

מדריך סיורים

החברה הגיאולוגית הישראלית ✦ אילת 2016

Field trips guide

Israel geological society ✦ Elat 2016

ט' - י"א שבט התשע"ו, 19-21.1.2016

כנס החברה הגיאולוגית הישראלית

אילת 2016

מדריך סיורים



עריכה:

בר אלישע



החברה הגיאולוגית הישראלית מודה למוסדות ולגופים הבאים על תמיכתם ותרומתם לכנס השנתי באילת 2016:



המכון הגיאופיזי לישראל



המכון הגיאולוגי לישראל



מרכז מדע Dead-Sea & Arava
ים המלח והערבה
Science Center
מרכז מדע ים המלח והערבה



המרכז הישראלי לחקר הים התיכון



חקר ימים ואגמים לישראל
Israel Oceanographic & Limnological Research
חקר ימים ואגמים לישראל



רניום



המועצה האזורית חבל אילות



כימיקלים לישראל



שפע ימים



האוניברסיטה העברית בירושלים



אוניברסיטת בן-גוריון בנגב



בית הספר למדעי הים
ע"ש צ'רני באוניברסיטת חיפה



המכון הבינאוניברסיטאי למדעי הים באילת



אוניברסיטת תל אביב

Robin and Harold Vinegar Foundation

האיגוד הישראלי לקידום הנדסת מחצבים



נובל אנרגי



רציו חיפושי נפט



דלק קידוחים



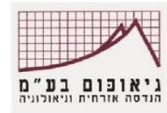
אבנר חיפושי נפט



אפק - אנרגיה ישראלית



ציון נפט וגז



גיאוכום
הנדסה אזרחית וגיאולוגיה



גיאולוג
שירותים גיאוטניים



גיאולוגיה - סביבה - תכנון



די"ר עמיר אידלמן - גיאולוג

חברי ועד החברה הגיאולוגית הישראלית 2015-2016

נשיא – ירון קציר

סגן נשיא – חנן גינת

מרכז פעולות וסיורים – בר אלישע

פעולות מיוחדות – רותם גולן

מרכז תכנים – חן גרובר

גזבר – פיטר רנדל

אחראי אתר אינטרנט – עמרי דביר

מזכיר – צחי גולן

ועדת הביקורת – און כרובי, קרן קולודנר, אורנה בוך-לויתן.

עריכה גרפית והבאה לדפוס: בר אלישע
תמונת שער: תצפית פנורמית מאזור הקמפוס לכיוון מפרץ אילת

רשימת סיורים

- 1. א' - מכרות נחושת קדומים בנחל עמרם**
 חנן גינן, עוזי אבנר 5
- ב' - מחקרים ארכיאולוגיים וגיאוארכיאולוגיים בבקעת תמנע**
 ארז בן-יוסף, נעמי פורת, דפנה לנגוט, רון שער 23
- 2. א' - איזור אילת כבית ספר שדה לגיאולוגיה**
 מיכאל בייט, רני קלבו 46
- ב' - המורפוטקטוניקה של אזור אילת מאז האיאוקן: עדויות לדפורמציה טקטונית אוליגוקנית המקדימה את טרנספורם ים המלח**
 יואב אבני 62
- 3. Landscape evolution and tectonics along the margin of the Arava Valley since the mid-Pleistocene**
 Yair Rinat, Yedidia Gelman, Ari Matmon, Amit Mushkin 83
- 4. א' - 30 שנה ל"ביקור המחודש" של אביגד ומטיוס בתשתית המטמורפית של אילת – הסתכלות מחודשת**
 בר אלישע, ירון קציר 118
- ב' - התשתית הפרה-קמברית של בלוק רווד במסגרת תהליכי התפתחות השילד הערבי-נובי**
 נבות מורג, דב אביגד 133
- 5. סיור לשמורת עברונה – בעקבות דליפת הנפט**
 ניצן שגב 149
- 6. Major unconformities in the stratigraphic succession in the Timna-Eilat region and their relation to copper and manganese mineralization cycles**
 Amit Segev 156

סיור מספר 1: חלק א'**מכרות נחושת קדומים בנחל עמרם****עוזי אבנר, חנן גינת**

מרכז מדע ים המלח והערבה

מבוא

בקעת נחל עמרם כ-12 ק"מ צפונה לאילת, נוצרה ממערכת סבוכה של שברים הנלוים לשבר הערבה שחשפה ליתולוגיה מגוונת, החל מריוליט פרה-קמברי ועד לסלעי גיר מגיל הטורון. שתיים מתצורות הסלע שנחשפו, אמיר ועברונה מגיל הקרטיקון התחתון, נושאות תרכיזי נחושת שגודלם המצוי ממילימטרים אחדים עד סנטימטרים אחדים. לעיתים גם מתגלים תרכיזים גדולים יותר. ריכוז הנחושת בתרכיזים- עד 55% (במדידה ב-XRF ידני). תרכיזי נחושת מהסלעים שהתבלו מצויים גם בטרסות הנחל בבקעת נחל עמרם.

בנחל עמרם וסביבו נמצא הריכוז השלישי בגדלו של מכרות הנחושת בערבה, אחרי פונון ובקעת תמנע. מכרות נחושת התגלו כאן לראשונה ע"י חיילי צה"ל לאחר כיבוש אילת, בשנת 1949, וגיילום פורסם לראשונה ע"י י. ברסלבי. שלוש שנים לאחר מכן נערך כאן סקר ארכיאולוגי ראשוני ע"י נ. גליק, בשנות ה-60 נסקר האזור ע"י ב. רותנברג, ובסוף שנות ה-80 נערך בהנחייתו מיפוי של המכרות נחושת אחדים ע"י ל. וויליס. בשנת 2011 החל מחקר בין תחומי במימון משרד המדע והקרן הלאומית למדע ובשיתוף עם חוקרים מאוניברסיטת חיפה, מכון ווייצמן ועוד. המחקר כולל סקר ארכיאולוגי מפורט בו הוכפל מספר המכרות המוכר, מיפוי פנים המכרות (ע"י ב. לנגפורד), מחקר גיאולוגי-גיאומורפולוגי (ע"י ח. גינת), מחקר ההרכב הכימי של תרכיזי נחושת וסיגים ומחקרים נלווים נוספים. להלן כמה מתוצאות המחקר עד עתה:

מהתקופה הניאוליטית (האלפים ז'-ו' לפנה"ס) התגלו 9 אתרי פולחן, בחלקם גם תרכיזי נחושת. מהתקופה הכלכלית ומהברונזה הקדומה (האלפים ה'-ג' לפנה"ס) נאספו ממצאים מעטים בלבד, עם זאת, נחל עמרם שימש כנראה כמקור העפרה העיקרי לתעשיית נחושת ענפה בשני כפרים כלכליתיים בתחומה של עקבה. קשר זה התברר לאחרונה על פי השוואת יחסי איזוטופים של עופרת בין תרכיזי נחושת משני האתרים. מתקופת הברונזה המאוחרת ותקופת הברזל (המאות יג'-ט' לפנה"ס) נמנו 88 כניסות למחילות כריה, או מקבצי מחילות, על המדרונות המצוקיים של הר אמיר, ו-67 פירי כריה צרים חצובים באזמל. בבקעה עצמה תועד מחנה כורים ובו 160 בקתות מגורים, שיכל לאכלס כ-800 כורים. תאריכי פחמן-14 מהמחנה קובעים את זמנו החל מהמאה ה-1 יט' ועד המאה ה-1 לפנה"ס. סביב המחנה נמנו 324 שקעים חפורים בטרסות האלוביאליות ("צלחות"), שגם הם שמשו לכריית נחושת באותה התקופה. חתך שנערך בעזרת רדאר חודר קרקע הראה באחד השקעים פיר כריה מכוסה שרחבו 3 מ' ועמקו 6 מ'. כריית הנחושת, ההתכתה, וארגון העבודה היו כולם בידיהם של שבטי המדבר, וכך גם המסחר בנחושת.

כריית נחושת אינטנסיבית התנהלה בתקופה הנבטית. עד לאחרונה כמעט ולא היה ידוע דבר על פעילות כרייה נבטית בערבה, אולם מספר ממצאים ותאריכי פחמן-14 משלשה מכרות הצביעו על כרייה רחבת היקף החל מן המאה ה-א' ועד המאה ה-ה' לספירה. למעשה, מדובר בתקופה הרומית והביזנטית, אך הכרייה, ההתכה והמסחר בנחושת היו בידי הנבטים.

לשיא גדלם הגיעו המכרות בתקופה האסלאמית הקדומה, במאות ז'-יא' לספירה, אז נחצבו במכרות מחילות רחבות ופירים רחבים, בעזרת מקושים. ארכו הכולל של המכרה הגדול ביותר- 1100 מ', וחפירה ארכיאולוגית בתוכו סיפקה ממצאים רבים, ביניהם שרידי פירות, עצמות בעלי חיים, וחרסים רבים שמהם רופאו שני כלי חרס. בתוך כמה מהמכרות התגלו משקעי שטפונות שחדרו לתוכם בעבר. חלקם משקעים גסים המעידים על שטפונות רבי עצמה, חלקם תוצאה של הצטברות גרגרים דקים, משטפונות קטנים רבים. שטפונות אלו גרמו לעיתים לסתימה מוחלטת של המכרות, והם נחפרו מחדש ע"י הכורים תוך השארת שרידים המאפשרים מחקר גיאומורפולוגי כיום (ע"י ח. גינת). באחד המכרות התגלה שריד של ענף שיח בתוך המשקע והוא תוארך בפחמן-14 לאמצע המאה ה-ג' לספירה.

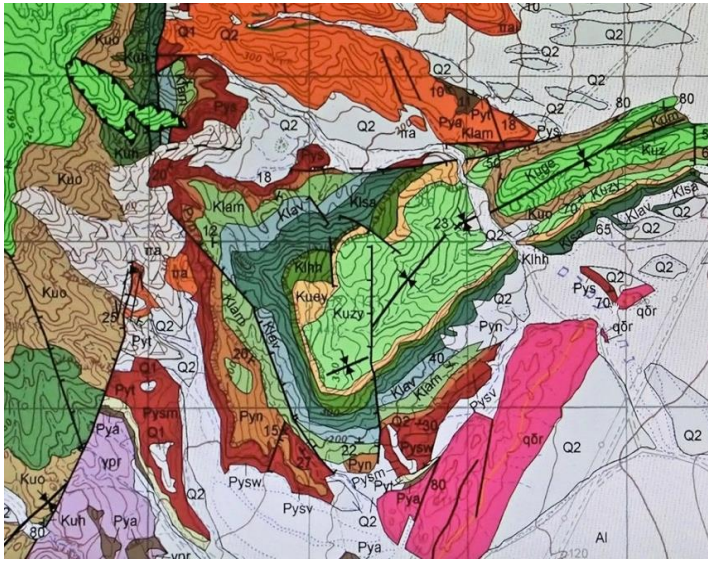
המכרות הנבטיים והאסלאמיים יצרו שפכים גדולים מתחתם. מיפוי מפורט של השפכים, בדיקת עמקם של חלק מהם ברדאר חודר קרקע (ע"י א. בסון) והדמיה תלת מימדית בעזרת סורק לייזר (ע"י ש פילין ור. ערב) הביאה להערכה של 21,000 טונות כיום. אולם, כיוון שחלק ניכר מהשפכים נסחף וחודש פעמים רבות תוך אלף שנות כרייה, והסחיפה נמשכה גם באלף השנים שלאחר הפסקת הכרייה, הכמות הסלע הכללית שנחצבה מהמכרות היתה ודאי גדולה בהרבה.

מחקר ההרכב הכימי של הסיגים (ע"י ס. שילסטיין וש. שליו) העלה עד עתה כמה תוצאות ראשוניות. האחת- הבדלים בולטים בין ההרכב של "סיגי תנור" מתקופות הקדומות (כלכולית עד תקופת הברזל), ושל "סיגי הזרמה" מהתקופה הנבטית ואילך. נוסף לכך, מתברר כי הרכב הסיגים שונה מאתר לאתר, גם אם הם זהים במראה החיצוני. כלומר, בין התקופות השונות ואף בתוכן ניתן להצביע על טכנולוגיות התכה שונות. מחקר זה נמצא כעת רק בראשית דרכו.

עד עתה סיפק המחקר בנחל עמרם גילויים חדשים רבים, וגם פתח שאלות רבות חדשות. המשכו תלוי כעת בעיקר בחפירות באתרים נבחרים ובבדיקות מעבדה רבות, בעלות גבוהה.

תחנה 1 - ריכוז מכרות בראש נחל עמרם

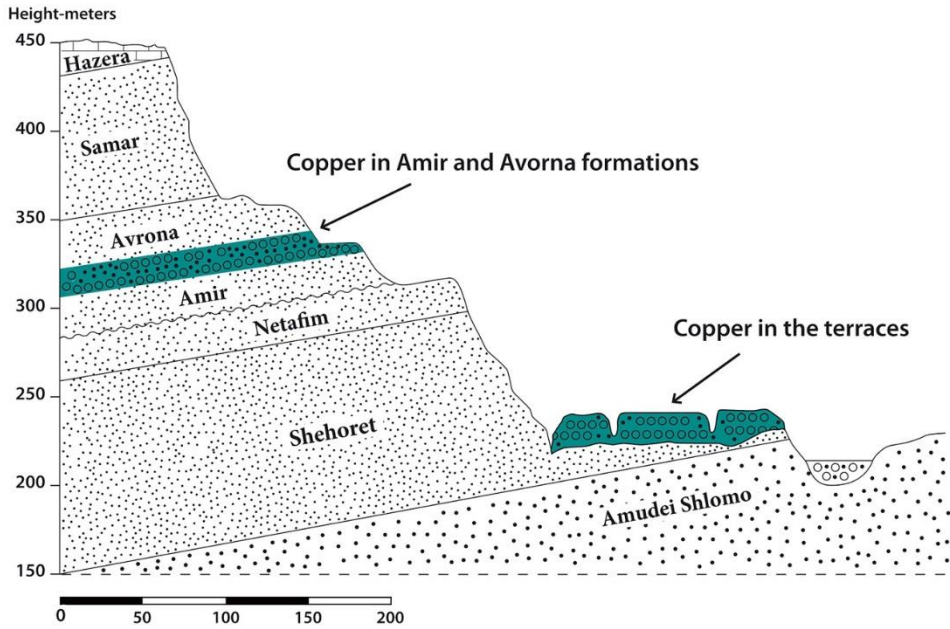
הנחושת מופיעה כתרכיזים שקוטרים עד מספר סנטימטרים, ולעיתים אף יותר, לפעמים גם בעורקים דקים. התרכיזים והעורקים נמצאים באבני החול הלבנות של תצורות אמיר (בשמונת המטרים העליונים) ובתצורת עברונה (ב-20 המטרים התחתונים, איורים 2,3) המינרלים העיקריים הם מלכיט וטאטאקמיט (איור 4; ויסברוד, 1970). תרכיזי נחושת ניתן גם למצוא בטרסות האלוביליות שבבקעת נחל עמרם ולמרגלות הר אמיר.



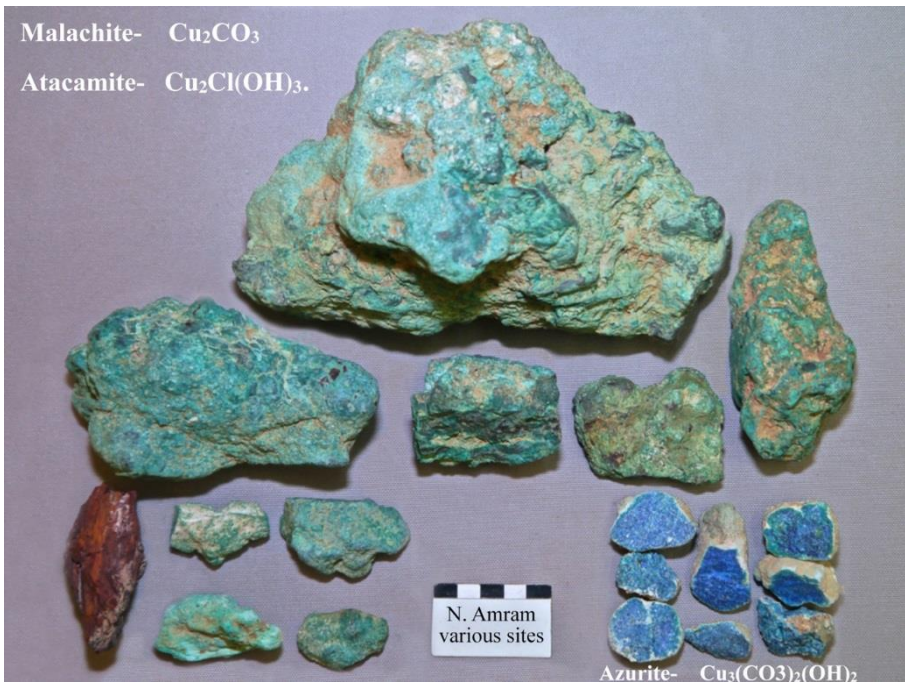
איור 1: נחל עמרם, מיפוי גיאולוגי (בייט, אייל וגרפינקל, 2011).



איור 2: הר אמיר, מבט מצפון. הקווים הצהובים תוחמים את תצורות אמיר ועברונה. הקו הלבן מפריד ביניהן, הנחושת מופיעה בעיקר בראש תצורת אמיר ובתחתית תצורת עברונה.



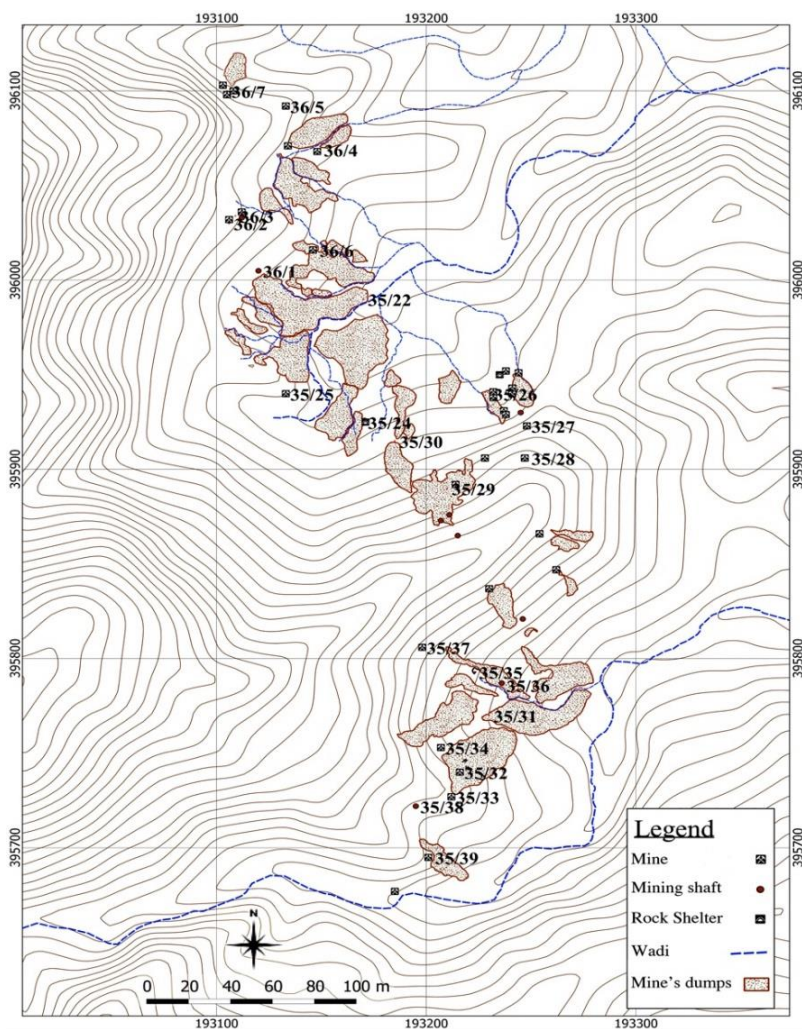
איור 3: חתך עמודי בהר אמיר (מבט ממזרח).



איור 4: תרכיזי נחושת ממכרות שונים בנחל עמרם.

תחנה 2 - מכרות נחושת בראש נחל עמרם

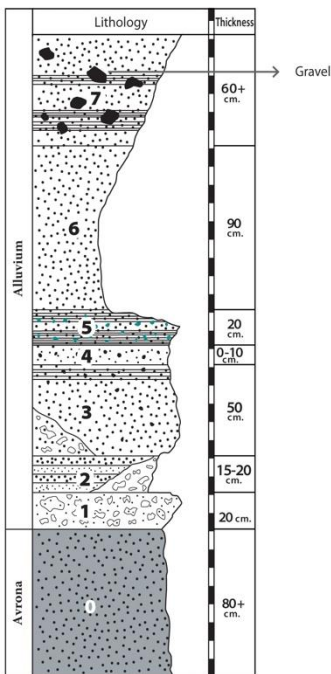
בריכוז זה וזהו 29 פתחי מכרות, שבעה פירים רחבים מהתקופה הנבטית והאסלאמית הקדומה, ושפכים רבים של חומר תפל שהוצא מן המכרות (איור 5). במספר מכרות נמצאו שיטפונות שחסמו כליל מנהרות כריה ופירים. בכמה מנהרות נוצרו טרסות סחף שגבהן למעלה ממטר. המשקעים מעידים על שיטפונות בעצמות שונות. אלה שנוצרו בשיטפונות עזים מורכבים מחומר אלוביאלי גס הכולל בעיקר חלוקים של אבני חול לבנות, אבני חול צבעוניות מתצורת סמר, וכן חלוקי גיר וחומר חרסיתי. משקעים משטפונות קטנים מורכבים מחול וחרסית. במכרה 36/2 (איור 6) משמאל לכניסה התחתונה, נראה פיר כריה ממולא במשקע שיטפונות. ענף עץ מתוכו תוארך בפחמן 14 סביב 240 לספירה (איור 7). בהמשך המחילה נראים משקעים נוספים משטפונות בעלי אופי שונה, שהצטברו עד תקרת המנהרה ונחפרו מחדש במאה ה-ז' לספירה (איור 8).



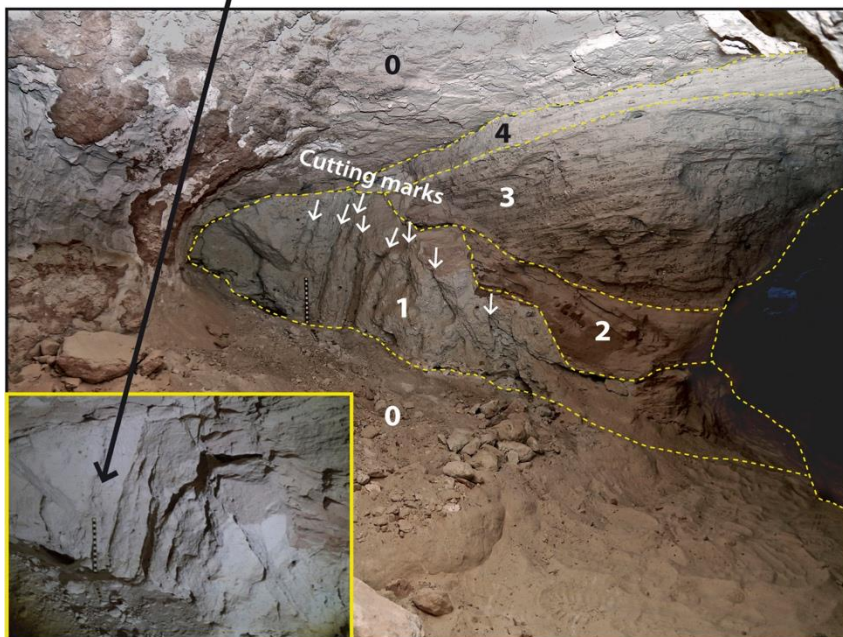
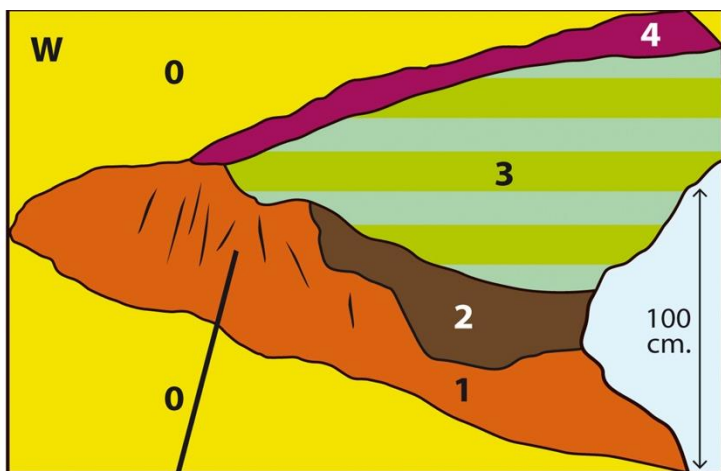
איור 5: ריכוז מכרות נחושת בראש נחל עמרם, מהתקופה הנבטית והאסלאמית הקדומה, השטחים המנוקדים-שפכי המכרות.



איור 6: ראש נחל עמרם, שתי כניסות למכרה 36/2 מן התקופה הנבשית והאסלאמית הקדומה.



איור 7: מכרה 36/2, פיר כריה סתום במשקעי שטפונות, החץ מצביע על מקומו של ענף שיטה שתוארך בפחמן-14, סביב 240 לספירה.



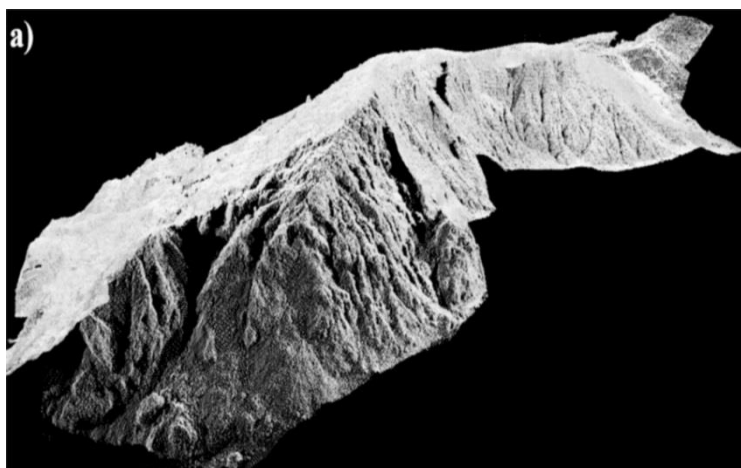
איור 8: מכרה 36/2, משקעי שטפונות בארבע שכבות שונות, עד תקרת המנהרה וסימני הפירה מחודשת.
 ב- 18.11.2012 התרחש בנחל עמרם שטפון על, שתדירות חזרתו המשוערת אחת לחמישים שנה;
 ספיקת שיא סגולית של 20 מ"ק לשניה נמדדה באפיק הנחל. לתוך מכרה 36/2, שהשטח התורם
 לה מים הוא 386 מ"ר בלבד, חדרו 9 מ"ק סחף. בתוכו נמדדה התחתרות עד עומק של 80 ס"מ
 בחומר האלוביאלי אך לא באבן החול. סביר שבעבר היו שטפונות בעוצמה דומה ואף חזקים יותר,
 והם שהובילו את חומרי הסחף לתוך המכרה. בשטפון בעוצמה בינונית, ב- 26.10.2015 התמוטט
 גרם מדרגות בנוי במכרה 36/7. תצפיות אלו מלמדות כי תהליכי סחיפה והשקעה מתקיימים
 במכרות העתיקים גם בימינו.

תחנה 3 - תצפית על שפכי המכרות

שלוש ערימות גדולות יחסית של שפכי מכרות נראים לרגלי המדרון שממזרח לערוץ נחל עמרם (איור 9). עמקן של ערימות אלה, עד 6 מ', נמדד בעזרת רדאר חודר קרקע (ע"י א. בסון וע. שמיר) ונפקח נמדד בעזרת סורק לייזר תלת מימדי (ע"י ש. פילין ור. ערב; איור 10). הכמות המשוחזרת של כלל השפכים באזור זה כ- 21,000 מ"ק, כ- 42,000 טון. אולם, כיוון ששטפונות רבי עצמה התרחשו מעת לעת במשך אלף שנות כרייה, שפכים חדשים הצטברו, והתחתרות והסעה המשיכו באלף השנים מאז הפסקת הכרייה, נראה כי כמות הסלע המקורית שנחצבה מהמכרות הייתה גדולה יותר. הרוב המכריע של החרסים מפני השטח של השפכים הם מהתקופה האסלאמית הקדומה, אולם תאריך פחמן-14 מפחמים נתן תוצאה סביב 240 לספירה.



איור 9: ראש נחל עמרם, מכרה פתוח (35/24) ושפך לרגליו, מחורץ כתוצאה מסחיפה.



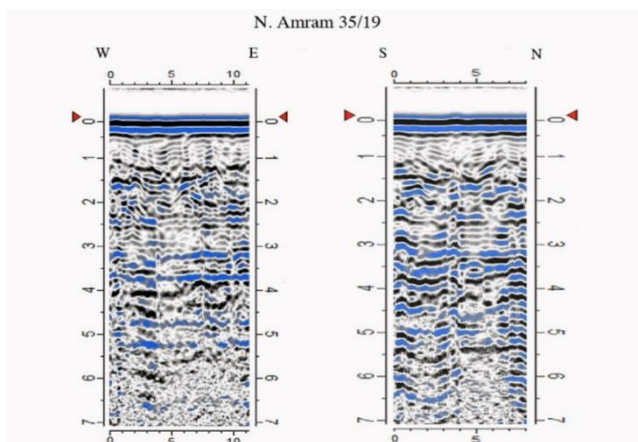
איור 10: הדמיית לייזר תלת מימדית של ערימת שפך מכרות אחת בראש נחל עמרם (ע"י ש. פילין ור. ערב), לצורך חישוב הנפח והמשקל.

תחנה 4: משטח הצלחות בבקעת עמרם

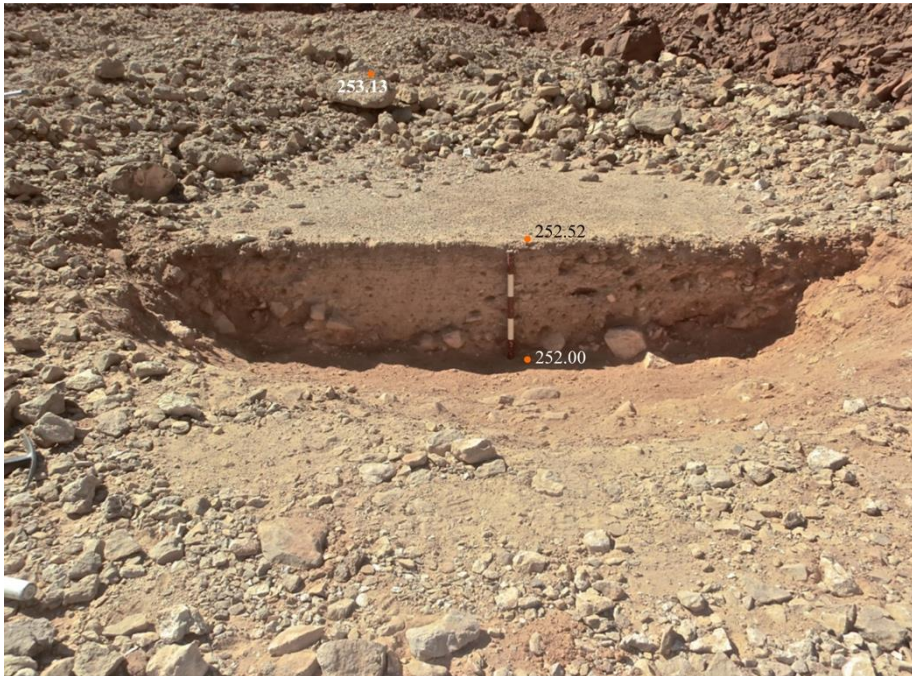
על גבי החומר האלוביאלי מצויות מאות "צלחות" שקוטרן 1-6 מ' (איור 11). הצלחות צפופות למדי וביניהן חלוקים של גג טרסות הנחל. הצלחות ממולאות בראשן בסחף דק בלבד, לעיתים עם חצץ ואף חלוקים בקוטר מספר סנטימטרים. בצלחת אחת נערכו חתכים בעזרת רדאר חודר קרקע (ע"י א. בסון וע. שמיר, איור 12), שהעידו על פיר כריה שרחבו 3 מ' ועמקו 6 מ'. צלחת אחרת נחפרה (איור 13) והתברר כי עמקה 50 ס"מ בלבד. חתך הרדאר בצלחת גדולה הראה שכבות אפקיות של חומר גס או בלתי ממוין, יתכן תוצאה של שפיכת החומר החפור ממחפורות סמוכות. בראש החתך נראה מילוי דק, כמו זה שנחשף בחפירה, שמקורו איאולי ובסחיפה ממי גשמים מסביבת הצלחת. תרכיזי נחושת שנמצאו על פני השטח ובחפירה הם ככל הנראה סיבת החפירה של הצלחות (סה"כ 324 צלחות סביב מחנה הכורים).



איור 11: נחל עמרם, שטח "צלחות" 35/19 לכריית נחושת מטרסות האלוביאליות, תקופת הברונזה המאוחרת והברזל.



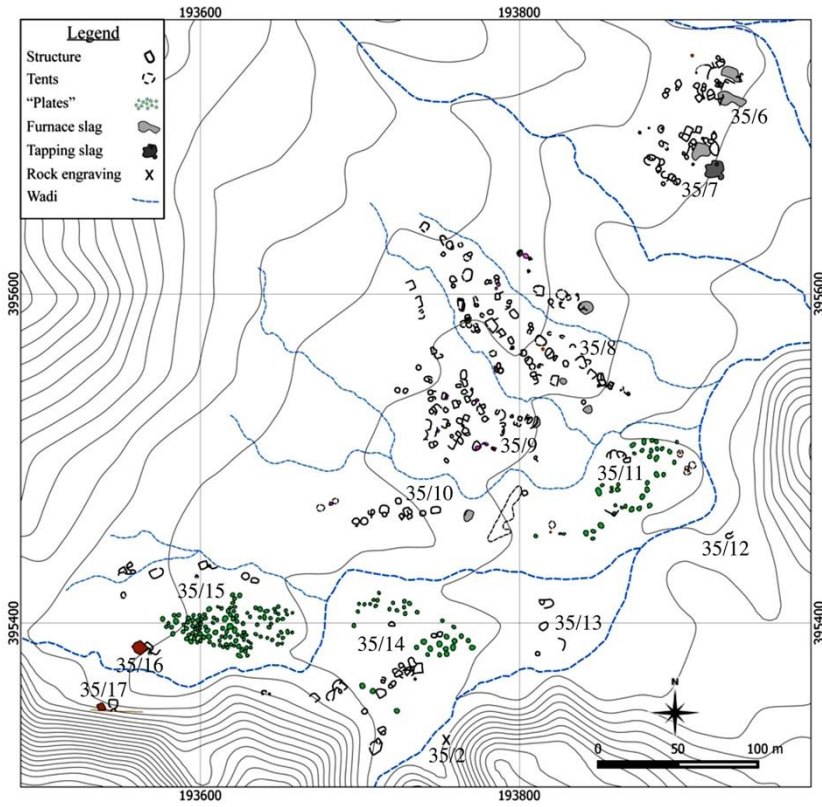
איור 12: נחל עמרם 35/19, שני חתכים צולבים של רדאר חודר קרקע ב"צלחת" (ע"י א. בסון וע. שמיר).



איור 13: שטח צלחות 35/19, חתך בצלחת חפורה.

תחנה 5 - מחנה הכורים ואתר התכת נחושת

מחנה הכורים, מתקופות הברונזה הקדומה והברזל, משתרע על שטח של כ-15 דונמים (איור 14) ובו 160 מבני מגורים, שיכלו לאכלס כ-800 כורים. בשטח המחנה אזורים עם פיזור של "סיגי תנור" קטנים שהתמצקו בתוך התנור, ולאחר קירור רוסקו כדי לחלץ מהם את טיפות הנחושת. הסיגים הגדולים הם שברים של "עוגות סיגים" מן התקופה האסלאמית הקדומה, תוצאה של הזרמתם מהתנור בתום תהליך ההתכה. טכנולוגית ההזרמה הפרידה היטב את הנחושת מהסיגים, ושקעה ככיכר עגולה בתחתית התנור. ערימה סיגים זו מייצגת הפקה של כ-12 טון בלבד של נחושת נקיה, אולם, באתרי ההתכה סביב נחל עמרם הופקו בתקופה האסלאמית הקדומה כ-300 טון נחושת. אתרי התכה מהתקופות המאוחרות הוקמו בעקביות בצמוד לאתרי התכה קדומים, אולי כדי לנצל את הסיגים הקדומים כחומר "מתיך" (flux).



איור 14: מפת מחנה הכורים מתקופות הברונזה המאוחרת והברזל, וחלק משטחי ה"צלחות" סביבו.



איור 15: ערימת סיגים מן התקופה האסלאמית הקדומה, במחנה הכורים הקדום

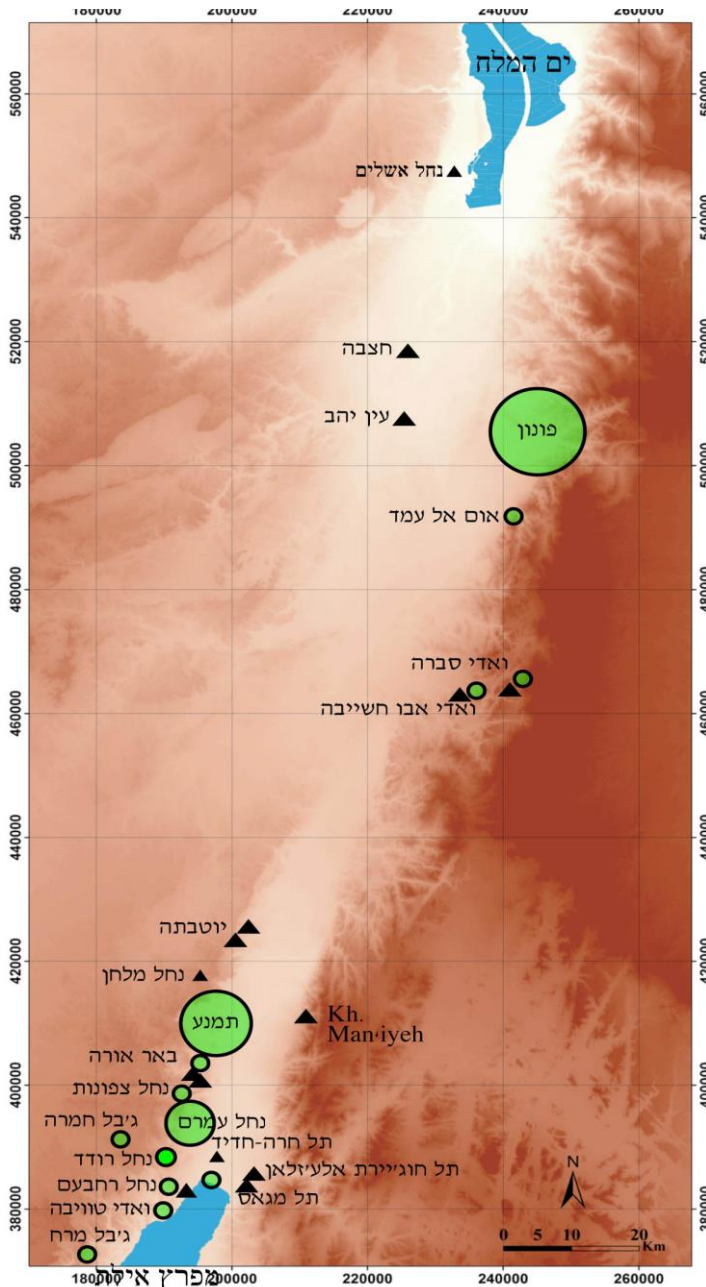
תחנה 6 - חרות סלע נבטית

על המצוק המערבי של כבעת יוכבד, כ-30 מ' מעל הערוץ, חצוב מלבן שגבהו גבהו כ-1 מ' ובחלקו העליון שני מלבנים קטנים יותר. בפינותיו העליונות חצובות שתי "לולאות", ושתיים נוספות חצובות מעליהן. חרות זו היא "מצבת עינים" נבטית, המייצגת אחת מהאלות הנבטיות: אלת, אלעזא ואלכתבא. עד לאחרונה היוותה חרות זו סימן יחיד לנוכחות נבטית בנחל עמרם, כיום יש בידנו ממצאים נוספים מהמכרות ומספר תאריכים רדיומטריים.

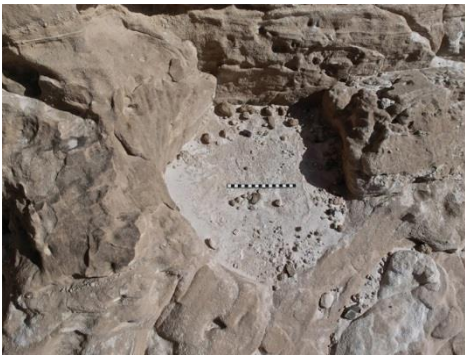


איור 16: "מצבת עינים" נבטית בגבעת יוכבד (בשמאל), ומצבות נבטיות מואדי רם ומפטרה (בימין). מתחת הזוג העליון נחקקו שמותיהן של אלכתבא ואלעזא, מתחת התחתונה - שמה של אלת.

צילומים נוספים



1: מפת אתרי הפקת הנחושת בערבה (כתמים ירוקים- אזורי מכרות; משולשים- אתרי הפקה).



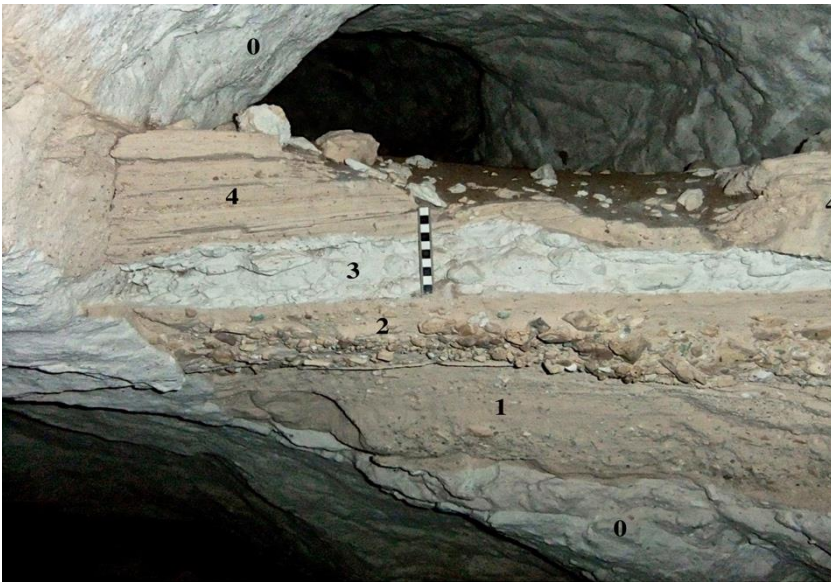
2: הר אמיר, מקבץ של פתחי מכרות מתקופת הברונזה המאוחרת ותקופת הברזל, למעלה. למטה, פירי כריה מכוסים בחול מתקופת הברונזה המאוחרת ומתקופת הברזל.



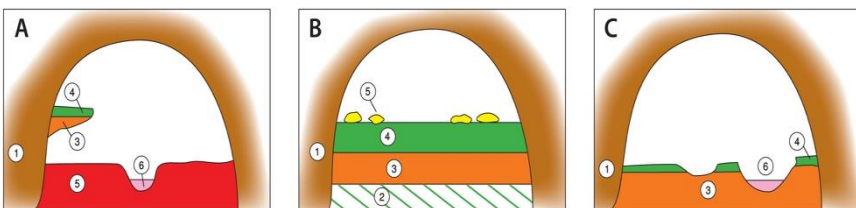
3: הר אמיר, פיר כריה המקשר בין שני מפלסים של מחילות כריה ומפלס תחתון של מחילות.



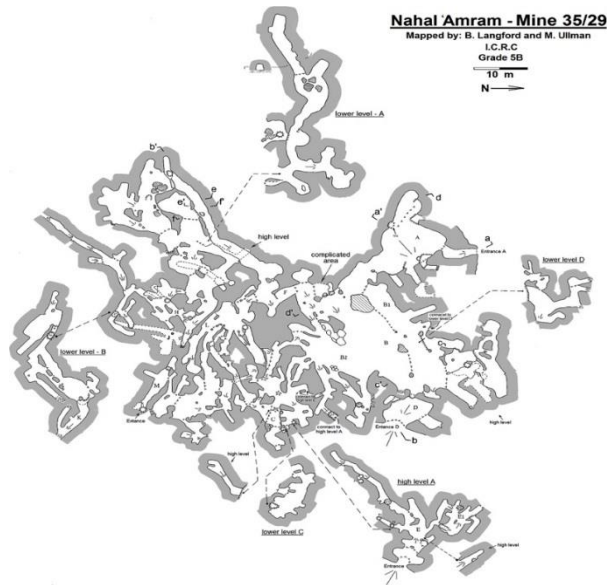
4: משקעי שטפונות בעומק מכרה 35/29.



