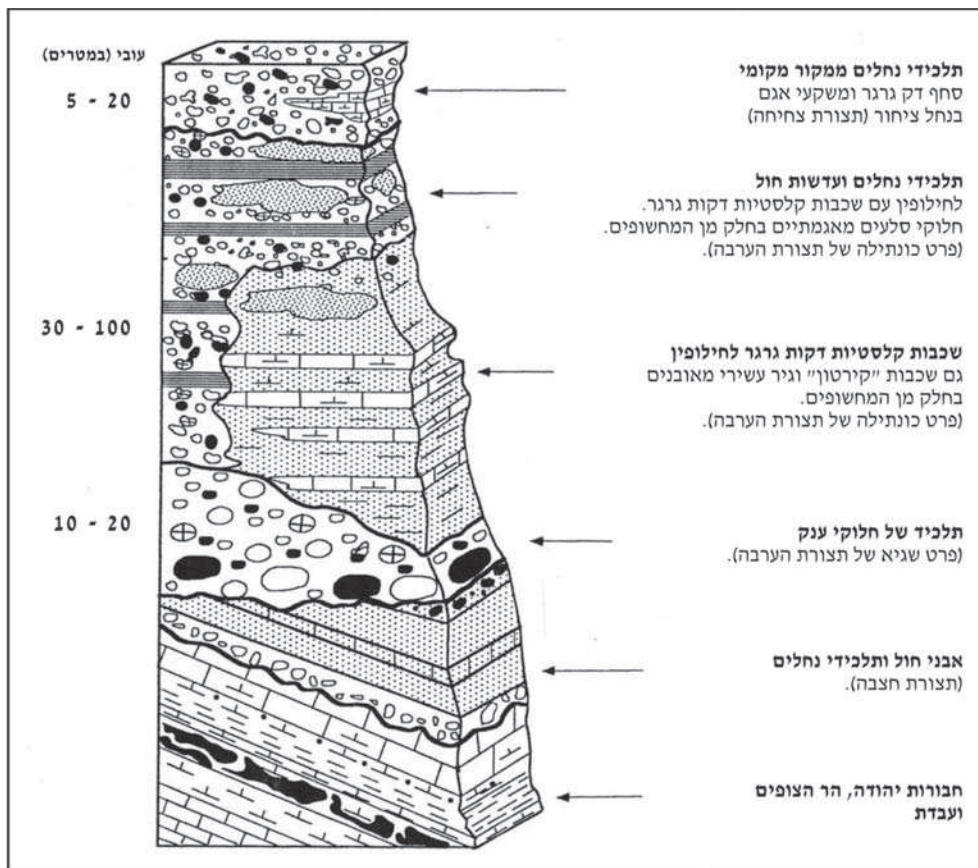


**איור 1:** מערכת הניקוז של נחל פארן הקדום בסוף הפליוקן (אחרי אבני 1998)

### תצורת צחיחה (Ginat et al., 1996)

תצורת צחיחה שגילה פלייסטוקן מוקדם (גינת, 1997) מונחת באגן כרכום באי התאמה ארוזיבית ולפעמים זוויתית, על פרט כונתילה של תצורת ערבה (אבני, 1998). באגן כרכום היא בנויה מאלוביום גס ממוצא מקומי בעובי המגיע עד 30 מ' (איור 2), ומכילה בכמה מקומות פאלאוסולים קלציים אדומים המאפיינים את תצורת צחיחה בחתך הטיפוסי בנחל ציחור (Ginat et al., 2002).

כוון הניקוז של האפיקים שהרבידו את תצורת צחיחה באגן כרכום הוא לדרום מזרח, אל האפיק הנוכחי של נחל פארן הזורם מזרחה לאורך המקטע הדרומי של העתק פארן.