5: משקעי שטפונות בעלי אופי שונה במכרה 35/29.



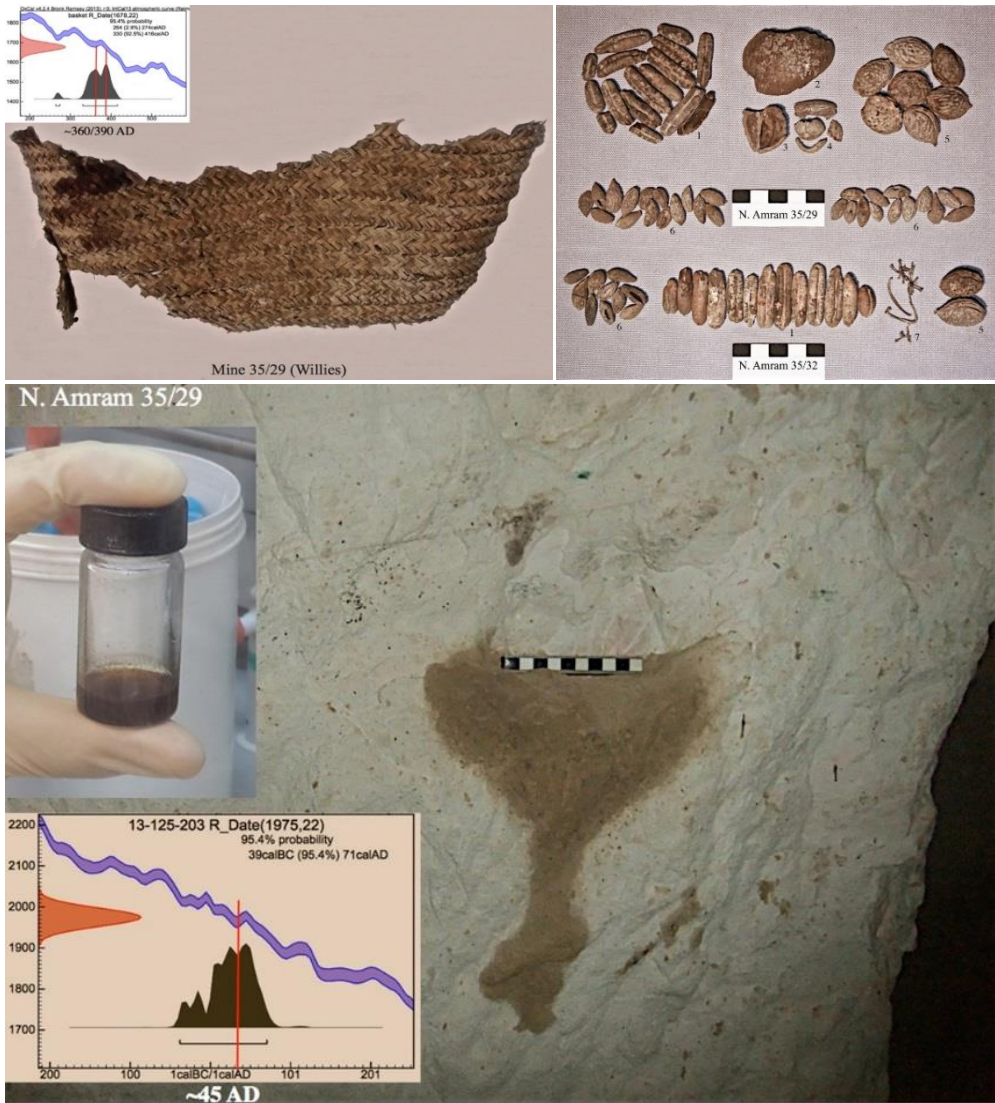
6: משקעי שטפונות בעלי אופי שונה והתחזרות חוזרת בעומק מכרה 35/32.



8: מפת מכרה 35/29 בראש נחל עמרם, בשלושה מפלסים 1100 מ' אורך כולל (מיפוי- ב. לנגפורד).



9: ממצאים ממכרה 35/29: (א) נרות שמן נבטיים מאוחרים (מאות ג'-ד' לספירה). (ב) כלי חרס אסלאמיים קדומים (המאות ז'-יא' לספירה). (ג) חבלים שונים (אחד תוארך בפחמן-14 לתקופה הנבטית המאוחרת). (ד) עצמות צאן ספוגות במלחי נחושת.



10. (ימין) שרידי פירות מהתקופה הנבטית ממכרות 35/29 ו-35/32. (1) תמרים, (2) רימון, (3) אגוז מלך, (4) שקדים, (5) אפרסקים, (6) זיתים, (7) ציר ענבים. (שמאל) שרידי סל כריה קלוע מעלי דקל, שהתגלה בשנת 1988 ע"י ל. וויליס במכרה 35/29 ותוארך לאחרונה למאה ה-ד' לספירה. (למטה) נזילת שמן ממודף לנר במכרה 35/29, מיצוי שמן לזיהוי ותאריך פחמן-14 סביב 45 לספירה.

סיור מספר 1: חלק ב'**מחקרים ארכיאולוגיים וגיאו-ארכיאולוגיים חדשים בבקעת תמנע**

ארז בן-יוסף¹, נעמי פורת², דפנה לנגוט¹ ורון שער³

1. המכון לארכיאולוגיה, אוניברסיטת תל אביב
2. המכון הגיאולוגי, ירושלים
3. המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית

מבוא

מרבצי הנחושת בבקעת תמנע נוצלו על ידי האדם במשך אלפי שנים, ככל הנראה כבר מראשית התקופה הכלקוליתית (4500 – 3500 לפנה"ס), התקופה הראשונה בה למד האדם ליצר את המתכת מהמינרלים שלה. הפעילות הזו הותירה אחריה עשרות אתרים ארכיאולוגיים, הכוללים בעיקר מכרות ואתרי התכה. אתרים אלו משקפים את ההתפתחות של טכנולוגיות הכרייה וההפקה לאורך התקופות, ואת ההיסטוריה של החברות האנושיות שעסקו בייצור ובמסחר של אחד מחומרי הגלם החשובים ביותר בעולם העתיק. בשל השימור יוצא הדופן של האתרים, בקעת תמנע מוכרת כאחד מהאזורים החשובים בעולם ללימוד נושאים אלו, ובה נולדה דיסציפלינת המחקר הארכיאולוגי-מטלורגי – לימוד מתכות וטכנולוגיות הפקה ועיבוד בהקשרן הקדום. המחקר השיטתי בתמנע החל עם עבודתו של בנו רותנברג שהבין, כבר בראשית הדרך בסוף שנות ה-50 של המאה הקודמת, את האופי הרב-תחומי של לימוד אתרי הבקעה: על מנת לעקוב אחרי שינויים טכנולוגיים וחברתיים הקשורים בתעשיית הנחושת, יש צורך להבין את פיזור ותכונות הבציר עצמו (גיאולוגיה), את תנאי הסף לקבלת התכה מוצלחת (כימיה), את שינויי הנוף מאז הפעילות באתרים (גיאומורפולוגיה) ונושאים משיקים נוספים. מחקריו של רותנברג שהתבצעו בעיקר בשנות ה-60 וה-70 של המאה הקודמת (Rothenberg, 1990; Conrad and Rothenberg, 1980) מהווים את הבסיס למחקרים החדשים בבקעה, ביניהם המחקרים שמוצגים בסיוור להלן.

בשנת 2012 החלה משלחת של אוניברסיטת תל אביב בראשות ד"ר ארז בן יוסף במחקר חדש בבקעת תמנע, הכולל סקרים, חפירות, ומחקרי מעבדה הקשורים בהיבטים שונים של יחסי האדם והסביבה באזור (<http://archaeology.tau.ac.il/ben-yosef/CTV>). המחקר החדש התמקד באתרי ההפקה הגדולים ובכמה סוגי מכרות. אחת מהתרומות החשובות של מחקר השנים האחרונות קשורה בהבנת הכרונולוגיה של האתרים השונים. טרם המחקר המחודש שויכו האתרים הגדולים באופן בלעדי לימי הממלכה המצרית החדשה (תקופת הברונזה המאוחרת, מאה 13 – מחצית ראשונה של המאה ה-12 לפנה"ס); תוצאות חפירות חדשות בשניים מהאתרים (אתר 30, ואתר 34) הראו כי התמונה הכרונולוגית מורכבת יותר, והאתרים מייצגים הפקת נחושת שנמשכה כ-500 שנים וכללה את ראשית תקופת הברזל (מאות 9-12 לפנה"ס, Ben-Yosef, et al., 2012). הכרונולוגיה החדשה, הכוללת את ימי דוד ושלמה (המאה ה-10 לפנה"ס), העלתה מחדש לדיון את שאלת "מכרות המלך שלמה" והקשר בין אתרי תמנע וירושלים – קשר שהוצע על ידי הארכיאולוג נלסון גליק עוד בשנות ה-30 של המאה ה-20, אך הוסר מהדיון המחקרי אחרי גילוי

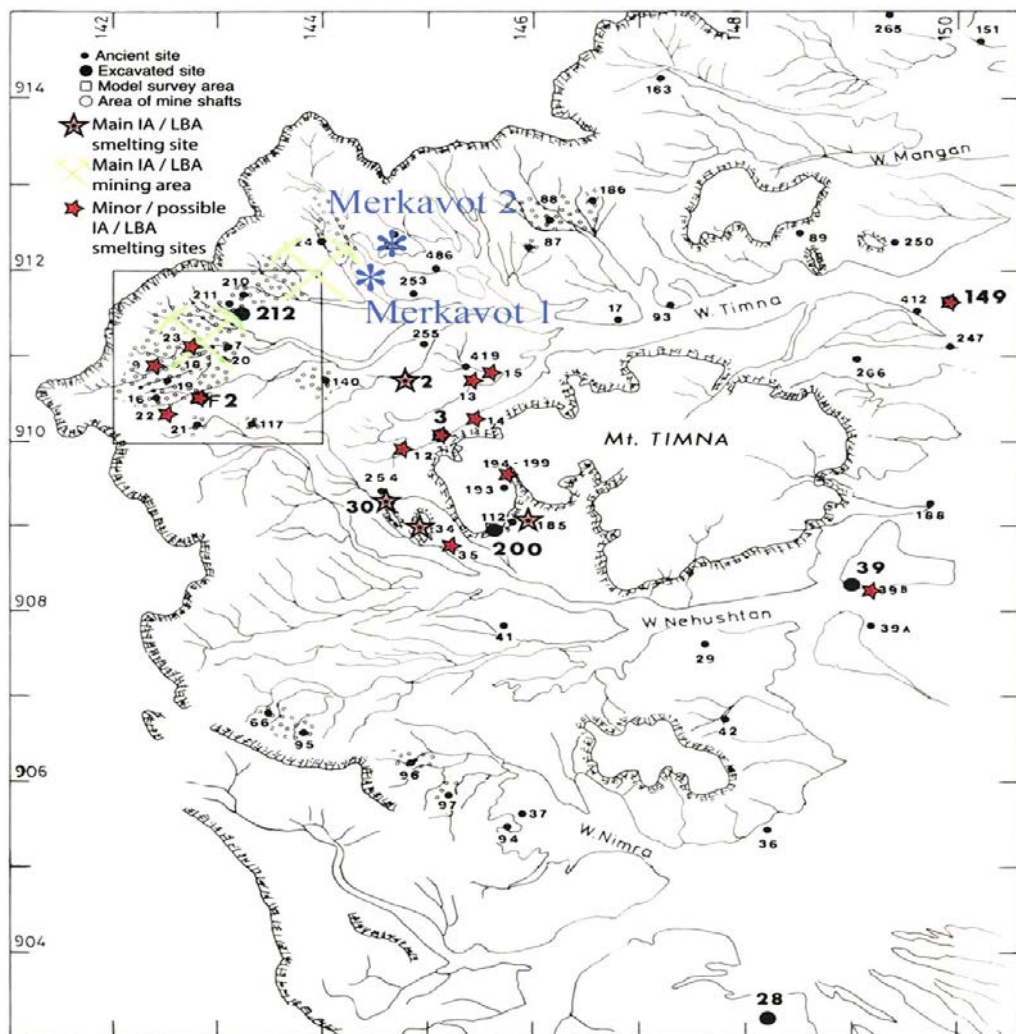
המקדש המצרי בלב בקעת תמנע בשנת 1969.

המחקר המחודש התמקד בהבנת השלב המרכזי של הכרייה וההפקה בבקעת תמנע שהתקיים משלהי המאה ה-14 ועד סוף המאה ה-9 לפנה"ס (טבלה 1). חלק משאלות המחקר קשורות בהבנת הטכנולוגיות השונות ששמשו לכרייה ולהתכה והתפתחותן לאורך ציר הזמן, שאלות אחרות קשורות בהבנת האנשים, זהותם וארגונם החברתי לאורך הדורות. הסיור הנוכחי שם דגש גם על שאלות הקשורות בסביבה הקדומה. מצד אחד, הבנת השפעת האדם על הסביבה – למשל השפעת הכרייה על הנוף הפיזי והשפעת הבערת הכבשנים על נוף הצומח הקדום, ומצד שני בשחזור הסביבה הקדומה ותופעות שונות על ידי שימוש ברקורד הארכיאולוגי – למשל שחזור השדה הגיאומגנטי לאורך הזמן ולימוד תהליכים גיאומורפולוגיים שונים.

בסיור שבע תחנות המייצגות את השלבים השונים של ניצול מרבצי הנחושת (איור 1): שני מחנות התכה מתקופת הברזל ("גבעת העבדים" – מאות 11–10 לפנה"ס ואתר 30 – מאות 12–9 לפנה"ס), שלושה מחנות התכה מתקופת הברונזה המאוחרת (אתר 3 – ראשית מאה 12 לפנה"ס, אתר 15 ואתר 2) ושני אזורי כרייה ("מרכבות 1" ו-"מרכבות 2"). להלן יוצגו האתרים ותוצאות המחקרים החדשים שהתבצעו בהם בשנים האחרונות.

טבלה 1: כרונולוגיה של אתרי הפקת הנחושת בבקעת תמנע (מודגשות תקופות שיא הפעילות, בהן מתמקד הסיור)

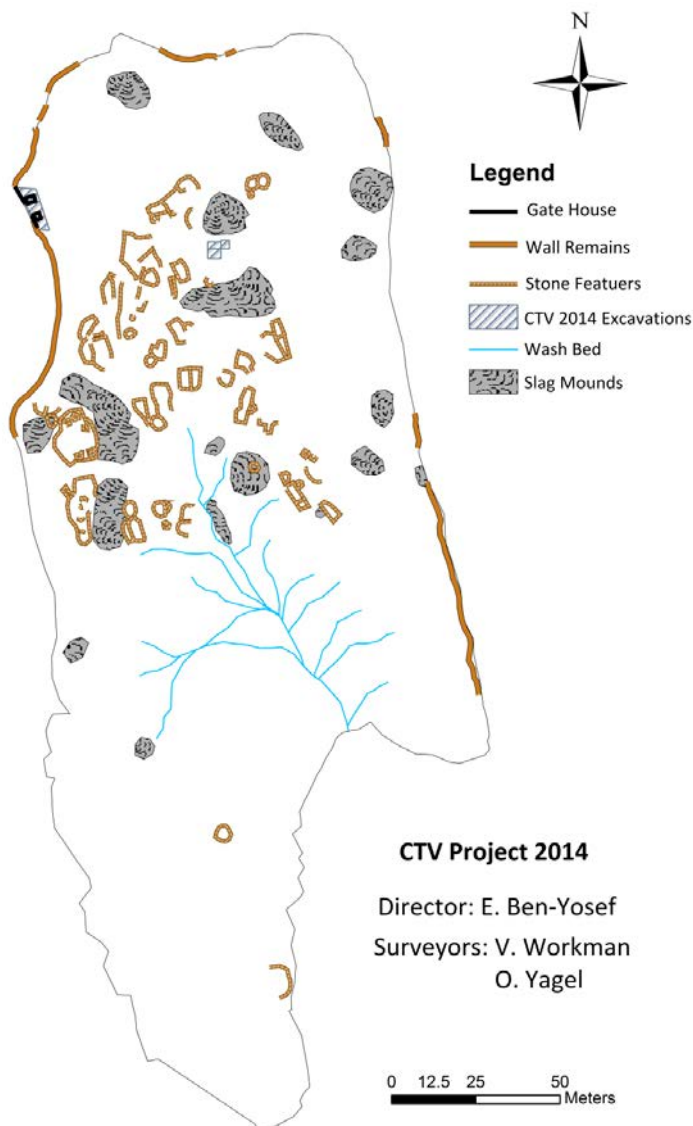
תקופה	שנים	אתרים מרכזיים	הערות
כלקולית	4500 – 3500 לפנה"ס	אתר 39ב', "מרכבות 1", "מרכבות 2"	עדות לכרייה; התכה התקיימה בקנה מידה קטן בשולי הבקעה ובאזור עקבה
ברונזה קדומה	3500 – 1950 לפנה"ס	149	הפקה מצומצמת בשולי הבקעה
ברונזה תיכונה	1950 – 1550 לפנה"ס	--	אין פעילות
ברונזה מאוחרת	1550 – 1150 לפנה"ס	מקדש חתחור (אתר 200), אתר 2, אתר 3, אתר 15 (?)	הפקה תחת שליטה מצרית, ימי הממלכה החדשה (שושלות 19 ו-20, מאות 13 וראשית 12 לפנה"ס)
תקופת הברזל	1150 – 586 לפנה"ס	אתר 30, אתר 34	הפקה תחת חברות מקומיות, כנראה הגרעין הקדום של ממלכת אדום, מאות 12 – 9 לפנה"ס בלבד
התקופה הבלבית, פרסית, הלניסטית	586 – 63 לפנה"ס	--	אין פעילות
התקופה הרומית/ביזנטית	63 לפנה"ס – 640 לספירה	אתר 200?	כרייה והפקה מצומצמת, עם עדות אפשרית לפעילות בתקופה הנבטית (מאה 1 לפנה"ס/מאה 1 לספירה)
התקופה המוסלמית הקדומה	640 – 1100 לספירה	אתר 2	כרייה והפקה מחודשת בחלק מהאתרים; רוב ההפקה באתרים מחוץ לבקעה בשולי הערבה (באר אורה)



איור 1: מפת תמנע ותחנות הסיור (על גבי מפת האתרים הארכיאולוגיים של רותנברג, 1990)

תחנה 1: גבעת העבדים - מחנה הפקת נחושת מתקופת הברזל (מאות 10-11 לפנה"ס)

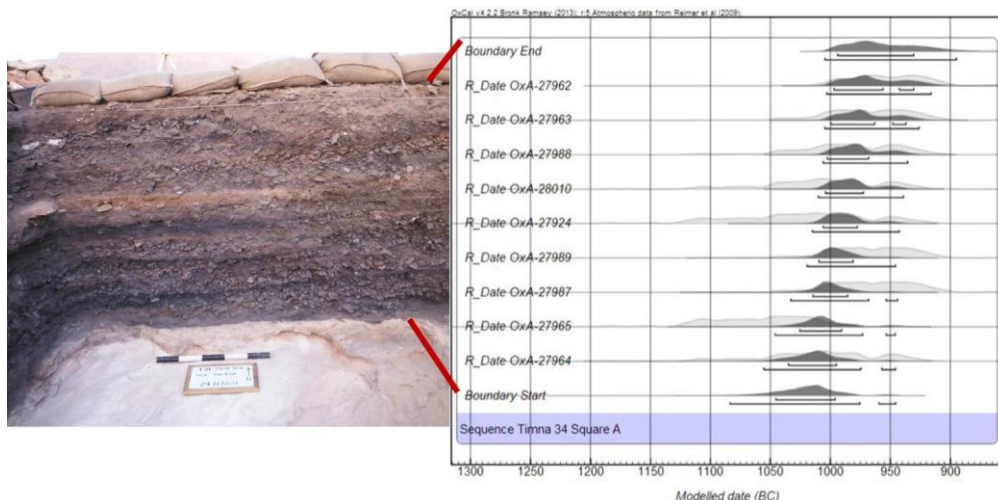
גבעת העבדים (איור 2, אתר 34 של משלחת הערבה) ממוקמת במרכז בקעת תמנע, מול "עמודי שלמה" ומקדש חתחור. בראש הגבעה שרידים רבים הקשורים לשלבים שונים של תעשיית הנחושת הקדומה, הבולטים מביניהם הן ערימות הסיגים הרבות, עדות להתכה מורכבת בכבשני פיר מתקדמים. האתר נסקר לראשונה על ידי הארכיאולוג היהודי-אמריקאי גלסון גליק שגם נתן לגבעה את שמה, מתוך הנחה שהמיקום קשה הגישה והחומה שהתגלתה במקום נועדו להחזיק עבדים שעסקו במלאכה הקשה. משלחת הערבה בראשות פרופ' בנו רותנברג תארכה את הממצא לימי הממלכה החדשה במצרים (סוף מאה 14 – מחצית ראשונה של מאה 12 לפנה"ס) אולם לא חפרה באתר, והממצא נותר בלתי מופרע עד לחפירות החדשות של אוניברסיטת תל אביב.



איור 2: גבעת העבדים: מפת האתר. מלבד חומת ההגנה ובית השער, השרידים הארכיטקטוניים מייצגים בעיקר מתקני אחסון ומתקנים תעשייתיים מסוגים שונים

בחלק הצפון מזרחי של הגבעה ישנו אזור מוגבה בו חשוף סלע האם, אבן החול של תצורת אמיר. בחלק הגבוה ישנן חרוטות סלע ומספר "ספלולים" – מכתשים הכרויים בתוך אבן החול. המיקום הגבוה והספלולים הביאו את רותנברג להציע שמדובר ב"במת פולחן", אם כי האחרונים מצויים במקומות נוספים ברחבי האתר וקרוב לודאי שמשו לכתישה כחלק מתעשיית המתכת. מאזור זה ישנה תצפית מעולה על האתר כולו, וגם על הנוף הסובב. החפירות באתר התנהלו בשנים 2013, 2014 ו-2015, ובהן נחשפו מתקנים שונים, כולל תחתית כבשן התכה, ואלפי פריטים שמאפשרים את שחזור שרשרת הייצור מטיוב הבצר ועד קבלת המוצר הסופי – מטילי הנחושת. כיוון שהאתר טרם הוסדר לביקורי קהל, שטחי החפירה כוסו על מנת להגן על השרידים הארכיאלוגיים.

שני שטחי חפירה הם בעלי עניין מיוחד: החתך בערימת סיגים 19, ששימש לביסוס המסגרת הכרונולוגית של האתר, ובית השער שנחשף בצד הצפון מערבי של החומה. תיארוך פחמן 14 של דגימות קצרות חיים מהשכבות השונות בחתך ערימת הסיגים הראה כי האתר הוא משלהי המאה ה-11 והמאה ה-10 לפנה"ס – כלומר, מהתקופה המיוחסת לימי מלכות שלמה (איור 3).



איור 3: חתך בערימת סיגים 19 באתר "גבעת העבדים" ותוצאות דגימות פחמן 14. שיא הפעילות באתר היה במאה ה-10 לפנה"ס, התקופה המיוחסת לימי מלכות שלמה

החתך בערימת סיגים 19 נחפר בקפדנות, תוך סינון מלא של החומר במסננת דקה (כולל סינון רטוב). החומר שנאסף משמש בסיס למחקרים מגוונים, כולל תזונה (Sapir-Hen and Ben-Yosef, 2014; איור 4), טכנולוגיה (דרך בדיקות ההרכב הכימי של הסיגים לאורך ציר הזמן), קרמיקה ועוד. נציין שהשימור של החומר האורגני בתמנע בכלל ובחתך בערימת סיגים 19 בפרט הוא יוצא דופן: חבלים, פיסות עור וחלקי אריגים, חלקם צבועים, נמצאו בכמות גדולה, כמו גם שרידים בוטניים רבים הכוללים מאות גלעיני תמרים, חרצני ענבים וזרעים נוספים מסוגים שונים. הממצא האורגני פותח חלון לתחומי מחקר שלרוב אינם מתאפשרים באתרים באקלים לח יותר, כגון שחזור שיטות טוויה ואריגה, צביעת בדים, דנ"א קדום של ממצא בוטני (ושרידים מן החי) ועוד.

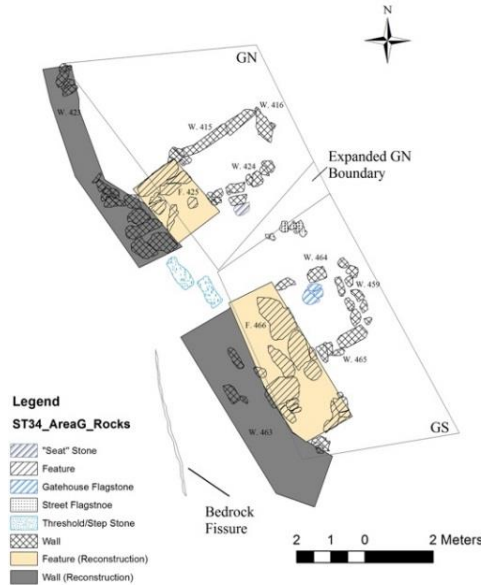


איור 4: שרידי עצמות דגים כפי שנמצאו ב"גבעת העבדים" (גודל העצמות מספר מילימטרים). ד"ר עמרי לרנאו הראה כי מאסף הדגים באתר מקורו באזור הים תיכוני.

אחת הסוגיות שהטרידו את חוקרי אתרי הפקת הנחושת בערבה עוד בראשית המחקר הייתה שאלת מקור חומר הבעירה להפעלת הכבשנים באזור כה צחיח (ראו למשל Glueck, 1935). במהלך החפירות הרבות של משלחת הערבה בראשותו של בנו רותנברג (1959 – 1984) סוגיה זו לא זכתה להתייחסות שיטתית, ולא התבצע זיהוי טקסונומי של הפחם מאתרי ההתכה. במסגרת החפירות המחודשות ובהובלת ד"ר דפנה לנגוט ומרק קוונף, החל מחקר מקיף של הפחמים מהחתיך בערימת סיגים 19 ב"גבעת העבדים" ומחתך משלים באתר 30 הסמוך. ביחד, שני האתרים מייצגים רצף של כשלוש מאות שנות הפקה בראשית תקופת הברזל (מאות 11 – 9 לפנה"ס). הפחמים שנאספו באתרים אלו, ביחד עם התארוך החדש, מאפשרים לשחזר את האופן בו נוצלה הצמחייה הטבעית כחומר גלם להבערת הכבשנים, ואת השפעת האדם על סביבת הצומח. תוצאות ראשוניות מראות כי חומר הבעירה העיקרי היה פחמי שיטה ורותם, וכי במרוצת הדורות הניצול המסיבי של שני מינים אלו חייב שימוש בחומרי בעירה באיכות פחותה ואף הבאת חומר עץ ממרחק רב, תוך השקעה שלבסוף לא השתלמה. נראה כי אכן מיעוט חומר הבעירה היה הגורם המגביל בתמנע והסיבה העיקרית להפקה המצומצמת באזור זה ביחס למכרות פינאן (Ben-Yosef, 2012).

שטח נוסף בעל עניין מיוחד הוא בית השער (איור 5). בחפירות עונת 2014 נחשפה הכניסה הקדומה לאתר "גבעת העבדים": הפתח בחומה העבה (כמעט שני מטרים במקומות), הוא חלק ממכלול שלם הכולל שני תאים המחוברים במעין "במות" לחומה עצמה. בתאים התגלו שרידים לפעילות מטלורגית משנית, ככל הנראה של יצור מוצרים סופיים. משני צדי השער, בצמוד לחומה ומצדו הפנימי של האתר נמצאו ערימות גללים שהשתמרו באופן חסר תקדים בארכיאולוגיה של ארץ ישראל. לדעתנו, את אזורים אלו יש לפרש כאורוות בהן חנו בהמות המשא (ככל הנראה חמורים, וראו Sapir-Hen and Ben-Yosef, 2013) שכלל הנראה לא הורשו להסתובב בין הכבשנים באתר, אולם זכו לטיפול והשקעה, כפי שעולה הדבר מאנליזות פולן שבוצעו על הגללים המצביעות על כך שהבהמות הואכלו במזון משובח. תאריכי פחמן 14 ממרבצי הגללים ומתאי בית השער מצביעים על המאה ה-10 לפנה"ס כזמן הפעילות במקום.

מי האנשים שפעלו בגבעת העבדים בתקופה זו, וכנגד מי נבנתה החומה? אם מקבלים את קיומו של גרעין היסטורי בתיאורי המקרא של ימי דוד ושלמה, ואת ההנחה המקובלת שהערבה הייתה תחת שליטת אדום, ניתן אולי למצוא רמז בכתוב בספר שמואל ב', פרק ח', פס' 13 – 14: "וַיַּעַשׂ דָּוִד, שֵׁם, בְּשָׂבוֹ, מִהַכּוֹתוֹ אֶת-אֲרָם [אדום] בְּגֵיא-מְלַח--שְׁמוֹנָה עָשָׂר, אֶלְף. וַיֵּשֶׁם בְּאֵדוֹם נְצָבִים, בְּכָל-אֵדוֹם שֵׁם נְצָבִים, וַיְהִי כָל-אֵדוֹם, עֶבְדִים לְדָוִד; וַיֹּשֶׁעַ יְהוָה אֶת-דָּוִד, בְּכָל אֲשֶׁר הָלַךְ."



איור 5: תוכנית בית השער ב"גבעת העבדים". שימו לב לעובי החומה המשוחזר, לתאים ולבמות האבן בחיבור שבין התאים והחומה
 אל בית השער הובילה מהבקעה דרך קדומה החצובה בתוך אבן החול. דרך זו, שהייתה רחבה דייה להכיל שני חמורים טעונים העוברים זה כנגד זה, התמוטטה בחלקה העליון, ככל הנראה ברעידת אדמה שהותירה סדק עמוק (איור 6).



איור 6: הדרך הקדומה העולה ל"גבעת העבדים" כפי שנחשפה ב-2014. הדרך, בה היו חצובות מדרגות, התמוטטה ככל הנראה ברעידת אדמה שהותירה סדק עמוק

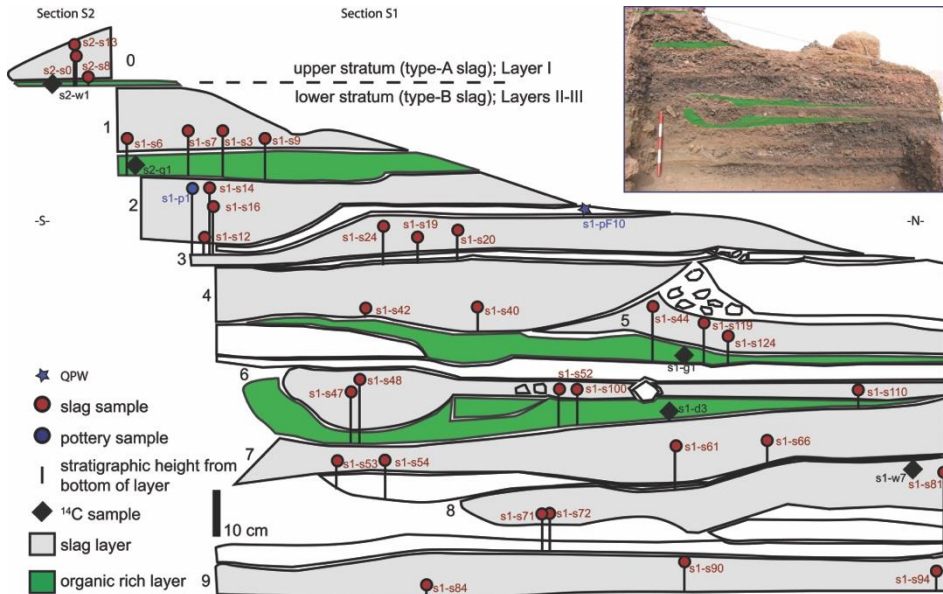
לסיכום הסיור בגבעת העבדים נציין שזהו אתר חד תקופתי, מבודד ויחסית לא מופרע בפעילות מאוחרת, כך שהמצא המתגלה על פני השטח הוא בעל חשיבות מחקרית רבה. מעבר לכלי החרס, הסיגים והמתקנים הבנויים השונים, תעדנו במסגרת החפירות החדשות יותר מ-1000 כלי אבן הפזורים בכל רחבי האתר ומייצגים פן מרכזי בשרשרת הייצור באתרי הפקת נחושת. הרוב המוחלט של כלי אבן אלו אינם עשויים מהאבן המקומית הפריכה, אלא מאבנים שהובאו ממקומות אחרים בבקעה – בעיקר אבן החול הקשה של תצורת עמודי שלמה, וסלעי הגרניט של הר תמנע. האבנים עובדו לטיפוסים שונים שיועדו לשחיקה וכתישה, גם של הבצר וה- flux (להכנתם לקראת ההתכה), וגם של הסיגים (להוצאת טיפות נחושת שנלכדו בהם במהלך ההתכה).

תחנה 2: אתר 30 - מחנה הפקת נחושת מתקופת הברזל (מאות 9-12 לפנה"ס) ורקורד נדיר של השדה גיאומגנטי

האתר נחפר בשנות ה-70 על ידי משלחת הערכה (Rothenberg, 1980) ובשנת 2009 על ידי משלחת משותפת של אוניברסיטת קליפורניה סן דייגו והמכון למדעי כדור הארץ באוניברסיטה העברית (Ben-Yosef, et al., 2012). חפירות 2009 נערכו במסגרת פרויקט לשחזור עוצמת השדה המגנטי בתקופות ארכיאולוגיות (Shaar, et al., 2012) והתמקדו הן בבירור הקונטקסט הכרונולוגי של האתר והן באסוף דוגמאות סיגים לניסויים ארכיאומגנטיים. תוצאות החפירות ובדיקות המעבדה הנלוות הביאו לתגליות מפתיעות. מרבית המידע החדש הגיע מדוגמאות שנאספו בחתך ערימת הסיגים המרכזית (איורים 7, 8).



איור 7: החתך בערימת הסיגים המרכזית באתר 30 כפי שנחשף בעונת החפירות 2009 (Ben-Yosef, et al., 2012)

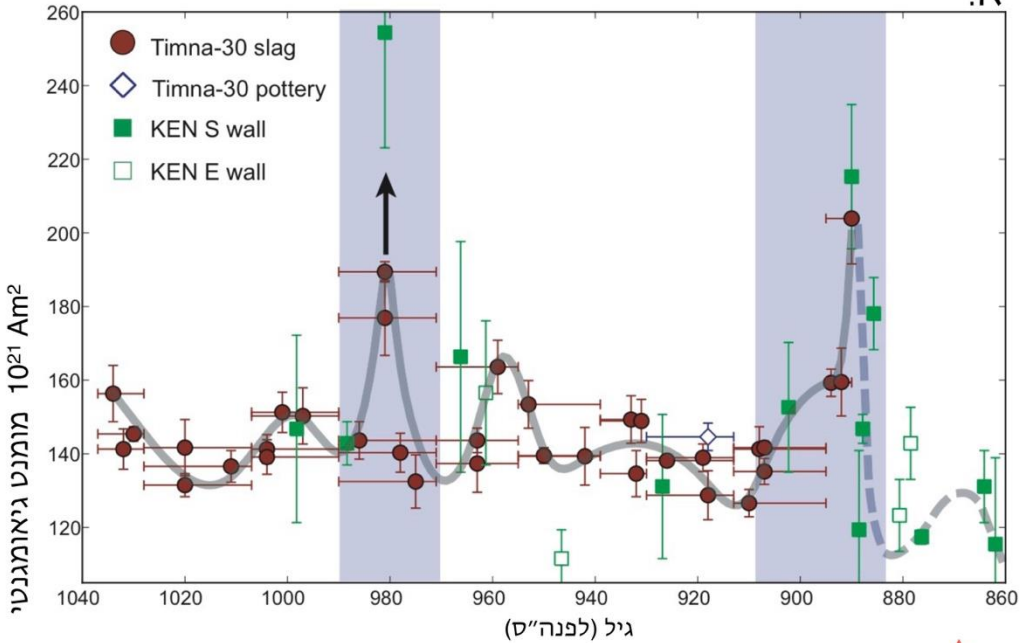


איור 8: החתך בערימת הסיגים המרכזית באתר 30 בתמנע: מיקום הדוגמאות למחקר הגיאומגנטי, הטכנולוגי, והכרונולוגי

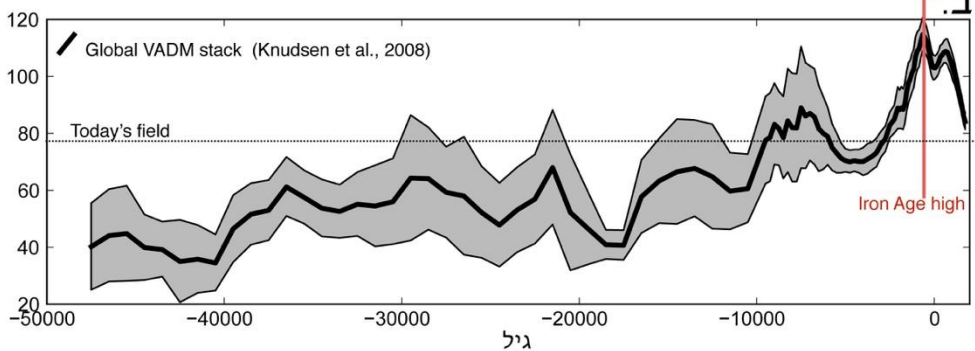
א. כרונולוגיה: תוצאות פחמן 14 מדוגמאות קצרות חיים (בעיקר גלעיני תמרים) הראו כי האתר פעל אך ורק בתקופת הברזל, בין שלהי המאה ה-12 וסוף המאה ה-9 לפנה"ס. מסגרת כרונולוגית חדשה זו שונה בתכלית מהתארוך הקודם של האתר לתקופת הברונזה המאוחרת וימי הממלכה החדשה במצרים, ומחייבת דיון מחודש במשמעות ההיסטורית והארכיאולוגית של האתר. כעת מתברר ששיא ההפקה בבקעת תמנע התרחש תחת חסותם של השבטים המקומיים, ללא מעורבות אימפריאלית וכחלק ממערכת חברתית-פוליטית השייכת ככל הנראה לממלכת אדום הקדומה. כאמור לעיל, תקופה זו חופפת את ימי הממלכה המאוחדת – אך על אף ששאלת "מכרות המלך שלמה" חזרה לדיון הארכיאולוגי, נכון לעכשיו אין בידי הממצא מתמנע לאשש או להפריך מעורבות כלשהי של ירושלים במפעל הפקת הנחושת האדיר בדרום. התארוך החדש פתח שאלות רבות, וגם העמיד בסימן שאלה תיארוך של אתרים אחרים בבקעה.

ב. תיעוד השדה הגיאומגנטי: העבודה בערימת הסיגים המרכזית אפשרה שחזור של שינויי עוצמת השדה הגיאומגנטי ברזולוציית זמן גבוהה לתקופה המיוצגת באתר (איור 9; Shaar, et al., 2011). במחקרים קודמים בבקעת תמנע ובאתרי הפקת נחושת אחרים בערבה בהובלת פרופ' חגי רון המנוח, פרופ' אמוץ עגנון, פרופ' ליסה טוקס וחוקרים נוספים, נמצא כי סיגני נחושת הם רשם טוב של עוצמת השדה הגיאומגנטי (Ben-Yosef, et al., 2010; Shaar, et al., 2008). המחקר על הסיגים מאתר 30 אישש והוסיף נתונים לתצפית מערימת סיגים בח'רבת אנ-נחאס בפניאן (Ben-Yosef, et al., 2009) שמראה כי עוצמת השדה במאה ה-10 וראשית המאה ה-9 לפנה"ס הייתה גבוהה באופן יוצא דופן, כמעט פי שניים וחצי מעוצמת השדה הנוכחי. שדה בעוצמה כזו לא תועד באופן מהימן קודם לכן באף אתר ארכיאולוגי (או גיאולוגי), והפרשנות הגיאופיזית של התצפית עדיין נמצאת במחקר.

א.



ב.



איור 9: (א) עוצמת השדה הגיאומגנטי (מומנט גיאומגנטי) כפי שחושבה מתוך הנתונים הפליאומגנטיים מאתר 30 בתמנע ו'חרבת אנ-נחאס בפינאן. מודגשים שני שיאים עם עצמת שדה חריגה ("ספייקים" גיאומגנטיים). (ב) עוצמת הדיפול הגיאומגנטי ב-50 אלף השנים האחרונות כפי שחושבה ללא הנתונים מתמנע ופינאן. מומנט הדיפול היום מסומן בקו מקוקו. הספייקים הגיאומגנטיים בתקופת הברזל (מסומנת בחץ אדום) מציינים שיא גלובלי בעצמת השדה הגיאומגנטי עם ערכים של פי 2.5 ויותר מעצמת השדה היום. (מתוך Shaar, et al., 2011)

ג. אבולוציה של טכנולוגיית ההתכה: אנליזה כימית (XRF) של דוגמאות סיגים כתושות לאורך החתך הראתה שינויים טכנולוגיים הדרגתיים לאורך ציר הזמן, עם קפיצה טכנולוגית שמתבטאת בסיגי השכבה העליונה (Ben-Yosef, 2010). בעוד שסיגי השכבות התחתונות (סוף מאה 12 – מחצית שניה של המאה ה-10 לפנה"ס) מכילים ברזל ומעידים על שימוש בבצר ברזל כמתוך (תוסף לתערובת ההתכה, flux), סיגי השכבה העליונה ביותר (סוף מאה 10 – מאה 9 לפנה"ס) מכילים מנגן ומעידים על שימוש בבצר מנגן כמתוך. בצר מנגן מהווה מתוך יעיל יותר בתהליך ההתכה והשימוש בו מעיד על שיפור טכנולוגי ניכר, שמתבטא גם בירידה דרסטית בכמות הנחושת

השאריתית בסיגים (מ 1.5% – 2% ל- 0.5%). השיפור ביעילות התהליך מתבטא גם בסטיית תקן קטנה יותר, כלומר אחידות וסטנדרטיזציה גבוהים יותר בתהליך היצור. השינוי הטכנולוגי של המחצית השנייה של המאה ה-10 לפנה"ס ניכר גם בשרידי הכבשנים ופיות המפוח שמעידים על הופעה של סט חדש של מתקנים; נראה כי שינוי טכנולוגי זה והארגון מחדש של התעשייה (שניכר גם בפניאן בדיוק באותו הזמן) הונע על ידי גורם מרכזי אחד, שככל הנראה היה קשור למסע של פרעה שישק לדרום הלבנט סביב שנת 925 לפנה"ס (Ben-Yosef, et al., 2010).

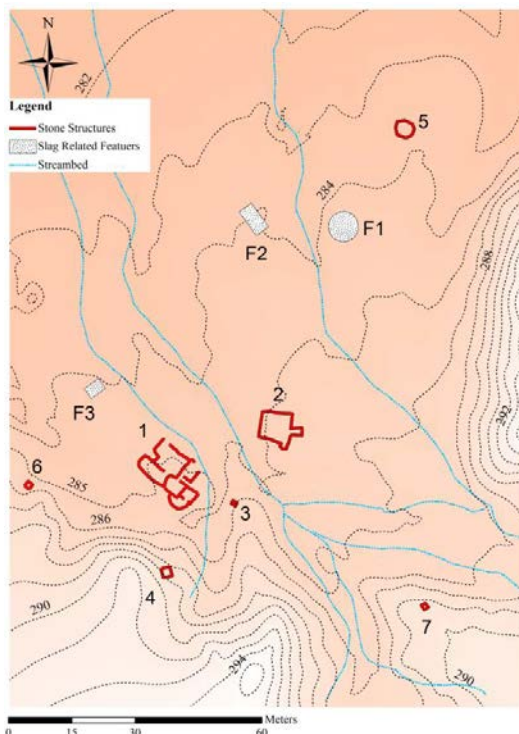
ד. הופעה ראשונה של הגמל המבוית באזורינו: בחינת שרידי עצמות בעלי החיים מאתר 30 (חפירות שנות ה-70 וחפירות 2009), ביחד עם ניתוח הממצא מאתרי הפקת נחושת אחרים בתמנע ובפניאן הראו כי עצמות גמל מופיעות כמעט אך ורק בשכבות המייצגות את סוף המאה ה-10 והמאה ה-9 לפנה"ס (השכבה העליונה ביותר בערימת הסיגים המרכזית באתר 30; Sapir-Hen and Ben-Yosef, 2013). תצפית זו מעידה כי הגמל המבוית נכנס לשימוש שיטתי כבהמת משא בדרום הלבנט לא לפני שלהי המאה ה-10 לפנה"ס. ככל הנראה הייתה זו תוצאה של תהליך יזום לשיפור התעשייה והמסחר בערבה, הקשור גם לשיפור הטכנולוגי שנידון בסעיף הקודם.

תחנה 3: אתר 3 – מחנה הפקת נחושת משלהי תקופת הברונזה המאוחרת (מאה 12 לפנה"ס) ו"הפאזה המצרית" של הפקת הנחושת בתמנע

כאמור, המחקר החדש הראה כי שניים מבין אתרי ההפקה המרכזיים בבקעת תמנע (אתרים 34 ו-30, תחנות 1 ו-2 לעיל) שייכים לתקופת הברזל ולא לתקופת הברונזה המאוחרת כפי שהוצע קודם לכן על ידי משלחת הערבה בראשותו של בנו רותנברג. תיארוך זה שם בסימן שאלה את זמן הפעילות בשאר מחנות ההתכה הגדולים בבקעה, שגם תוארכו עד כה לתקופת הברונזה המאוחרת ויוחסו ליוזמה מצרית. הממצא במקדש חתחור בלב הבקעה מעיד שהפקת נחושת אכן התקיימה באזור בימי הפרעונים של השושלות 19 ו-20 מסתי הראשון ועד רעמסס השישי (מאה 13 – מחצית ראשונה של המאה ה-12 לפנה"ס) (Rothenberg, 1988), ואחת ממטרות המחקר החדש היא לזהות את מחנות ההתכה מתקופה זו ולאפיין את הטכנולוגיה ואופן ארגון התעשייה המשתקפים בהם. ההנחה בבסיס המחקר היא שאתרי תקופת הברונזה המאוחרת מרוכזים באגן נחל תמנע (אתרים 2, 3, 12-15), בעוד אתרי תקופת הברזל באגן נחל נחושתן (ראו איור 1). הנחה זו מסתמכת על הבדלים מהותיים באופי האתרים ומקבלת אישוש בתוצאות החפירות והסקרים המחודשים באזור של אוניברסיטת תל אביב ורשות העתיקות.

אתר 3 הוא מחנה הפקת נחושת בגודל של כ-8 דונם הפזור על גבי מניפת סחף של ערוץ קטן מצפון להר תמנע (איורים 1, 10). באתר שרידים של מספר מבנים מרכזיים (שאבניהם נשדדו על ידי קבלנים מאילת) ועשרות מתקני אבן קטנים (בקוטר 20-40 ס"מ) שיתכן ושמשו לפעילות מטלורגית משנית (המסת המתכת ויציקת מטילים וכלים). האתר אינו מבוצר (הבדל מהותי מאתרי תקופת הברזל) ומכיל כמות סיגים מועטה יחסית הפזורים כשכבה דקה על פני השטח. באתר נערכו חפירות על ידי משלחת הערבה בשנים 1979 ו-1984, אך רק במסגרת הפרויקט החדש של אוניברסיטת תל אביב עובד הממצא לקראת פרסום, כולל בדיקות פחמן 14 על גלעיני תמרים.

תוצאות התארוך הראו כי האתר פעל במחצית הראשונה של המאה ה-12 (במקביל לחלק האחרון של הפעילות במקדש התחור) ואפשרו את ניתוח הממצא בהקשר של "הפאזה המצרית" של תמנע. בהתאמה למחקרים אחרים (למשל Avner, 2014) נראה כי הנוכחות המצרית בתמנע הייתה מוגבלת, וכי גם בתקופה בה המצרים מיוצגים בכתובות וחפצים במקדש ובמקומות אחרים באזור, מפעל ההפקה התקיים על בסיס עבודה של אנשי המקום, בני השבטים של דרום הנגב והערבה. אלו מיוצגים בקרמיקה ובממצאים נוספים של התרבות החומרית שנחשפו באתר.

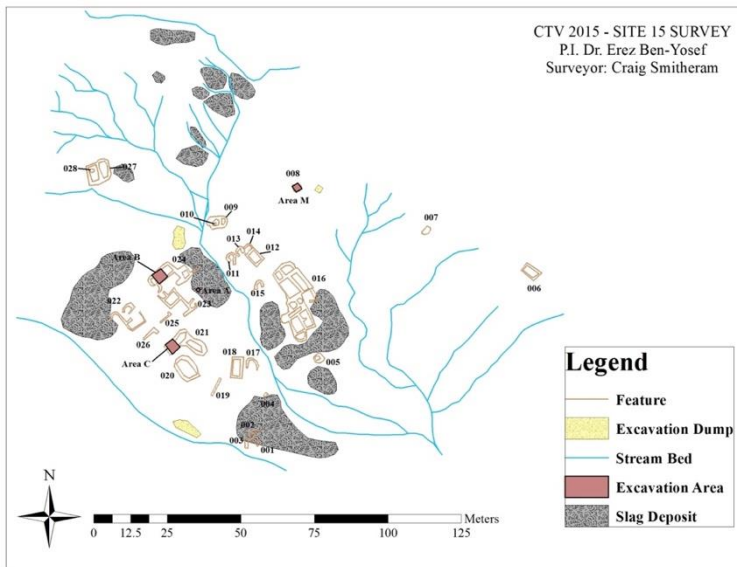


איור 10: מפת אתר 3 בסקר המחודש (2014) (מפוי על ידי עמרי יגל). זהו אתר מפורז ופזור המייצג את תעשיית הנחושת תחת שליטה מצרית בשלהי תקופת הברונזה המאוחרת. לאתר היה ככל הנראה גם תפקיד אדמיניסטרטיבי במערך ההפקה הכולל בצפון הבקעה

תחנה 4: אתר 15 – מחנה הפקת נחושת מתקופת הברונזה המאוחרת

אתר 15 הוא אתר התכה גדול (כ-10 דונם) ושומר היטב באגן נחל תמנע (איורים 1, 11). האתר נחפר לראשונה בשנת 2015 במסגרת פרויקט החפירות המחודשות בבקעה ובמסגרת המאמץ לזהות ולאפיין את הפעילות בתקופת הברונזה המאוחרת באזור. העדר הביצור, אופן פיזור הסיגים, תכנית המבנים ואלמנטים נוספים מעידים ככל הנראה שהאתר שייך לתקופה זו (טרם התקבלו תאריכי פחמן 14). בדומה לאתרים אחרים, נחשף גם כאן ממצא אורגני עשיר ביותר, הכולל בדים (איור 12) ועשרות זרעים וחרצנים לא מפוחמים (כולל, בפעם הראשונה באזור, שקדים).

באתר נחפרו ארבעה שטחים: שטח פתוח עם סיגים (A) בו נמצא מתקן עגול (לא מטלורגי) בעומק של כחצי מטר, חפירה בתוך חדר רוחבי (B) שחשפה שרידי פעילות הקשורה ככל הנראה במגורים, חדר בחלק הגבוה באתר (C) בו התגלו שרידים לפעילות מטלורגית מגוונת, וקבר בראש גבעה סמוכה (M). בין הממצאים החשובים של עונת החפירות נמצאים כלי מתכת, הכוללים מחט גדולה מברונזה וחפץ מברזל, שהוא מבין הקדומים שהתגלו בלבנט כולו. ניתוח החפץ עשוי לשפוך אור על תהליך המעבר לשמוש בברזל והתפתחות טכנולוגיות היצור של מתכת זו, שיש הגורסים שהייתה פועל יוצא של תעשיית הנחושת (למשל Gale, et al., 1990). עדויות חדשות מהחפירות בפינאן (ירדן) מחזקות את האפשרות לקשר בין הטכנולוגיות השונות ואף מרמזות לכך שבעבר יוצר ברזל במהלך המאה ה-9 לפנה"ס (Ben-Yosef and Levy, 2014).



איור 11: מפת אתר 15 לאור הסקר והחפירות של עונת 2015



איור 12: בדים וחבלים מאתר 15 כפי שנחשפו בעונת 2015

תחנה 5: תצפית על אתר 2 – מחנה הפקת נחושת מתקופת הברונזה המאוחרת (מאות 14 – 12 לפנה"ס)

אתר 2 ("אתר הפטרייה") הוא אתר התכה גדול בצפון בקעת תמנע (איור 1). האתר נחפר על ידי בנו רותנברג בשנת 1964 (Rothenberg, 1967), ומאז 2005 על ידי טלי אריקסון-גיני ורשות העתיקות במסגרת פיתוח האתר והצגתו למבקרים (Erickson-Gini, 2014). תוצאות בדיקות פחמן 14 של החפירות החדשות מאששות את הטענה של רותנברג כי האתר פעל בעיקר בתקופת הברונזה המאוחרת ומייצג את התעשייה תחת היוזמה המצרית. מהתאריכים החדשים נראה כי התכת הנחושת כאן החלה במקביל לתחילת הפעילות במקדש חתחור, כלומר כבר בראשית המאה ה-13 לפנה"ס; לפיכך העדות מאתר זה משלימה את התמונה המתקבלת מאתר 3 המתוארך לשלהי התקופה (תחנה 3 לעיל).

אתר 2 הוא אתר הפקת הנחושת היחיד בבקעת תמנע המונגש לציבור, ובכניסה אליו מוצגים דגמים המשחזרים את טכנולוגית ההתכה ויצירת מוצרי המתכת הסופיים. בחינה מחודשת של הממצא מאתר זה ומאתרי התכה נוספים בערבה מצביעה על אי דיוקים בתצוגה, כמו למשל בשחזור המפוחים (לא נמצאו מפוחי סיר מאבן או קרמיקה באף אחד מאתרי ההתכה בערבה, וראו Ben-Yosef, 2010). בחינה זו הביאה גם למסקנה שהכבשן שנחשף במרכז האתר (ואולי גם כבשנים נוספים) הוא אינטרוזיה מאוחרת, המייצגת פעילות מחודשת במקום בתקופה המוסלמית הקדומה. מסקנה זו מסתמכת הן על מחקר טכנולוגי (ibid) והן על תארוך פחמן 14 שפורסם על ידי משלחת הערבה עצמה (Avner and Magness, 1998).

הממצא מהחפירות החדשות באתר כולל כמות גדולה יחסית של קרמיקה מצוירת מטיפוס Qurayyah Painted Ware (ובעבר "מדיינית"). בדיקות פטרוגרפיות שנעשו על ממצא דומה כחלק ממחקרי משלחת הערבה הראו כי מקור הקרמיקה מהחג'אז. קרמיקה מטיפוס זה נמצאה גם במקדש חתחור ובאתר 3 בתמנע (ובאתרים 30 ו-34 בכמויות קטנות יותר), ובאתרים נוספים בערבה ובנגב (Singer-Avitz, 2014). היא מייצגת קשרים עם נאות המדבר של צפון מערב חצי האי ערב (ובמיוחד נת המדבר של קוראיה שנתנה לקרמיקה את שמה), שטיבם עדיין לא ברור. ממצא נוסף שהתגלה לאחרונה הוא עצמות חזירים (Bar-Oz and Erickson-Gini, Unpublished), שמעיד על כך שהניהול המצרי של התעשייה בתקופת הברונזה המאוחרת כלל גם נוכחות מצרית באתרי ההתכה (Sapir-Hen and Ben-Yosef, 2014). לסיכום, נראה שה"פאזה המצרית" של הפקת הנחושת בבקעה כללה ניהול מצרי של כוח עבודה מקומי. הניהול התבצע ממוקדי שליטה, בראשם המקדש, אך כלל גם נוכחות מצרית באתרי ההתכה עצמם וככל הנראה גם במכרות. כוח העבודה המקומי היה מבוסס על אוכלוסייה שבטית נוודית/נוודית למחצה שלה היו קשרים עם צפון מערב חצי האי ערב, שיתכן והתבטאו בנוכחות ומעורבות של אנשי ערב עצמם באתרי תמנע ותעשיית הנחושת.

תחנה 6: מכרות נחושת באתר "מרכבות 1" (נצ"מ 194450/412075 רשת ישראל חדשה)

בעוד שאתרי ההתכה וערימות הסיגים בבקעת תמנע הגיעו לידיעת חוקרים ונוסעים ראשונים כבר לפני 170 שנה (עם ביקורו של ג'ון פת'ריק, מהנדס מכרות בריטי, בשנת 1845), היה זה רק במסגרת המחקר של משלחת הערבה בשנות השישים של המאה ה-20 שהמכרות עצמם זוהו לראשונה. עבודת משלחת הערבה הסתכמה בהגדרת שלושה טיפוסים של מכרות עיקריים, על פי טכנולוגיות הכרייה (Rothenberg, 2005):

טיפוס א' (המיוצג בתחנה הנוכחית): בורות כרייה פתוחים בתוך שכבות סחף המכילות תרכיזי בצר שהובלו למקום באופן טבעי, כתוצאה מתהליכי בליה של הסלע נושא הבצר. מכרות אלו נמצאים נמוך יותר (טופוגרפית) ממיקום מחשוףי השכבות נושאות הבצר (אבן החול של תצורות אמיר ועברונה) והם מייצגים טכנולוגיית כרייה פשוטה ביותר שכל הנראה אף לא הצריכה כלים מיוחדים. מכרות מסוג זה קשים להבחנה בשטח (איור 13), אך בהסתכלות קפדנית ניתן להבחין בתלוליות ובשקעים, תוצאה של פעילות כרייה בבורות פתוחים וניצול שיטתי ומקיף על חומר הסחף, כאשר החומר הטפל נשפך אל תוך הבור הסמוך עם התקדמות הכרייה. כשהבצר נוצל במלואו האזור נותר מצולק עם בורות רדודים ופתוחים שבמהלך הזמן התמלאו באבק, בוץ ואבנים שהפכו אותם רדודים עוד יותר. בשל פשטות הטכנולוגיה, תוארכו מכרות אלו על ידי משלחת הערבה לראשית ניצול המרבצים (התקופה הכלקוליתית ואולי אף הניאוליתית).

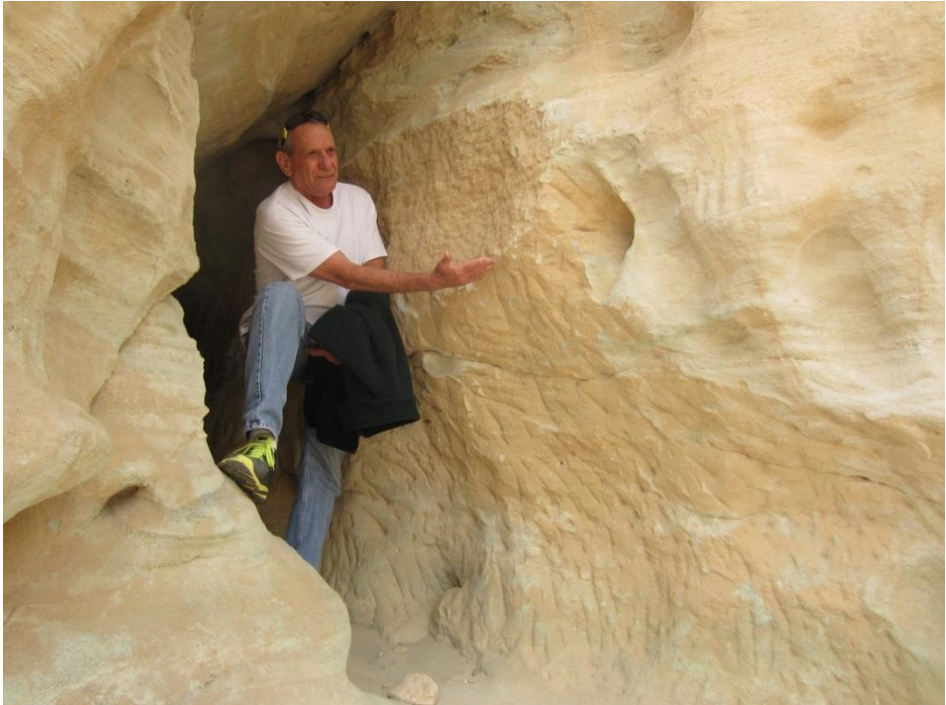


איור 13: בורות כרייה פתוחים (מכרה מטיפוס PLACER) בתוך שכבות הסחף באתר "מרכבות 1" בזמן החפירה, 2013

טיפוס ב': פירים רחבים יחסית (וכנראה גם רדודים יותר ביחס לטיפוס ג') עם גלריות פשוטות שנכרו אל תוך אבן החול נושאת הבצר (עפרת הנחושת) באמצעות כלי אבן (איור 14).

טיפוס ג': פירים צרים וגלריות מורכבות שנכרו אל תוך אבן החול נושאת הבצר באמצעות כלי מתכת (איור 14). בבקעה התגלו אלפי פירים מהטיפוס הזה, רובם המוחלט סתום, ויש להניח שחלקם הגדול שמש לפרוספקציה – חיפוש מרבצי נחושת בתת הקרקע – ורק אלו שאכן פגעו בעורק נחושת התפתחו למערכת מסועפת של גלריות ופירי שינוע ואורור (איור 15). משלחת הערבה תארכה את רוב הפירים מהסוג הזה לתקופת הפעילות המצרית בבקעה בימי הממלכה החדשה. תאריך זה מבוסס על "הפרדיגמה המצרית" שהשתרשה במחקרי משלחת הערבה אחרי גילוי מקדש תחזור בשנת 1969. התאריכים החדשים שהתקבלו באתרי ההתכה המרכזיים (תחנות 1 ו-2 לעיל) מעידים ככל הנראה שמרבית המכרות מסוג זה שייכים לתקופת הברזל (סוף מאה 12 – מאה 9 לפנה"ס), ורק מיעוטם לתקופת הברונזה המאוחרת.

אחד מהאתגרים הגדולים בארכיאולוגיה של מכרות הוא התיארוך. כיוון שלרוב ממצא בר-תיארוך (טיפולוגית או באמצעות פחמן 14) אינו בנמצא, קביעת זמן הפעילות במכרות קדומים מסתמכת על עדויות עקיפות, כמו שנעשה במחקרי תמנע עד כה (לעיל). בעקבות הצלחה של פרויקט ראשוני במכרות פינאן, במחקר החדש בתמנע יישמנו את שיטת התיארוך באמצעות לומיניסנציה אופטית על מכרות מטיפוסים א' וב', בשני אתרים, "מרכבות 1" ו"מרכבות 2" (בהתאמה). הבדיקות נעשו על ידי נעמי פורת, גלינה פאירשטיין וקרייג סמית'ראם במעבדת הלומיניסנציה של המכון הגיאולוגי בירושלים. החפירות במכרות והתיארוך המוחלט שהתקבל לזמן הכרייה הניבו תובנות לגבי רצף ההתפתחות הטכנולוגית ואופן עיצוב הנוף של אזורי הכרייה הקדומים.

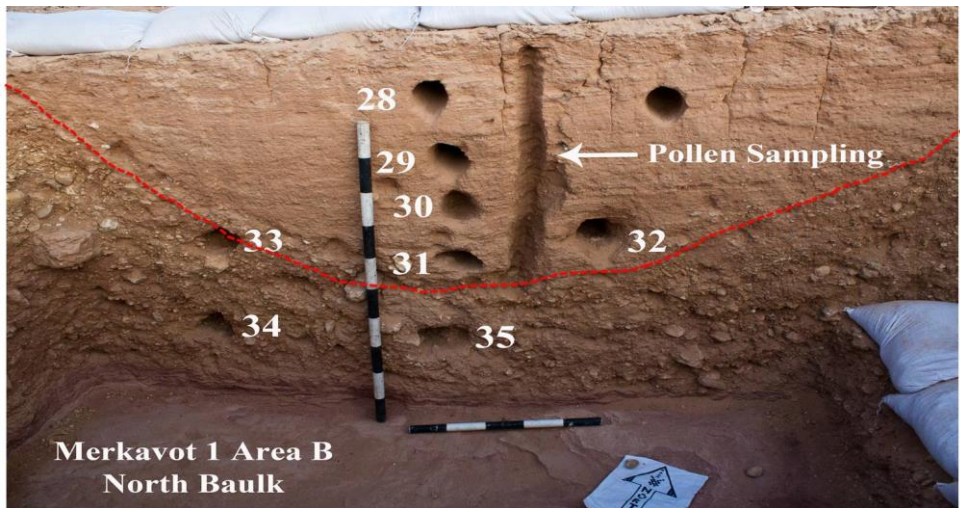


איור 14: גלריות חצובות באבן החול בשתי טכנולוגיות שונות (באזור מכרה T): סמני כלי אבן שייכים לשלב הקדום (טיפוס ב', מעל היד), סמני כלי המתכת לשלב המאוחר (טיפוס ג', מתחת ליד). בתמונה, פרופ' חגי רון המנחה בסיור בתמונע בשנת 2012



איור 15: "צלחות" – פירי כרייה ופרוספקציה סתומים (אתר "מרכבות 3" של משלחת אוניברסיטת תל אביב)

באתר "מרכבות 1" נחפרו (בניהולו של קרייג סמית'ראם) שני בורות חפירה באזור של בורות כרייה פתוחים (open pit mines / placer mines; איור 13). החפירה הראתה שהשטח כולו הופרע ושטרסת הסחף המקורית עובדה באופן אינטנסיבי לסינון תרכיזי נחושת (איור 16). תוצאות התיארוך בלומינסנציה הצביעו על כרייה בתקופה הכלקוליתית הקדומה (האלף ה-5 לפנה"ס), אבל גם פעילות בתקופה מאוחרת הרבה יותר (תקופת הברונזה המאוחרת/ברזל, סוף האלף השני לפנה"ס). כלומר, ההנחה של רותנברג שהטכנולוגיה הפשוטה היא גם הקדומה ביותר נמצאה כנכונה, אולם טכנולוגיה זו אינה נעלמת עם הופעת טכנולוגיות מתקדמות יותר.



איור 16: חתך בריבוע B באתר "מרכבות 1". בחתך רואים בבירור את המגע בין פני השטח בתום פעילות הכרייה והמילוי הטבעי (איאולי ופלוביאלי) שהצטבר מאז הנטישה (מסומן בקו אדום). נראה שכל טרסת הסחף עברה עיבוד אנושי אינטנסיבי: על מנת לנצל באופן מירבי את המרבץ תומר מבור פעיל נשפך אל בור קודם וכך הלאה (כך שגם החומר מתחת לקו המגע בתמונה עבר הפרעה אנושית). בתמונה רואים גם את מיקום הדוגמאות לתיארוך הלומינסנציה ושימור פולן לשחזור הסביבה הקדומה. בתחתית החפירה נחשפת אבן החול האדומה של תצורת שחורת, הנמצאת סטרטיגרפית מתחת לשכבה נושאת הבצר (גבול תצורת אמיר/עברונה).

התאריך שהתקבל לפעילות באתר "מרכבות 1" הוא האישוש האנליטי הראשון לטענות קודמות לכרייה מהאלף החמישי לפנה"ס בבקעת תמנע. הטענות הקודמות הסתמכו על ממצא עקיף בלבד, והממצא החדש מבסס את תמנע כאחד ממכרות הנחושת הקדומים בלבנט.

תחנה 7: מכרות הנחושת באתר "מרכבות 2"

האתר ממוקם על השלוחה מזרחה לחנייה באתר ציורי המרכבות. במסגרת הפרויקט החדש של אוניברסיטת תל אביב (המתנהל במקום מאז 2013) נחפרה "צלחת" – פיר סתום, שהסתבר כמכרה מטיפוס ב' לעיל. המחקר כלל תיארוך לומינסנציה של הפיר, ניתוח טכנולוגיית הכרייה, ניתוח סדימנטולוגי של מילוי הפיר להבנת תהליך המילוי, ניתוח גיאומורפולוגי לשחזור שינוי פני השטח באלפי השנים האחרונות, וסקר גיאופיזי לזיהוי גלריות בתת הקרקע בהובלת נטע וכסלר

וצוות מהחוג לגיאופיזיקה באוניברסיטת תל אביב. להלן מוצגות מסקנות ראשוניות של המחקרים השונים.

א. חפירת "צלחת" ותיארוך פעילות הכרייה: ריבוע חפירה נפתח מעל צלחת רחבה (איור 17) בשלוחה הצרה שמעל החניה (את החפירה בריבוע ניהל קרייג סמית'ראם). החפירה חשפה את חלקו העליון של פיר קדום החצוב אל תוך אבני החול באזור המגע בין תצורות אמיר ועברונה (איור 18).



איור 17: "צלחת" באתר "מרכבות 2" לפני החפירה



איור 18: ריבוע A באתר "מרכבות 2" אחרי החפירה (נחפר בשנים 2013-2014, התמונה מסוף החפירה). בתחתית הצלחת נחשף חלקו העליון של פיר הכרוי בתוך אבן החול; החץ הלבן ממוקם על גבי שכבת חרסית (בוץ) המייצגת את גובה הפיר בעת נטישת המכרות – ומכאן שרוב מילוי הפיר הוא תוצאה של פעילות אנושית שהתבצעה כחלק מתהליך הכרייה.

תוצאות לומיניסנציה אופטית שהתקבלו מדוגמאות מחתך החפירה הצביעו על הכלקולית המאוחר (מחצית ראשונה של האלף הרביעי לפנה"ס) כתאריך המאוחר ביותר האפשרי לפעילות הכרייה באתר. התאריכים גם הראו שמילוי החלק העליון ביותר (מעל שכבת ה"בוץ", איור 18) הוא תוצאה של הצטברות טבעית של חומר איאולי ופלוביאלי במהלך התקופה שחלפה מאז נטישת המכרה. הצלחת הרחבה והפיר הכרוי בכלי אבן מתאימים לטיפוס המכרות הקדום שהגדירה משלחת הערבה.

ב. טכנולוגיית הכרייה והתפתחות הנוף: בזמן כריית המכרות באזור "מרכבות 1" פני השטח היו מתונים יותר והערוצים באזור היו רדודים יותר באופן משמעותי. השכבה נושאת הבצר הייתה חבויה בתת הקרקע, והגישה אליה התאפשרה רק בפירים שנכרו מפני השטח שהיו ברובם מכוסים בטרסות נחל קדומות. תחילת הכרייה הייתה בבור רחב למדי בתוך חלוקי טרסת הנחל, ומהרגע שהכורים פגעו באבן החול רוחב הפיר הצטמצם למינימום ההכרחי (שהוכתב על ידי כלי החציבה והטכנולוגיה). מרבית הפירים שמשו ככל הנראה לפרוספקציה, ורק בחלקם התפתחה מערכת של גלריות אופקיות שנכרו בעקבות עורקי הבצר. תוצאות המחקר הנוכחי מראות שהפירים נסתמו בעיקר על ידי פעילות אנושית כחלק אינטגרלי מפעילות הכרייה הקדומה (רק החלק העליון התמלא באופן טבעי). אנחנו מציעים שהסתימה הייתה פועל יוצא של השאיפה להגדלת יעילות הפרוספקציה: על מנת לסקור באופן מלא ככל האפשר את תת הקרקע, הכורים חפרו פירים זה לצד זה באופן שיטתי, מהחלקים הנמוכים יותר של טרסות הנחל לגבוהים יותר, כאשר חומר מהפיר הפעיל נשפך אל תוך הפיר הסמוך. בצורה זו לא נוצרו ערימות שפכים גדולות במקומות אקראיים בטרסה שהיו מסרבלות את בדיקת תת הקרקע מתחתן. ואכן, מספר פירי כרייה שנותרו פתוחים (עד לעומק של כמה עשרות מטרים) מצויים בחלק העליון של הטרסות הקדומות (למרגלות המצוקים התוחמים את הבקעה).

מאז נטישת המכרות התחתרו הערוצים באזור לעומק של כמה מטרים (בממוצע כ-15 מ') וחשפו גלריות תת קרקעיות, כפי שניתן לראות בדופן הערוץ החולי מאחורי התצוגה בחניון אתר המרכבות. הגיל שהתקבל לפיר בראש השלוחה באתר "מרכבות 2" נותן אילוף לקצב התחתרות הערוצים באזור זה (כ-15 מ' בששת אלפים שנה). ממצאים ארכיאולוגיים נוספים בסביבות האתר מאפשרים בחינה מפורטת עוד יותר של תהליך ההתחתרות לאורך הזמן: בתוך הערוץ החולי (שכאמור לא היה חשוף לפני 6000 שנים) ישנן חרוטות סלע רבות, ביניהן "ציור המרכבות" המתוארך על סמך תוכנו לתקופת הברונזה המאוחרת (לפני כ-3300 שנה). מיקום החריטות ביחס לגובה הטרסה הקדומה נותן אילוף לקצב ההתחתרות המינימלי לתקופה שבין 6000 ל-3300 לפני זמננו, שנמצא איטי יותר מקצב ההתחתרות המאפיין את 3300 השנים האחרונות. תצפיות דומות נעשו במקומות אחרים בבקעה על ידי משלחת הערבה (Hauptmann and Horowitz, 1980) (Rothenberg, 2005), ולאחרונה על ידי שלומי וחובריו (Shlomi, et al., 2015). האחרונים מצאו קצב התחתרות ממוצע של 4 מ' באלף שנה והתחתרות מקסימלית של 30 מ' בששת אלפים השנים האחרונות. נראה כי יש לקשור את הקצב הגבוה של התחתרות הערוצים

באזור בראש ובראשונה לריבוי החללים בתת הקרקע, פועל יוצא של הכרייה האינטנסיבית בתוך אבני החול.

ג. סקר גיאופיזי: בניסיון להבין את המבנה התת קרקעי של מערכות הכרייה ואת היחס בין פירי פרוספקציה לפירי כרייה שפגעו בנחישת והתפתחו לגלריות, נערכו סקרים גיאופיזיים באזור "מרכבות 2" ו"מרכבות 3" (האחרון נמצא בנצ"מ 194200/412340) בשיתוף עם החוג לגיאופיזיקה באוניברסיטת תל אביב (איור 19). על אף גודלו של השטח הנסקר, זוהתה רק גלרייה אחת בעומק של כ-7 מטרים באתר "מרכבות 3". בשלב זה של המחקר טרם הובהר אם התצפית נובעת ממגבלות השיטה או שכמות הפירים שהתפתחו לגלריות אכן מצומצמת מאוד.



איור 19: סקר גיאופיזי לזיהוי גלריות כרייה באזור "מרכבות 2"

סיכום

תחנות הסיור מציגות את חידושי המחקר בתמנע מהשנים האחרונות. מחקר זה, הכולל חפירות, סקרים ובדיקות מעבדה, משנה חלק מהתפיסות שהיו מקובלות עד כה לגבי הארכיאולוגיה של בקעת תמנע ומוסיף תובנות חדשות על הכרונולוגיה, הטכנולוגיה והאינטראקציה של האדם עם הסביבה לאורך התקופות, באזור בו התעניין (ועדיין מתעניין) האדם בניצול משאב טבע שעיצב תהליכים בהיסטוריה של חברות אנושיות משחרר המטלורגיה. חלק מהמחקרים שהוצגו לעיל עדיין פעילים, והחפירות המחודשות בבקעה מתוכננות להתקיים גם בשנים הקרובות.

תודות

למחקרים המתוארים בסיור שותפים אנשים רבים וזה המקום להודות להם: נטע וכסלר, אהרון גרינר, ליסה טוקס, אמוץ עגנון, אהוד וייס, עמרי לרנאו, לידר ספיר-חן, עמרי יגל, שירלי בן דור-אביאן, מריו מרטין, ווליאם אונדריצ'ק, אילנה פיטרס, ונסה וורקמן, אורית שמיר, יובל ספיר, מיכאל בייט, קרייג סמית'רם, מרק קוונף, ונסה לינרס, דועאא אבו צלאח, אסף הולצר, חנן גינת, עוזי אבנר, נעמה סוקניק, תום לוי, מוחמד נג'אר, טלי אריקסון-גיני ויצחק וסל. אנו מודים גם לצוות פארק תמנע ומנהלת הפארק, גב' חגית גל, על תמיכתם בפרויקט ועזרתם הרבה בשטח, ולרשות העתיקות ונציגיה בדרום, יגאל ישראל ויורם חיימי, על הליוי והעצות.

מקורות

- Avner, U., 2014. Egyptian Timna Reconsidered, in: Tebes, J.M. (Ed.), *Unearthing the Wilderness: Studies on the History and Archaeology of the Negev and Edom in the Iron Age*. Peeters, Leuven-Paris-Walpole, pp. 103-162.
- Avner, U., Magness, J., 1998. Early Islamic settlement in the southern Negev. *Bulletin of the American Schools of Oriental Research* 310, 39-57.
- Bar-Oz, G., Erickson-Gini, T., Unpublished. Late Bronze faunal remains from Timna, Site 2. Israel Antiquity Authority Archives, Jerusalem.
- Ben-Yosef, E., 2010. Technology and Social Process: Oscillations in Iron Age Copper Production and Power in Southern Jordan, *Anthropology*. University of California, San Diego, San Diego.
- Ben-Yosef, E., 2012. Environmental constraints on ancient copper production in the Arava Valley: implications of the newly discovered site of Khirbat Manaiyah in southern Jordan. *Tel Aviv* 39, 186-202.
- Ben-Yosef, E., Levy, T.E., 2014. The material culture of Iron Age copper production in Faynan, in: Levy, T.E., Najjar, M., Ben-Yosef, E. (Eds.), *New Insights into the Iron Age Archaeology of Edom, Southern Jordan*. Cotsen Institute of Archaeology, UCLA, Los Angeles, pp. 887-959.
- Ben-Yosef, E., Levy, T.E., Higham, T., Najjar, M., Tauxe, L., 2010. The beginning of Iron Age copper production in the southern Levant: new evidence from Khirbat al-Jariya, Faynan, Jordan. *Antiquity* 84, 724-746.
- Ben-Yosef, E., Ron, H., Tauxe, L., Agnon, A., Genevey, A., Levy, T.E., Avner, U., Najjar, M., 2008. Application of copper slag in geomagnetic archaeointensity research. *Journal of Geophysical Research* 113.
- Ben-Yosef, E., Shaar, R., Tauxe, L., Ron, H., 2012. A new chronological framework for Iron Age copper production in Timna (Israel). *Bulletin of the American Schools of Oriental Research* 367, 31-71.
- Ben-Yosef, E., Tauxe, L., Levy, T.E., Shaar, R., Ron, H., Najjar, M., 2009. Geomagnetic intensity spike recorded in high resolution slag deposit in southern Jordan. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 529-539.
- Conrad, H.G., Rothenberg, B., 1980. *Antikes Kupfer im Timna-Tal, Der Anschnitt Beiheft*. Deutsches Bergbau-Museum, Bochum.

- Erickson-Gini, T., 2014. Timna Site 2 Revisited, in: Tebes, J.M. (Ed.), *Unearthing the Wilderness: Studies on the History and Archaeology of the Negev and Edom in the Iron Age*. Peeters, Leuven-Paris-Walpole, pp. 47-84.
- Gale, N.H., Bachmann, H.G., Rothenberg, B., Stos-Gale, Z.A., Tylecote, R.F., 1990. The adventitious production of iron in the smelting of copper, in: Rothenberg, B. (Ed.), *Researches in the Arabah 1959-1984, Vol. 2, The Ancient Metallurgy of Copper*. Institute for Archaeo-Metallurgical Studies, London, pp. 182-191.
- Glueck, N., 1935. Explorations in Eastern Palestine, II, *Annual of the American Schools of Oriental Research*. American Schools of Oriental Research, New Haven, pp. 1-288.
- Hauptmann, A., Horowitz, A., 1980. Zur geomorphologie und palaomorphologie des Modell-gebietes, in: Conrad, H.G., Rothenberg, B. (Eds.), *Antikes Kupfer im Timna-Tal*. Deutsches Bergbau-Museum, Bochum, pp. 57-67.
- Rothenberg, B., 1967. *Negev: Archaeology in the Negev and the Arabah* (in Hebrew). Masada, Tel-Aviv.
- Rothenberg, B., 1980. Die Archaeologie des Verhüttungslagers Site 30, in: Conrad, H.G., Rothenberg, B. (Eds.), *Antikes Kupfer im Timna-Tal*, Bochum, pp. 187-213.
- Rothenberg, B., 1988. *Researches in the Araba 1959-1984, Vol. 1, The Egyptian Mining Temple at Timna*. Institute for Archaeo-Metallurgical Studies, London.
- Rothenberg, B., 1990. *The Ancient Metallurgy of Copper: Archaeology - Experiment - Theory*. Institute of Archaeology, University College, London, London.
- Rothenberg, B., 2005. Explorations and excavations in the mines of the Timna Valley (Israel): Paleomorphology as key to major problems in mining research. *Glasnik Srpskog arheološkog društva* 22, 133-148.
- Sapir-Hen, L., Ben-Yosef, E., 2013. The Introduction of Domestic Camels to the Southern Levant: Evidence from the Arava Valley. *Tel Aviv* 40, 277-285.
- Sapir-Hen, L., Ben-Yosef, E., 2014. The socioeconomic status of Iron Age metalworkers: animal economy in the 'Slaves' Hill', Timna, Israel. *Antiquity* 88, 775-790.
- Shaar, R., Ben-Yosef, E., Ron, H., 2012. Earth's magnetic field: how strong can it get? how fast can it change? (in Hebrew). *Galileo* 162, 34-39.
- Shaar, R., Ben-Yosef, E., Ron, H., Tauxe, L., Agnon, A., Kessel, R. 2011. Geomagnetic field intensity: How high can it get? How fast can it change? Constraints from Iron Age copper-slag from the southern Levant. *Earth and Planetary Science Letters* 301, 297-306.
- Shaar, R., Ron, H., Tauxe, L., Kessel, R., Agnon, A., Ben-Yosef, E., Feinberg, J.M., 2010. Testing the accuracy of absolute intensity estimates of ancient geomagnetic field using copper slag material. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 201-213.
- Shlomi, Y., Ginat, H., Meron, T., Holtzer, A., 2015. Pace of degradation in streams within sandstone in a region with copper mines (Timna Valley, southern Israel) (in Hebrew). *Negev, Dead Sea and Arava Studies* 7, 38-50.
- Singer-Avitz, L., 2014. The date of the Qurayyah Painted Ware in the southern Levant. *Antiquo Oriente* 12.

סיור מספר 4: חלק א'**אזור אילת כבית ספר שדה לגיאולוגיה****מיכאל בייט ורן קלבו**

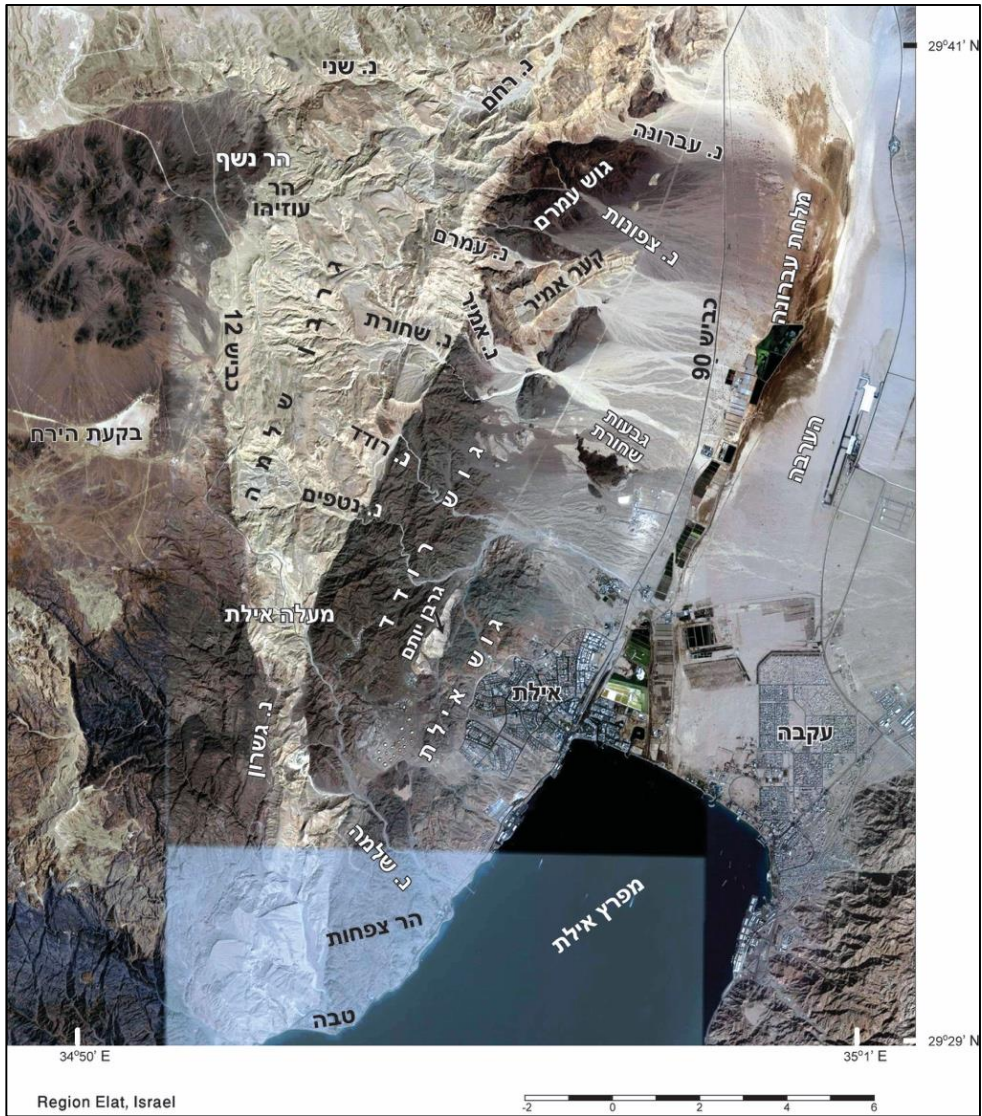
המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501

"אזור אילת כבית ספר שדה לגיאולוגיה" הוא דו"ח שיצא לאחרונה במסגרת המכון הגיאולוגי (בייט וקלבו, 2015) ואשר נועד להרחיב ולהעמיק את הנגשת אתרי "בית ספר שדה לגיאולוגיה" לקהל הרחב בהתבסס על המפה הגיאולוגית החדשה של אילת בקנ"מ 1:50,000 (בייט וחובריו, 2012). האתרים מוצגים במהלך הכנס השנתי בפוסטר ותחנות הסיור הנוכחי מהוות מדגם מהאתרים המוצגים בדו"ח במטרה להציג קטע מהמגוון הגיאולוגי והגיאומורפולוגי הנחשף באזור לעיני המשתתף (איור 1).