**איור 2:** חתך מוכלל של תצורת ערבה וצחיחה באגן כרכום (אחרי אבני, 1998).

השינוי בכיוון הזרימה של מערכות הניקוז מבטא הטיה של האזור כולו למזרח לאחר הרבדת תצורת ערבה, בשילוב עם פעילות טקטונית לאורך העתקי ברק וצחיחה שיצרו מפל טופוגרפי חריף למזרח (אבני, 1998).

הטיה האזור למזרח, הסיטה את נחל פארן שזרם צפונה למישור וקניון מישר-נקרות, אל השוליים הדרומיים של גרנן כרכום, שם הוא נחסם על ידי התבליט לאורך העתק פארן והחל לזרום מזרחה אל הערבה המרכזית.

התקצרות מסלול נחל פארן אל בסיס הניקוז בערבה, גרמה ליצירת הפרשי גבהים בין אפיק הנחל שזרם על גג המילוי של תצורת צחיחה באגן כרכום, לבין בסיס הניקוז החדש בערבה המרכזית. כתוצאה מכך החלה התחלת מואצת של נחל פארן בקיר המזרחי של גרבו כרכום שיצרה את הקניון המכונה "צוואר הבקבוק". הנחל פרץ את הקיר לאורך תוואי של נחל קדום שניקז בעבר, טרם ההטיה, את הר כיפה ורכס מנוחה במזרח, אל נחל פארן הקדום באגן כרכום (אבני 1998; Avni et al., 2000).

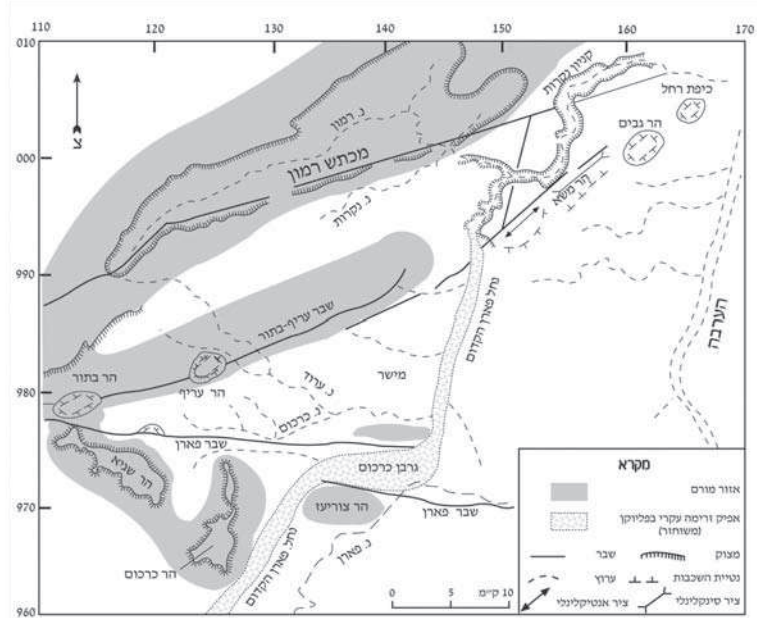
גם היובלים של נחל פארן הקדום: נחל כרכום ונחל ערוך, שזרמו בעבר ישירות למישר, הוסטו לדרום מזרח והתחלתו בתוך תצורת חצבה וערבה הממלאות את אגן כרכום תוך שהם יוצרים מפעים בקיר הצפוני של הגרבו.