הקדמה

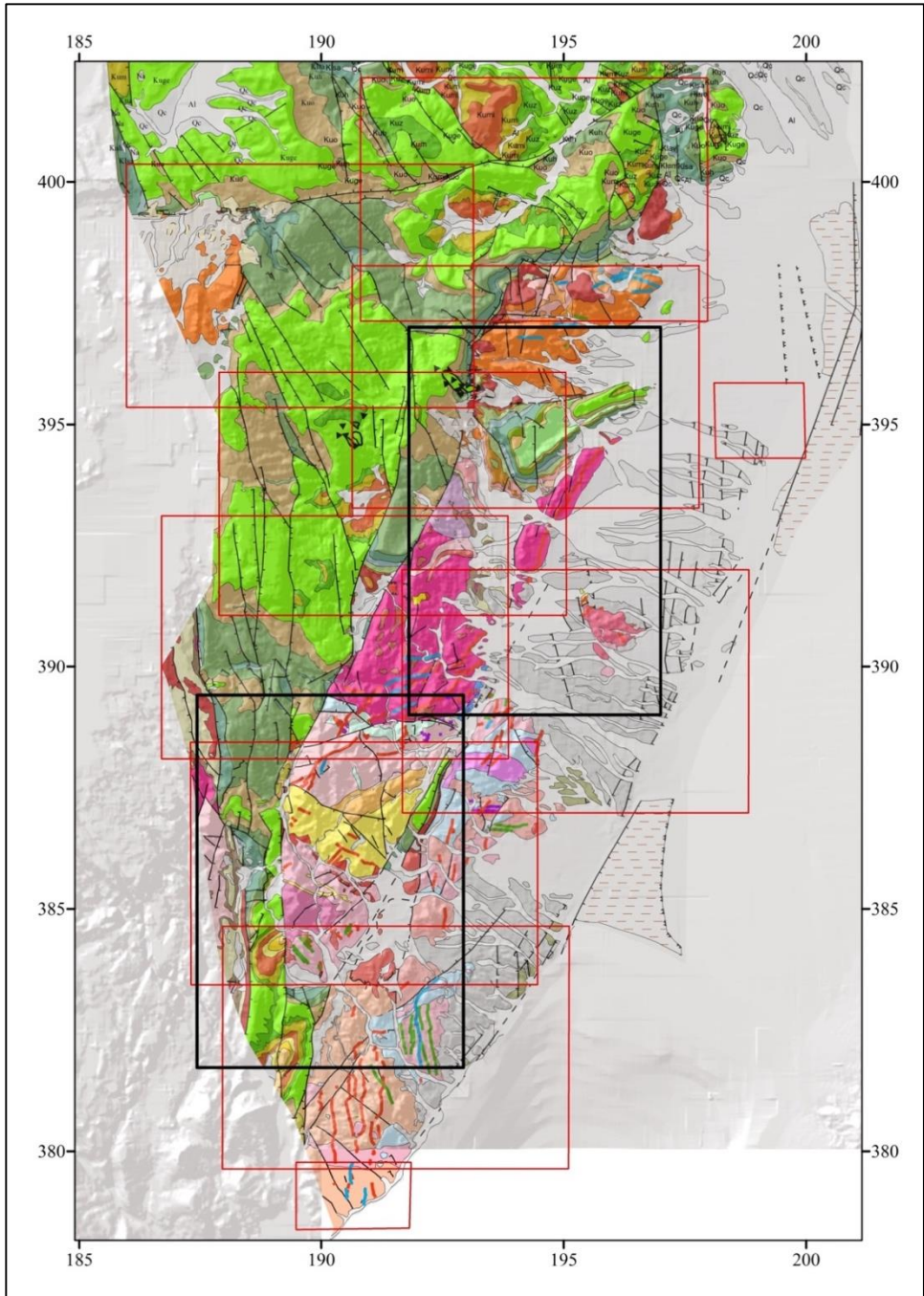
שלושה תהליכים עיקריים הכתיבו את ההתפתחות הגיאולוגית והגיאומורפולוגית של אזור אילת: (1) יצירת המסיב (המסד) הערבי-נובי בניאופרוטרוזויקום בין 807 ל-580 מיליון שנה לפני ההווה, כחלק מהאורוגן המזרח אפריקאי וסגירת האוקינוס המוזמביקי שהתקיים בין לוח גונדבנה המערבית ולוח גונדבנה המזרחית; (2) הצטברות רצפים עבים של סלעי משקע על גבי הלוח הערבי, בשולים הדרום-מזרחיים של הים הקמברי, הפלאו-טטיס והטטיס החל מהקמבריום לפני כ-532 מיליון שנה, ועד לאיאוקן לפני כ-34 מיליון שנה, לפרקים עם אי-התאמות ביניהם; (3) היווצרות בקע ים-המלח כהעתק שמאלי, החל מהמיוקן, לפני כ-20 מיליון שנה, כתוצאה מהתפתחות טרנספורם ים-המלח, כגבול בין הלוח הערבי במזרח ותת-הלוח של סיני-ישראל במערב. יחודו הגיאולוגי של אזור אילת הוא בחשיפתן של עדויות ליתולוגיות, סטרטיגרפיות וסטרוקטורליות לקיומן של שלושת התהליכים האלה.

אזור אילת היווה כר נרחב למחקרים גיאולוגיים מאז תחילת המאה העשרים ומשמש כ"בית ספר שדה" לסטודנטים לגיאולוגיה ולחובבי טבע. במסגרת המיפוי הגיאולוגי של ישראל בקנה מידה 1:50,000 המבוצע במכון הגיאולוגי נערך מיפוי מפורט של גיליון אילת המשלב את כל עבודות המיפוי הקודמות ומוסיף נתונים חדשים. ב-2013 יצאו לאור דברי ההסבר המעודכנים למפה גיאולוגית זו הכוללים רשימת ספרות עדכנית (Beyth et al., 2011). הדו"ח המעודכן הנ"ל מהווה רקע מדעי ומומלץ לקריאה על מנת ללמוד את הגיאולוגיה של האזור.



איור 1: מפת מיקום של אזור אילת.

בדו"ח ניתן דגש לאתרים לאורך שביל ישראל ולמספר רב של תחנות שדה המסבירות בקצרה את הגיאולוגיה הנקודתית. בנוסף מוצגות גם תחנות שדה מהסוירים אשר התקיימו בכנסי החברה הגיאולוגית שנערכו באזור בשנים 1990, 1996, 2001 ו-2010. האתרים, תחנות השדה ודברי ההסבר מוצגים ומוסברים בדו"ח באמצעות שמונה גיליונות בקנה מידה של 1:25,000 שהופקו מהמפה הגיאולוגית 1:50,000 (איור 2) ובטבלאות אקסל של כל התחנות המופיעות בכל גיליון.



איור 2: החלוקה לשמונת הגליונות בקנה מידה של 1:25,000 כפי שמופיע בדו"ח (מסגרות אדומות) ומיקום המפות המופיעות באיורים 3 ו-13 (מסגרות שחורות).

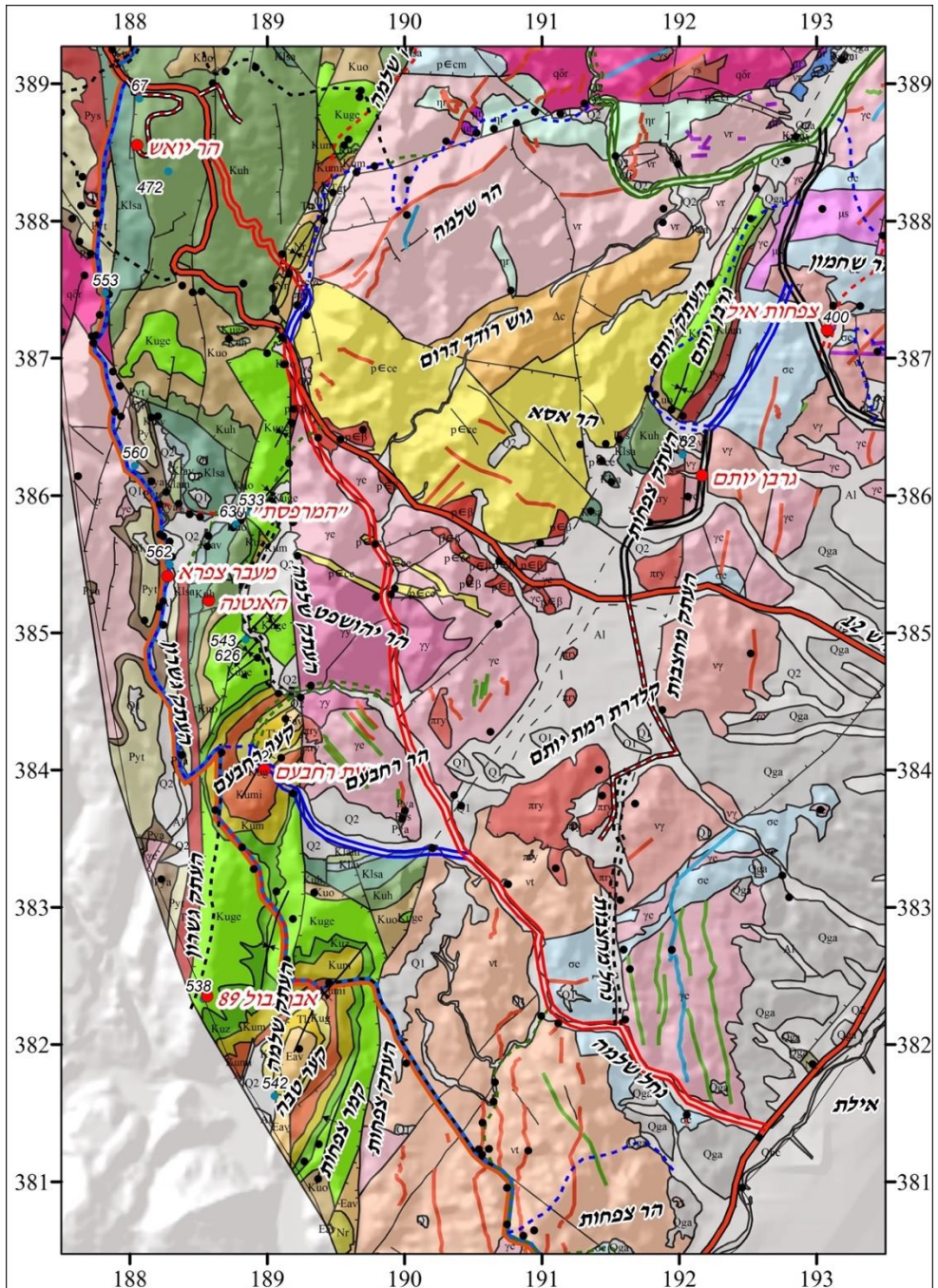
השמות הגיאוגרפיים וצבעי סימוני השבילים הועתקו ממפת טיולים וסימון שבילים של הרי אילת (גיליון מס' 20). האתרים הגיאולוגיים העיקריים המתוארים בדו"ח הנם (מצפון לדרום): קער רחם, העתק תמד, הר נשף והר עוזיהו, גוש עמרם, קער אמיר, גוש רודד צפון ודרום, גרבן שלמה וגרבן יותם והקערים רחבעם וטבה, הקערים שחורת מזרח ושחורת מערב, העתק גשרון ושוליו, גוש אילת צפון וגוש אילת דרום הכולל את הר שחמון, הקלדרה של רמת יותם, גבעות שחורת והר צפחות (איור 1).

בסיור הנוכחי נבקר במספר תחנות המופיעות בגיליונות VI, V ו-VII שבדו"ח.

תחנות הסיור:

א. התחנות לאורך שביל ישראל בקטע שבין מעבר נטפים לחוף מפרץ אילת, לשולי העתק גשרון (איור 3):

לאורך קטע זה שהוא האחרון בשביל ישראל, או הראשון להולכים מדרום לצפון, נחשפים כלל יחידות הסלע הבונות את אזור הרי אילת, מסלעי המסד המגמטיים והמטמורפיים הנאופרוטרוזואיים, דרך החתך של סלעי המשקע מהקמבריום ועד לאיאוקן כולל התצורות של חבורות ים סוף, כורנוב, יהודה, הר הצופים ועבדת. בחלקו הדרומי סמוך השביל לשני קערים (סינקלינות): קער בקעת רחבעם וקער טבה ומסתיים בגוש אילת הבנוי בעיקרו מסלעים מטמורפיים, גנייס טבה וצפחות אילת. המחשופים לאורך גדר הגבול החדשה ודרכי הביטחון הנלוות אליה מאפשרים לימוד מעמיק יותר של הגיאולוגיה במערב גיליון אילת. בחלקו הגדול מתואר אזור זה במפורט בדפי ההסבר לסיור של אייל (2010).



איור 3: מפת מיקום לתחנות הסיור בחלק הראשון של היום (תחנות I-V). הנקודות הכחולות והשחורות תחנות השדה מהדור"ה.

I. הר יואש (נ.צ. 188050/388550, תחנה 472 במפה, איור 3)

הר יואש מתנשא לרום של 734 מטרים מעל לפני הים וממנו ניתן לצפות על כל מרחב הרי אילת (איור 1). הדרך העולה לראש הר יואש אינה עבירה לכל רכב ורצוי רכב רב-הנעה. ניתן לעלות רגלית לראש ההר מנקודת החנייה בסמוך למחסום הממוקם בדרך היורדת לעין נטפים. במבט מזרחה מראש ההר (איור 4) מובחנים מפרץ אילת, הרי אדום, בקע ים המלח-הערבה, גוש רווד וגרבו שלמה שהר יואש מצוי בשוליו המערביים. במבט מערבה (איור 5) מובחן העתק גשרון והגוש המורם של סיני וכן גדר הגבול החדשה אשר לאורכה נפרצה דרך בטחון ובה מחשופים טריים בחתך הסלע הבונה את הרי אילת. נסיעה לאורך דרך זו מחייבת תיאום צבאי, אך הליכה לאורך שביל ישראל והשבילים האחרים במרחב שסמוך לגדר אינו מחייב תיאום.

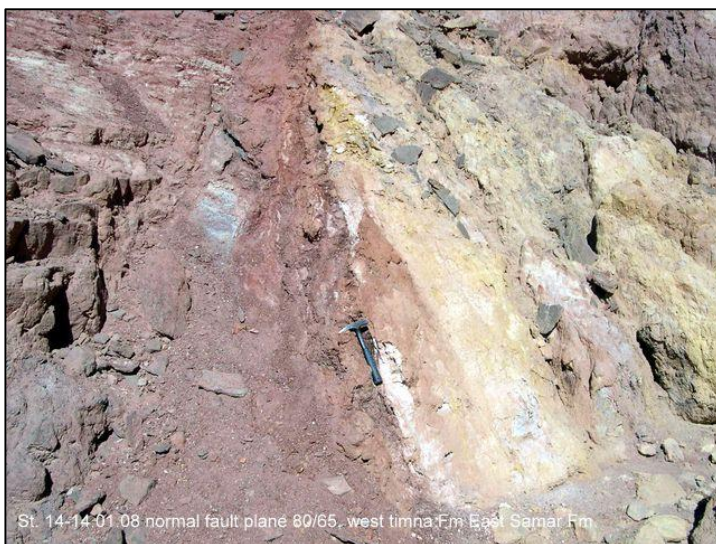
כלפי מערב, ביובלים העליונים של נחל גשרון, מובחן החתך הקמברי של התצורות עמודי שלמה, תמנע ושחורת על גבי משטח הגידוע (הפנפליין) הקמברי (איור 5). העתק גשרון עובר למרגלות הר יואש, ומעמיד חתך מגיל קמבריום במערב כנגד חתך מגיל קרטיקון במזרח. לרגלי הר יואש, במחשופי הצד של כביש 12 נראים מספר קווי ההעתקה המלווים את ההעתק הראשי (תחנה 67 במפה). מחשופים יפים של ההעתק הראשי באזור הר יואש מצויים באחד היובלים העליונים של נחל גשרון (תחנה 553 במפה, איור 6) ולאורך נחל נטפים בסמוך לגבול עם מצרים.



איור 4: מבט מזרחה מראש הר יואש. ברקע הרחוק הרי אדום ובחזיתם ראש מפרץ אילת. העתק שלמה עובר לרגלי הר שלמה שהוא חלק מדרום גוש רווד. הר שלמה בנוי מגנייס טבה ובדרומו מקונגלומרט אילת ותדור ע"י דייקים ריוליטיים ואנדזיטיים (צילום איאד סואעד).



איור 5: מבט לדרום-מזרח מראש הר יואש (צילום איאד סואעד). גדר הגבול החדשה עוברת בסמוך למגע בין היחידות הקמבריות הקלסטיות והפנפליין הקמברי. בחזית התמונה העתק גשרון המפריד בין התצורות עמודי שלמה, תמנע ושחורת ממערב ותצורת סמר לרגלי הר יואש ממזרח.

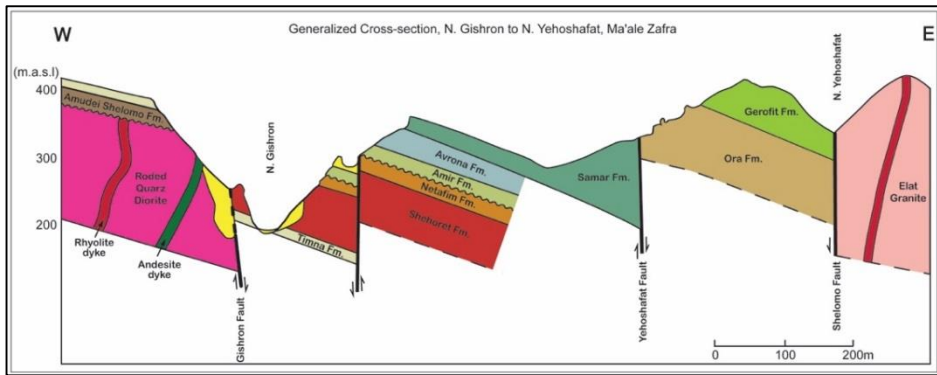


איור 6: מחשוף של העתק גשרון למרגלות הר יואש (תחנה 553 במפה) המעמיד את תצורת תמנע האדומה במערב מול תצורת סמר הבהירה במזרח, מבט מזרוב.

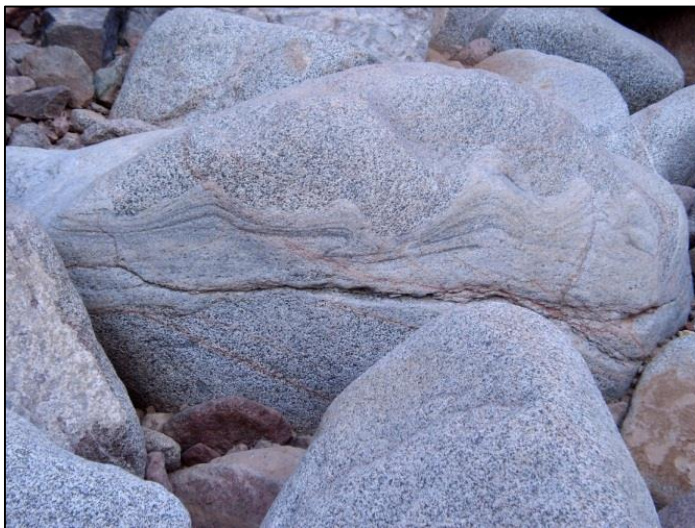
II. מעבר (מעלה) צפרא (נצ"מ 188500/385800, תחנה 566. הליכה של כ- 1.5 שעות)

במסגרת סלילת הדרכים המובילות לגדר הגבול החדשה נפרצה דרך העבירה לכל רכב מנקודת החצייה של כביש 12 את נחל שלמה (נ.צ. 189100/387130) המוליכה דרומה אל עבר נחל יהושפט. הירידה מערבה מה"מרפסת" (השם "מרפסת" לתחנה 533 במפה לקוח מתוואי גדר הגבול החדשה) במורד בדרך הסלולה לעבר נחל גשרון, חסומה על ידי שער ואינה אפשרית

לנסיעה ללא תאום. מנקודת התצפית ("המרפסת") המצויה בסמוך לשער ניתן לרדת רגלית במסלול מעגלי דרך כל התחנות שבאזור מעבר צפרא בשבילים המסומנים בצבעים אדום, כחול וירוק. לאורך הדרך הסלולה היורדת מערבה מהמחסום (מעלה צפרא) ניתן לצפות צפונה אל עבר העתק יהושפט (תחנה 630 במפה), המעמיד את סלעי תצורת סמר כנגד סלעי תצורת אורה (איור 7). קו ההעתק מכוסה כאן בקונגלומרט המכיל חלוקי קוורץ-דיוריט אשר מקורם במחדרים החשופים במרחב זה רק ממערב לנחל גשרון. קונגלומרט זה אשר ממופה כטרסת נחל עתיקה Q1 מלמד על שלב ארוזיבי קדום לנחל גשרון הנוכחי שבו התקיימה זרימה מזרחה, בניצב לכיוון הזרימה הנוכחי (אייל, 2010). חלוקי קוורץ-דיוריט רודד (?), שנגזרו מגוש סיני, מפוזרים לאורך נחל גשרון (איור 8) ומופיעים אף בבסיס טרסת הנחל המחפה על העתק יהושפט. החתך הבונה את הגבעה המצויה מצפון לדרך מתחיל בבסיסו מתצורות תמנע ושחורת, הפרט המגוון והפרט הלבן, עבור דרך התצורות נטיפים, אמיר ועברונה ומסתיים בתצורת סמר (איור 7).



איור 7: חתך גיאולוגי מוכלל בניצב לנחל גשרון. טרסת הנחל העתיקות Q1 המכילות חלוקי קוורץ-דיוריט המונחים מעל להעתק יהושפט, לא מוצגים בחתך זה.



איור 8: בולדרים של קוורץ-דיוריט רודד (?) עם פוליאציה מקומית המפוזרים לאורך נחל גשרון (תחנה 560 במפה).

באזור מפגש הדרך הסלולה עם נחל גשרון נעלה מעט במעלה הנחל (צפונה) שם נצפה במספר גושי סלע גדולים שנגזרו משכבות הפרט הלבן של תצורת שחורת והמתעדים סביבות השקעה רדודות (גלונים ופצחי בוץ, איור 9). גושי הסלע (תחנה 562) נמצאים במרחק קטן משביל ישראל ומהווים דוגמה לאתר גיאולוגי שבו שילוט סביר יוכל להוסיף ערך מוסף למטייל לאורך השביל.



איור 9: פצחי בוץ וגלונים בשכבות הפרט הלבן של תצורת שחורת, שביל ישראל באזור מעבר צפרא (תחנה 562). במורד הנחל, מיד לאחר חציית הכביש הסלול נצפה בהעתק גשרון. משני צדי הנחל חשופים סלעי המסד ומעליהם (על גבי משטח הגדוע הקמברי) חתך מתצורת עמודי שלמה. מעט ממזרח לנחל מופיע קו העתק המעמיד את סלעי תצורת עמודי שלמה כנגד סלעי תצורת שחורת. מזרחה יותר מספר קווי העתק נוספים היוצרים את המתלול של צוקי גשרון.

III. גבעת האנטנה (נג. 379, נ.צ. 188580/385280, תחנה 543)

גבעת האנטנה היא נקודת תצפית טובה על העתק גשרון והעתקי השוליים המפרידים את גוש סיני מגרנן שלמה. ממערב להעתק העיקרי, בגושים שבין העתקי השוליים, נחשף מעל לסלעי המסד הניאופרוטרוזואיים מישור הגידוע מהקמבריום הקדום (הפנפליין) ומעליו מצויות התצורות עמודי שלמה ותמנע כשהן נטויות מזרחה.

בדרכנו מעלה אל עבר ראש הגבעה נעצור במפער טרי המציג קימוט "פוטוגני" בפצלים של גג תצורת אורה כשהם במגע טקטוני עם בסיס תצורת גרופית (איור 10). באזור זה מופה הקמט הגוטי (תחנה 626 במפה) יחד קמטים נוספים א-סימטריים הנחשפים לאורך נחל שלמה ולהם צירי קימוט אלכסוניים להעתק שלמה (אייל, 2010).



איור 10: קימוט בסלעי תצורת פצלי אורה במעלה הדרך לנקודת גובה 379 ("גבעת האנטנה" תחנה 543).

IV. קער גבעת רחבעם (נצ"מ 189100/384300, תחנה 82).

קער רחבעם הנו קער א-סימטרי הנשען על העתק שלמה במזרח ועל העתק גשרון במערב ונמצא בחלקו הדרומי של גרברן שלמה. לקער ציר הצונח לכיוון צפון-מזרח. חתך הסלעים הנחשף בקער מתחיל מתצורת גרופית דרך התצורות ציחור, מישאש, ע'רב, טקיה ומסתיים בתצורת מור בגג גבעת רחבעם (איור 11). שביל ישראל עולה במעלה גשרון עד לנקודת תצפית אל עבר גבעת רחבעם ומשם פונה דרומה וחולף על שולי קער טבה (תחנה V) שאף הוא מצוי בגרברן שלמה.



איור 11: קער רחבעם (מבט ממערב), החתך החשוף מתחיל מתצורת ציחור (מחוץ לתחום התמונה) ועד לתצורת מור (חבורת עבדת) דרך התצורות מנוחה, מישאש, ע'רב וטקיה (חבורת הר הצופים, תחנה 82 במפה). ברקע מזרחית להעתק שלמה, הר רחבעם והר יהושפט הבנויים מגרניט אילת וגרניט יהושפט.

V. אבן גבול 89 - נקודת תצפית אל עבר נחל טבה (נצ"מ 188537/382330 תחנה 538)

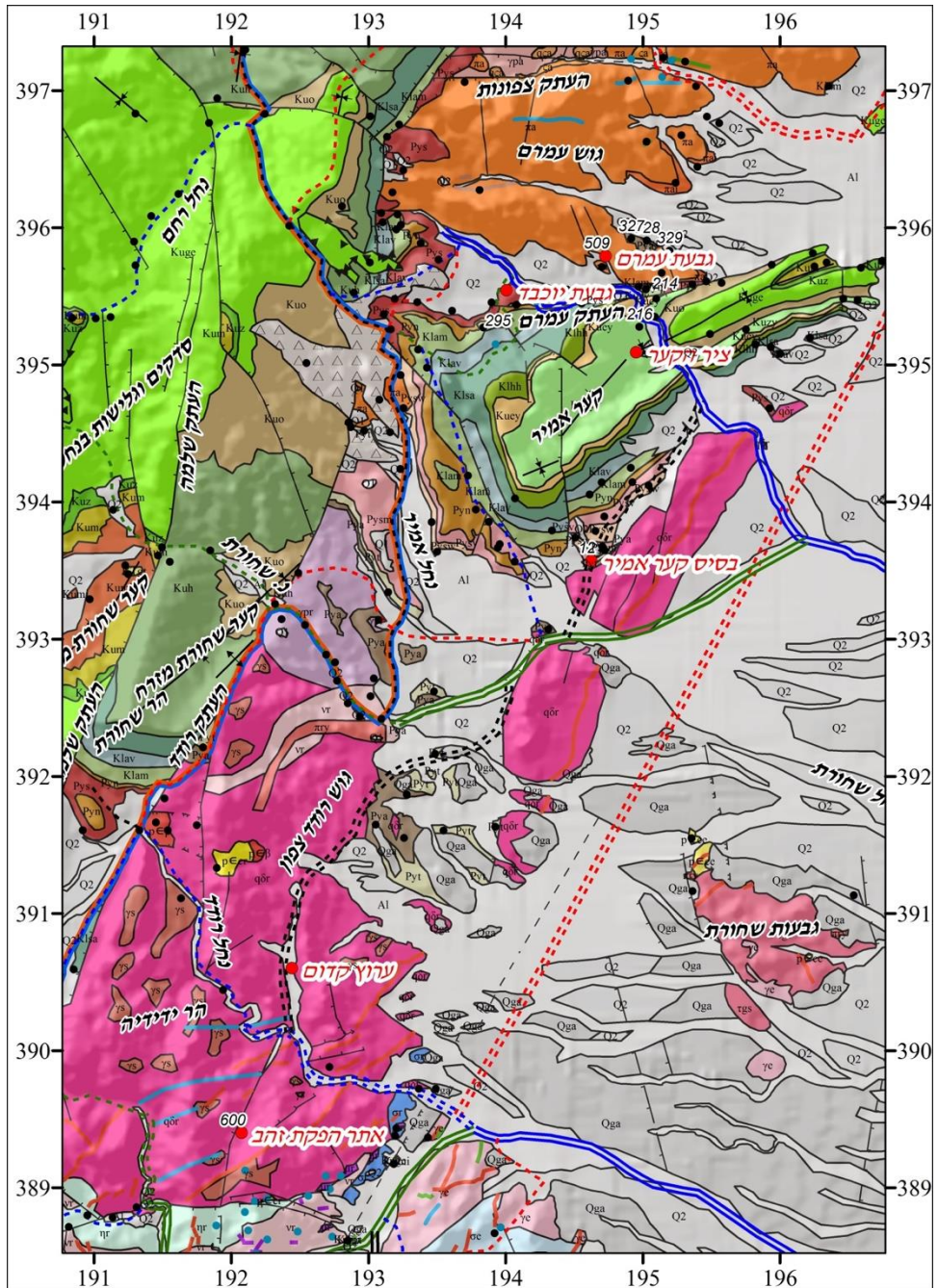
נקודת תצפית זו ממוקמת בסמוך לשביל ישראל לאורך גדר ההפרדה ונדרש תאום לכניסה עם רכב. במבט מזרחה הקערים טבה מערב וטבה מזרח (איור 12) ובמבט דרומה מפגש נחל גשרון ונחל טבה. חלקו הדרומי של העתק גשרון מפריד בין תצורות סמר וחצרה בג'בל עצפיר, ממערב, מסלעי חבורת עבדת הנטויים מזרחה במזרח.



איור 12: תצורות מנוחה, מישאש, ע'רב, טקיה ומור הנחשפות בצלע המערבית של קער טבה בדרום גליון אילת ברקע מפרץ אילת והרי אדום (תחנה 542 במפה).

ב. תחנות לאורך שולי גוש רודד, קער אמיר וגוש עמרם (איורים 3, 13)

בחלק השני של הסיור נתעכב במספר תחנות בשולי גוש רודד: גרבן יותם, צפחות אילת, מתקני עיבוד זהב עתיקים בנחל רודד נחצה את קער אמיר, העתק עמרם ונצפה לדרום גוש עמרם. בדרכנו לגרבן יותם בשביל הכחול נחצה את העתק שלמה והעתק צפחות בשוליים המזרחיים של גרבן שלמה, נמשיך בשביל האדום בנחל שלמה לאורכו מחשופים של צפחות אילת וגנייס טבה. נעלה צפונה בשביל השחור בנחל מחצבות בו ממוקמת מחצבת אגרגטים בגרניט אילת החדור בדיוקים ריוליטים, אנדזיטים ודייקים מורכבים ונחצה את קלדרת רמת יותם לנקודת התצפית על גרבן יותם.



איור 13: מפת מיקום לתחנות הסיור בחלק השני של היום (תחנות VI-IX).

VI. תצפית על גרברן יותם (נצ"מ 192000/387000, בסמוך לתחנה 162 באיור 3)

גרברן יותם תחום במערבו בהעתק יותם ובמזרחו בהעתקים צפחות ומחצבות. הגרברן מצוי בין גוש רודד במערב לגוש אילת במזרח. לגרברן יותם מבנה של סינקלינה הצונחת לצפון-מזרח, אל עבר נחל נטפים, ובה נחשפים התצורות מישאש, ע'רב וטקיה. העתקי השולים של הגרברן מתכנסים מצפון לנחל נטפים לקו העתק בודד (העתק תמנע). להעתק מחצבות זריקה אופקית שבשחזור מעמידה את גבעות שחורת מול קלדרת רמת יותם (Eyal and Peltz, 1994).

VII. צפחות אילת (נצ"מ 192750/387850, מזרחית לתחנה 400. להרחבה מומלץ לעיין במדריך סיור מספר 4' בחוברת זו)

השביל הכחול (דרך הנפט) עובר לאורך השוליים המערביים של מחשוף שיסט (צפחות) אילת, הסלעים העתיקים ביותר בישראל ומהעתיקים במסיב הערבי-נובי. סלעים אלו מקורם (הפרוטוליט) בסדימנטים חרסיתיים וחוליים שתוארכו ל-820 מ"ש (הפניות למקורות ניתן למצוא במדריך מס' 4 בחוברת זו) והותמרו במספר אירועים מטמורפים רגיונליים בזמן יצירת יבשת העל גונדבנה והאורוגן המזרח אפריקאי. השיסט מורכב בעיקר מגבישי קוארץ, פלגיוקלז בהרכב אוליגוקלז-אנדזין, ביוטיט ומוסקוביט המסודרים לאורך מישורי הצפחתיות (פוליאיציה) של השיסט. הדרגה המטמורפית של השיסט עולה לכיוון דרום בלוק אילת מדרגת גרין-שיסט בצפון ועד לאמפיבוליט גבוה במרכז הבלוק. תחנה VII ממוקמת באזור הדרגה המטמורפית הגבוהה של השיסט, דבר הבא לידי ביטוי בעושר רב של פורפירובלסטים מסוג גרנט, סטאורוליט, אנדלוזיט וקורדיריט בגודל של עד כמה ס"מ. הרכב הפורפירובלסטים והפרופיל הגיאוכימי של השיסט מצביעים על סדרה מטמורפית של טמפרטורות גבוהות ולחצים נמוכים. אנליזה תרמו-ברומטרית של גבישי הגרנט הראתה שסלעים אלו הגיעו לשיווי משקל תרמודינמי בלחצים של כ-4.5 קילובר (עומק של בערך 15 ק"מ) וטמפי של 610°C (Matthews et al., 1989; Vapnik, 1993). בהמשכה של דרך הנפט לכיוון צפון נראה מגע חד בין גניס גרניט אילת ובין שיסט אילת, מגע טקטוני של העתקה הפוכה כפי שהוצע ע"י מטיוס ואביגד (1985).

VIII. אתר הפקת זהב בשולי נחל רודד (נ.צ. 192220/389700, תחנה 600)

בצפון הר ידידיה, הבנוי מקוארץ-דיריט רודד, מצוי אתר הפקת זהב מהתקופה המוסלמית הקדומה (בין המאה השביעית לעשירית לספירה, אבנר ושירב, 2001). הקוארץ-דיריט חדור בדייקים ריוליטים עבים ובהם נמצאו עקבות זהב בסקר הגיאוכימי (Bogoch et al., 1993).

IX. שביית נחלים בין נחל שחורת לנחל רודד, נחל "רחב" (נ.צ. 192385/390710)

הנסיעה מנחל רודד צפונה אל עבר נחל שחורת, בדרך המסומנת בשחור, היא לאורך ערוץ נחל קדום (הנחל ה"רחב", Weissbrod and Sneh, 1990) הניצב לנחל רודד, שבעבר ניקז את אגן הניקוז של נחל רודד אל עבר הערבה. נחל זה "נשבה" ע"י חלקו התחתון של נחל רודד כתוצאה מהפעילות הטקטונית הצעירה לאורך העתק ים המלח והעתקי השוליים. שינויים בכווני הזרימה

של נחלים כתוצאה מהפעילות הטקטונית לאורך הבקע מאפיינת נחלים נוספים באזור אילת כמו בנחל גשרון ובנחל עמרם.

X. מחשופי תצורת עמודי שלמה ותצורת תמנע בצלע הדרומית של קער אמיר (נ.צ. 194620/393570, תחנה 12).

בצלע הדרום-מזרחית של בבסיס קער אמיר נחשפים קונגלומרטים של תצורת עמודי שלמה ושכבות הדולומיט של תצורת תמנע כשהם נטויים 80° בכיוון 330° אל עבר הציר של קער אמיר.

XI. ציר קער אמיר (נ.צ. 195220/395140, תחנה 218)

הדרך המסומנת בכחול המובילה מכביש 90 אל עבר עמודי עמרם חוצה את קער אמיר בניצב לציר הקער דרך נחל עמרם. בציר הקער נחשפות התצורות גרופית ואורה ממזרח לדרך ופרט יוטבתה (הפרט העליון של תצורת חצרה, הנטוי 23° מעלות לכיוון צפון-צפון-מזרח, תחנה 218 במפה) ממערב. נחל עמרם זורם במערב, במעלה לאורך העתק עמרם ופורץ את הקער לאחר פנייה חדה לכיוון דרום-מזרח וחותר בניצב לכיוון הקער. מניפת הסחף הצעירה בסמוך, בדרום גוש-הר עמרם (תחנה 329 במפה) וה"כיפוף" בנחל עמרם עשויים ללמד על פעילות טקטונית צעירה (Beyth and Mushkin, 2010).

XII. גבעת יוכבד (נ.צ. 194010/395495, תחנה 295)

למרגלות גבעת יוכבד ניתן לצפות ביחסי אי התאמה מסוג פאראקונפורמיטי (איור 14) בין תצורת נטפים מהקמבריום לתצורת אמיר מגיל האפטיאן כשבניהם היאטוס (פער) של כ-400 מיליון שנים. היאטוס זה הוא תוצאה מארוזיה של כ-2,500 מטר של סלעים מגיל פלאוזואיקון ומזוזואיקון (Gvirtzman and Weissbrod, 1984).



איור 14: אי התאמה (para conformity) בין תצורת אמיר לתצורת נטפים, צפון קער אמיר, גבעת יוכבד.

XIII. דרום הר עמרם והעתק עמרם (נצ"מ 194850/395750, תחנות 509, 327-328 ו-214. מסלול הליכה של כ-1.5 שעות)

דרום הר עמרם מורכב מסלעים וולקניים/פירוקלסטיים חמוצים המשוכבים בחלקם ובבסיסם עורק ההזנה (תחנה 509 במפה, איור 15). בשולים הדרום-מזרחיים של ההר יחסי השכוב ההדרגתי (onlap) של תצורות עמודי שלמה ותמנע על הסלעים הוולקניים (תחנות 327-328 במפה) כהוכחה להיות הר עמרם רכס קדום בתקופת הקמבריום. נעבור במניפת הסחף הצעירה (תחנה 329 במפה) המלמדת על פעילות טקטונית צעירה של גוש עמרם (מומלץ לעיין מדריך סיור מספר 3 בחוברת הנוכחית).

העתק עמרם, שכוונו מערב-מזרח, מורכב משני העתקים שביניהם אזור גזירה רחב. העתק עמרם מפריד בין גוש עמרם בצפון לקער אמיר בדרום. באזור הגזירה נלכד חתך הסלעים של התצורות שחורת, נטפים ואמיר (תחנה 214 במפה).



איור 15: עורק הזנה לסלעים הוולקניים של הבלוק הדרומי בגוש עמרם. (תחנה 509 במפה).

מקורות (הרשימה המלאה מופיעה בדוחות של בייט וחבריו)

- אביגד, ד. ומטיוס, א., 1985, הקומפלקס המטמורפי של איזור אילת – ביקור מחודש. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, יטבתה, חוברת תקצירים וסיורים, עמ' 106-102.
- אבנר, ע., שירב, מ., 2001, גיאוארכיאולוגיה באזור אילת. החברה הגיאולוגית, חוברת הסיורים, אילת - 2001. עמודים 73-80.
- אייל, י., 2010, הגרבנים שממערב לאילת. החברה הגיאולוגית, חוברת הסיורים, אילת - 2010, עמודים 25-46.
- בייט, מ., אייל, י. גרפונקל, צ., 2011, הגיאולוגיה של גיליון אילת, דברי הסבר למפה. דו"ח מס GSI/10/2011 המכון הגיאולוגי. 33 (בעברית) + 13 (באנגלית) עמודים. מעודכן ל-2013.
- בייט, מ., אייל, י. גרפונקל, צ., 2012, מפה גיאולוגית של ישראל 1:50,000 אילת גיליון 26-I, 26-II, המכון הגיאולוגי.
- בייט, מ., קלבו, ר., 2015, אזור אילת כבית ספר שדה לגיאולוגיה. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/10/2015, 85 עמודים.
- וייסברוד, ט. סנה, ע., 1990, שביית נחלים באזור הרודד-ביטוי לפעילות טקטונית בשולי הבקע. החברה הגיאולוגית, חוברת הסיורים, אילת – 1990, עמודים 25-26.
- Beyth, M., Eyal, Y., Garfunkel, Z., 2011, The geology of the Elat Sheet scale 1:50,000 - explanatory notes. Geological Survey of Israel, Report GSI/22/2011 (updated March 2013), 59 p.
- Beyth, M., Mushkin, A., 2010, Mt. Amram, an E-W striking Neogene-Quaternary rejuvenated Early Cambrian structure: Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting, Elot p. 37 (abstract).
- Bogoch, R., Shirav, M., Beyth, M., Halicz, L., 1993, Geochemistry of ephemeral stream sediments in the Precambrian mountainous arid terrain of southern Israel: J. Geochem. Explor.: 46:349-364.
- Eyal, M., Peltz, S., 1994, The structure of Ramat Yotam Caldera, southern Israel: A deeply eroded Late Precambrian ash-flow caldera: Isr. J. Earth Sci.: 43:81-90.
- Gvirtzman, G., Weissbrod, T., 1984, The Hercynian geanticline of Helez and the Late Paleozoic history of the Levant. In: Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F. (eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ. No. 17, pp. 177-186.
- Matthews, A., Reymer, A. P. S., Avigad, D., Cochlin, J., Marco, S., 1989, Pressures and temperatures of Pan-African high-grade metamorphism in Elat Association, NE Sinai: Isr. J. Earth Sci. 38:1-17.
- Vapnik, Y., 1993, Fluid inclusions in metamorphic rocks of the Elat area. Isr. J. Earth Sci. 42:71-84.

סיור מספר 2: חלק ב -**המורפוטקטוניקה של אזור אילת מאז האיאוקן: עדויות לדפורמציה****טקטונית אוליגוקנית המקדימה את טרנספורם ים המלח****יואב אבני**

המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501

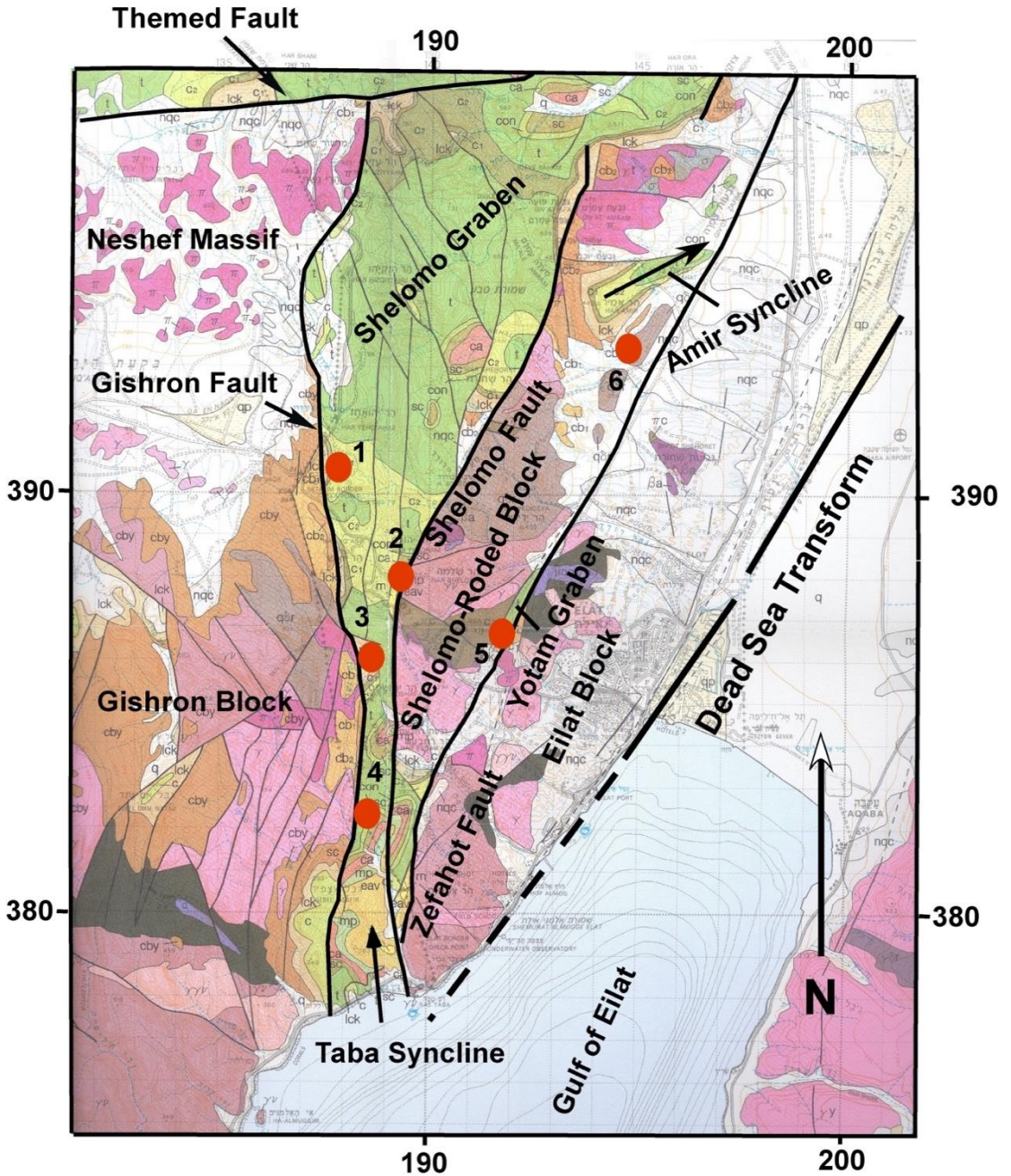
מבוא: תעלומה גדולה

אזור הרי נשף שמצפון-מערב לאילת (איורים 1 ו-2) מהווה ללא ספק תופעה חריגה בנוף הנגב הדרומי. זהו אזור נרחב למדי המשתרע על יותר מ- 70 קמ"ר הבנוי כולו ממסלע וולקאני פרה-קמברי. הרי נשף עומדים חשופים על גבי המישור הגבוה והכמעט אופקי של בקעת הירח. יצירת מתאר נוף כזה מחייבת הסרה מלאה של חתך גיאולוגי בעובי של כ- 1500 מ' של יחידות מגיל קמבריום עד איאוקן שכיסה את האזור (גרפונקל, 1970; Eyal, 1973).

כיצד הוסר כל החתך הסדימנטארי מעל להרי נשף במשטר נוף כמעט שטוח שבו הארוזיה הנוכחית כמעט ואינה פעילה?