## 6. התפתחות קניון מישר-נקרות |

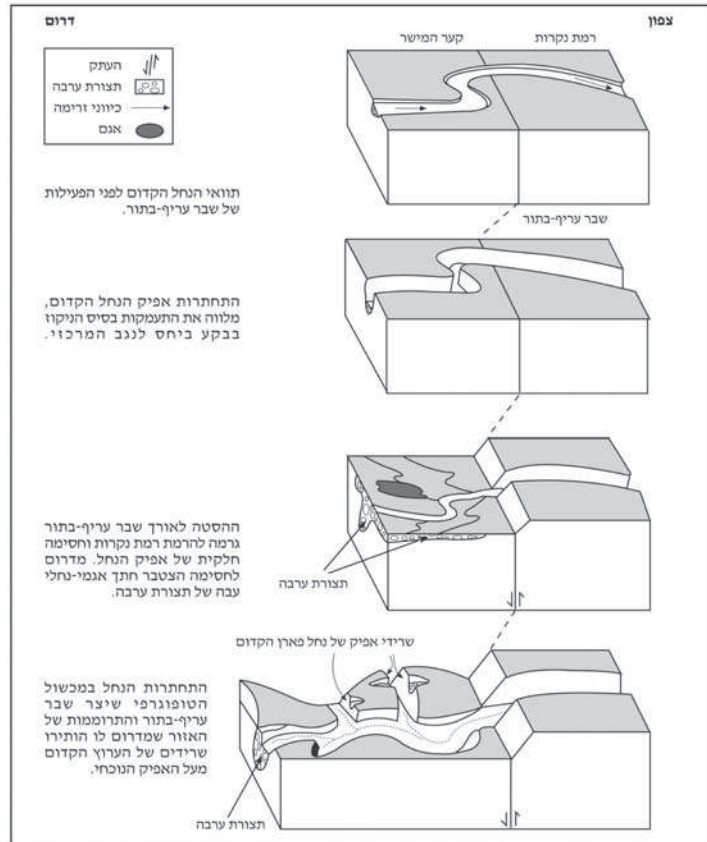
קניון מישר נקרות הנו הגדול בקניוני ישראל: אורכו כ- 30 ק"מ ועומקו כ- 200 מ'. הקניון חוצה את שולי הר הנגב המרכזי החל מהעתק עריף-בתור בשולי קמר הר חדב, משם נמשך הקניון צפונה עד העתק רמון ולאחר חצייתו הוא פונה לצפון מזרח ונמשך לאורכו עד לנחל מרזבה, שהתפתח לאורך הקצה המזרחי של מערכת המבנים של העתק סעד-נפחא (איור 3). האזור בו התחתר הקניון מכונה "בלוק בדד-נקרות".

התוואי המפותל של הקניון הנו ככל הנראה ירושה ממסלול הנחל שזרם על גבי מפלס גידוע מיוקני שטוח שהשתרע בראש הבלוק של בדד-נקרות. עדות לקיומו של מפלס זה הנו שריד של תצורת חצבה שנשמר על גביו באזור הר בדד (Zilberman, 1992). השלב הראשון של התחלת הקניון ארע בחלקו במהלך הרבדת פרט שגיא של תצורת ערבה ובחלקו לפני הרבדת פרט כונתילה. בשלב הראשון נוצר אפיק שעומקו כ- 100 מ' שנמשך החל מאגן כרכום בדרום ועד לנחל מרזבה בצפון והדבר מעיד כי כל שולי הר הנגב הורמו כמקשה אחת. לאחר מכן התחדשה ההרמה של בלוק בדד-נקרות בין העתק עריף בתור להעתק סעד-נפחא. כתוצאה מכך, הוטה לדרום אזור המישר, התחום בין העתק פארן בדרום להעתק עריף בתור בצפון. ההטיה גרמה להקטנת שיפוע אפיק נחל פארן הקדום ולהצטברות חתך עבה של פרט כונתילה מדרום לאזור המתרומם (איור 4). עם זאת, הנחל לא נחסם לחלוטין, מאחר שעוצמות הזרימות בו אפשרו לו להמשיך ולהתחתר בבלוק המתרומם ואף להעביר חלק מהסחף אל הערבה הצפונית. על שיעור ההרמה של בלוק בדד-נקרות בשלב הרבדת פרט כונתילה ניתן ללמוד גם ממחשופי תצורת ערבה במוצא הקניון, שם משארים של פרט שגיא גבוהים בכ- 80 מ' מאלה של פרט כונתילה (אבני, 1998).

הסטת אפיק נחל פארן דרומה אל העתק פארן בתחילת הפלייסטוקן, גרמה לניתוק הקניון מאגן הניקוז העיקרי שלו ולדעיכת קצב התחלתו.



**איור 3:** שחזור מסלול הזרימה של האפיק הראשי של נחל פארן הקדום (אחרי Zilberman et al., 1996)



**איור 4:** שלבים עיקריים בהתפתחות קניון מישר-נקרות והרבת תצורת ערבה באגן כרכום בהשפעת פעילות טקטונית לאורך העתק ערף-בתור (אחרי Zilberman et al., 1996)

## מסלול הסיור

### תחנה 1 | תצפית על אזור הסיור

מהתצפית בראש הקמר של הר חדב נביט אל אזור המישר ונסקור את המבנים הגיאולוגיים והמורפולוגיים העיקריים באזור.

### תחנה 2 | תצפית קרובה על אגן כרכום (נ.צ. 19590/47405).

נחצה את המישר ונרד אל תצפית בשולי אגן כרכום ממנה נצפה על נחל פארן ומחשופי תצורת חצבה ותצורת ערבה החשופים לאורכו.



איור 5: מסלול הסיור וסימון התחנות. (פרוט ראה בהמשך)



### תחנה 3 | נחל שזר (נ.צ. 18540 / 47210)

נחל שזר מנקז את השוליים הדרום מערביים של אגן כרכום וזורם לאורך המקטע הדרומי של העתק פארן, המופיע לראשונה בשולי הר צוריעז במערב ונמשך עד לערבה במזרח (איורים 6,3).

בשולי הר צוריעז מתחתר אפיק הנחל בחתך עבה של תצורת ערבה, כאשר הוא חושף בכמה מקומות את מישור ההעתק פארן. סדרת מפלים מפרידים בין האפיק החתור לתוך החתך של אגן כרכום לחלקו העליון של האפיק הזורם בתוואי מפותל על משטח גג תצורת ערבה באגן כרכום, המשתרע למערב ודרום.



**איור 6:** נחל שזר ופתיחת הכניסה הדרומית של נחל פארן הקדום לאגן כרכום. מבט לדרום מערב. האפיק הנוכחי נכנס לאגן דרך "שער פארן" היוצר מפער בקיר הדרומי של הגרבן הבנוי

ניסע בתוך אפיק נחל שזר עד המפל היבש (מסומן בחץ) ונטפס בשוליו אל המשטח של גג תצורת ערבה משם נצפה אל המפתח הרחב (כקילומטר) דרכו נכנס נחל פארן הקדום לאגן כרכום

### תחנה 4 | מפער נחל ערוד בשוליים הצפוניים של גרנן כרכום (נ.צ. 19110/47640 - איור 7)

מסלול הזרימה הנוכחי של נחל ערוד מאוחר להרבדת תצורת ערבה והוא משקף את הטיית המשטח הסדימנטרי של גג תצורת ערבה וצחיחה למזרח. בזמן הרבדת תצורת ערבה התנקז נחל ערוד ישירות אל אזור המישור ולא חצה את אגן כרכום. הערוץ הנוכחי חוצה את שולי האגן במפער צר שהתחתר בתוך סלעי חבורת עבדת).



**איור 7:** מבט לדרום מערב אל המפער הצעיר של נחל ערוד (הזורם דרומה), ומצפון לו על המפער העתיק של נחל פארן הקדום (שזרם צפונה למישור). החתך של חבורת עבדת נטוי דרומה אל המקטע הצפוני של העתק פארן, המכוסה ברובו על ידי החלק העליון של תצורת ערבה. (תחנות 4-6).

### תחנה 5 | מוצא אפיק הפארן הקדום מאגן כרכום (נ.צ. 19150/47780 - איור 7).

המוצא הקדום של נחל פארן מאגן כרכום חשוף משני עברי נחל ערוד, מצפון למפער הצעיר בקיר הגרנן. האפיק הקדום התחתר כאן בחתך נטוי לדרום של חבורת עבדת ויצר עמק שרוחבו כ- 500 מ' שהתמלא לאחר יצירתו בחתך משוכב של תצורת ערבה.