לעומת החשיפה המלאה של הרי נשף הרי שמצפון ומזרח להם, מעבר לקווי ההעתקה התחמים אותם (העתק תמד והעתק גישרון, איור 1) מצויים מחשופים נרחבים ועבים של יחידות ימיות מגיל קנומן-טורון, כאשר ברוב המקרים תצורה גיאולוגית אחת – לרוב זו תצורת גרופית – יוצרת את עיקר המסלע החשוף. מצב זה מעיד על הסרה נרחבת וכמעט אופקית של חתך סלעים בעובי מצטבר של כ- 500 מ' הכולל את סלעי חבורות הר הצופים ועבדת מעל אזורים נרחבים. החתכים החסרים מוכרים לנו ממחשופים שנשמרו במבנים סמוכים. ברוב המבנים שנזכרו הטופוגרפיה היא מתונה ולא ניתן ליחס את ההסרה המאסיבית של חלקי החתך לתהליכים ארוזיביים אגרסיביים המתרחשים היום בשולי בקע ים המלח הפעיל טקטונית וארוזיבית.

גם באזור הגרבנים וההורסטים שממערב לאילת ניצבים אלה ליד אלה בלוקים מורמים החושפים את סלעי התשתית המגמטית והמטמורפית (כמו בבלוק שלמה-רווד ובבלוק אילת), ליד גרבנים מונמכים המשמרים חלקים גבוהים של החתך הסדימנטארי של האזור (כמו בגרבן שלמה ובגרבן יותם, איור 1). מבט בוחן על רמת החשיפה והשימור של החתך הגיאולוגי בכל אחד ממבנים אלה מראה על שימור דיפרנציאלי של קטעי חתך שונים בגרבנים סמוכים. כיצד ניתן להסביר את העובדה שבגרבן שלמה נשמר במספר מקומות גג החתך הסטרטיגרפי של חבורת עבדת בעוד שבמבנים סמוכים כמו בגרבן יותם, קער שחורת או בקער הר אמיר החתך חצוי במרכזו ומשמר לאורך שטחים גדולים את תצורת הצרה או את תצורת גרופית – שימור שאין לו שום קשר לדגם הארוזיה הנוכחי בשולי בקע ים המלח היוצר ואדיות עמוקים החותרים בדרכם אל ראש מפרץ אילת ואל הערבה.



איור 1: מפת מיקום המציגה את המבנה של אזור אילת ותחנות הסוור. המפה מבוססת על, Garfunkel et al., 2000



איור 2: מבט ממזרחה על בלוק הרי נשף. שים לב לחשיפה המושלמת של הסלעים הוולקניים הפרה-קמבריים ללא שום עקבות של החתך הסדימנטארי בעובי 1500 מ' שכיסה בעבר את הבלוק.

דגמי חשיפה וארוזיה מוזרים אלה, הפרושים על שטחים נרחבים במרחב אילת, מראים כי לא ניתן להסבירם באופן פשוט על ידי פעילות ארוזיבית הקשורה למערך הטקטוני הנוכחי המלווה את בקע ים המלח והם מובילים למסקנה שמחזורים מורפו-טקטוניים קדומים משתתפים בעיצוב נופו הנוכחי של האזור. הסיוור הנוכחי ינסה לתת הסבר לתופעה זו.

הסיוור מתמקד בתיאור ואפיון המערך הטקטוני של אזור אילת בדגש על מבנה הגרבנים וההורסטים שהתפתחו בשולי הערבה הדרומית ממערב ומצפון לעיר. ננסה לענות על השאלה, כיצד ומתי הוסרו קטעי חתך שלמים מעל הבלוקים השונים ומה הקשר בין אירועי הסרה אלה להיסטוריה הטקטונית של האזור?

דגש מיוחד יושם על שיחזור הטקטוניקה האוליגוקנית המקדימה ב-10-15 מיליון שנה את כניסתו של טרנספורם ים המלח למרחב זה. במהלך הסיוור נראה שהנוף הנוכחי בנוי למעשה משילוב בסופרפוזיציה של שני אירועים טקטוניים ראשיים – זה האוליגוקני שעיקרו מתיחה, הרמה איטית של בלוקים שונים שכבר היו שבורים והסרה הדרגתית של החתך בכל בלוק ובלוק באופן דיפרנציאלי וזה שהתפתח באזור לאחר כניסתו של טרנספורם ים המלח למרחב אילת החל מן המיוקן התיכון. אירוע שני זה נמשך במספר שלבים עד לימנו והוא הגורם להדגשת המבנה הטקטוני הקדום, להרמה גדולה ולהטיה של שולי הערבה מזרחה אל הבקע. התוצר הסופי המתקבל הוא מבנה הנוף הנוכחי המלווה את שוליו המערביים של בקע ים המלח.

המבנה הגיאולוגי של אזור אילת

אזור אילת מצוי בחלקו הצפון מערבי של מפרץ אילת באזור שבו הופך המפרץ לצר יחסית כתוצאה מקיומם של מספר בלוקים שבורים החורגים מתוך המפרץ ויוצאים באזור טבה אל שוליו המערביים של אזור הביקוע. כלפי צפון ניתן לראות את הגבול הסטרוקטוראלי של אזור זה בהעתק תמד שכיוונו המקורב מזרח-מערב (גרפונקל, 1970; ברטוב, 1974). האזור זכה לתיאורים מפורטים של המבנה הגיאולוגי ובכלל זה אצל גרפונקל (1970) ואייל (1973) ונדון בהרחבה במהלך כנס החברה הגיאולוגית שהתקיים באילת בשנת 2010 (אייל, 2010). מסיבה זו יובאו כאן רק עיקרי הדברים שיש להם נגיעה לנושא הסיוור הנוכחי.

שלושת העתקים הראשיים החוצים את האזור שממערב לאילת – העתק גישרון, העתק שלמה והעתק צפחות (איור 1) מחלקים את האזור למספר בלוקים ראשיים. כיוון ההעתקים בין צפון-דרום לצפון-צפון מזרח דרום-דרום מערב. הבלוק המערבי ביותר באזור שממערב לאילת הוא בלוק גישרון השעון במזרחו על העתק גישרון. בלוק זה כולל למעשה את שולי המבנה הגדול של חצי האי סיני וחושף קומפלקס פרה-קמברי עבה שעליו מונח באי התאמה חתך של אבני חול פלאוזואיות ומזוזואיות העובר כלפי מעלה לחתך ימי של חבורות יהודה, הר הצופים ועבדת. עוביו הכולל של החתך הסדימנטארי באזור אילת חושב על ידי גרפונקל (1970) ואייל (1967; 1973) והוא עומד על כ- 1500 מ'. ממזרח להעתק גישרון מצוי גרנן שלמה התחום בין העתק גישרון במערב והעתק שלמה במזרח. בגרנן זה חשוף כל החתך הסדימנטארי הנזכר למעלה, אך בשטחים נרחבים חשופות על פניו יחידות שונות של חבורת יהודה.

העתק שלמה מרים את הבלוק שמזרחו – הוא בלוק שלמה-רווד – החושף בעיקר חתך מגוון של סלעים פרה-קמבריים. הבלוק של שלמה-רווד גובל במזרחו בהעתק יותם שמעברו המזרחי מתפתח גרנן יותם – גרנן צר וארוך הבנוי בעיקר מסלעי חבורת יהודה והמסתיים כלפי צפון בנחל רווד. ממזרחו נמצא העתק צפחות המרים את בלוק אילת שמזרחו להעתק. בלוק זה בנוי מסלעי התשתית הפרה-קמברית והוא גובל ממזרח בראש מפרץ אילת. כלפי צפון שוקע בלוק אילת אל מתחת לכיסוי האלוביאלי של הערבה הדרומית.

שימור דיפרנציאלי של החתך הסטרוטיגרפי בבלוקים השונים (איור 1)

במבט בוחן על כל אחד מן הבלוקים הבונים את אזור אילת ניתן להתרשם כי בכל בלוק גג החתך מסתיים במקום אחר ברצף הסטרוטיגרפי :

בלוק גישרון

הבלוק תחום בצפונו על ידי העתק תמד ובדרומו הוא מתכנס אל מפרץ אילת. אורכו בציר צפון-דרום עולה על 25 ק"מ ורוחבו המרבי כ- 17 ק"מ. הוא בנוי מסלעים וולקניים פרה-קמבריים החשופים על פני השטח בחלקו הצפוני בקרבת העתק תמד ומסלעי קוורץ דיורית החשופים במזרחו של הבלוק ובמורד נחל גישרון מתחת לכיסוי של אבני חול פלאוזואיות. אבני חול פלאוזואיות ומזוזואיות חשופות בשולי בקעת הירח שמדרום להרי נשף. מכאן כלפי מרכז הבלוק ומערבו חתך זה מתכסה בהדרגה בכיסוי סדימנטארי ימי מגיל קנומן-טורון. החתך החשוף על פני

השטח הולך ומצטער לכיוון מערב בהתאם לנטיית השכבות כך שעם ההתקדמות מערבה עולה דרגת שימור החתך עד לאזור טבלת מרכז סיני שבה חשוף חתך עבה של חבורות הר הצופים ועבדת. יחד עם זאת, החשיפה המקומית קשורה גם למערכת השברים החוצה את האזור כך שחתכים סדימנטאריים עבים יותר שמורים במקומות מונמכים טקטוניים, כמו שנראה בשוליו הצפוניים של ג'בל אם-ותד הנראה היטב בתצפית לדרום מערב מהר יואש.

גרבן שלמה

אורכו כ- 22 ק"מ ורוחבו עד 6 ק"מ. הגרבן מתכנס בצפון אל העתק תמד ובדרומו אל מפרץ אילת באזור ג'בל עצפיר. על פניו חשופים סלעים מחבורת יהודה, בעיקר מתצורת גרופית. חתכי חבורת הר הצופים ועבדת נשמרו במספר מבנים שבורים ומונמכים (כמו ממערב להר שלמה) ובסינקלינות היושבות בסופר-פוזיציה על הבלוק (כמו במעלה נחל שחורת, בקער רחבעם, מעל חלקו התחתון של נחל גשרון ובאזור נחל טבה – ג'בל עצפיר). רמת החשיפה המקומית קשורה באופן הדוק למערך השבירה האינטנסיבי החוצה את הבלוק. כך למשל גדוע החתך בהר שחורת עד לבסיס חבורת יהודה בעוד שבמבנה הסמוך לו ממערב נשמר חתך המגיע עד לגג חבורת הר הצופים.

בלוק שלמה-רודד

משתרע ממזרח לגרבן שלמה בין נחל רחבעם בדרום וסינקלינת הר אמיר בצפון. אורכו כ- 10 ק"מ ורוחבו כ- 3 ק"מ. הבלוק בנוי בעיקר מסלעי תשתית קריסטאלינית וולקאנית פרה-קמברית. המשכו כלפי צפון אל גוש הר עמרם, שגם בו מחשופים פרה-קמבריים, נחסם על ידי קער הר אמיר החושף בגגו חתך של חבורת יהודה ואת בסיס חבורת הר הצופים. אורכו כ- 3.5 ק"מ ורוחבו כ- 2 ק"מ וצירו נוחת לצפון-מזרח. בחלקו הצפוני גובל קער הר אמיר בבלוק הר עמרם לאורך קו שבירה שכיוונו מזרח-מערב.

גרבן יותם

אורכו כ- 3 ק"מ ורוחבו כ- 300-400 מ' והוא תחום על ידי העתק יותם ממערב והעתק צפחות ממזרח. דרומו ברמת יותם וצפונו בנחל רודד. הגרבן נטוי לצפון-מזרח כך שהוא חושף בדרומו את סלעי החול מגיל קרטיקון תחתון והחתך החשוף עולה בהדרגה כלפי צפון אל חבורת יהודה כאשר לאורך יותר משני ק"מ לאורך הגרבן חשופה בפני השטח תצורת גרופית. חלקו הצפוני של הגרבן נוחת אל מתחת לסחף הצעיר של נחל רודד שמצפון לו חשוף גג חבורת הר הצופים (בייט וקלבו, 2015).

בלוק אילת

אורכו בציר דרום-צפון כ- 14 ק"מ ורוחבו כ- 3 ק"מ. הוא נמשך משולי המפרץ בדרום ועד לגבעות שחורת בצפון. מצפון לאזור זה הבלוק מתכסה ביחידות המילוי של בקע הערבה הדרומית. הבלוק חושף בעיקר סלעים מן הקומפלקס המגמטי-מטמורפי הפרה-קמברי. בשולי הערבה הסלעים הללו מכוסים בסלעי המילוי של הערבה הדרומית כשהקדומים שבהם משתייכים לתצורת אילות וגרופ שגילם פליוקן- פלייסטוקן מוקדם (גרפונקל, 1970).

ניתוח:

ממצב החשיפה של החתך הגיאולוגי בבלוקים השונים ניתן להסיק את העובדות הבאות:

1. בכל בלוק שמור חלק אחר מן החתך הסטרטיגרפי האזורי, ללא קשר למשטר הארוזיה הנוכחי הפועל בשולי בקע הערבה.
2. גג החתך בכל בלוק בנוי בעיקר משכבות קשות (סלעים מגמטים-מטמורפיים, קרבונטים קשים כמו גיר ודולומיט של חבורת יהודה ועבדת, לעיתים סלעים מצוררים של תצורת מישאש) שקצב הבליה שלהם נמוך (Matmon et al., 2002; 2009). יחידות קשות אלה חשופות על פני שטחים גדולים בכל בלוק.
3. מעל לבלוק שלמה-רווד ובלוק אילת הוסר כל התך הסדימנטארי - לפחות 1500 מ' - בלי שנותרו על פני הבלוקים הללו שרידים של היחידות שהוסרו. הדבר מעיד על הסרה קדומה שהתרחשה בתהליכים השונים מהותית ממשטר עיצובו של הנוף הנוכחי המאופיין בשימור טוב של שרידי היחידות שהוסרו במהלך הפעילות הארוזיבית.
4. בגרבו יותם, בהר שחורת ובקער הר אמיר שימור החתך עולה בהדרגה לכיוון צפון מזרח, דבר המעיד על נטיית הבלוק לכיוון זה בטרם נגדעו ארוזיבית.

כיצד ניתן להסביר את השימור (או את ההרס) הדיפרנציאלי במבנים השבורים של אזור אילת ?

ניתוח החתך הסדימנטארי של אזור אילת מראה כי האזור היה מוצף בים נרחב עד להשקעת חבורת עבדת באיאוקן המוקדם-תיכון. תהליכים של ההרס הארוזיבי התחילו באזור לאחר השקעת חתך זה, ככל הנראה החל מהאיאוקן המאוחר ובמהלך האוליגוקן. אופי הפעילות הארוזיבית, בעיקר זה המתגלה באזור הרי נשף, תומך במנגנון ארוזיבי המסוגל להסיר קטעים גדולים של חתך סלעים על פני שטחים נרחבים במשטר נוף כמעט שטוח. מנגנון שכזה מוכר לנו כ"מישור גידוע רגינולי" או בראשי התיבות באנגלית "Regional Truncation Surface" – RTS. על מנת ליצור מישור גידוע בעל השתרעות רגינולית מתחייב פרק זמן ארוך (מיליוני שנים) של ארוזיה יבשתית שבה הקצב הטקטוני של הרמה או שקיעה יהיה נמוך מקצב הארוזיה. תנאי מחייב נוסף הוא שהאזור יישאר חשוף זמן ממושך ללא קבורה, על מנת להמשיך לאורך זמן את תהליך הבליה הנרחב.

על פי המאפיינים הללו, אירוע של גידוע רגינולי וממושך המאוחר לאיאוקן מוכר במקומות רבים בישראל וסביבתה וידוע כ"מישור הגידוע האוליגוקני" שהתפתח באזור המזרח התיכון וצפון ים סוף במהלך האוליגוקן. תיאור מפורט של אירוע זה והקשרו הטקטוני והגיאודינמי להדירה המעטפתית של מזרח אפריקה-לבנט שהובילה לביקוע ים סוף ניתנו לאחרונה על ידי Avni et al., (2012).

מישור הגידוע האוליגוקני באזור אילת

בסיוור זה יוצג מישור הגידוע הרגינולי והיחידות הגיאולוגיות הנלוות לו כפי שהם משתקפים בדרום הנגב סביב אזור אילת (איור 1). התפתחות מישור הגידוע, מסמנת אי התאמה רגינולית

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 ההתאמות הגדולות המוכרות מן העבר הגיאולוגי של דרום ישראל – כמו אי ההתאמה המלווה את גג סלעי התשתית הקריסטלינית הפרה – קמברית או אי ההתאמה של בסיס הקרטיקון התחתון. 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 האוליגוקני כאירוע מכונן המהווה בסיס להבנת המבנה הטקטוני והנוף הנראה היום בחלקים נרחבים של המזרח התיכון ובכלל זה של אזור אילת. מישור הגידוע נראה היטב בדרום ישראל ובאזורים שסביבו כמו בדרום ירדן, חצי האי סיני ומצרים, בעיקר באזורים שעברו דפורמציה טקטונית פוסט-אוליגוקנית חלשה יחסית באופן שלא שיבשה מהותית את אופיו המקורי. 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, תת היבשת הערבית ואזור הלבנט.

תקופת האוליגוקן (23-34 מיליוני שנה לפני ההווה) נמצאת בין שתי יחידות זמן-סלע מובהקות: חבורת עבדת מגיל איאוקן מחד וחבורת חצבה מגיל מיוקן מוקדם-תיכון מאידך. השקעת החתך האיאוקני הימי התרחשה בשטח נרחב שהשתרע עד כדי 1000 ק"מ מדרום וממזרח לקו החוף הנוכחי (Garfunkel, 1988). ברוב האזור התרחשה 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 שמדרום (אבני, 1991; קורנגרין, 1993; קורנגרין וקרץ, 1998). מדרום למבנה רמון שקעו 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 P-11-12 שזמנם 42-48 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. סדימנטים אלה גלשו ממקומם המקורי בטרם הושלם בהם תהליך הליתופיקציה אל האגנים הנמוכים והעמוקים יותר שהתקיימו בשולי המבנים המוגבהים (קורנגרין, 1993; קורנגרין וקרץ, 1998). היות ותופעת הגלישות מוכרת מכל מחשופי תצורת מטרד בדרום ישראל וגם באזור ע'רנדל וואדי בוסתן שבדרום ירדן, אזור תמד במזרח סיני, ואדי עבורה במערב סיני ובחלקים האיאוקניים במזרח מצריים, נראה שהיו במרחב זה מספר מוקדים מורמים ורדודים שהיוו מקור לגלישות ולקונגלומרטים האינטרא-פורמציונליים. חלק מן התופעות הללו צמודות לקווי שבירה גדולים החוצים את האזור כמו לאורך שבר תמד במזרח סיני (Avni et al., 2012).

יחד עם זאת, זיהוי וודאי של מקור הגלישות במרחב המזרח-תיכוני טרם הובהר דיו והנושא מחייב מחקר מקיף. גם המניע לגלישות עדיין לא הובהר ובכלל זה האם היו לאי היציבות בסדימנט מחוללים טקטוניים שכן חלק גדול מן המחשופים נמצאו בצמידות לקווי שבירה קדומים.

בגרבן שלמה שממערב לאילת נראה מעבר הדרגתי מחתך איאוקני של גיר בולבוסי מאסיבי לקונגלומרט אינטרא-פורמצינלי ימי ההולך ומתמיין ומתעגל כלפי מעלה החתך. בחינת המחשוף מראה כי חלוקי הצור שבבסיס הקונגלומרט אינם חלוקים קלסטיים קשים שעברו הובלה אלא עדשות מצוררות שהובלו ושקעו כזרם בליט אינטרא-פורמצינלי ימי כשהן עדיין לא עברו ליתפיקציה סופית (איור 3). בגלל ריבוי המרכיבים הקלסטיים, מחשוף זה תואר בעבר כמשתייך לקונגלומרט רחם ויוחס לו גיל מיוקן (Garfunkel et al., 1974; אייל, 2010). באופן דומה, גלישות וזירמי בליט ימים אינטרא-פורמצינליים איאוקניים בדרום ירדן יוחסו לחלקה התחתון של תצורת (קונגלומרט) דנה, כמו למשל באזור ע'רנדל ובוואדי בוסתן שמצפון לעיירה שובק. זאת בדומה להגדרות שנעשו בשוליו המזרחיים של מפרץ סואץ, שבהם יוחסו יחידות גלישה אלה ליחידות המילוי המיוקניות של בקע הסואץ, כמו למשל בחתך שבואדי עבורה למרגלות ג'בל סירבל (Garfunkel and Bartov, 1977). מיותר לציין שכאשר יחידות ימיות איאוקניות מזוהות בטעות כקונגלומרטים יבשתיים מיוקניים, כל אינטרפטציה המבוססת על זיהוי החלוקים כביטוי לאופי הפעילות הטקטונית ולרמת חשיפה של החתך הגיאולוגי הנגזרת ממנה תוביל למסקנות שגויות. נושא זה חשוב במיוחד כשבאים לנתח את ההיסטוריה של ביקוע היבשת האפרו-ערבית באיאוקן-מיוקן. נושא זה נדון בהרחבה על ידי Avni et al., (2012). בעבודה זו ניתן שם קיבוצי כולל למגוון התופעות הקלסטיות האינטראפורמצינאליות הימיות שבחבורת עבדת והוא "הקלסטים של תמד" (על שם קבוצת מחשופים הממוקמת לאורך העתק תמד החוצה את הנגב הדרומי מצפון לאילת).

על גבי אי ההתאמה המלווה את גג תצורת מטרד שוקעות במהלך האיאוקן המאוחר תצורות קציעות והר עקרב המתאפיינות בריבוי חומר דטריטי שהגיע אל אנגי ההשקעה של הנגב משולי היבשת האפריקאית-ערבית שהחלה להתרומם. הופעת ריפי אלמוגים באתרם בתוך תצורת קציעות בעיקר באזור שמצפון לקמר רמון (Benjamini, 1980) מראה על קיומם של תנאים רדודים באזור גם במהלך האיאוקן המאוחר. התופעות הללו מתגברות באגן השוליים שמדרום לרמון ומחשוף תצורת קציעות שנשמרו באתרים בודדים בנגב הדרומי (כמו באזור רכס מנוחה, סקל, 1967) וברמת ברק (קורנגרין וקרץ, 1998) המכילים שכבות של חוואר וחול קוורץ המעיד על תרומה מיבשה קרובה. גג התצורה גדוע בכל מחשופיה.

מעל לחתך האיאוקני וכהמשך לו מופיעים בדרום ירדן קונגלומרטים יבשתיים ושכבות חוואר וחרסית מגיל איאוקן מאוחר – אוליגוקן מוקדם. חתכים עבים עד כדי 400 מ' של יחידות אלה מופיעים במחשוף גרבן מהתרדי, ע'רנדל, מורדות פטרה וואדי בוסתן והם נכללים בחלק התחתון של תצורת דנה. הקורלציה ביחידות אלה מסובכת למדי הואיל ועם נסגת הים באיאוקן המאוחר פסקה למעשה הסדימנטציה הימית הרגיונלית, המאפשרות קורלציה פשוטה יחסית בין מחשופים מרוחקים זה מזה. החל מהאוליגוקן המוקדם שקעו במרחב הכולל את דרום ישראל, דרום ירדן

וחצי האי סיני, סדימנטים יבשתיים בעלי אופי מקומי. יחידות הללו ששקעו בסביבה יבשתית – אגמית קובצו ליחידה סטרטיגרפית אחת תחת השם "קונגלומרט מהתרדי" על שם המחשוף המצוי בשולי הערבה הדרומית ממזרח לתמנע. ככל המחשופים היחידות הללו גדועות בגן בגלל התפתחותו של מישור הגידוע האוליגוקני הרגינאלי אחרי השקעתם. באופן כללי ניתן לאפיין יחידות אלה ככאלה היושבים על גבי החתך האיאוני ונשמרו מתחת למישור הגידוע הרגינאלי באותם מקומות שבהם התפתחו אגנים שקועים במהלך האוליגוקן המוקדם שהגנו על החתך מהסרה ארוזיבית במהלך האוליגוקן. החלוקים שבקונגלומרטים אלה נגזרו ברובם מן החלקים העליונים של החתך הסדימנטארי והם בנויים בעיקר מסלעי חבורת הר הצופים ועבדת. בתחומי הנגב וסיני שייכים לקבוצת מחשופים זו הקונגלומרט שבמוצא נחל רחם וכן מחשוף הקונגלומרט שבגרברן ביר-צפרא בסיני (גרפונקל, 1970; Avni et al., 2012).



איור 3: גלישה אינטרא-פורמציונלית בסלעי האיאוני החשופה בגרברן קטן למרגלות הר שלמה (ראה איור 6). בתמונה התחתונה נראית עדשה מצוררת שלא עברה ליתפיקציה סופית בטרם הוצבה בגלישה. מחשוף זה, השייך ל"קלסטים של תמד" זוהה בעבר כמחשוף של קונגלומרט רחם ויוחס לו גיל מיוקן.

מעל לחתך של קונגלומרט מהתרדי מופיעים במספר מחשופים, כמו במחשוף ואדי בוסתאן שמדרום לישוב דנה בירדן, חתכים קלסטיים יבשתיים הכוללת קונגלומרטים יבשתיים, רובם המכריע פולימיקטיים, מגיל מיוקן מוקדם-תיכון המונחים באי התאמה ארוזיבית וזויתית על גבי קונגלומרט מהתרדי. יחידות אלה נכללות בחלקה העליון של תצורת דנה בירדן. בתחומי הנגב, בערבה ובמזרח סיני שוקעת בשלב זה תצורת הצבה (סנה, 1981; קלבו, 2000). בשונה מהחלוקים של קונגלומרט מהתרדי שרובם נגזרו הסלעים קרבונטיים ומצוררים מן החתך הימי העליון ברצף הסדימנטארי, בחלוקים שביחידות מגיל מיוקן יש ייצוג לסלעי כל היחידות הגיאולוגיות המצויות בחתך הסלעים האזורי - מגג חבורת עבדת ועד לסלעים שנגזרו מסלעי התשתית המגמטית - מטמורפית מגיל פרה-קמבריום. שוני מהותי זה נובע מכך שבין השקעת קונגלומרט מהתרדי ובין השקעת בסיס תצורת הצבה מתקיים פער זמן של כ- 10 מיליון שנה (מהאוליגוקן המוקדם עד למיוקן המוקדם) שבמהלכו נחשפו באזור חלקים עמוקים של החתך הגיאולוגי עד כדי חשיפת סלעי התשתית המגמטית-מטמורפית כחלק מתהליך היווצרות מישור הגידוע הרגינולי (RTS) (איורים 4 ו-5). במהלך אירוע זה נחשפו המבנים השבורים והמורמים של אזור אילת לבליה אינטנסיבית והיא אשר הסירה את החתך הסדימנטארי מעל לבלוק הרי נשף, בלוק הר שלמה-רודד ובלוק אילת ובמקביל פגעה או שימרה את החתכים הסדימנטאריים בגרנן שלמה ובגרנן יותם. דבר זה מחייב כמובן שהמבנה הגיאולוגי השבור של אזור אילת יקדים או יתפתח בו זמנית לפעילות הארוזיבית, כלומר במהלך האוליגוקן.

בשנים האחרונות דיווחו Feinsein et al., (2013), בהתבסס על עקבות ביקוע אפטיט, על הרמה אוליגוקנית נמרצת של האזור שמצפון וממזרח לעקבה שבירדן שלוותה באירוזיה ובקירור סלע. אף שמדובר באזור שהיה ממוקם כ- 100 ק"מ מדרום למיקומו הנוכחי, התופעות המדווחות הם רגינוליות וביטויים המורפולוגי מוכר מכל הבלוק הירדני שמצפון לעקבה (Avni et al., 2012). עדויות אלה מאששות את התצפיות שנעשו באזור אילת על חשיבותו של האירוע האוליגוקני בעיצוב המבנה הטקטוני-ארוזיבי של האזור.

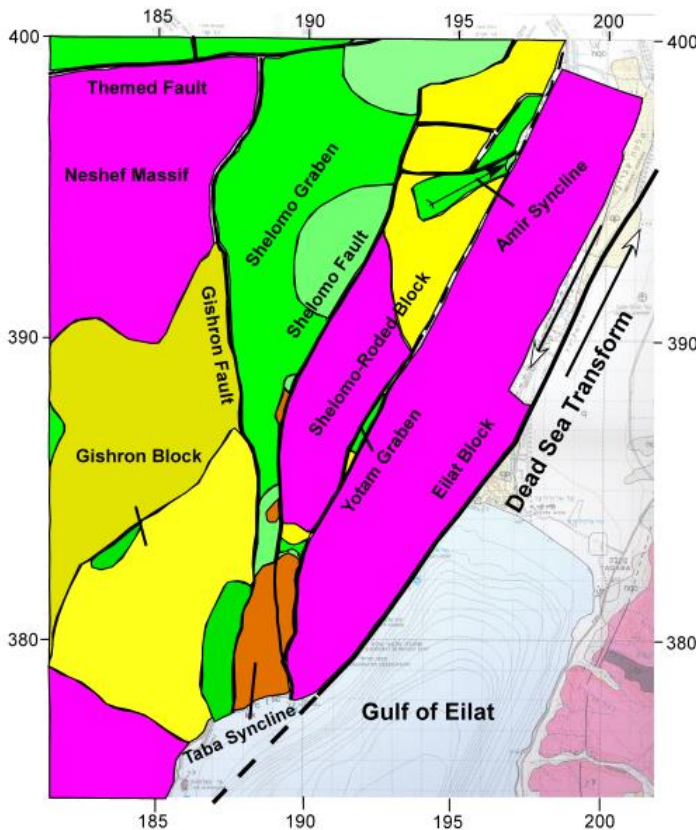
סיכום: מתי התפתח המבנה הטקטוני של אזור אילת ומה הקשר בינו ובין טרנספורם ים המלח?

המבנה הטקטוני של אזור אילת הוא ביטוי לקיומם של בלוקים נפרדים בתשתית המוגבלים על ידי שברים היוצרים כמה מערכות ובהם צפון - דרום (כמו השברים היוצרים את גבולות בלוק נטפים ובלוק הר שלמה) ומזרח-מערב (כמו שבר תמד והשברים שבבלוק הר עמרם). על העתקים שכיוונם צפון-דרום באזור הר צניפים נרשמו הבדלים של מאות מטרים בעובי תצורת צניפים מגיל קמבריום (Bartov et al., 2004; אבני, 2010; 2015). גם על שבר המזרח - מערב כמו העתק תמד קבע גרפונקל (1970) כי הוא ככל הנראה העתק פרה-קמברי עמוק בתשתית. מכאן שהבלוקים הבונים היום את אזור אילת היו קיימים בתשתית האזור מאז הפרה-קמבריום, פעלו באוליגוקן, הורמו או שקעו ונגדעו באופן דיפרנציאלי, ולאחר מכן פעלו בשנית עם כניסתו למרחב אילת של טרנספורם ים המלח במיוקן המוקדם-תיכון. שני השלבים הטקטוניים הללו מייצגים גם

שני משטרי טקטוניקה וארוזיה שונים בתכלית. על פי היחס שבין הקצב הטקטוני לקצב הארוזיה, מתקיים היפוך מגמה במעבר בין האוליגוקן למיוקן העליון כאשר בראשון הקצב הטקטוני נמוך מקצב הארוזיה (ולכן נוצר מישור גידוע נרחב) ובשני הקצב הטקטוני עולה על קצב הארוזיה והדבר יוצר הרמות טקטוניות גדולות של שולי הבקע, לוקליזציה של הארוזיה לקניונים ועמקים עמוקים ולשימור סלע בקנה מידה רחב בשטחים המצויים בין העמקים החתורים. פעילות דו-שלבית זו מעצבת את נופו המורפוטקטוני של אזור אילת והיא קובעת גם את פעילותם של ההעתקים והבלוקים השבורים באזור שסביב אתר פטרה שבירדן. אזור זה מציג היסטוריה דומה לאזור אילת והוסט כ-100 ק"מ לצפון בשל פעילותו של טרנספורם ים המלח החל מן המיוקן התיכון. המסקנה המתבקשת מניתוח זה היא שטרנספורם ים המלח נכנס רק במיוקן המוקדם-תיכון לתוך אזור נזק קדום בתשתית שהופעל כבר במהלך האוליגוקן, כ-15-10 מיליון שנה לפני הגעת

השבירה הטרנספורמית לאזור

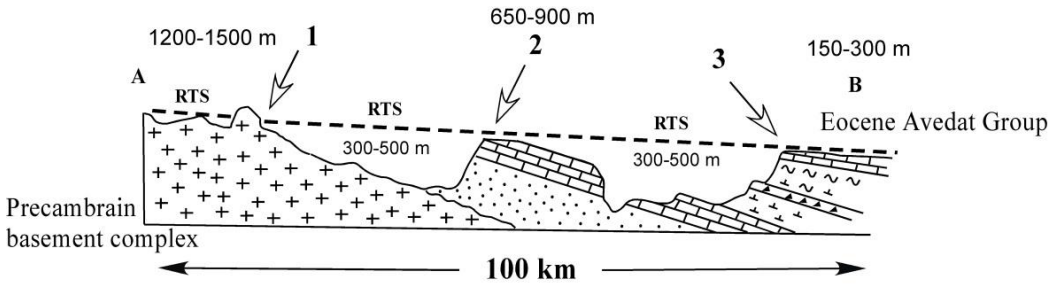
(Avni et al., 2012).



איור 4: מפת השיפה של הידועות הסלע השונות באזור אילת בזמן האוליגוקן. שים לב לחשיפה דיפרנציאלית של חבורות הסלע השונות בבלוקים הטקטונים השונים, דבר המעיד על גידוע דיפרנציאלי של החתך בכל בלוק ובלוק על ידי מישור הגידוע הרגיונאלי (RTS).

סלעי התשתית נחשפו כבר באוליגוקן באזור הרי נשף, בדרום בלוק גישרון, בבלוק שלמה רודד ובבלוק אילת. לעומת זאת, גג החתך הסטריטיגרפי נישמר בגרוב שלמה וקטעים מן החתך בגרוב יותם ובקער אמיר. דגם זה מעיד על מבנה שבור וגדוע שהתפתח באזור אילת כבר באוליגוקן.





איור 5: חתך דרום-צפון (A-B) מדרום סיני אל רמת מרכז סיני המציג את הגידוע של יחידות הסלע השונות בבלוק סיני במהלך האוליגוקן. RTS – מישור הגידוע הרגיונלי מזמן אוליגוקן. 1. נקודת החיתוך בין מישור הגידוע וסלעי התשתית שנוחשו בדרום סיני. 2. נקודת החיתוך בין מישור הגידוע וסלעי חבורת יהודה היוצרת את מצוקי ורמת התיא. 3. נקודת החיתוך בין מישור הגידוע ובין סלעי חבורת עבדת היוצרת את מצוקי ע'גמה ורמת מרכז סיני. המספרים מעל לקו הגידוע מייצגים את עובי הסלע שניגדע בכל אזור במהלך האוליגוקן. המספרים מתחת לקו הגידוע מייצגים את עומק ההסרה של החתך שאינו עמיד לסחיפה ושהוסר לאחר האוליגוקן. בשלב הראשון נוצרו "העמקים המיוקניים" ולאחר מכן, עם המשך הבליה, התפתחו העמקים הפעילים היום (המקור: Avni et al., 2012).

בין שני שלבי הפעילות הטקטונית מוכר שלב של רגיעה יחסית המתבטאת בהשקעת תצורת הצבה ויחידותיה המקבילות כמו החלק העליון של תצורת דנה בירדן. מחשופים של תצורת הצבה מוכרים בעיקר באזור הערבה המרכזית ובגרaben כרכום שבנחל פארן. באזור אילת זהה בעבר נציג מקומי של תצורת הצבה – הוא קונגלומרט רחם, שנחשב היה לקורלטיבי לפרט קונגלומרט הבסיס של תצורת הצבה (Garfunkel et al., 1974). אלא שעל פי ניתוח חוזר שנעשה על ידי Avni et al. (2012) מצע כי מחשופים שונים של הקונגלומרט הזה שייכים למעשה ליחידות סטריגרפיות שונות: מחשוף הקונגלומרט שסמוך להר שלמה הינו גלישה אינטרא-פורמציונאלית איאוקנית ושייך ל"קלסטים של תמד", כשלאותה קבוצה שייכים גם קבוצת המחשופים לאורך דרך החוגגים בסיני בקרבת תמד (גרפונקל, 1970). המחשוף של נחל רחם שייך ככל הנראה לקונגלומרט מהתרדי מגיל אוליגוקן מוקדם. הנציג הברור של תצורת הצבה המיוקנית באזור הסמוך לאילת נמצא בגרaben שייה עטיה שבמזרח סיני, בו יש חתך אלוביאלי בעובי של כ- 100 מ' המכיל אופקי חלוקים שנגזרו מסלעי התשתית הקריסטאלינית הפרה-קמברית שנוחשו בסיני מתחת למישור הגידוע האוליגוקני (איור 5). המחשוף בשייה עטיה מראה על חתירה בזמן המיוקן המוקדם לעומק של כ- 300 מ' מתחת לפני השטח של רמת התיא המשמרת בקירוב את מתאר הגידוע המקורי מתקופת האוליגוקן. העמק התפתח לאורך שבר שכיוונו צפון-דרום והוא מבטא שלב במיוקן המוקדם שבו התפתחו עמקים רחבים המבטאים הרמה וארוזיה של בלוק סיני כחלק מאירוע ביקוע ים סוף. אירוע זה, המוכר גם במחשוף תצורת הצבה בנגב, מתחיל את מחזור ההשקעה של תצורת הצבה (זילברמן, 1989; Zilberman and Calvo, 2013).

סיכום – מורפוטקטוניקה של אזור אילת מאז האיאווקן

בהתבסס על הנתונים שהוצגו, ניתן לתאר את ההתפתחות הטקטונית של אזור אילת מאז האיאווקן בשלבים הבאים:

1. איאווקן: ים נרחב מכסה את האזור. הרדדה ופעילות טקטונית מביאה לגלישות תת-ימיות היוצרות שכבות קלסטיות של זירמי בלית הנראות ברמת המחשוף הבודד כקונגלומרט. יחידות אלה מכונים "הקלסטים של תמד". חלקם זוהו בעבר כקונגלומרט יבשתי מגיל מיוקן ויוחסו לקונגלומרט רחם.

2. אוליגוקן מוקדם: פעילות טקטונית מתונה מביאה להשקעת חתך אוליגוקני יבשתי-אגמי של שכבות קונגלומרט וחרסיות אדומות – ורודות המצטברים באזורים מונמכים. למשפחת מחשופים זו שכונתה "קונגלומרט מהתרדי" שייך המחשוף של פתח נחל רחם (שנמצא מחוץ למסגרת הסיוור הנוכחי). כל המרכיבים הקלסטיים במשפחה זו נגזרו מחתכי חבורת עבדת והר הצופים ומראים על רמת חשיפה נמוכה של הנוף בטרם החלה פעילות הגידוע העיקרית של מישור הגידוע הרגיונלי.

3. בהמשך האוליגוקן: פעילות טקטונית מדגישה את המבנה הטקטוני השבור של אזור אילת שעיקרו יצירת בלוקים שבורים שבהם שימור דיפרנציאלי לפני גידוע של החתך הסטרטיגרפי הצעיר בגרביים שלמה, יותם ובקער הר אמיר. במקביל נגדעים עמוקות ההורסטים של גישרון, שלמה-רווד ואילת. השבירה לאורך קווי השבירה הראשיים נוצרה במשטר של מתיחה על בסיס שברים קדומים שהיו באזור וחזרו לפעול. לשלב זה ניתן ליחס גם את המבנים הדיס-הרמוניים שתוארו אצל גינת (1989) משולי הערבה הדרומית.

4. אוליגוקן עד מיוקן מוקדם: פעילות של הרמה וגידוע נרחבים במהלך האוליגוקן. חשיפת התשתית הפרה-קמברית בבלוק נשף, שלמה-רווד ואילת. בשלב זה מורם גם אזור עקבה ונגדע עמוקות (Feinstein et al., 2013). עדויות להרמה ולגידוע עמוק בתקופה זו דווחו מכל רחבי המזרח התיכון ולאחרונה גם מן החרמון (יוסף חי וחובריו, 2015) ההרמה הייתה איטית ומתמשכת ולכן הארוזיה לא עברה לוקליזציה לאפיקים דיסקרטיים והתגברה על עמידות המסלע בכל מקום שנחשף. הנוף בזמן הזה נשאר כמעט שטוח למשך פרק זמן של כ- 10 מיליון שנה. (איור 4).

5. הקצב הטקטוני עולה לקראת המיוקן המוקדם, ככל הנראה כהד לביקוע ים סוף. ההרמה המואצת מביאה להחירת מערכת הניקוז של תצורת חצבה מתחת למישור הגידוע האוליגוקני. האפיקים שבמעלה אגני הניקוז יוצרים מערכת של "עמקים מיוקניים" כדוגמת האפיק המיוצג על ידי מחשוף שייח עטיה במזרח סיני ובדומה לעמקים מיוקניים שנישמרו בשולי רמת מרכז ירדן ובמערב סיני (Jackson, 2008). לכיוון מוצא מערכת הניקוז של תצורת חצבה בכיוון צפון מערב היא יוצרת כיסוי כמעט מלא של מרכז הנגב ובקעת באר שבע בעובי משתנה.

6. במיוקן המוקדם – תיכון, סביב 16-18 מיליון שנה, ניכנס לאזור אילת טרנספורם ומתחילות התנועות האופקיות לאורכו תוך השריית תנועות גזירה שמאליות על שברי השוליים של הבלוקים השבורים באזור אילת. על פי הניתוח שעשה אייל (1973; 2010) כמות התנועה האופקית השמאלית על הבלוקים שממערב לאילת אינה עולה על קילומטר אחד. על פי השבירה המוקדמת שכיוונה צפון-דרום שפעלה במהלך האוליגוקן המוקדם, כ- 10-15 מיליון שנה לפני כניסת

הטרנספורם לאזור אילת, ניתן לקבוע כי השבירה הטרנספורמית נכנסה לאזור נזק קדום שכבר היה קיים בתשתית האזור.

7. במיוקן המאוחר (10-14 מיליון שנה) מתרחשת הרמה של כתפי הבקע והארוזיה עוברת לוקליזציה לתוך נתיבים דיסקרטיים היוצרת את רשת הניקוז הנוכחית. בשלב זה מתבצעת חתירה משמעותית אל מתחת למישור הגידוע האוליגוקני תוך פינוי נפחים גדולים של סלעים רכים שנחשפו מתחת למישור הגידוע (איור 5). באזורים שבהם נישמר מישור הגידוע המקורי הוא נראה בעיקר בתוך יחידות ליתולוגיות קשות (סלעים פרה-קמבריים, חבורת יהודה, תצורת מישאש וסלעים איאוקניים קשים).

8. במהלך הפליוקן והפלייסטוקן המוקדם מתרחשת השקעה של יחידות יבשתיות ואגמיות על גבי התשתית הגיאולוגית החשופה בקרבת המפרץ ולאורך הערבה. יחידות אלה כוללות את תצורות אילות וגרוף ולאחר מכן סידרה של טראסות נחלים מגיל פלייסטוקן תיכון ומאוחר. פעילות ארוזיבית הולקנית יוצרת את נתיבי הזרימה הנוכחיים החתורים בתוך עמקים ומניפות סחף מגיל פלייסטוקן מוקדם עד הווה.

תחנות הסיור:

1. הר יואש (נ.צ. 18805/38855). תצפיות עומק לסיני על מישור הגידוע האוליגוקני. מבוא לסיור.

מתצפית הר יואש נשקף נוף רחב ידיים של ראש מפרץ אילת, הבלוקים השבורים שמשני צידיו וכן חלקים ממזרח סיני. לצפון מערב ניתן לראות את אזור הרי נשף. זהו אזור גדול הבנוי ממסלע פרה-קמברי העומד חשוף על גבי המישור של בקעת הירח ללא שום סימנים לארוזיה צעירה המעורבת במבנה הנוף הנוכחי (איור 2). לעומת זאת, הרי נשף מוקפים בבלוקים טקטוניים רחבים המשמרים את עיקר החתך הסדימנטארי שהוסר מעל להרי נשף (איור 1). הרחק למערב ולדרום מערב נראים חלקים נרחבים מבלוק סיני. בתצפית ניתן לראות כי עיצוב הנוף של בלוק סיני בנוי מחשיפה עמוקה עד לסלעים הפרה-קמבריים במזרח הבלוק ואלה הולכים ונקברים בהדרגה לכיוון מערב על ידי אבני חול וסלעים ימיים מחבורת יהודה, הר הצופים ועבדת. חשיפה מעין זו מחייבת ארוזיה כמעט שטוחה של חתך שהיה נטוי במקורו מערבה. ברמה המקומית נראים העתקים החוצים את הבלוק המכתיבים את רמת החשיפה והשימור של החתך, כמו במפנה הצפוני של ג'בל אום-ות'ד. מצב זה מעיד על הקדמת השבירה את הארוזיה השטוחה הקובעת בכל מקרה ומקרה איזה יחידות ישמרו או יוסרו בקרבת ההעתקים. השימור של החתך מותנה בקיומה של שכבה עמידה יחסית לבליה - לרוב יחידות קשות ברצף הסדימנטארי.

במבט מזרחה ודרומה מן התצפית נראים היטב הבלוקים השבורים היורדים בהדרגה אל המפרץ – בלוק גישרון שממערב להר יואש, גרבן שלמה שעל שוליו המערביים אנו ניצבים, הנמשך דרומה אל קער טבה וג'בל עספיר שהינו בלוק שבור הבנוי מחתך כמעט מלא של חבורת עבדת. מעבר לקו שבירה נוסף (העתק שלמה) נמצא בלוק שלמה-רווד המרים את סלעי התשתית הפרה-קמברית לגובה של כ- 770 מ' (איור 6). במרחק מזרחה נראים הבלוקים המורמים המלווים את צידו המזרחי של מפרץ אילת והחושפים חתך פרה-קמברי עד לגובה של כ- 1500 מ' (כמו בג'בל בגיר שמצפון לעקבה).



איור 6: פסגת הר שלמה ניצבת גבוה מעל לגרבן שלמה המשמר את גג החתך הסטרטיגרפי של האזור – חתך של חבורת עבדת ובגגו חתך של גלישה תת ימית איאוקנית שהוצגה באיור 3. העובדה שבבלוק הר שלמה הבנוי ממסלע קריסטליני פרה-קמברי לא שרדו מישארים של החתך הסדימנטארי שכיסה אותו בעבר מלמדים כי חשיפת הר שלמה אינה קשור למחזור הבליה הנוכחי. שימור גג החתך בגרבן שלמרגלותיו מעידה כי העתק שלמה פעל במהלך האוליגוקן המוקדם, עוד בטרם נגדע האזור על ידי מישור הגידוע האוליגוקני.

מתי עוצב המבנה הטקטוני וארוזיבי המורכב של אזור אילת ?

מן המורכבות של הנוף ניתן לחלץ תובנה מרכזית אחת: אי-אפשר להסביר את מבנה הנוף ואת שימור החתכים הסטרטיגרפיים השונים במרחב אילת וסיני בהקשר ישיר ופשוט לבקע ים המלח ולראש מפרץ אילת, כפי שהם מוכרים לנו היום (איור 6). העמדת החתכים הגיאולוגיים על גבי המבנה הטקטוני השבור והתהליכים שהביאו הן לשבירה והן לשימור הדיפרנציאלי של החתך מחייבים מספר שלבים של עיצוב הנוף, והאתגר הניצב לפנינו הוא פירוק המערכת

המורפוטקטונית, כפי שהיא משתקפת היום באזור אילת, למרכיביה השונים אגב שיוכה לתהליך הגיאו-דינמי הפועל בראש מפרץ אילת.
 רמז ראשון למעורבים המרכזיים במורכבות זו ניתן לנו מן התצפית. ניתן להבחין בשני משטרי נוף שונים זה מזה השותפים בעיצוב האזור:

1. תהליכים ארוזיביים היוצרים משטר נוף כמעט אופקי המתבטאים בנופו ה"גדול" של בלוק סיני והמאפשרים "חיסול" של נפחי סלע גדולים ללא השארת משארים לתהליך הארוזיבי. תופעות מעין אלה המוכרות מכל המזרח התיכון מיוחסות למישור הגידוע הרגיונלי שהתפתח באזורינו במהלך האוליגוקן (Avni et al., 2012).
2. תהליכים ארוזיביים היוצרים משטר נוף תבליטי ומעורף (איור 6) שבהם מערכות הניקוז חתורות עמוק מתחת לפסגות ההרים הנישאות מעליהם. נוף זה מתפתח על חשבון משטר הנוף השטוח, הוא צעיר יותר וקשור קשר הדוק לבקע ים המלח בגבולותיו המוכרים היום.

במהלך הסיור נאספו נתונים ונסיק מסקנות לגבי האופי והתזמון של שתי מערכות הנוף הנזכרות ונדון במשמעותם ותזמונם על רקע ההיסטוריה הגיאולוגית של אזור אילת.

2. תחתית מעלה אילת (נ.צ. 1893/3878): גג החתך הסטרטיגרפי באזור אילת ופעילות טקטונית מוקדמת על העתק שלמה מגיל אוליגוקן מוקדם.

הר שלמה הבנוי מסלע פרה-קמברי והגרבן שלמרגלותיו המשמר את חתך חבורת עבדת (איור 6) ניצבים כשני הפכים במערך החתך החשוף של הרי אילת. הגרבן מראה על שימור גג החתך הסטרטיגרפי האזורי מגיל איאוקן הכולל מרכיב של גלישות אינטרא-פורמציאונאליות ויחידות של זרימות בלית הכלולים ב-"קלסטים של תמד" מגיל איאוקן מוקדם-תיכון (Avni et al., 2012). על פי מבנה החלוקם המצוררים הכלולים בחתך הקלסטי, הם הובלו למקומם בטרם עברו ליתפיקציה סופית (איור 3), דבר המוכיח את מקורם בגלישה סדימנטארית מוקדמת ולא בקונגלומרט המאוחר לאיאוקן.

שימור גג החתך הסטרטיגרפי בתוך מבנים מונמכים מחייב את שימורם בטרם ניגדע האזור כולו במהלך האוליגוקן, דבר המחייב פעילות טקטונית על שברי הגרבן במהלך האוליגוקן המוקדם. מחשוף זה זוהה בעבר כחלק ממערך המחשופים של קונגלומרט רחם ויוחס לו, בטעות, גיל מיוקני (Garfunkel et al., 1974; אייל, 2010) המעיד לכאורה על רמה נמוכה של הרמה טקטונית וחשיפת סלעים באזור אילת בתקופה זו. זיהוי מחודש של המחשוף כביטוי לזרימות בלית תת-ימיות מזמן האיאוקן מאפשר לשחזר נכונה את הנוף האוליגוקני – מיוקני של אזור אילת כנוף שעוצב על ידי גידוע עמוק ונרחב עד לחשיפת סלעי התשתית בבלוק שלמה-רווד. יש לציין כי חשיפה עמוקה זו אינה חריגה על רקע התובנות האזוריות משולי ים סוף (Avni et al., 2012), מאזור עקבה (Feinstein et al., 2013) ומעצם מציאתם של חלוקים שניגזרו מסלעי התשתית הקריסטלינית הפרה-קמברית המשולבים בתצורת חצבה.

3. תצפית על נחל גישרון מאזור נחל יהושפט (נ.צ. 1885/3858).

בתצפית נראים גידועים דיפרנציאליים של החתך הגיאולוגי הנחשף בבלוקים שונים – בלוק גישרון שממערב חושף את סלעי התשתית הפרה-קמברית לעומת גרben שלמה מצפון ומדרום לתצפית החושף חתך עבה של סלעי משקע ימיים מחבורת יהודה. בולדרים של קוורץ-דיוריט (אייל, 2010) בנויים את בסיס מרפסת התצפית ומקורם במערך הניקוז הקדום של נחל שלמה שניקז עד לפלייסטוקן המוקדם את האזור שממערב לנחל גישרון. הבולדרים שייכים לתצורת גרופ שלמה המוכרת ממורד נחל שלמה ומרמת יותם. נחל גישרון עצמו המתחתר לעומק רב מתחת למפלס נחל שלמה-יהושפט הקדום. הנחל הוא תולדה של אירגון מחדש של מערכת הניקוז האזורית כחלק מן הדפורמציה הטקטונית שהתרחשה באזור כולו בפלייסטוקן המוקדם (לפני 1-1.5 מיליון שנה). בשלב זה הוטא כל אזור הנגב המזרחי ובכלל זה אזור אילת אל בקע הערבה המתפתח (אבני, 1998). נחל גישרון העליון עקב אחרי כיוון ההטיה המקומי לדרום-מזרח והתחתר לאורך קו המגע שבים בלוק גישרון וגרben שלמה תוך שהוא מנתק את קווי הניקוז הקדומים. לפאזה זו קשורים גם האירגון מחדש של אגני הניקוז פארן נקרות וחיון כפי שתיארו גינת (1997) ואבני (1998). בתחתית נחל גישרון נראות מספר טראסות אלוביאליות צעירות מגיל פלייסטוקן, הצעירה שבהם הצטברה במהלך הפלייסטוקן העליון בפתח קניון נחל גישרון.

4. תצפית מורד נחל גישרון (נ.צ. 188537/382330).

בתצפית דרומה נראים חלקו הדרומי של גרben שלמה ומוצא נחל גישרון אל מפרץ אילת (איור 7). בדרום גרben שלמה נשמר הבלוק הגדול של ג'בל עספיר הבנוי מסלעי חבורת עבדת. שימור החתך מראה על אזור מונמך שהתפתח לאורך דרום גרben שלמה לפני הגידוע האוליגוקני ומהווה עדות להנמכה מוקדמת של האזור שבו התפתח מפרץ אילת. גרפונקל (1970), בהתבסס על מאובני אוסטרואות ימיות שנמצאו מצפון לנוייבע, הציע שפרוטו-מפרץ אילת התקיים כבר במהלך המיוקן.

5. גרben יותם (נ.צ. 19240/38675).

הגרben מציג בגגו חשיפה של סלעי חבורת יהודה, כאשר חלקה התחתון חשוף בדרום הגרben וחלקה העליון (תצורות גרופית וציחור) בצפון. מהחתך חסרים סלעי חבורת הר הצופים ועבדת שכיסו בעבר את האזור, בעובי מצטבר של כ- 500 מ'. חלקם שמורים בקצה הצפוני ביותר של הגרben באזור נחל רווד (בייט וקלבו, 2015).

דגם הגידוע של החתך שנשמר בגרben מראה על גידוע אופקי של בלוק שצירו נחת לכיוון צפון מזרח בטרם נגדע. ארוזיה צעירה על הבלוק יוצרת דרדרות בשוליו והוא חצוי על ידי נחל עמוק. באופן זה מבטא גרben יותם את שני השלבים הארוזיביים העיקריים הפועלים לעיצוב האזור – גרbenיזיה וגידוע דיפרנציאלי של חתך נטוי לצפון מזרח שהתפתחו במהלך האוליגוקן, ארוזיה ערוצית ממוקדת הפועלת באזור החל מן המיוקן המאוחר.

6. תצפית שלושת הפסגות מדרום להר אמיר (נ.צ. 19475/39350).

מהתצפית שבצד הדרך המקיפה את הר אמיר מדרום וממזרח נראים פסגת הר שחורת (נ.צ. 19130/39250) הבנויה מסלעי בסיס חבורת יהודה (איור 8), הפסגה הדרומית של הר אמיר (נ.צ. 19420/39420) הבנויה מתצורת חביון (בסיס חבורת יהודה) והפינה הצפונית של הר אמיר (נ.צ. 1954/3954) הבנויה מגג תצורת גרופית שעברה קימוט אינטנסיבי משני עברי ציר קער אמיר. דגם שימור החתך, השונה ממקום למקום, מראה על בלוקים שבורים ונטויים שצירם נוחת לצפון מזרח שהוצבו במקומם בטרם נגדעו במהלך האוליגוקן. במיוקן האזור הורם והוטה אל הבקע אגב הדגשת המבנה השבור הקדום. משלב זה מתרכזת הארוזיה בנתיבים דיסקרטיים היוצרים קניונים וערוצים שמעליהם מתרוממות פסגות ומשטחי סלע נרחבים הממוקמים לאורך פרשות המים. באופן פרדוקסלי, בגלל החלוקה הלא אחידה של הארוזיה במרחב, משטר הארוזיה האגרסיבי הפועל במיליוני השנים האחרונות בשולי הבקע משמר את נוף הסלעים של האזור טוב יותר בהשוואה להרס כמעט מוחלט של עולם הסלעים במשטר הארוזיה שיצר את מישור הגידוע האוליגוקני. יחד עם זאת, משטר הארוזיה האוליגוקני יצר הבדלה חדה בין "העולם העליון" של הסלעים שהורמו מעל למישור הבליה הנרחב ונהרסו עד היסוד לבין "העולם התחתון" של הסלעים שנשמרו כמעט בשלמותם מתחת למישור הארוזיה. שני משטרי הארוזיה המשולבים זה בזה הם המעצבים את נופו הנוכחי של אזור אילת כביטוי לשני השלבים הטקטוניים העיקריים שפעלו באזור – במהלך האוליגוקן לפני כניסתו של טרנספורם ים המלח למרחב ולאחר המיוקן העליון כתוצאה מהתפתחות בקע ים המלח לאורך הטרנספורם.



איור 7: קער טבה ומוצא נחל גישרון אל מפרץ אילת. שימור חתך איאוקני עבה מתחת למישור הגידוע האוליגוקני על שפת מפרץ אילת בקער טבה מעיד על קימוטו של אזור נמוך בשולי המפרץ כבר באוליגוקן.



איור 8: פסגת הר שחורת המשמרת את בסיס חבורת יהודה בעוד שהחלקים הגבוהים של החבורה נמצאים הרחק לצפון או למערב, מעבר לקווי שבירה דגם גידוע ושימור דיפרנציאלי זה מעיד כי מישור הגידוע האוליגוקני התמקם בתוך חבורת יהודה כשהוא גודע מבנה שהיה נטוי לצפון-מזרח כבר באוליגוקן. לארוזיה הנמרצת הפועלת היום בשולי בקע הערבה אין השפעה ישירה על הרס או שימור החתכים המצויים על פסגות ההרים או לאורך פרשות המים הנוכחיות.

סיכום הסיוור ומסקנות:

לסיכום ניתן להצביע על שלושה שלבים מורפוטקטוניים עיקריים המעצבים את המבנה והנוף של המרחב שסביב אילת:

1. שלב אוליגוקני (23-32 מיליון שנה) - הפעלת הבלוקים הקדומים של אזור אילת, הטיית מזרח סיני למערב, הסרת חתך דיפרנציאלית ועיצוב מישור הגידוע העליון הקובע עד היום את תפרוסת היחידות הסטריגרפיות במרחב.
 2. שלב מיוקני מוקדם-תיכון (16-18 מיליון שנה) - כניסת טרנספורם ים המלח לאזור אילת על בסיס שברים קדומים בתשתית.
 3. מיוקן מאוחר (החל מלפני 10-14 מיליון שנה ועד הווה) - הרמה כללית, הטייה של שוליו המערביים של בקע ים המלח אל מרכזו תוך הדגשת האופי של האזור כשולי טרנספורם ים המלח. הבלוקים הגדועים של אזור אילת מראים על שימר דיפרנציאלי של החתך שיכול להיווצר רק בשלב 1, כלומר במהלך האוליגוקן. הבסיס לקיומם נעוץ ביצירת אזור נזק קדום המלווה את האזור של אילת מאז הפרה-קמבריום ונמשך בהתאמה גם לשוליו המזרחיים של בלוק ירדן. הרמה גדולה והטייה אל מרכז הבקע מתרחשת רק החל מן המיוקן התיכון לאחר התמקמות הטרנספורם בתוך אזור הנזק הקדום.
- ללא הבנת התפקיד החשוב שיש לגידוע האוליגוקני בעיצובו המורפו-טקטוני של האזור אין אפשרות להבין את המערכת הטקטונית והנוף של אזור אילת כפי שהוא נראה היום.

ביבליוגרפיה

- 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 הנואגן וברביעון. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI\24\98
- אייל, י., 1967. הגיאולוגיה של הסלעים הסדימנטריים באזור נחל שלמה נחל נטיפים. עבודת גמר לתואר מוסמך למדעי הטבע, האוניברסיטה העברית בירושלים.
- אייל, י., 2010. הגרבנים שממערב לאילת. הכנס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית, אילות, חוברת הסיוורים, עמ' 25-46.
- בייט, מ., קלבו, ר., 2015. אזור אילת כבית ספר שדה לגיאולוגיה. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI\10\2015
- 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 וציהור. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI\19\97
- גרפונקל, צ., 1970. הטקטוניקה של השוליים המערביים של הערבה הדרומית (תרומה להבהרת דרך היוצרות בקעים). עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- זילברמן, ע., 1989. התפתחות הנוף בנגב המרכזי, הצפוני והצפון-מערבי בנאוגן ובקוורטר. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- יוסף חי, נ., חביב, א., אייל, י., וייברגר, ר., בנימיני, ח., 2015. המבנה, שלבי ההתרומומות ודגם האקסיומציה של רכס החרמון: תרמוכרונולוגיה בשיטת He/U-Th ותצפיות סטרוקטורליות וגיאומורפיות. הכנס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית, כינר, מדריך הסיוורים. עמ' 55-92.
- סקל, ע., 1967. הגיאולוגיה של רכס מנוחה. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית, י-ם.
- קורנגרין, ד., 1993. נסיגת הים האיאוני באזור הערבה. עבודת גמר, המחלקה לגיאולוגיה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב.
- קורנגרין, ד., קרץ, צ., 1998. הליתוסטריגרפיה והמבנה של אגן פארן המזרחי. הכנס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית, מצפה רמון, חוברת הסיוורים. עמ' 63-85.
- קלבו, ר., 2000. סטריגרפיה ופטרולוגיה של תצורת הצבה בערבה ובנגב: השלכות לגבי התפתחות אגני ההשקעה והמורפוטקטוניקה של בקע ים המלח. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- Avni, Y., 2010, Evidence for early activity along faults sub-parallel to the Dead Sea Transform in the eastern Negev, in Ryb, O., Dvir, O., Edelman-Furstenberg, Y., Matmon, A., Nahmias, Y., Peleg, N., and Avigad, D., eds., Annual Meeting Abstracts: Eilat, Israel, Israel Geological Society, p. 31.
- Avni, Y., 2015. Oligocene tectonic deformation in the Central Negev – The Zeniffim structure as a case study. in Friedheim, O. ed., Annual Meeting Abstracts: Kineret, Israel, Israel Geological Society, p. 11.
- Avni, Y., Bartov, Y., Garfunkel, Z., and 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: Israel Journal of Earth Sciences, v. 49, p. 215–238.
- Avni, Y., Segev, A., Ginat H., 2012. Oligocene regional denudation of the northern Afar dome: pre and syn-breakup stages of the Afro-Arabian plate. GSA Bulletin, 124: 1871-1897

- Bartov, Y., Frieslander, Y., Avni, Y., Goldman, M., Shamir, G., and Ginat, H., 2004. Possible Precambrian origin for the Plio-Quaternary NNE trending fault system in the southern Negev-Evidence from field mapping and geophysical surveys, in Schilman, B., Harlavan, Y., Hamiel, Y., and Calvo, R., eds., Annual Meeting Abstracts: Maalot, Israel, Israel Geological Society, p. 13.
- Benjamini, H., 1979, The Geological History of Central and Southern Israel during the Eocene [Ph.D. thesis]: Jerusalem, Israel, Hebrew University of Jerusalem, 327 p.
- Benjamini, H., 1980, Stratigraphy and foraminifera of the Qezi'ot and Har Aqrav formations (latest middle to late Eocene) of the western Negev, Israel: Israel Journal of Earth Sciences, v. 28, p. 42–46.
- Eyal, Y., 1973. The tectonics of the Shelomo and Yotam grabens, Elat, Israel. *Isr. J. Earth-Sci.* 22,165-184,
- Feinstein, S., Eyal, M., Kohn, B.P., Steckler, M.S., Ibrahim, K.M., Moh'd, B.K., and Tian, Y., 2013. Uplift and denudation history of the eastern Dead Sea rift flank, SW Jordan: Evidence from apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, 32
- Garfunkel, Z., 1988, Relation between continental rifting and uplifting: Evidence from the Suez rift and northern Red Sea: *Tectonophysics*, v. 150, p. 33–49, doi: 10.1016/0040-1951(88)90294-6.
- Garfunkel, Z., and Bartov, Y., 1977. The Tectonics of the Suez Rift: *Israel Geological Survey Bulletin* 71, 44 p.
- 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.
- Garfunkel, Z., Eyal, Y., Eyal, M., Weissbrod, T., Bakler, N., Shimron, A.E., Peltz, S., Gutkin, V., Bartov, Y., Druckman, Y., Rosenzaft, M., and Sneh, A., 2000. Geological map of the northern Gulf of Elat area. *Isr. Jour. Earth-Sci.* 48, 133-134, (with the map).
- Jackson, C.A.-L., 2008, Sedimentology and significance of an early syn-rift paleovalley, Wadi Tayiba, Suez rift, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, v. 52, p. 62– 68.
- Matmon, A., Bierman, P., and Enzel, Y., 2002, Pattern and tempo of great escarpment erosion: *Geology*, v. 30, p. 1135–1138.
- Matmon, A., Simhai, O., Amit, R., Haviv, I., Porat, N., McDonald, E., Benedetti, L., and Finkel, R., 2009, Desert pavement-coated surfaces in extreme desert present the longest-lived landforms on Earth: *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 688–697
- Picard, L., 1943, Structure and Evolution of Palestine with Comparative Notes on Neighboring Countries: *Hebrew University of Jerusalem Bulletin* 4, 134
- Sneh, A., 1981, The Hazeva Formation in the northern Arava: *Israel Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 81–92.
- Zilberman, E., and Calvo, R., 2013. Remnants of Miocene fluvial sediments in the Negev Desert, Israel, and the Jordanian Plateau: Evidence for extensive subsiding basin in the north-western margins of the Arabian plate. *J. African Earth Sciences*, 82: 33-53

Field trip 3:

Landscape evolution and tectonics along the margin of the Arava Valley since the mid-Pleistocene

Yair Rinat¹, Yedidia Gelman¹, Ari Matmon¹, Amit Mushkin²

1. The Institute of Earth Sciences-The Hebrew University of Jerusalem
2. The Geological Survey of Israel

Introduction

This field trip concentrates on two subjects: 1) mid-Pleistocene to mid-Holocene drainage evolution and its tectonic implications, and 2) Holocene seismic activity as expressed by the formation of large boulder piles. The introduction will consider both subjects, first the evolution of drainage systems and then seismic boulder piles. Although these subjects are apparently non-related, both are manifestations of landscape response to tectonic activity in the region. The field trip includes 8 stops (see map of stop locations below). This field trip is based on the master theses of Yedidya Gelman and Yair Rinat, both conducted at the Institute of Earth Sciences, the Hebrew University of Jerusalem.



Drainage evolution

Along transform boundaries the majority of deformation is confined to strike-slip faulting zones while additional deformation may be dispersed to adjacent regions (Wilcox et al. 1973). Such deformation is expressed by subordinate strike-slip faults, normal faults, reverse faults, flexures parallel or oblique to the displacement direction and rhomb shaped grabens or push-up ridges (Sylvester, 1988). The Dead Sea transform (DST) is the boundary between the Arabian plate and the Sinai sub-plate (Garfunkel, 1981; Fig. 1). It extends from the Red Sea in the south to the Zagros Mountains in the north (Quennell, 1958). Left-lateral movement began in the mid-Miocene and resulted in cumulative sinistral offset of ~105 km (Freund et al., 1970; Garfunkel, 1981). The margins of the transform contain numerous deformational structures. A component of transverse separation has resulted in the formation of a rift valley along major parts of the transform (e.g., the Jordan and Arava Valleys). The width of the deformation and faulting zone associated with the initial stages of the DST reached tens of kilometers (Eyal et al., 1981; Marco, 2007; Beyth et al., 2012). With the continuation of lateral movement, deformation became more localized and concentrated within the Arava Valley center (Marco, 2007). Paleoseismic studies (e.g., Amit et al., 1999, 2002; Gerson et al., 1993), geomorphic investigations (e.g., Amit et al., 1999) and interpretation of historic seismic records (e.g., Ambreseys et al., 1994; Amiran, 1994; Hamiel et al., 2009; Porat et al., 2009a) together with geophysical and remote sensing investigations (e.g., Frieslander, 2000; Baer et al., 2008) point towards late Pleistocene - Holocene seismic activity along the center of the valley. Along the western margin of the southern Arava Valley, a set of sub-parallel faults separate a series of structural blocks composed of crystalline basement rocks (the Roded, Eilat and Amram blocks) (Garfunkel, 1970). The width of these structural blocks ranges from a few hundred meters to 1.5 kilometers and they are 3 to 7 kilometers long (Fig. 1). Vertical offsets of hundreds of meters as well as considerable sinistral movement between these blocks are evident. Another deformational structure is the Amir Syncline that formed between the Roded block and the Amram block (Garfunkel, 1970; Beyth et al., 2012).

Here, we examine late Quaternary changes in drainage systems along the western margin of the Arava Valley and attribute them to tectonic deformation.

The research area is located ~10 kilometer north of the Gulf of Eilat (Fig. 1). The geomorphic surfaces investigated are fluvial terraces and fans within three drainage basins. The Shehoret basin which drains an area of ~13 km², a tributary of the Zefunot basin (which will be simply named from here on – the Zefunot basin) which drains an area of ~3 km², and the Amram basin which drains an area of ~4 km². The base-level for these basins is the Evrona playa, a tectonic and morphologic depression in the center of the Arava Valley (Amit et al., 1999). This extremely arid environment is subject to rare rain events and very low precipitation, ~30 mm/yr (Israel Meteorological service, <http://www.ims.gov.il>). Sub zero temperatures are rarely reached (Israel Meteorological service, <http://www.ims.gov.il>). Climatic conditions in the southern Negev and Arava remained arid to hyper arid throughout the Quaternary (Amit et al., 2006; Enzel et al., 2008; Enzel et al., 2012).

The drainage systems were examined applying field based mapping of fluvial units (considering field relations, morphologic appearance, and pedologic characterization), high-resolution topographic cross-sections using a "Sokkia 50x" total station (EDM) and optically stimulated luminescence (OSL) dating which provides the time of last exposure of sediment to sunlight, i.e. its burial age. By dating the base and top of a sedimentary unit it is possible to approximate the time of initial deposition and abandonment of the surface (Aitken, 1998). OSL samples were processed at the Geological Survey of Israel Luminescence Laboratory according to the SAR protocol (Aitken, 1998) and according to the protocol detailed in Porat (2009b). Luminescence dating using the single grain (SG) method following the procedure described by Duller (2008) was applied to samples that required more precise results. Thermally transferred OSL (TT-OSL) (Wang et al., 2006) was applied to samples collected from units that exhibited very mature morphologic characteristics and where the 'traditional' OSL methods yielded poor results. Our results indicate coeval southward and northward migration of flow channels in the north and south of the study area, respectively. These changes appear most consistent with tectonic tilting and point towards N-S compressional deformation. OSL dating indicates that this tilting initiated later than the mid-Pleistocene and continued at least into the mid-Holocene.

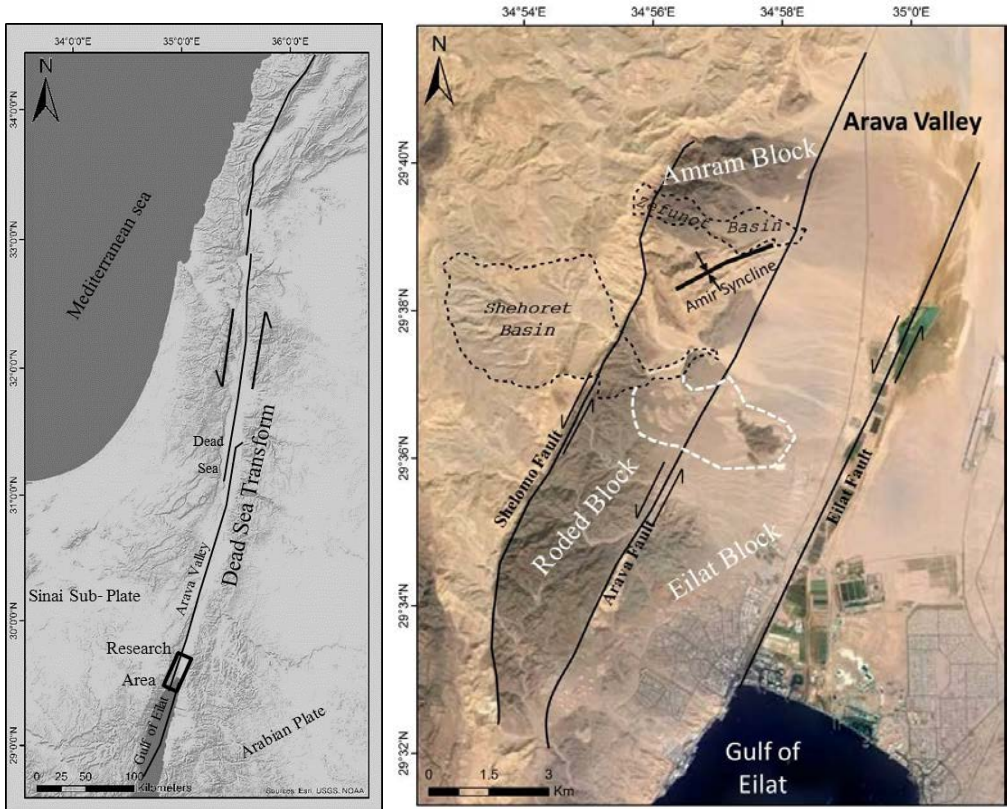


Figure 1: (Left) Regional tectonic settings. The study area is marked with a black open box. (Right) Satellite image of the southern Arava Valley and its western margin. The present catchments of the basins examined in this study are outlined in black dashed line. The white dashed line indicates the area no longer draining into the Shehoret basin.

Boulders

Rockfalls are common features in tectonically active regions. The relation between seismic events and the detachment of boulders in rock falls is well established (e.g. Dai et al., 2011; Keefer, 2002; Xu et al., 2013). Rockfalls are also an important process controlling scarp retreat rates (e.g. Matmon et al, 2005). Thus, they are a dominant process in the development of landscapes in tectonically active regions.

Cambrian sandstones are exposed in the study area and its vicinity. The sandstones are composed of ~90% quartz grains (Druckman et al., 1993; Karcz et al., 1971; Weissbrod, 1980). The sandstones overlie Precambrian crystalline basement and form steep cliffs (Avigad et al., 2005). Field observations indicate that two processes dominate the research site morphology: cliff retreat dominated by rockfalls and lowering of the upper, leveled surface dominated by slow erosion. Piles of huge (~120 m³) sandstone boulders are found in many

locations at the base of these cliffs. Boulder faces and detachment scars on the cliff are virtually intact and boulders can be traced, within ~1 cm accuracy, back to their original location on the cliff. Selected boulders are positioned on flat surfaces, so the possibility of post detachment movement is decreased. Samples were collected from four rockfalls (Fig. 2) and dated using terrestrial cosmogenic nuclides (TCN). At each rockfall site, samples were collected from conjugate boulders and cliff surfaces that were simultaneously exposed. Such conjugate samples would initially have had identical pre-fall TCN concentrations (“inherited” concentration). After boulder detachment, these surfaces were additionally dosed at different production rates due to differences in post-fall shielding and surface geometry. Results suggest most-probable rockfall ages between 3.6 ± 0.8 ka and 4.7 ± 0.7 ka. OSL ages of sediment accumulated behind the boulders range between 0.6 ± 0.1 ka and 3.4 ± 1.4 ka and set a lower limit for the TCN results. In the hyper-arid environment of our study area rockfalls are most likely triggered by earthquakes. Our ages agree with other dated earthquakes determined in paleoseismic studies along the entire length of the Dead Sea fault. We suggest that earthquake clustering occurred along the Dead Sea fault system around 4-5ka.

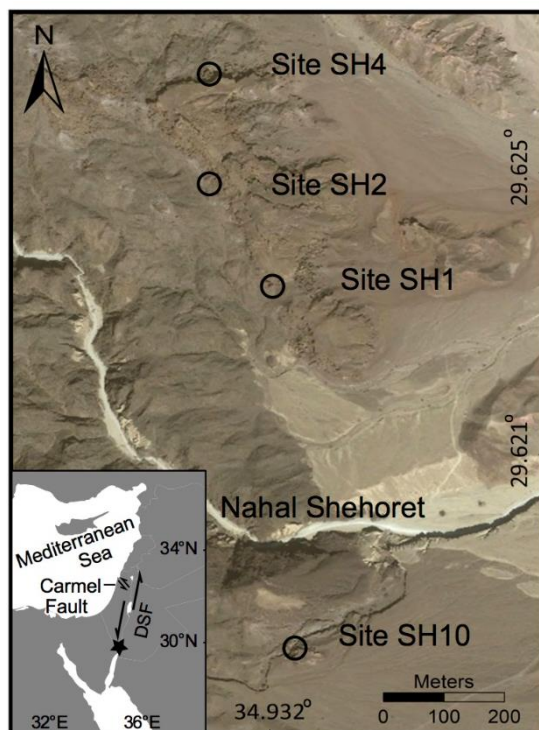


Figure 2: Sample locations for boulder pile dating.

Stops 1,2,3 - The Zefunot and Amram basins

The Zefunot basin

Three generations of fill-cut fluvial terraces and one playa were investigated (ZQ1-ZQ4 and ZP; Fig. 3):

Unit ZQ1 is the most elevated terrace in the Zefunot basin. It contains a high fraction of carbonate clasts. This unit directly overlies Precambrian magmatic and Cambrian sandstone bedrock. The unit's morphologic and pedogenic features are well-developed (Amit et al., 1993). Relicts of ZQ1, found north of the active channel, are partially buried by a low angle colluvial apron composed of magmatic clasts. The unit's base was dated to 58 ± 23 ka and its deposition ceased shortly after 48 ± 2 ka. Relicts of unit ZQ1 along the northern edge of the basin were dated to 50 ± 3 ka. Unit ZQ1 does not maintain a constant elevation. The northern relicts are currently located 4.75 m higher than the highest point on the southern terraces, at a distance of 158 m, forming a southwards gradient of 1.7 degrees (Fig. 4).

Unit ZQ2 surface is typically one to a few meters lower than unit ZQ1. The units morphologic and pedogenic features are well-developed (Amit et al., 1993). The unit is composed mostly of magmatic clasts. The upper sediments of unit ZQ2 yielded an age of 59 ± 20 ka.

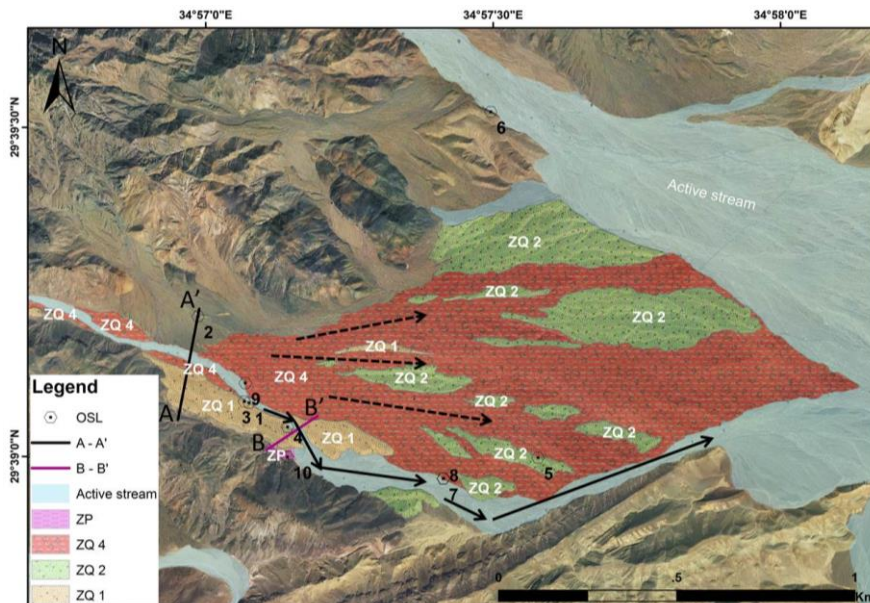


Figure 3: A geomorphic map of the Zefunot basin. The evolution stages of flow direction are shown: initial flow direction was towards the NE (dashed arrows). Flow direction shifted to the south, cutting through the elevated terrace ZQ1 (black arrows).

Table 1: OSL data and ages for Zefunot basin samples

	Unit	Sample No.	Sample Depth (cm)	De (Gy)	Age (ka)
Zefuno/Zefunot basin	ZQ1	1	180	137±36	40±10
	ZQ4 t	2	65	33±9	7.1±1.9
	ZQ4 b	3	210	62±24	24±9
	ZQ1 t	4	70	171±65	47±18
	ZQ1 t SG			176±7	48±2
	ZQ1 b	5	350	170±66	58±23
	ZQ4 t	6	45	20±8	5.2±2
	ZQ1 t	7	120	206±63	49±15
	ZQ1 t SG			205±12	50±3
	ZQ2 t	8	80	197±68	59±20
	ZQ3 t	9	110	199±93	49±23
	ZP	10	120	3.9±2.6	0.6±0.4
	ZP SG				0.4±0.1

SG = Single grain measurement; t = sample collected from top of mapping unit; b = sample collected from base of mapping unit.

Unit ZQ4 was deposited several meters below the surface of all previous units. The unit's morphologic and pedogenic features are poorly-developed (Amit et al., 1993). The bottom of this unit yielded an OSL age of 24±9 ka and the top ages of 5.2±2 ka and 7.1±1.9 ka.

Unit ZP. The present active channel incises into all units with a preferred SE flow direction (Fig. 3). This channel cuts across the elevated terrace of unit ZQ1 and unit ZQ4. As it emerges from the elevated terrace, it widens, and a small fluvial fan has been deposited. This fan blocked a small tributary located to the south of the main channel and as result a small playa formed (Figures 3 and 5). An OSL age of 0.4±0.1 ka was obtained from the fine-grained silty playa deposits (Table 1). This is a minimum age for the playa since it was not obtained from its base.

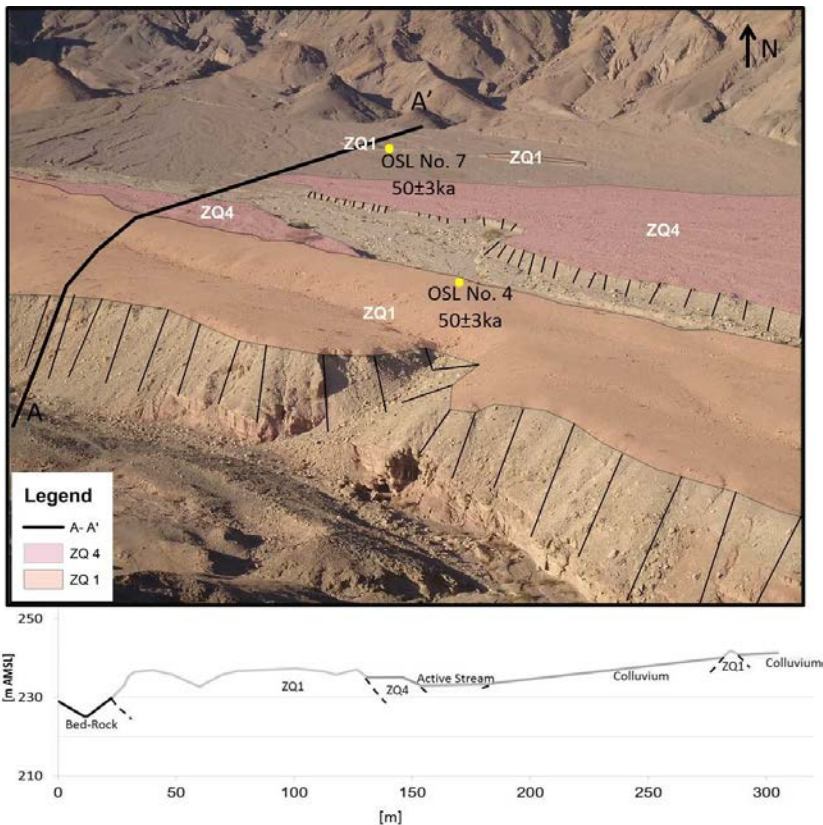


Figure 4: (Top) A northward view across the Zefunot basin. Unit ZQ1 is seen in the foreground and the northern relicts of ZQ1 north of the active channel. OSL sampling locations are indicated by dots. (Bottom) A topographic cross section across the main active channel. The location of the cross section is indicated on the photograph (A-A').

During their deposition, units ZQ1 and ZQ2 maintained a general flow direction to the NE. Degradation removed a large volume of sediment forming a wide channel system with relicts of ZQ1 and ZQ2 as isolated and elongated ridges oriented to the E. Shortly before 24 ± 9 ka aggradation resumed and unit ZQ4 was deposited in the channels between the relicts of ZQ1 and ZQ2. Unit ZQ4 indicates conservation of the general E flow. After the aggradation of unit ZQ4 ended, the flow pattern changed from a wide braided fan that occupied the entire width of the basin, to incision of a single channel. The change of flow pattern occurred simultaneously with a shift to a southward flow direction. This channel cut across the elevated terrace (unit ZQ1) after 7.1 ± 1.9 ka and 5.2 ± 2 ka, as indicated by the abandonment ages of unit ZQ4's surface. The abandonment of the former E flow direction and the southeastward incision through the elevated relict of ZQ1 is consistent with a southward tilt of the basin. The geometry of the ZQ1 relicts supports such a tilt.

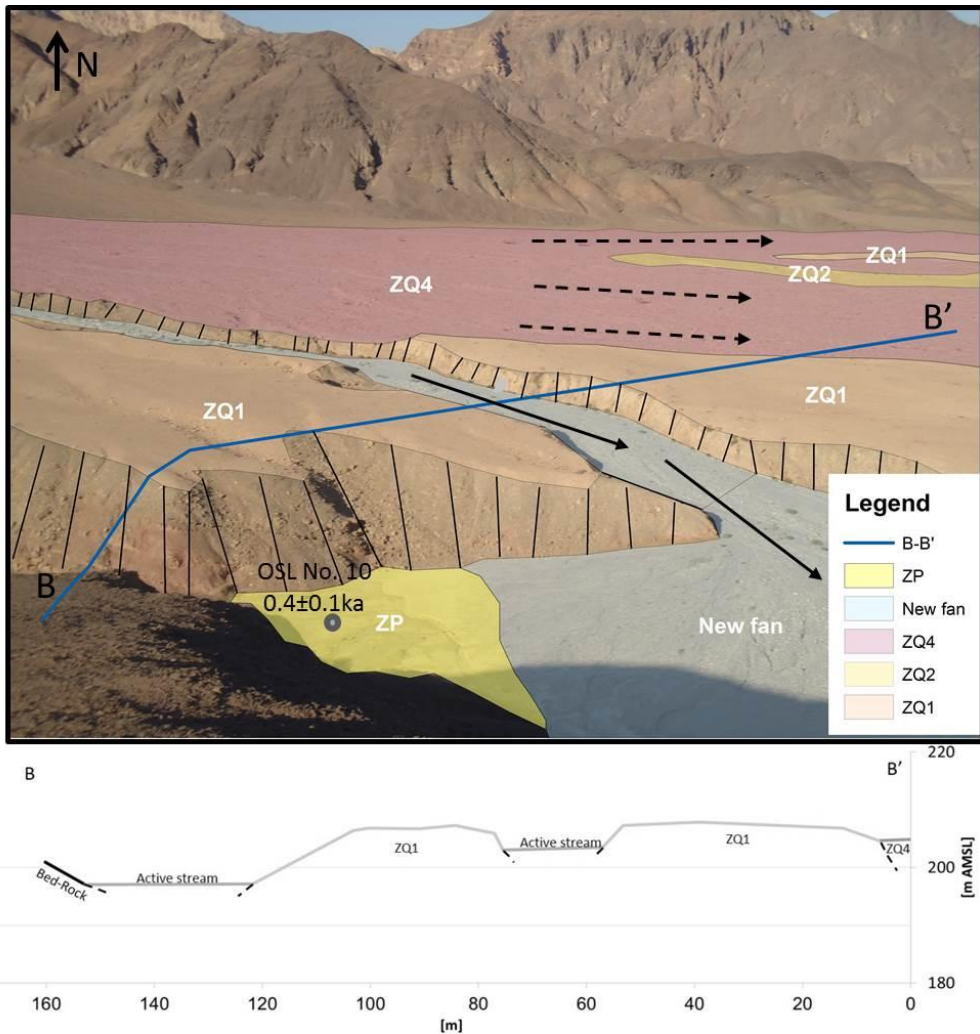


Figure 5: (Top) A northward view of the active channel of the Zefunot basin. The former flow direction is indicated by dashed arrows and the active flow direction by solid arrows. A fan formed as the incised channel exited ZQ1 and dammed a small east-flowing tributary. As a result, a small playa formed. OSL sampling locations are indicated by dots. (Bottom) A topographic cross section across the main active channel. The location of the cross section is indicated on the photograph (B-B').

The Amram basin

The Amram basin drains an area of 4 km². The Shlomo fault crosses the basin at its west side and a strike-slip fault crosses the basin from NE to SW (Beyth, 2012; Fig. 6). A topographic saddle formed where the fault crosses over into the basin from the Zefunot basin. Bedrock lithology within the basin consists of magmatic rocks, carbonates and sandstones. Fluvial sediments have two primary sources: (a) Phanerozoic carbonates and sandstones from the western

hanging wall of the Shlomo fault and the southern slopes of the basin, and (b) magmatic clasts from the northern slopes. Geomorphic mapping of the fluvial units revealed five fill/cut-fill terrace units (AQ1-AQ5 in fig. 7). These terraces were not dated.