החתך של תצורת ערבה נחשף בגדה הצפונית של נחל ערוד לאורך דרך עפר החוצה את הנחל. במחשוף זה ניתן לראות אימבריקציה (ריעוף) של החלוקים המצביעה על זרימה לצפון. במאסף החלוקים נוכחים חלוקים של קוורץ פרופיר שמקורם בהרי נשף שבבקעת הירח המצביעים על מסלול הנחל המקורי הזורם מדרום הנגב לערבה הצפונית.

### **תחנה 6 | תצפית על מישור הגידוע בשולי אגן כרכום (נ.צ. 19025/47795 נ.ג. 446)**

לאורך השוליים הצפוניים של אגן כרכום התפתח מישור ארוזיבי הגודע את החתך הנטוי דרומה של סלעי חברת עבדת. רוחב רצועת הגידוע יכול להגיע עד קילומטר אחד והוא מכוסה בשרידים של החלק העליון של תצורת ערבה. ממערב לנחל ערוד נמצאו על מישור זה קונגלומרטים עשירים בחלוקי קוורציט שמקורם אינו ידוע. מישור גידוע דומה נמצא על סלעי חברת עבדת גם בדרום האגן, בשולי הר צוריעז ומשני עברי "שער פארן, שם הוא מכוסה בחתך דק של תצורת ערבה.

הגובה של מישור הגידוע דומה לזה של גג החתך האלוביאלי של אגן כרכום, דהיינו כ-400 מ'. נצפה על מישור הגידוע מנג. 446.

### **תחנה 7 | שרידי תצורת ערבה במישור (נ.צ. 19400/48465)**

תחנה מס 7 ממוקמת על אחת הגבעות בשולי המישור (נ.ג. 396), הבנויה ממאסף חלוקים האופייני לתצורת ערבה, כולל חלוקים שמוצאם בסלעי המאסיב הערבו-נובי. מנקודה זאת ניתן לצפות על המישור והאזורים הסמוכים לו.

המישור הנו מקטע נטוש של נחל פארן הקדום הנמשך לאורך כ-10 ק"מ' מנחל ערוד בדרום עד לרכס גבעות הבנוי מסלעי תצורת משש בצפון. במערב מתרוממות מעליו גבעות ציה הבנויות מסלעי תצורת משש ובמזרח סדרה של רמות ("הרי שולחן") של חברת עבדת. המישור התפתח על גבי חתך של תצורת ערבה הממלאת אפיק קבור של נחל פארן הקדום שהתחתר כאן בתצורות ערב וטקיה.

מערכת מניפות סחף רדודות התפתחו לאורך השוליים של גבעות ציה ולכן, השטפונות המגיעים מהנחלים במערב מתפזרים על פני המישור במערכת מסועפת של אפיקים רדודים ואנרגית הזרימה שלהם נחלשת. שיפוע האפיק של נחל מישור הנו קטן (0.25%) ומאחר שהוא רחב מאד ובעל אגן ניקוז קטן יחסית, לא מתפתחות בו זרימות שטפוניות חזקות והוא מכוסה בסדימנט דק גרגר בעל אופי של לס.

בסיס האפיק הקדום קבור במרכז המישור בעומק של כ-60 מ' (Zilberman et al., 1996), וחתך נוסף של תצורת ערבה חשוף לאורך השוליים המערביים של המישור, שם הוא בונה גבעות נמוכות שפסגותיהם נמצאות כ-30 מ' מעל האפיק הפעיל. צפונית למישור, מכסים קונגלומרטים ממוצא מקומי את ראשי הגבעות לאורך נחל חדב, בגבהים של 420-430 מ', כ-50 מ' מעל האפיק של נחל מישור. אם נחבר את עובי החתך של תצורת ערבה הקבור מתחת למישור לזה החשוף בשוליו, נקבל כי עובי תצורת ערבה באזור המישור דומה לזה שנמצא באגן