Unit AQ1 consists of elevated alluvial relicts. These relicts are located along the northern, magmatic slopes of the basin. The predominately carbonate lithology in these relicts distinguishes them from their surrounding magmatic colluvium.

Units AQ2-AQ4 consists of a sequence of fill terraces which cover ~12% of the basin's area. The base of the sequence is deposited on Pre-Cambrian magmatic bedrock. The sediments of AQ2 are coarse and consist mainly of carbonate clasts. Unit AQ3 overlies in places unit AQ2. A 40 cm thick horizon of gypsum and salt developed at a depth of 120 cm from the top of the unit. In places the unit consists of up to 60% angular magmatic clasts. The base of unit AQ4 lies in places on Cambrian sandstones and in other places on unit AQ3. The unit consists of carbonate clasts only. **Unit AQ5** is a cut-fill terrace and covers about 2% of the drainage area. This unit was deposited after the channel incised into unit AQ4. The surface of AQ5 is lower than unit AQ4's surface by a few meters.

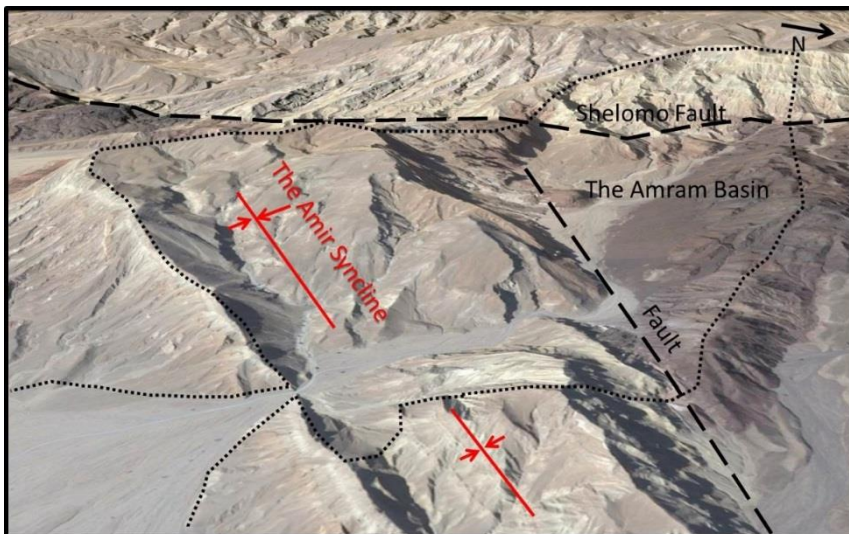


Figure 6: Oblique view of the Amram basin. Red lines mark the axis of the Amir Syncline. The Amram basin is marked with a thin dashed line (Modified from google maps).

After the deposition of unit **AQ1** ceased, incision formed a wide channel in which units AQ2, AQ3 and AQ4 were deposited as fill terraces. Alternating sedimentary sources resulted in the major difference between units AQ2 and AQ4, which are mostly carbonate, and unit AQ3 which is mostly magmatic. Aggradation ceased after the deposition of unit AQ4, and the channel has been incising into the fluvial sediments as well as the underling bedrock. This incision was interrupted by a short period of surface stability at which time unit AQ5 was deposited.

Fluvial sediments of carbonate lithology found on the magmatic slopes above the topographic saddles between the Amram and Zefunot basins testify for the wide spread coverage of carbonate fluvial material in the area. The southward bend of the Amram channel through the Amir syncline is a unique flow path in the general drainage pattern of this region. Furthermore, the crossing of the syncline's elevated flanks is an unusual phenomenon that requires an explanation. Combining the wide spread alluvial cover and the possibility of a southward tilt of the block may provide an explanation to this unique flow pattern.

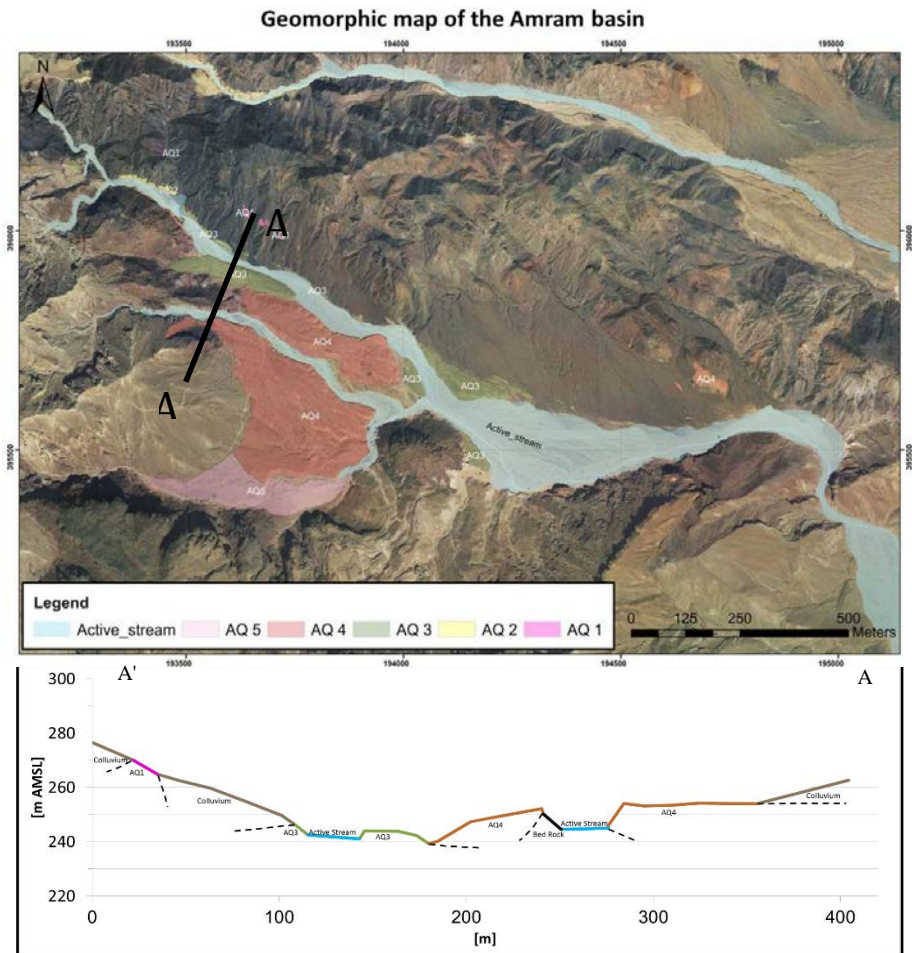


Figure 7: (Top) Geomorphic map of the Amram basin. (Bottom) Cross section (A-A') across the active drainage demonstrates the elevation of unit AQ1 relative to the elevation of units AQ3, AQ4 and the current base level, indicating that it was deposited during a higher stand of the base level.

Stop 4 – Boulder pile #1

Subjects to be presented in this station:

- Escarpment stratigraphy and sites location (Figure 2)
- Reconstruction of pre-fall setting using identical features on boulder and cliff (Figures 8,9)
- TCN theory and limitations on a shoe string
- TCN and OSL sampling points and results (Figures 8,10, Tables 2,3)
- Why simple interpretation of the results doesn't work (Figure 11)
- Numerical procedure and final TCN results (Table 4; Figures 12,13)

Terrestrial Cosmogenic Nuclides in Boulders

Measurements of cosmogenic nuclides from exposed bedrock surfaces are used routinely for exposure dating (e.g. Balco et al., 2011; Bierman and Turner, 1995; Bierman et al., 1995; Guido et al., 2007; Lal, 1987, 1988, 1991; Nishiizumi et al., 1986, 1990; Small et al., 1999; Matmon et al., 2009; Ward et al., 2009). Cosmogenic nuclide production rates are controlled by several factors. The most important ones are the geomagnetic field intensity (approximated by latitude) and atmospheric shielding (approximated by elevation) (e.g. Desilets and Zreda, 2001, 2003; Dunai, 2000, 2001; Lal, 1991; Lifton et al., 2005, 2008; Pigati and Lifton, 2004; Nishiizumi et al., 1989; Stone, 2000). These factors are grouped and referred here as the primary scaling factor (PSF). Factors that influence the production rate related to the sample thickness, topographic shielding of the sample (Balco et al., 2008; Dunne et al., 1999; Gosse and Phillips, 2001), and surface geometry (Masarik and Wieler, 2003) are referred here as geometrical factors (GSF). These factors are generally of lesser importance. However, when a considerable portion of the incoming cosmic rays, and in particular those close to the zenith, is blocked, the influence of the geometrical factor increases (Balco et al., 2008). This is the case in complex geometries, such as in the case of boulder piles. Thus, the importance of accurately calculating the geometrical scaling factors in many geomorphic and tectonic studies is enhanced. When dating fallen boulders using TCN, not only the sample-specific production rate has to be determined but also the "inherited" TCN concentration that accumulated in the boulder prior to its fall.

In this study, virtually unweathered surfaces of sandstone boulders and cliffs are the target samples. We assume a two-stage dosing history of the sampled boulders and cliff faces. Each sampled boulder, presently resting at the foot of a bedrock cliff, was part of the cliff until it instantaneously detached. Prior to detachment, both cliff and corresponding boulder were identically shielded and accumulated similar amounts of "inherited" TCN (Fig. 8). Since detachment, the newly exposed surfaces have not been subjected to significant erosion, as inferred by our ability to perfectly match the boulders both to one another and to their matching cliff. Therefore, we safely assume no loss of TCN by post-fall erosion. Concentrations of TCN at the sampled surfaces follow equation (1) (Lal, 1991):

$$N(t) = N_{\text{Inherited}} \exp(-\lambda t) + P_{\text{SLHL}} \cdot \text{PSF} \cdot \text{GSF} \cdot (1 - \exp(-\lambda t)) / \lambda \quad (1)$$

where $N(t)$ is the measured concentration of TCN per gram quartz, t is the sample exposure time (yr), $N_{\text{Inherited}}$ is the concentration of TCN per gram quartz that accumulated in the sample prior to its fall, P_{SLHL} is the total production rate at sea level and high latitude (atoms $\text{g}^{-1} \text{SiO}_2 \text{yr}^{-1}$), PSF is the primary scaling factor, GSF is the geometrical scaling factor, and λ is the TCN decay constant (yr^{-1}). The straightforward calculation of the “inherited” TCN concentration is feasible if pre-fall erosion rate (ε) of the surface above the sample has been constant over a long period ($t \gg 1/(\lambda + \rho\varepsilon/A)$) allowing steady state conditions. ρ is the target's density (g cm^{-3}) and A is the attenuation length (g cm^{-2}) (Lal, 1991). The erosion rate can then be evaluated from the cosmogenic concentration (N) measured in a sample collected from the surface above the investigated cliff following Lal (1991). Once the erosion rate is obtained, “inherited” TCN concentration is described following the depth profile.

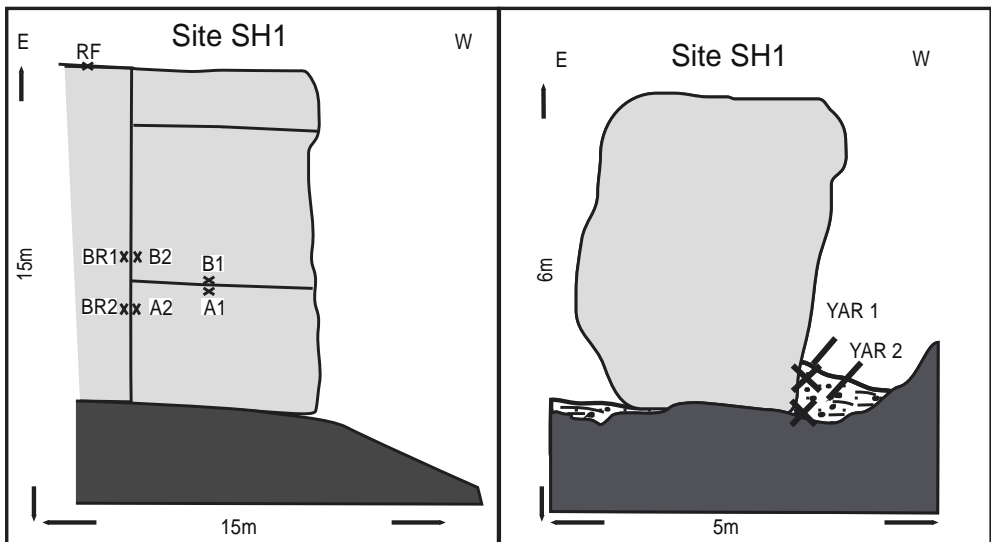


Figure 8: (Left) pre-fall location of samples in boulder pile #1. (Right) Locations of OSL samples in boulder pile #1.

To determine the post fall production rate of any boulder or rock cliff sample, the geometrical scaling factor must be accurately evaluated. The geometrical scaling factor is influenced by topographic obstructions, target geometry, and sample thickness. Methods based on measurements of the surrounding topography and surface dip for shielding evaluations have been previously

proposed (Balco et al., 2008; Dunne et al., 1999; Gosse and Phillips, 2001). However, in the case of strongly dipping surfaces ($>30^\circ$) and when the sampled site is irregularly surrounded by obstacles with thickness comparable to the cosmogenic attenuation length, or when it is heavily shielded, such shielding factor calculations become inadequate (Balco et al., 2008; Matmon et al., 2005). Twenty-six sandstone samples were collected for TCN analysis. Samples were collected from twelve boulders and three bed-rock cliff faces (BR) to evaluate post-fall TCN accumulation, and from upper flat bedrock at four roof-top surfaces (RF) to calculate top surface erosion rate and pre-fall TCN accumulation. All RF samples were collected from horizontal surfaces, at least 1m from the cliff edge. Cliff and boulder faces in each of the four sampling sites were carefully examined and indicative marks on the fresh faces were inspected. Such marks include small (~1-5 centimeters) pebbles, different rock textures, niches, and bulges (Fig. 9). Four to six samples, presumably exposed during the same detachment event, were collected from each site (Fig. 10). Primary ^{10}Be production rates (i.e., production on a flat un-obscured surface) in all four sites range from 3.4 ± 0.4 to 3.5 ± 0.4 (atoms $\text{g}^{-1} \text{SiO}_2 \text{yr}^{-1}$). Geometrical scaling factors were estimated following Balco et al. (2008) and Masarik and Wieler (2003). A neutron attenuation length of $160 \text{ (g cm}^{-2}\text{)}$, ^{10}Be decay constant of $4.99 \cdot 10^{-7} \text{ (yr}^{-1}\text{)}$, and absorption coefficient of $0.0138\pm 0.001 \text{ (cm}^{-1}\text{)}$ were used for all calculations (Balco et al., 2008). Measured rock density varied between 2.2 to $2.6 \text{ (g cm}^{-3}\text{)}$. We applied a rock density of $2.2 \text{ (g cm}^{-3}\text{)}$ to enable the comparison with other works in the region (e.g. Matmon et al., 2005). The use of a different value, for example $2.6 \text{ (g cm}^{-3}\text{)}$, changed the results within the uncertainty limits.

OSL dating

OSL dating was used to delimit the boulder fall ages at each site. OSL can be used to date boulder falls under certain conditions (Kanari, 2008; Matmon et al., 2005; Siman-Tov, 2009): 1) the sampled sediment must be either buried under the boulder, abut the boulder, or accumulated in dust traps between rock fragments 2) it must contain quartz or feldspar, 3) the sampled mineral grains were exposed to sunlight and sufficiently bleached before burial, and 4) the sediment was not bioturbated or washed by water. The temporal relations between the dated sediment and the fallen boulders can be estimated from field

relations, and thus, the obtained OSL age can constrain the time of the boulder fall (Fig. 8). Fifteen samples for OSL dating were collected from the four sites. All samples contain aeolian quartz grains that were presumably bleached before deposition.

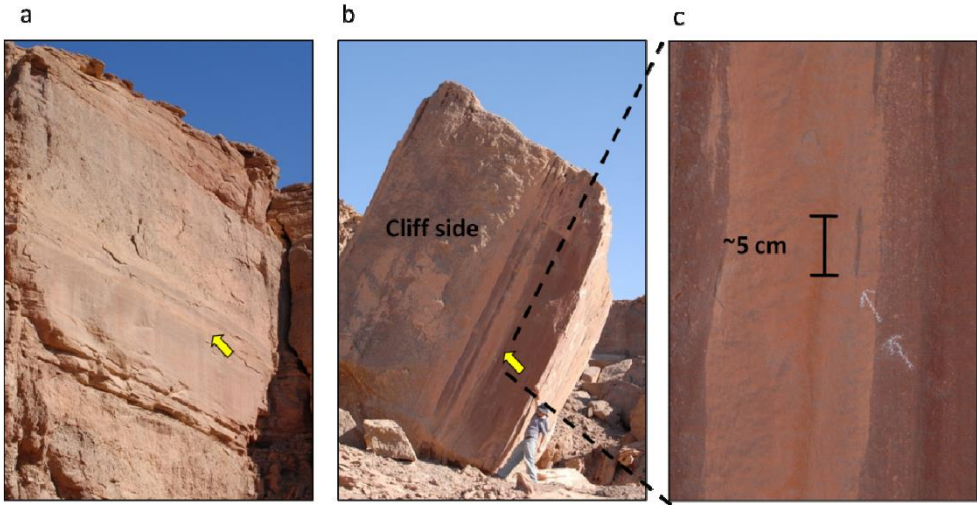


Figure 9: Identical textures on cliff face (a) and its matching boulder (b,c) in boulder pile #1. Marks like this enable to reconstruct boulder position prior to its fall, determine which faces were exposed at the same time, and ensure limited post-fall erosion.

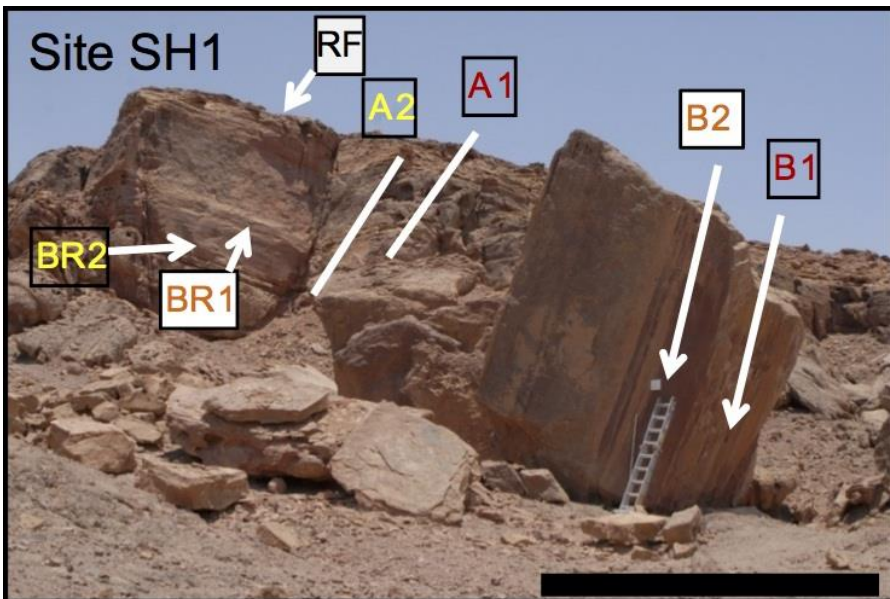


Figure 10: Sampling location in boulder pile #1.

Stochastic numerical procedure

The calculation of simple exposure ages of these rockfalls is not applicable. Steady state erosion in the investigated sites is not a valid assumption, thus, TCN inheritance cannot be calculated (Fig. 11). Furthermore, the use of previously published scaling schemes that account for topographic shielding and geometry for exposure age dating do not yield reasonable ages, thus, post-rockfall production rates are also difficult to evaluate.

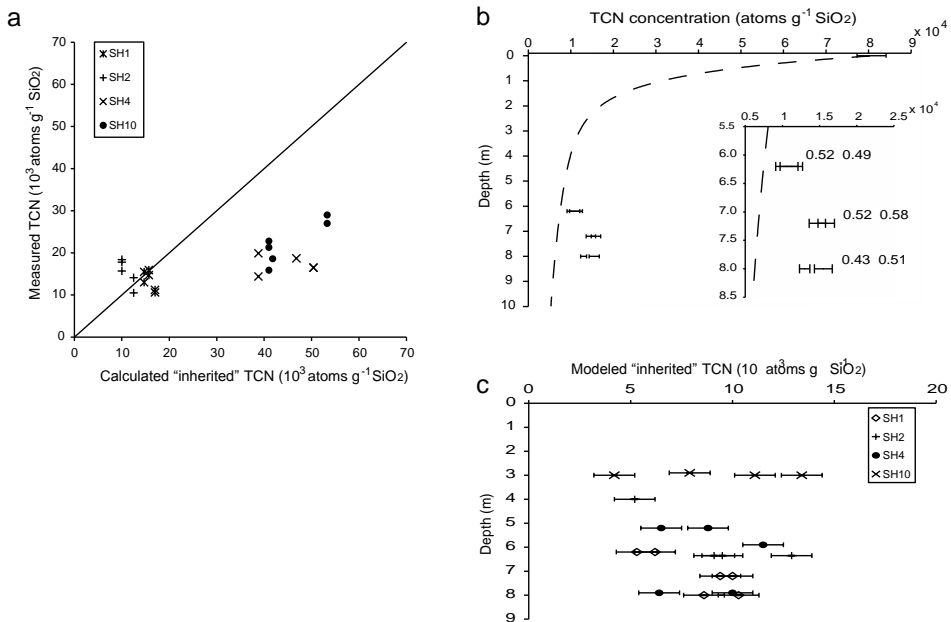


Figure 11: Validity tests for calculated geometrical scaling factors and “inherited” TCN concentrations. (a) Comparison between measured TCN concentrations and calculated “inherited” TCN concentrations (following Granger and Muzikar (2001) and Granger and Smith (2000) and assuming steady state erosion). Over 70% of the calculated “inherited” TCN concentration values are larger than the measured TCN in the samples. (b) Optional TCN depth-profile (dashed line) and measured TCN concentrations as a function of the sample pre-fall depth. TCN depth profile (dashed line) was built applying an erosion rate of 40 mm/ka and a 250 ka build up time. Post fall accumulation of TCN is described by the ‘horizontal’ shift of the measured concentration from the depth profile. While geometrical scaling factors for each sample (calculated using Balco et al. (2008); presented in the inset) are relatively uniform, the distances of the sample from the depth curve are not. All samples in this example are from boulder pile #1. (c) Numerical procedure of modeled “inherited” TCN values obtained using geometrical scaling factors calculated following Balco et al. (2008) and Masarik and Wieler (2003). The obtained results in each site do not conform to the fundamental law stating that the cosmogenic nuclides concentrations decrease with depth.

Therefore, we developed a numerical method to estimate the exposure age for a set of samples at each given site. The following assumptions are made: 1) all samples from the same site (four to six samples) have an identical exposure age, and 2) the “inherited” TCN concentrations decrease with pre-fall depth. A global stochastic optimization procedure (e.g. Masri et al., 1980) is applied to estimate, at each site, the exposure age and other variables in equation (1) by minimizing the difference between measured and calculated TCN concentrations using the RMSD and Bias objective functions:

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (N_{calculated,i} - N_{measured,i})^2} \quad Bias = \frac{1}{n} \sqrt{(\sum_{i=1}^n N_{calculated,i} - \sum_{i=1}^n N_{measured,i})^2}$$

where n represents the number of samples at each site. Model ages are insensitive to variations in input parameters while TCN inheritance and scaling factors are interchangeable (Fig. 12). All results were examined using sensitivity and validity tests (Fig. 13).

Table 2: Analytical data, sample properties, geometrical scaling factors, erosion rates, and “simple” exposure ages for pile #1.

Sample Name	¹⁰ Be (10 ³ atoms g ⁻¹ SiO ₂)	Pre-fall depth (cm)	SF ^a	Erosion rate (mm ka ⁻¹) ^b	“Simple” exposure time (ka) ^c
SH1-RF	80.7±3.4	0	1.00±0.00	30±5	-
SH1-B2	10.6±1.5	620	0.52±0.03		5.8±0.7
SH1-BR1	11.2±1.5	620	0.49±0.03		6.5±0.8
SH1-A1	15.9±1.1	720	0.58±0.06		7.9±0.9
SH1-B1	14.7±1.1	720	0.52±0.03		8.1±0.8
SH1-A2	15.5±1.2	800	0.51±0.03		8.7±0.9
SH1-BR2	13.0±0.7	800	0.43±0.02		8.6±0.8

^aGeometrical scaling factors were calculated by multiplying the thickness scaling factor (Balco et al., 2008), surface geometry scaling factor (Masarik and Wieler, 2003), and topographic shielding scaling factor (Balco et al., 2008).

^bCalculated using measured ¹⁰Be concentrations collected from the upper surface above each site (noted as: RF), assuming steady state erosion.

^cCalculated using the geometrical scaling factors from Balco et al. (2008) and Masarik and Wieler (2003), and assuming zero erosion and zero “inherited” TCN concentration.

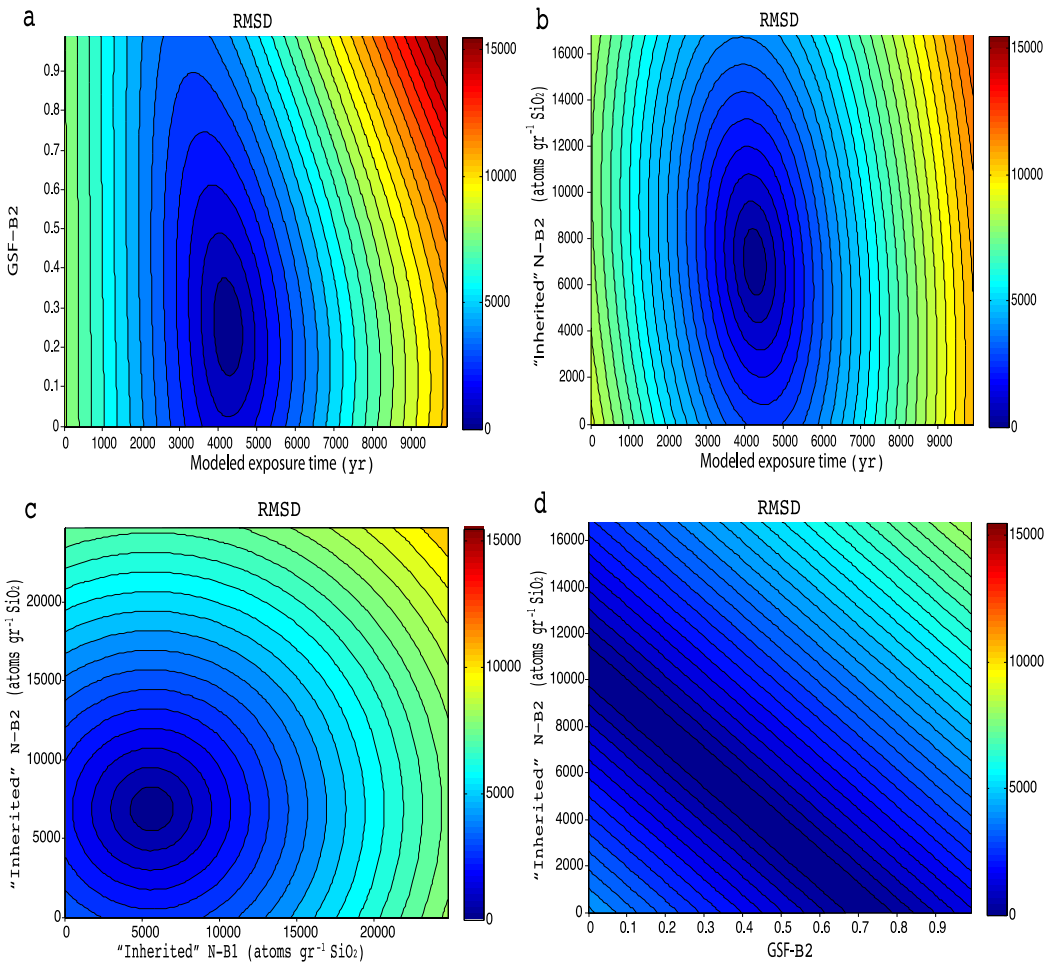


Figure 12: Response surfaces of the RMSD functions. The response surfaces were generated by varying the two variables under consideration while keeping the others constant. Response surfaces (a) and (b) indicate that age is a well-constrained variable. Response surface (c) indicates a low correlation between variables of different samples. Response surface (d) demonstrates the high correlation between inherited TCN and scaling factor in the same sample indicating that these variables are interchangeable. RMSD units are in atoms $g^{-1} SiO_2$.

Table 3: Field, laboratory data, and obtained OSL ages for pile #1 samples.

Site	Sample name	Depth (m)	De (Gy)	Age (ka)
SH1	YAR-1	0.15	13.5±2.9	2.2±0.5
	YAR-2	0.4	18.7±2.8	2.6±0.4

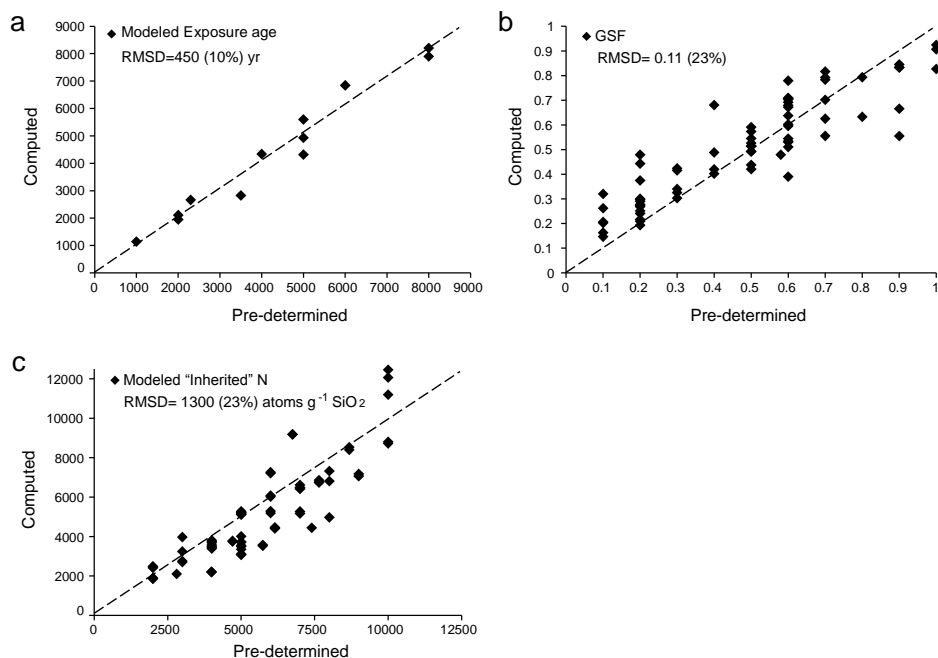


Figure 13: “Synthetic” predetermined variable values and variable values obtained by the numerical procedure (computed) for runs with six samples. Model result uncertainty is represented by RMSD values between the computed and expected variables. The low RMSD value for the modeled exposure age (a) indicates similar computed and expected values, and testifies for the procedure’s ability to evaluate this variable. RMSD values for GSF and “Inherited” TCN (b,c) are moderate and affected by the correlation between these variables. The linear dashed lines ($y = x$) indicate equal pre-determined and computed values.

Table 4: Numerical procedure results

Sample name	“Inherited” TCN (10^3 atoms g^{-1} SiO_2)	GSF
Site: SH1, Modeled Exposure age: 4.3 ± 0.4 ka, RMSD: 75.9 (atoms g^{-1} SiO_2), Bias: 0.21 (atoms g^{-1} SiO_2)		
SH1-B2	6.8 ± 1.3	0.26 ± 0.11
SH1-BR1	6.8 ± 1.3	0.30 ± 0.11
SH1-A1	5.5 ± 1.3	0.71 ± 0.11
SH1-B1	5.5 ± 1.3	0.63 ± 0.11
SH1-A2	4.3 ± 1.3	0.76 ± 0.11
SH1-BR2	4.1 ± 1.3	0.60 ± 0.11

Stop 6 – Boulder pile #10

Subjects to be presented in this station:

- Reconstruction of pre-fall setting using identical features on boulders and cliff (Figure 14)
- TCN and OSL sampling points (Figure 15)
- OSL, TCN, and model results (Tables 5,6,7)
- Rockfalls in a geomorphological active surrounding (Figure 16)
- Relation to earthquakes (Figure 17)

Rockfalls in a geomorphological active surrounding

As stated above, a plausible cause for the inability to accurately evaluate the “inherited” TCN can be related to non steady state erosion of surfaces above the RF samples. At boulder pile #10 we find evidence for episodes of complicated geomorphological history with periods of exposure and sedimentation. Field observations suggest the following complicated history of this site: a) erosion and exposure of the Amudei Shlomo formation. b) Coverage by alluvium (terrace SQ1). Remnants that are found on hills above, and around boulder pile #10, suggest 15-17 meters of coverage (Figure 16). c) Exposure of the lower Amudei Shelomo formation (boulder forming layers) and of the granitoid basement. d) Alluvial sediment (SQ5) covers the basement stratum. The timing of stage d is constrained by OSL samples (YAR3, YAR-5, YAR-6, YAR-7) and ranges between 6.2 ± 0.8 to 3.4 ± 1.4 ka. e) At the end of stage (d), or close to its end, the rockfall occurred. The timing of the rockfall is derived from the model results and is estimated at 4.5 ± 0.8 ka. f) Final stage of erosion and incision of a small, yet deep (3-4 meters) creek between the two main boulders in site.

Boulder piles and earthquakes

In the hyper-arid environment of the south-western Arava the most likely trigger for rockfalls is seismic events (earthquakes). The obtained rockfall ages range between 3.6 ± 0.8 and 4.7 ± 0.7 ka, and are identical within their uncertainty limits. A mutual age for all four sites is calculated to 4.3 ± 1 ka (Fig. 17). These rockfalls were most likely formed during closely spaced earthquakes (or possibly during a single seismic event). The resolution of the dating method does not enable to distinguish between these alternatives. Similar rockfall ages have been obtained in Timna, ~20 km north (Matmon et al., 2005; Hidy et al., unpublished data). Apparently, many paleoseismic records along the DST and its margins indicate the occurrence of earthquakes during this time period (Fig. 17). These studies employ various dating methods and investigate a large range of paleoseismic archives (Matmon et al., 2005; Amit et al., 2002; Shaked et al., 2011; Gluck, 2001; Migowski et al., 2004; Kagan et al., 2005; Marco et al., 2006; Zilberman et al., 2008; Braun et al., 2010; Katz et al., 2010). Although, some of the above mentioned records suggest repeated seismic events throughout the Holocene, the only time period in which all records indicate seismic events is around 4 ka. The spatially wide spread and temporally

clustering occurrence of seismic events at ~4 ka has been considered and discussed by Braun et al. (2010) but only for the northern part of the DST. Here we suggest that the events spanned the entire length of the DST. Earthquake clustering on millennia time scale has also been inferred for the DST during the late Pleistocene by Marco et al. (1996) and the Holocene by Migowski et al. (2004). Such fault behavior is not unique to the DST and has been observed on other major strike slip faults such as the San Andreas, California, the Denali fault, Alaska, and the North Anatolian fault, Turkey (e.g. Frankel et al., 2004; Lettis et al., 2002; Prentice, 1999).

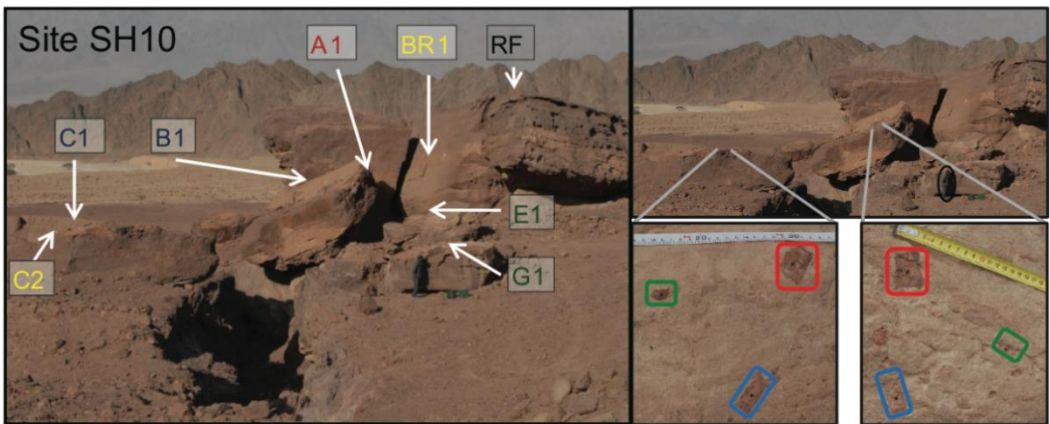


Figure 14: (Left) sampling location in boulder pile #10. (Right) example of matching features on boulder and cliff faces

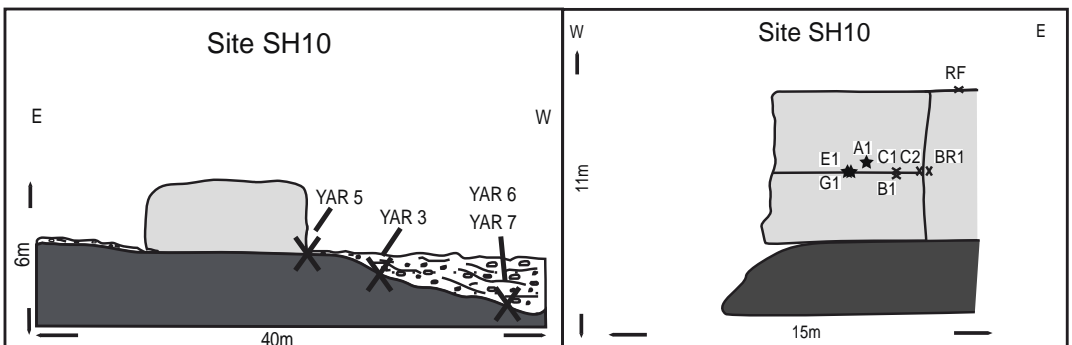


Figure 15: (Right) pre-fall location of samples in boulder pile #10. (Left) locations of OSL samples in boulder pile #10.

Table 5: Analytical data, sample properties, geometrical scaling factors, erosion rates, and “simple” exposure ages for pile #10.

Sample Name	¹⁰ Be (10 ³ atoms g ⁻¹ SiO ₂)	Pre-fall depth (cm)	SF ^a	Erosion rate (mm ka ⁻¹) ^b	“Simple” exposure time (ka) ^c
SH10-RF	155.1±2.9	0	0.99±0.00	16±3	
SH10-E1	29.0±2.2	300	0.95±0.01		8.7±0.8
SH10-G1	27.0±1.7	300	0.99±0.00		7.7±0.7
SH10-A1	18.6±0.7	290	0.61±0.08		8.9±1.1
SH10-B1	15.9±1.7	300	0.91±0.01		5.1±0.5
SH10-C1	64.1±2.3	300	0.99±0.00		18.8±1.6
SH10-C2	22.8±0.9	300	0.99±0.01		6.8±0.6
SH10-BR1	21.3±0.9	300	0.67±0.05		9.2±0.9

^aGeometrical scaling factors were calculated by multiplying the thickness scaling factor (Balco et al., 2008), surface geometry scaling factor (Masarik and Wieler, 2003), and topographic shielding scaling factor (Balco et al., 2008).

^bCalculated using measured ¹⁰Be concentrations collected from the upper surface above each site (noted as: RF), assuming steady state erosion.

^cCalculated using the geometrical scaling factors from Balco et al. (2008) and Masarik and Wieler (2003), and assuming zero erosion and zero “inherited” TCN concentration.

Table 6: Field, laboratory data, and obtained OSL ages for pile #10 samples.

Sample name	Pit ^a	Sediment type ^b	Grain Size (µm)	Depth (m)	De (Gy)	Age (ka)
SH10 YAR-3	1	A+Al	90-125	0.45	22.2±6.2	4.9±1.4
YAR-5	1	A+Al	90-125	0.1	17.0±6.9	3.4±1.4
YAR-6	2	A+Al	90-125	1.75	26.5±3.6	6.2±0.8
YAR-7	2	A+Al	90-125	1.75	26.0±5.5	5.3±1.1

^aSamples were two pits. Samples from the same pit with consecutive depths are in chronological order.

^bSamples were collected from sediments containing aeolian quartz (‘A’), quartz from alluvial sources (‘Al’), or quartz that was derived from aggregates of the nearby sandstone boulders(‘Ag’).

Table 7: Numerical procedure results for pile #10

Sample name	“Inherited” TCN (10 ³ atoms g ⁻¹ SiO ₂)	GSF
Site: SH10, Modeled Exposure age: 4.5±0.8 ka, RMSD: 60.6 (atoms g ⁻¹ SiO ₂), Bias: 0.5 (atoms g ⁻¹ SiO ₂)		
SH10-A1	13.8±1.5	0.31±0.13
SH10-B1	10.8±1.5	0.32±0.13
SH10-C2	10.8±1.5	0.77±0.13
SH10-BR1	10.8±1.5	0.67±0.13

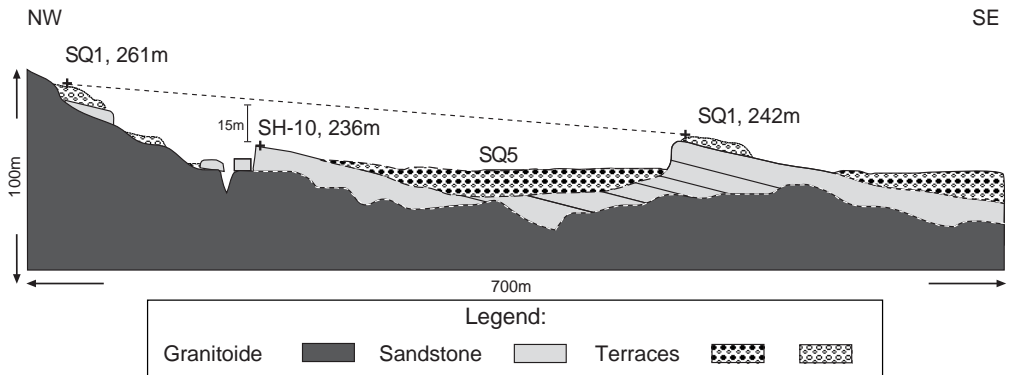


Figure 16: Cross section above boulder pile #10 showing the possible coverage of the site by alluvium.

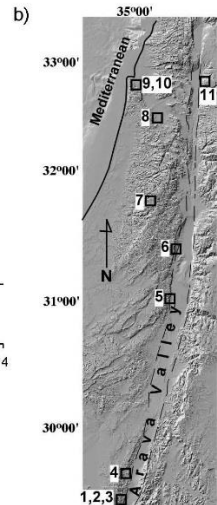
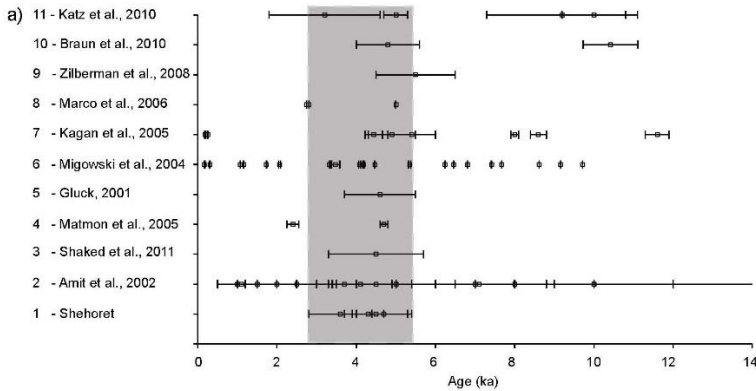
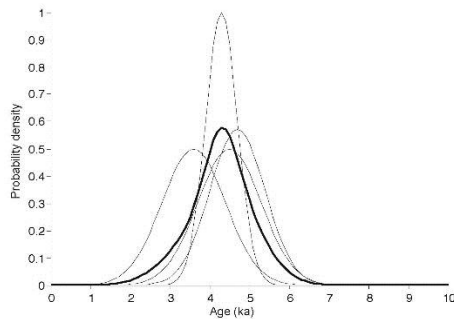


Figure 17: (Top) Probability density functions for the ages of the four boulder piles investigated in this study (thin lines). A Gaussian distribution fit ($R^2 = 0.99$) to the mean probability density function (thick line) of these four sites suggests an age of 4.3 ± 1 ka for a single event that may have formed all four piles. (Bottom) Evidences for Holocene seismic events from paleoseismic records along the length of the DST. The time interval, represented by a gray box, is determined by the maximum age range of the four dated boulder piles in this study. Locations of sites shown in inset.