כרכום. מכאן ניתן ללמוד על הרמת החלק הצפוני של בלוק המישר ביחס לדרומו לאחר הרבדת תצורת ערבה. התחתרות הנחלים בבלוק המתרומם יצרה מצב בו חלקו התחתון של החתך עדיין קבור בדרומו של הבלוק מתחת לפני השטח אך חלקו העליון הולך ונחשף כלפי צפון אל מעל למפלס האפיקים הפעילים.

**תחנה 8 | הליכה לאורך תוואי האפיק המורם של נחל פארן הקדום (מ.נ.צ. 19600/48940 עד נ.צ. 19750/49100 - איור 8)**

הגובה של בסיס האפיק של נחל פארן הקדום, הקבור במישר הנו כ- 300 מ' מעל פני הים והוא הולך ומתרומם צפונה עד שהוא נחשף לראשונה בגדה של נחל חדב ברום של 350 מ' (בר, 1981). במקום זה כווננו ניצב לזה של נחל חדב והוא מלא בחלוקים ובולדרים הכוללים מרכיבים מהמאסיב הערבו נובי.

מנחל חדב נמשך האפיק המורם למרחק של כ- 3 ק"מ עד להעתק עריף-בתור בקרבת הפיתחה של קניון מישר נקרות. האפיק ממשיך ומתרומם צפונה אל קו ההעתק עד לרום של של 370-380 מ' והוא מכיל באזור זה בולדרים שקוטרם עולה על מטר (איור 9).



**איור 8:** התוואי המורם של אפיק נחל פארן הקדום בין נחל חדב לקניון מישר-נקרות (מסומן בצהוב)



**איור 9:** אפיק נטוש ומורם של נחל פארן הקדום (9א). בתוך שרידי האפיק ניתן למצוא בולדרים מעוגלים של תצורת משאש וחבורת יהודה בקוטר העולה על מטר (9ב).

## מקורות

- אבני, י., 1998. פאלאוגיאוגרפיה וטקטוניקה בנגב המרכזי ובשולי בקע ים המלח בסוף הנאוגן וברביעון. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/24/98, עמ' 231
- בר, ג., 1981. הגיאולוגיה של קו עריף-בתור, אזור מעלה המישר. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/5/81. עמ' 56.
- בר, ע., 2009. עיצוב שולי היבשת של מרכז ישראל מהאיאוקן העליון ואילך-טקטוניקה, מורפולוגיה וסטרטיגרפיה. עבודת דוקטורט, אוניברסיטת בן גוריון בנגב, עמ' 207.
- ברטוב, י., 1974. השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני, בעיות סטרוקטורליות ופאלאוגיאוגרפיות. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 143 עמ'.
- גינת, ח., 1997. הפאליאוגיאוגרפיה ושלבי התפתחות הנוף באגני הנחלים חיון וציחור. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/19/97, עמ' 206.
- קלבו, ר., 2002. סטרטיגרפיה ופטרולוגיה של תצורת חצבה בערבה ובנגב: השלכות לגבי התפתחות אגני ההשקעה והמורפוטקטוניקה של בקע ים המלח. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/22/02, עמ' 262.
- Avni, Y., Bartov, Y., Garfunkel, Z., Ginat, H., 2000. Evolution of the Paran drainage basin and its relation to the Plio-Pleistocene history of the Arava Rift western margin, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 49 (4): 215-238.
- Avni, Y., Bartov, Y., Garfunkel, Z., Ginat, H., 2001. The Arava Formation-A Pliocene sequence in the Arava Valley and its western margin, southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 50 (2-4): 101-120.
- Bentor, Y.K. and Vorman, A. (1957). The geological map of the Negev, 1:100,000, Sheet 19, Arava valley, with explanatory notes. Geological Survey of Israel, 66 pp.
- Bosworth, W., Huchon, P. and McClay, K., 2005. The Red Sea and Gulf of Aden Basins. *J. of African Earth Sci.*, 43: 334-378.
- Buchbinder, B., and Zilberman, E., 1997. Sequence stratigraphy of Miocene-Pliocene carbonate-siliciclastic shelf deposits in the eastern Mediterranean margin (Israel): effects of eustasy and tectonics. *Sedimentary Geology* 112: 7-32.
- Buchbinder, B., Calvo, R., Siman-Tov, R., 2005. The Oligocene in Israel: A marine realm with intermittent denudation accompanied by mass-flow deposition. *Isr. J. Earth Sci.*, 54: 63-85.
- Calvo, R., and Bartov, Y., 2001. Hazeva Group, southern Israel: New observations and their implications for its stratigraphy, paleogeography and tectono-sedimentary regime. *Isr. J. Earth Sci.* 50 (2-4): 71-100.

- Eyal, Y., and Reches, Z., 1983. Tectonic analysis of the Dead Sea Rift region under the Late-Cretaceous based on mesostructures. *Tectonics*. 2(2): 167-185.
- Garfunkel, Z. and Horowitz, A., 1966. The upper Tertiary and Quaternary morphology of the Negev. *Isr. J. Earth Sci.* 15: 101-117.
- Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80:81-108
- Ginat, H., Zilberman, E., Rosenfeld, A., 1996. New finding of Early Pleistocene lake deposits in Nahal Zihor, southern Negev. *Isr. Geol. Surv. Curr. Res.* 10:55-61.
- Ginat, H., Zilberman, E., Avni, Y., 2000 Tectonic and paleogeographic significance of the Edom River, a Pliocene stream that crossed the Dead Sea Rift valley. *Isr. J. Earth Sci.*, 49 (3): 159-178.
- Ginat, H., Zilberman, E., Amit, R., 2002. Red units as indicators of Early Pleistocene tectonic activity in the southern Negev Desert, Israel. *Geomorphology* 45: 127-146.
- Guralnik, B., 2009. Landscape and tectonic evolution of the central Negev in response to Dead Sea rifting. M.Sc. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem. *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/11/2009*, 95 pp.
- Guralnik, B., Matmon, A., Avni, Y., Fink, D., 2010. <sup>10</sup>Be exposure ages of ancient desert pavements reveal Quaternary evolution of the Dead Sea drainage basin and rift margin tilting. *Earth and Planetary Science Letters*, 290: 132-141.
- Matmon, A., Shimai, O., Amit, R., Haviv, I., Enzel, Y., Porat, N., McDonald, E.V., Finkel, R.C., 2009. Desert pavement-coated surfaces in extreme deserts present the longest-lived landforms on earth. *Geol. Soc. Am. Bull.*, doi:10.1130/B26422.1.
- Quennell, A.M., 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*. Vol. cxiv pp. 1-24.
- Shaw, S.H., 1947. Southern Palestine. Geological map on scale of 1:250,000 with explanatory notes. Government of Palestine, 42 pp.
- Zilberman, E., 1985. The geology of the central Sinai-Negev shear zone, central Negev. Part C: The Paran Lineament. *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/38/85*, 53 pp.
- Zilberman, E., 1992. Remnants of Miocene landscape in the central and northern Negev and their paleogeographic implications. *Isr. Geol. Surv. Bull.* 83, 54 p.
- Zilberman, E., Baer, G., Avni, Y., Feigin, D., 1996. Pliocene fluvial system and tectonics in the central Negev, southern Israel. *Isr. J. Earth. Sci.* 45: 113-126.
- Zilberman, E., Avni, Y., 2007. The Heimar Conglomerate – Remnant of a Miocene river that drained the eastern part of the Dead Sea Rift to the Be'er Sheva canyon. *Geol. Soc. Ann. Meet., Dead Sea. Field Trips Guidebook*, pp. 37-53 (in Hebrew).