Stops 5,7,8 - Overview of Shehoret, and specific discussions of alluvial terraces

The Shehoret basin

Six cut and fill generations of fluvial terraces are identified (Fig. 18):

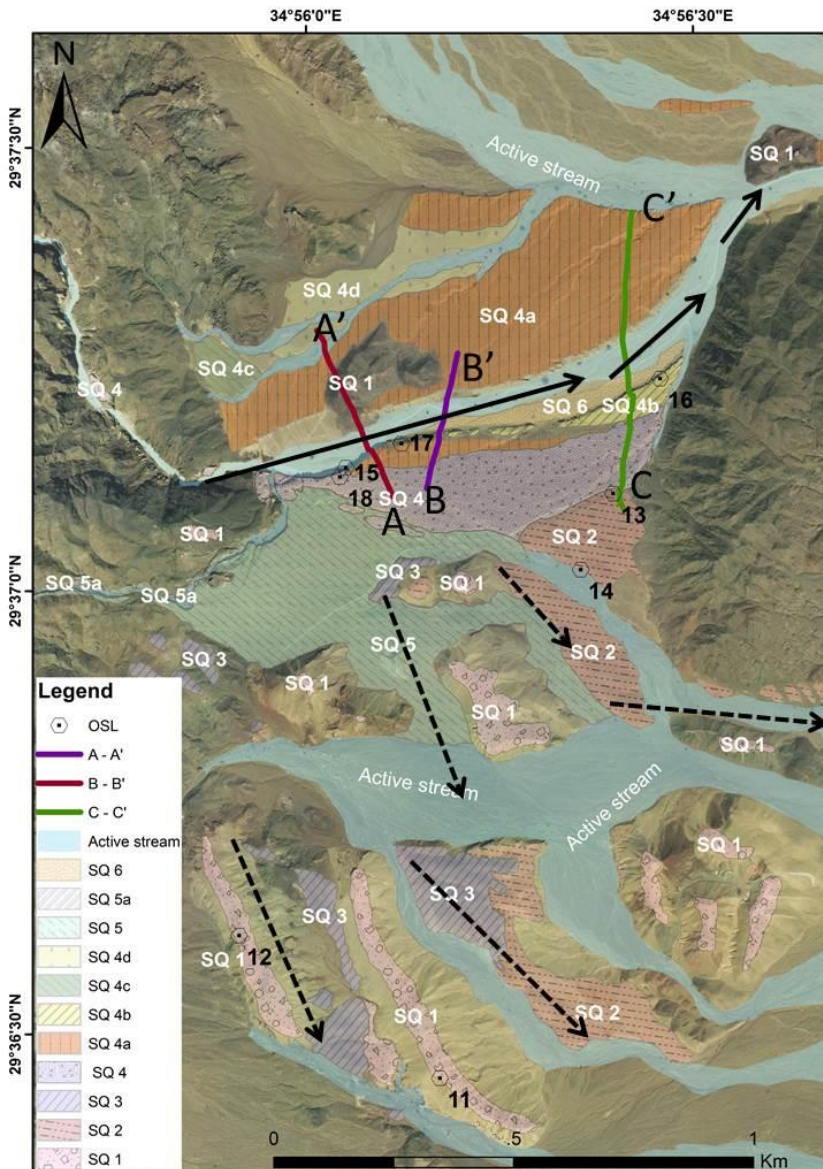


Figure 18: A geomorphic map of the Shehoret basin. The evolution stages of flow direction are shown: At first the flow direction was towards the SE (dashed arrows). Second stage, flow direction shifted to the NE (black arrows). Notice the channel south of the main canyon that deposited unit SQ5 (see text for discussion).

Table 8: OSL data and ages for Shehoret basin samples

	Unit	Sample No.	Sample Depth (cm)	De (Gy)	Age (ka)
ZefunoZefunot basin	SQ1 t TT	11	40	817±143	526±94
	SQ1 b TT	12	300	777±185	549±133
	SQ2 t	13	130	170±57	202±68
	SQ2 b	14	350	208±59	202±60
	SQ4 b	15	2000	76±17	123±28
	SQ4b t	16	50	31±16	31±16
	SQ4b t SG			8.3±0.2	8.3±0.3
	SQ4a t	17	120	32±10	30±9
	SQ4 t	18	65	20±5	18±4

SG = Single grain measurement; TT= thermally transferred OSL; t = sample collected from top of mapping unit; b = sample collected from base of mapping unit.

Unit SQ1 is the most elevated terrace in the Shehoret basin. SQ1 relicts are found mostly on hilltops, tens of meters above the present active channels overlying either Precambrian magmatic basement or Cambrian sandstone. The sediments comprising this unit are predominately carbonate and chert pebbles. The unit's relative maturity is indicated by its morphologic and pedogenic features (Amit et al., 1993). The deposition age of the base of the unit and top were found to be 526±94 and 549±133 ka, respectively (Table 8). No contact between unit SQ1 and the other mapping units was found.

Unit SQ2 is found about 20 m lower than unit SQ1. It was deposited on Precambrian magmatic basement or Cambrian sandstone within elongated channels. The lithologic composition of the unit is predominately carbonate and chert pebbles. The unit's morphologic and pedogenic features are well-developed (Amit et al., 1993). The deposition age of the unit's base and top were dated to be 202±60 and 202±68 ka, respectively (Table 8).

Unit SQ3 is at the same level as unit SQ2. The unit's lithologic composition is predominately magmatic pebbles derived from the tributaries to the south of the main Shehoret channel. The units morphologic and pedogenic features are well-developed (Amit et al., 1993). This unit was deposited simultaneously or shortly after the deposition of unit SQ2 and shares similar depositional properties. Field

relations, mainly inter-fingering between the two simultaneously deposited units, enable to associate the ages of unit SQ3 with unit SQ2.

Unit SQ4 was deposited approximately 30 m below the top of units SQ2 and SQ3. SQ4 was deposited on magmatic and sandstone bedrock. The lithologic composition of the unit is predominately carbonate pebbles. The exposed thickness of unit SQ4 reaches approximately 25 m, thus, in some places it nearly reaches the top of the older units. OSL dating yielded an age of 123 ± 28 ka for the deposition of the base of the unit (Fig. 19; Table 8). The OSL age of a sediment horizon, approximately 15 m above the base yielded an age of 30 ± 9 ka, and the top-most sediments of unit SQ4 yielded an age of 18 ± 4 ka. Therefore, overall the unit represents >100 ka of deposition. The unit's morphologic and pedogenic features are moderately-developed (Amit et al., 1993). Following the deposition of the unit, four progressive down-cutting episodes carved four inset surfaces that sculptured the current shape of the unit (surfaces SQ4a, SQ4b, SQ4c and SQ4d; Fig. 19). Sediments, approximately 1 meter beneath the surface of SQ4b, yielded an OSL age of 8.3 ± 0.3 ka.

Unit SQ5 consists primarily of magmatic clasts sourced from a channel that drains the magmatic slopes south of the main active Shehoret canyon. SQ5 was deposited on magmatic bedrock and partly upon unit SQ4. Depositional inter-fingering between SQ5 and SQ4 indicate that the lower layers of SQ5 were deposited simultaneously with the upper layers of SQ4. The upper layers of SQ5 were deposited after the deposition of unit SQ4 ceased, as indicated by sediments of unit SQ5 that deposited into SQ4 swales and surround SQ4 bars (Fig. 3). SQ5 morphologic and pedogenic features are poorly-developed (Amit et al., 1993). Sub-unit SQ5a is a cut-terrace incised ~ 2 m into SQ5. SQ5a sediments yielded OSL ages that range between 3.4 ± 1.4 and 6.2 ± 0.8 ka (see data from boulder pile #10 at stop #5).

Unit SQ6 is found approximately 2m above the active channel bed in the main active channel. The unit lacks indications of morphologic or pedogenic time-dependent developed (Fig. 19).

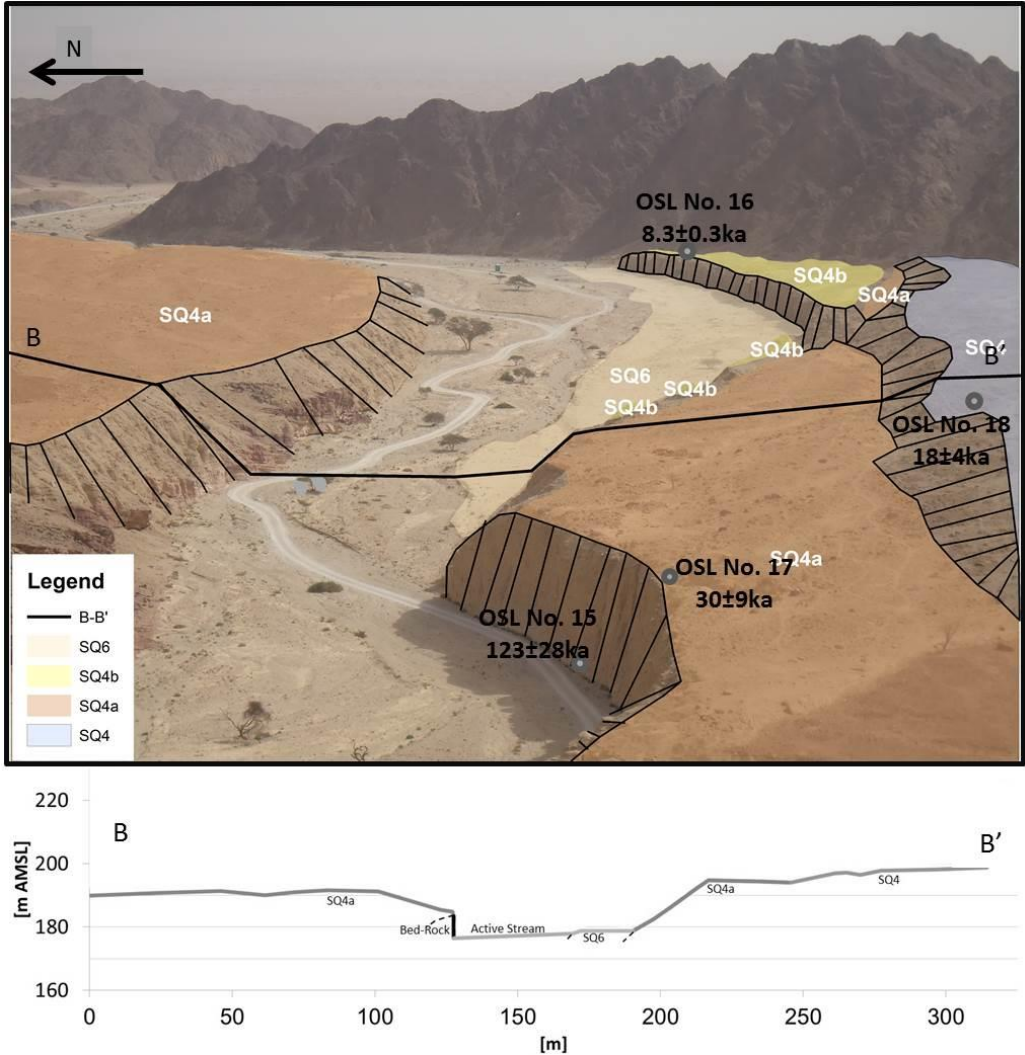


Figure 19: (Top) Eastward view of the main active channel of the Shehoret basin and the nearby terraces. OSL sampling locations are indicated by dots. Terraces SQ4c and SQ4d are not seen from this viewpoint. (Bottom) Topographic cross section across the main active channel. The location of the cross section is indicated on the photograph (B-B') and in figure 14. Scale - Dirt road is ~4 m wide.

Concluding remarks

Drainage system evolution

The geomorphic evolution of the Zefunot basin indicates that during the late Pleistocene - late Holocene fluvial configuration shifted southward. The geomorphic evolution of the Shehoret basin indicates that during the late Pleistocene - Holocene fluvial configuration shifted northward. Although incision-aggradation cycles are controlled by changes in sediment supply and

sediment transport capacities, spatial perturbations such as significant changes in stream course and stream capture events are better explained by ongoing tectonic deformation. Tectonic surface tilting appears to be the single process that can explain all our observations. The observed southward migration of the Zefunot and Amram basins may express the southward tilt of the Amram block and the northward migration of the Shehoret basin may express the northward tilt of the adjacent Roded block (Fig. 20). The combined observations may be interpreted as resulting from compressional N-S tectonic deformation in the region.

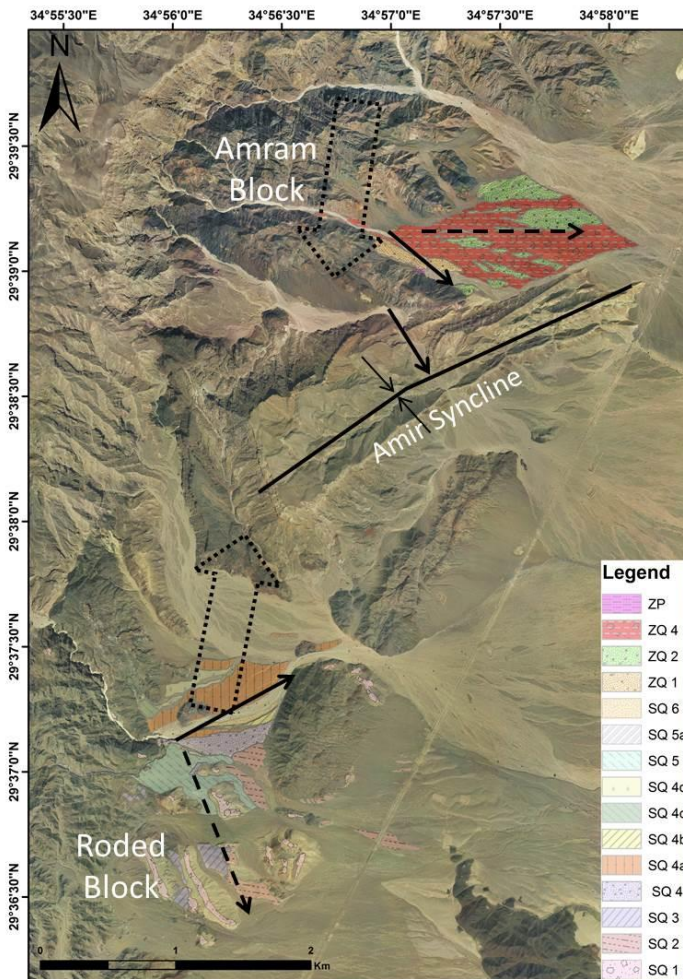


Figure 20: A geomorphic map of the research area. Hollow dashed arrows represent surface tilt directions. Former flow directions indicated by dashed arrows. Active flow directions by black arrows. The Pleistocene- Holocene surface tilt observed upon the adjacent structural blocks can be explained by a compressional setting.

Many of the DST deformational structures match the characteristics of the simple shear mechanisms (Ron and Eyal, 1985). In a simple shear environment, among other deformational features, folds will form normal to the maximum contraction direction. The structural and geomorphic observations along the western margin of the southern Arava fit this description. The formation of the Amir syncline at the boundary between the Amram and Roded blocks, which are confined between the Shlomo and the Arava faults (Fig. 1) is the result of compression (Garfunkel, 1970; Beyth et al., 2012) and indicates that these blocks have been converging as rigid bodies. Several processes affected the Amir syncline: 1) the syncline continued to deepen due to ongoing compression, and 2) the lower levels of the syncline were exhumed. The combined effect of these processes brought the Amir syncline to its present geomorphic position in which the lower levels of the syncline (Cretaceous sandstones and carbonate rocks) are exposed and exhibit a tight fold. It is important to notice that as the syncline was exhumed, the Amram stream incised across both limbs of the syncline at a right angle to the syncline's axis (Figure 6). As the DST stress field is still maintained, the compressional fold continues developing and deformation of hard and layered rock is occurring at the subsurface. At the surface, the compression is manifested by surface tilting and the response of fluvial systems to such tilting. It is reasonable to assume that earlier drainages also responded to surface tilting as the Amir syncline was developing at the sub surface.

Bibliography

- Aitken, M. J. (1998). An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Oxford university press.
- Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133(2), 390-406.
- Amiran, D. H., Arie, E., & Turcotte, T. (1994). Earthquakes in Israel and adjacent areas: macroseismic observations since 100 BCE. *Israel Exploration Journal*, 260-305.
- Amit, R., & Yaalon, D. H. (1996). The micromorphology of gypsum and halite in Reg soils -- The Negev Desert, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 127-1143. doi: 10.1002/ (SICI) 1096-9837(199612)21:12<1127::AID-ESP656>3.0.CO;2-G
- 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. doi:10.1130/G22354.1

- 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. doi:10.1016/0016-7061(93)90011-9
- Amit, R., Zilberman, E., Porat, N., & Enzel, Y. (1999). Relief Inversion in the Evrona Playa as Evidence of Large-Magnitude Historical Earthquakes, Southern Arava Valley, Dead Sea Rift. *Quaternary Research*, 52(1999), 76–91. doi:10.1006/qres.1999.2050
- Amit, R., Zilberman, E., Survey, G., Street, M. I., Porat, N., Survey, G., & Street, M. I. (2002). Paleoseismic evidence for time dependency of seismic response on a fault system in the southern Arava Valley. *Geological Society of America Bulletin*, v. 114; no. 2, p. 192–206.
- Avigad, D., Sandler, A., Kolodner, K., Stern, R., McWilliams, M., Miller, N., Beyth, M., 2005. Mass-production of Cambro–Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 818–826.
- Baer, G., Funning, G. J., Shamir, G., & Wright, T. J. (2008). The 1995 November 22, Mw 7.2 gulf of elat earthquake cycle revisited. *Geophysical Journal International*, 175, 1040–1054. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03901.x
- Balco, G., Stone, J., Lifton, N., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174–195.
- Balco, G., Purvance, M.D., Rood, D.H., 2011. Exposure dating of precariously balanced rocks. *Quaternary Geochronology* 6, 295–303.
- Beyth, M., Eyal, Y., Garfunkel, Z., 2012, Geological map of the Eilat Sheet: Geological Survey of Israel.
- Bierman, P., Gilliespie, A., Caffee, M., Elmore, D., 1995. Estimating erosion rates and exposure ages with ^{36}Cl produced by neutron activation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3779–3798.
- Bierman, P., Turner, J., 1995. Evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of pre-Pleistocene landscapes. *Quaternary Research* 44, 378–382.
- Braun, Y., Kagan, E., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., and Agnon, A., 2011. Dating speleoseismites near the Dead Sea Transform and the Carmel Fault: Clues to coupling of a plate boundary and its branch. *Israel Journal of Earth Sciences* 58, 257–273
- Dai, F.C., Xu, C., Yao, X., Xu, L., Tu, X.B., Gong, Q.M., 2011. Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 883–895.
- Desilets, D., Zreda, M., 2001. On scaling cosmogenic nuclide production rates for altitude and latitude using cosmic-ray measurements. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 213–225.
- Desilets, D., Zreda, M., 2003. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 21–42.
- Druckman, Y., Weissbrod, T., Garfunkel, Z., 1993. Geological map of Israel, scale 1:100,000, sheets 25, 26, Yotvata and Elat, Geological Survey of Israel.
- Duller, G. A. (2008). Single - grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas*, 37(4), 589–612.

- Dunai, T.J., 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 197-212.
- Dunai, T.J., 2000. Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 157-169.
- Dunne, T.J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3-11.
- Enzel, Y., Amit, R., Grodek, T., Ayalon, A., Lekach, J., Porat, N., Bierman, P., Blum, J.D. and Erel, Y., 2012. Late Quaternary weathering, erosion, and deposition in Nahal Yael, Israel: An "impact of climatic change on an arid watershed"?, *GSA Bulletin* 124, p. 705-722.
- Enzel, Y., Amit, R., Dayan, U., Crouvi, O., Kahana, R., Ziv, B., & Sharon, D. (2008). The climatic and physiographic controls of the eastern Mediterranean over the late Pleistocene climates in the southern Levant and its neighboring deserts. *Global and Planetary Change*, 60, 165–192. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.02.003
- Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y., & Steinitz, G. (1981). The tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqaba) rift. *Tectonophysics*, 80, 39–66. doi:10.1016/0040-1951(81)90141-4
- Frankel, A., 2004. Rupture process of the M 7.9 Denali fault, Alaska, earthquake: subevents, directivity, and scaling of high-frequency ground motions. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94, 6B, S234-55.
- Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T., Derin, B., (1970). The Shear along the Dead Sea Rift [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 267(October), 107–130. doi:10.1098/rsta.1970.0027
- Frieslander, U. (2000). The structure of the Dead Sea Transform emphasizing the Arava, using new geophysical data. The Hebrew University of Jerusalem, 101(7).
- Garfunkel, Z. (1981). Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80, 81–108. doi:10.1016/0040-1951(81)90143-8
- Garfunkel, Z., (1970). The Tectonics of the Western Margins of the Southern Arava. Phd. Thesis, Hebrew University, 204 pp. (in Hebrew, English abstract).
- Gerson, R., Grossman, S., Amit, R., & Greenbaum, N. (1993). Indicators of faulting events and periods of quiescence in desert alluvial fans. *Earth Surface processes and landforms*, 18(3), 181-202.
- Gluck, D., 2001. The landscape evolution of the southwestern Dead Sea basin and the paleoseismic record of the southwestern marginal fault of the Dead Sea basin and of the Carmel fault during the late Pleistocene and the Holocene: (M.Sc. thesis) Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem (In Hebrew with English abstract).
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Granger, D.E., Muzikar, P.F., 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 269-281.
- Granger, D.E., Smith, A.L., 2000. Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of ^{26}Al and ^{10}Be . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 172, 822-826.

- Guido, Z.S., Ward, D.J., Anderson, R.S., 2007. Pacing the post-Last glacial Maximum demise of the Animas Valley glacier and the San Juan Mountain ice cap, Colorado. *Geology* 35, 739-742.
- Hamiel, Y., Amit, R., Begin, Z. B., Marco, S., Katz, O., Salamon, A., Zilberman, E. & Porat, N. (2009). The seismicity along the Dead Sea Fault during the last 60,000 years. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 2020-2026.
- Kagan, E.J., Agnon, A., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., 2005. Dating large infrequent earthquakes by damaged cave deposits. *Geology* 33, 261.
- Kanari, M., 2008. Evolution of Rockfall Hazard to Qiryat Shemona Possible Correlation to Earthquakes. Report GSI/24/2008, Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Karcz, I., Weiler, Y., Key, C.A., 1971. Lithology and environment of deposition of the Amudei Shlomo Sandstone ("NSP") in Nahal Shani. *Elat. Israel Journal of Earth Sciences* 20, 119-124.
- Katz, O., Amit, R., Yagoda-Biran, G., Hatzor, Y.H., Porat, N., Medvedev, B. 2011. Quaternary earthquakes and landslides in the Sea of Galilee area, the Dead Sea Transform: paleoseismic analysis and evaluation of current hazard. *Israel Journal of Earth Sciences* 58: 265–284.
- Keefer, D.K., 2002. Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review. *Surveys in Geophysics* 23, 473-510.
- Lal, D., 1987. Cosmogenic isotopes produced in situ in terrestrial solids. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 29, 238-245.
- Lal, D., 1988. In Situ: Produced Cosmogenic Isotopes In Terrestrial Rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16, 355-388.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439.
- Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Brankman, C., Randolph, C.E., Barka, A., Page, W.D., Kaya, A., 2002. Influence of releasing step-overs on surface fault rupture and fault segmentation: examples from the 17 August 1999 Izmit earthquake on the North Anatolian fault, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 1,19-42.
- Lifton, N. A., Bieber, J.W., Clem, J.M., Duldig, M.L., Evenson, P., Humble, J.E., Pyle, R., 2005. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters* 239, 140-161.
- Lifton, N.A., Smart, D.F., Shea, M.A., 2008. Scaling time-integrated in situ cosmogenic nuclide production rates using a continuous geomagnetic model. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 190 - 201.
- Marco, S. (2007). Temporal variation in the geometry of a strike-slip fault zone: Examples from the Dead Sea Transform. *Tectonophysics*, 445, 186–199. doi:10.1016/j.tecto.2007.08.014
- Marco, S., Stein, M., Agnon, A., Ron, H., 1996. Long term earthquake clustering a 50,000 year paleoseismic record in the dead sea graben. *Journal of Geophysical Research* 101, 6179–6191.
- Marco, S., Agnon, A., Finkelstein, I., Ussishkin, D. 2006. Megiddo earthquakes. In: Finkelstein, I., Ussishkin, D., Halpern, B., eds. *Megiddo IV: The 1998-2002 seasons*. The Emery and Claire Yass publications in archaeology, Tel Aviv, pp. 568–575.

- Masarik, J., Wieler, R., 2003. Production rates of cosmogenic nuclides in boulders. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 201-208.
- Masri, S.F., Bekey, G.A., and Safford, F.B., 1980. A global optimization algorithm using adaptive random search. *Applied Mathematics and Computation* 7, 353-375.
- Matmon, A., Shaked, Y., Porat, N., Enzel, Y., Finkel, R., Lifton, N., Boaretto, E., Agnon, A., 2005. Landscape development in an hyperarid sandstone environment along the margins of the Dead Sea fault: Implications from dated rock falls. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 803-817.
- Matmon, A., Simhai, O., Amit, R., Haviv, I., Porat, N., McDonald, E., Benedetti, K., Finkel, R., 2009. Desert pavement-coated surfaces in extreme deserts present the longest-lived landforms on Earth. *Geological Society of America Bulletin* 121, 688-697.
- Migowski, C., Agnon, A., Bookman (Ken-Tor), R., Negendank, J.F.W., Stein, M., 2004. Recurrence pattern of Holocene earthquakes along the Dead Sea Transform revealed by varve-counting and radiocarbon dating of lacustrine sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 301-314.
- Nishiizumi, K., Klevin, J., Middleton, R., Craig, H., 1990. cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , and ^3He in olivine from Maui lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 98, 263-266.
- Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R., Arnold, J., 1986. Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. *Nature* 319, 134-136.
- Nishiizumi, K., Winterer, E., Kohl, C., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J., 1989. Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research* 94, 17907-17915.
- Pigati, J.S., Lifton, N. A., 2004. Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ^{14}C and ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters* 226, 193-205.
- Porat, N., Duller, G. a T., Amit, R., Zilberman, E., & Enzel, Y. (2009a). Recent faulting in the southern Arava, Dead Sea Transform: Evidence from single grain luminescence dating. *Quaternary International*, 199, 34-44. doi:10.1016/j.quaint.2007.08.039
- Porat, N., Duller, G.A.T., Roberts, H.M., Wintle, A.G. 2009b. A simplified SAR protocol for TT-OSL. *Radiation Measurements* 44, 538-542.
- Prentice, C.S., 1999. San Andreas Fault; the 1906 earthquake and subsequent evolution of ideas. *Classic Cordilleran concepts; a view from California*, Editors: Moores, E.M., Sloan, D., Stout, D.L., Special Paper - Geological Society of America, 338, 79-85.
- Quennell, A. M. (1958). The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 114(1-4), 1-24.
- Rinat, Y., Matmon, A., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., ... & Finkel, R. C. (2014). Holocene rockfalls in the southern Negev Desert, Israel and their relation to Dead Sea fault earthquakes. *Quaternary Research*, 81(2), 260-273.
- Ron, H., & Eyal, Y. (1985). Intraplate deformation by block rotation and mesostructures along the Dead Sea transform, northern Israel. *Tectonics*, 4(1), 85-105.
- Shaked, Y., Lazar, B., Marco, S., Stein, M., Agnon, A. 2011. Late Holocene events that shaped the shoreline at the northern Gulf of Aqaba as recorded by a buried reef. *Israel Journal of Earth Sciences* 58: 343-356.

- Siman-Tov, S., 2009. The Geomorphic and Mechanical Conditions for Rock-Falls: Rama Cliff, Zurim Escarpment (in Hebrew). Report GSI/10/2009, Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Small, E.E., Anderson, R.S., Hancock, G.S., 1999. Estimates of the rate of regolith production using ^{10}Be and ^{26}Al from an alpine hillslope. *Geomorphology* 27, 131-150.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753–23.
- Sylvester, A. G. (1988). Geological Society of America Bulletin Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin Strike-Slip Faults*, (11), 1666–1703. doi:10.1130/0016-7606(1988)100<1666
- Wang, X. L., Wintle, A. G., & Lu, Y. C. (2006). Thermally transferred luminescence in fine-grained quartz from Chinese loess: basic observations. *Radiation Measurements*, 41(6), 649-658.
- Ward, D.J., Anderson, R.S., Guido, Z.S., Briner, J.P., 2009. Numerical modeling of cosmogenic deglaciation records, Front Range and San Juan mountains, Colorado. *Journal of geophysical research* 114, F01026.
- Weissbrod, T., 1980. The Palaeozoic of Israel and adjacent countries (a lithostratigraphic study): (Ph.D. thesis) Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P., & Seely, D. R. (1973). BASIC WRENCH TECTONICS. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. doi:10.1306/819A424A-16C5-11D7-8645000102C1865D
- Xu. C., Xu, X., Yu, G., 2013. Landslides triggered by slipping-fault-generated earthquake on a plateau: an example of the 14 April 2010, Ms 7.1, Yushu, China earthquake. *Landslides* 10, 421-431.
- Zilberman, E., Greenbaum, N., Ashqar, L. 2008. Tour to tectonic sites along the Carmel and Neshar faults, Field Guide, Geological Society of Israel Annual Meeting, Nazareth, Israel, April 6-8, 2008.

סיור 4: חלק א' -

30 שנה ל"ביקור המחודש" של אביגד ומטיוס בתשתית המטמורפית של אילת: הסתכלות מחודשת

בר אלישע, ירון קציר

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

הקדמה

במסגרת כנס החברה הגיאולוגית הישראלית שהתקיים ביטבתה ב- 1985 הדריכו דב אביגד ואלן מטיוס סיור בקומפלקס המטמורפי של בלוק אילת (Avigad and Matthews, 1985). בסיור, שחצה את הר שחמון מנחל יעל בצפון ועד העיר אילת בדרום, הציגו דב ואלן את מחשופי המפתח להבנת ההסטוריה הגיאולוגית של האיזור והציגו מודל שכלל קימוט צניפתי הדוק שהציב סלעים מדרגה מטמורפית גבוהה מעל סלעים מדרגה נמוכה כאלטרנטיבה למודל הכיפה התרמלית שהיה מקובל קודם. מאז, הפך מדריך הסיור הכתוב (בעברית ובאנגלית) של אביגד ומטיוס לכן לוויה נאמן וידידותי לחוקרים, מורים וסטודנטים בבואם להכיר את התשתית המטמורפית של אילת בשדה. לציון 30 שנה לסיור ולמדריך ההם ולציון פרישתו לגמלאות של פרופ' אלן מטיוס אנו שבים לקומפלקס המטמורפי של אילת ומציגים מחקר גיאוכרונולוגי חדש המבוסס על תיארוך מונאזיט משיסט אילת, המאיר את יחסי השדה שתוארו על ידי Avigad and Matthews (1985) וקודמיהם (Eyal, 1980; Garfunkel, 1972; Shimron, 1980) באור חדש.

סלעי התשתית הפרה-קמבריים החשופים בדרום ישראל מייצגים את המחשופים הצפוניים ביותר של השילד הערבי-נובי. השילד הוא חלק מרצועה אורוגנית ארוכה החשופה משני צידי ים-סוף שהתפתחה בבניאופורטורוזואיקון כתוצאה מהתנגשות מזרח ומערב גונדוונה. מחשופי התשתית בישראל הם מהמגוונים ביותר בשילד והם מספקים הזדמנות טובה ללמוד על ההתפתחות המגמתית והמטמורפית של האורוגן המזרח-אפריקאי. מחקרים מוקדמים שהתבססו על יחסי שדה, תיעוד מבנים וניתוח פטרוגרפי, תיארו את שלבי ההסטוריה המטמורפית של השילד. בעבודת המיפוי של בלוק אילת ואיזור טאבה-נביעות הגדירו שימרון (1972) וי. אייל (1980), בהתאמה, ארבעה שלבי דפורמציה, שבשלושת המוקדמים בהם מעוות משיך וחדרני. הדפורמציה החודרנית מתבטאת ביצירת מישורי פוליאציה בקנה מידה רגיונלי, המקבילים למישור הצירים של קמטים הדוקים שמקמטים את שיסט אילת והגניסיסם שחודרים אותו. מישורי הפוליאציה והקמטים שיצרו אותה נוטים כ- $30-40^{\circ}$ לכיוון דרום והם המבנים העתיקים ביותר שניתן לראות בשדה (תחנה 1), אולם דור פוליאציה קדום יותר נמצא כלוא כאינקלוזיות בתוך פורפירובלסטים של גרנט. לצורך הגדרה, הפוליאציה הכלואה בגרנט תיקרא S1 והפוליאציה הרגיונלית הנוטה דרומה S2. מישורי פוליאציה אלו נוצרו באירועי דפורמציה D1 ו-D2 בהתאמה, כאשר מישורי S2 נוצרו ע"י קמטי F2. מישורי S2 מקומטים פעם נוספת ע"י מערכת קמטים בעלי מישור צירי אנכי בכיוון מזרח-מערב (F3) היוצרים פוליאציה חדשה מדור S3 בכיוון אנכי. הפוליאציה האנכית ניכרת היטב גם

במקביל לקירותיהם של דייקים אנכיים בהרכב אנדזיט שחוו מטמורפיזם בפציאס אמפיבוליט נמוך. חדירת הדייקים המטמורפיים מסמלת הפוגה במשטר הלחיצתי במהלך המטמורפיזם הרגיונלי וההתמרה שלהם מייצגת אירוע דפורמציה נוסף (D3) מדרגה נמוכה יותר (Garfunkel, 1980).

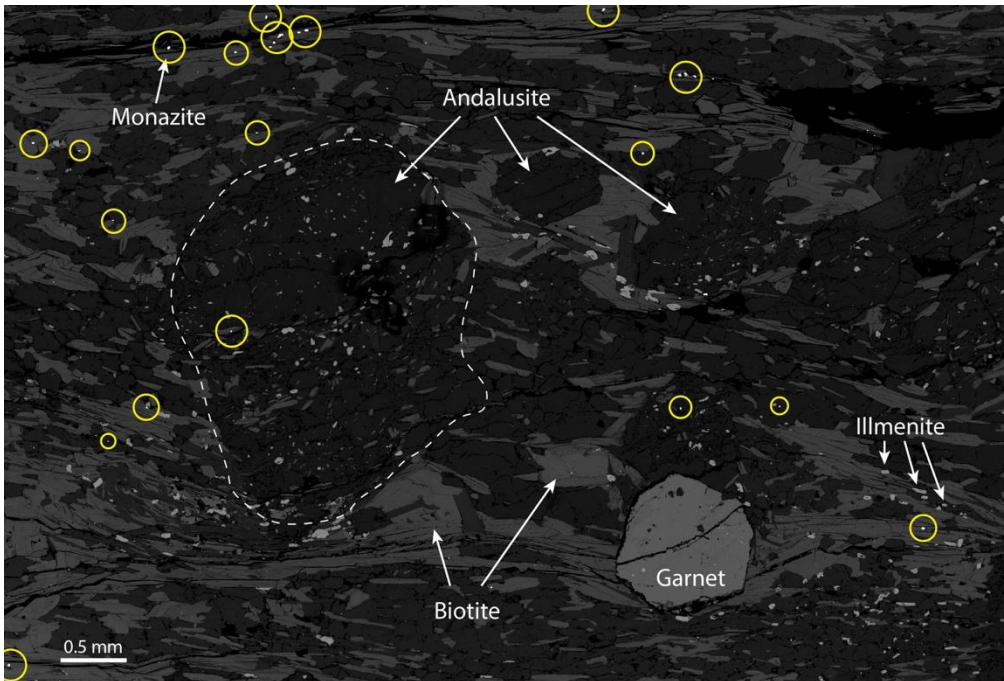
התפתחותן של השיטות האנליטיות המודרניות הובילה לסדרה של מחקרים גיאוכרונולוגיים שניסו לקבוע את סדר האירועים בבלוק אילת. תיארוך Pb-Pb בגבישי זירקון מסלעי התשתית של ישראל בוצע לראשונה ע"י Kröner et al. (1990). זירקונים דטריטיים בשיסט אילת הראו שהפרוטוליית שלהם הורבד לכל המוקדם לפני ~800 מ"ש. גיל הגיבוש המגמתי של גניס טאבה נקבע ל-780 מ"ש, של גניס גרניט אילת ל-744 מ"ש ואילו מט-גברו שחמון, שנחשב קודם לכן למחדר הקדום ביותר מאחר שחווה את כל שלבי הדפורמציה, הניב גיל של 640 מ"ש. בעבודת תיארוך בשיטת ^{40}Ar - ^{39}Ar בדייקים המטמורפיים ובסלעים המארחים שלהם התקבלו גילי קירור של 630 ו-596 מ"ש עבור אמפיבול במט-גברו שחמון ובדייקים המטמורפיים, בהתאמה (Heimann et al., 1995). תיארוך נוסף של מיקות בשיסט בשיטת ^{40}Ar - ^{39}Ar הניב גיל קירור של 600 מ"ש שהוביל למסקנה, על בסיס יחסי השדה וגילי הזירקון שפורסמו קודם, שהמבנה כולו התפתח באירוע מטמורפיזם יחיד ב-620 מ"ש (Cosca et al., 1999). מחברים אלה הדגישו את הצורך בתיארוך מדויק של מינרלים מטמורפיים על מנת לקבוע בצורה מדויקת את זמן המטמורפיזם הרגיונלי. בסדרת מחקרים שהתבססה על גילי U-Pb בזירקון הצינו Be'eri-Shlevin et al. (2009) שהמטמורפיזם העיקרי שיצר את S2 היה חייב להתרחש לפני חדירת גרניט אילת שתוארך ל-630 מ"ש. הם הגיעו למסקנה זו על סמך העובדה שגרניט אילת מראה דפורמציה חלשה בלבד ולכן כנראה לא נכח בזמן הדפורמציה העיקרית. (Morag et al., 2011) הציגו תוצאות נוספות של גילי זירקון וקבעו כי אירוע המטמורפיזם התרחש לאחר חדירת גניס גרניט אילת ב-744 מ"ש (Kröner et al., 1990) ולפני חדירת הדייקים המטמורפיים שתוארכו ל-705 מ"ש. אירוע מטמורפיזם נוסף בדרגה נמוכה התרחש לאחר חדירת הדייקים. בעוד גילי הפרוטולייתים המגמתיים והסדימנטריים ידועים היטב, עיתוי האירועים המטמורפיים הרגיונלים בבלוק אילת עודנו מעורפל. קשה ליישב בין קביעות גיל סותרות בשיטות שונות חלקן גם אינן מתיישבות באופן מלא עם תצפיות השדה.

תיארוך Th/U-Pb בגבישי מונאזיט משיסט אילת

על מנת לקבוע את עיתוי המטמורפיזם בצורה מדויקת נדרש גיאוכרונומטר אמין שגדל בזמן גיבוש מאסף המינרלים המטמורפי ונסגר בטמפרטורות גבוהות לדיפוזיה של איזוטופ הבת (Smith and Giletti, 1997; Meldrum et al., 1998). מונאזיט $[(\text{LREE})\text{PO}_4]$; איור 1], פוספט של עפרות נדירות קלות, יכול לארח בשריג ריכוזים גבוהים יחסית של תוריום, אורניום ועפרות נדירות גבוהות, מתחיל להופיע כמינרל נלווה בסלעים מט-פליטים בסמוך לאיזוגרד הגרנט ונסגר לבריחת עופרת בטמפרטורות הגבוהות מ-900°C. מונאזיט הוא מינרל נלווה נפוץ בשיסט מדרגה מטמורפית בינונית עד גבוהה באיזור אילת ומאופיין בגודל גביש ממוצע של

15µm. מונאזיט מופיע בשיסט אילת באסוציאציה עם ביוטיט, שהאוריינטציה המעדפת שלו מגדירה את כוון הפוליאיציה בסלע. המונאזיט דק גביש מאד ומשום כך קשה מאד לזהותו באמצעות מיקרוסקופ אור מקוטב ולהפרידו מן הסלע, אולם המספר האטומי הגבוה של העפרות הנדירות הופך את גבישי המונאזיט לעצמים הבהירים ביותר בתמונת BSE במיקרוסקופ אלקטרוני.

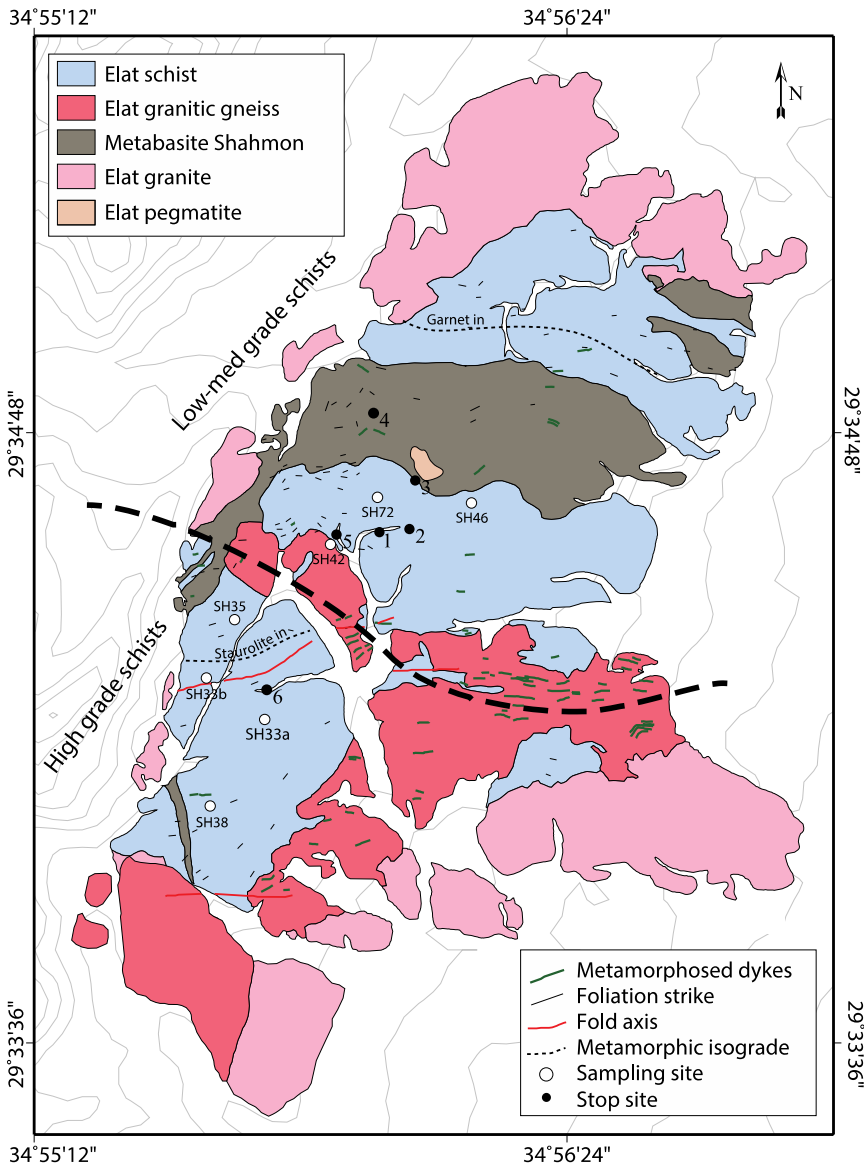
בחלקו הראשון של הסיוור נציג נתונים חדשים המבוססים על תיארוך *in-situ* של גבישי מונאזיט משיסט אילת בשיטת (Laser Ablation Split-Stream Inductively) LASS ICP-MS (Plasma-Mass Spectrometry Coupled). שיטה זו מאפשרת פגיעה נקודתית בגבישי מונאזיט ישירות במקומם בשקף הפטרוגרפי באמצעות קרן לייזר בקוטר של 8µm. החומר שמתאדה מנקודת הפגיעה מתפצל לשני ספקטומטרים: אחד שמודד את יחסי האיזוטופים הרדיוגנים וקובע את גיל הגיבוש ושני שמודד את תכולת העפרות הנדירות. שיטה זו מספקת מידע פטרוכרונולוגי רחב הכולל את גיל גיבוש המונאזיט, הרכבו הכימי והקשר הפטרוגרפי שלו עם הופעת פורפירובלסטים בסלע. לדוגמה, מונאזיט שמתגבש מתחת לאיזוגרד הגרנט מכניס לשריג ריכוז גבוה יחסית של עפרות נדירות כבדות (HREE), ואילו מונאזיט שגדל בשיווי משקל עם גרנט יראה דילדול ב-HREE שיעדיפו להכנס לשריג הגרנט.



איור 1: תמונת BSE של שיסט אילת מדרגת גרנט-אנדלוזיט (דוגמה SH35). הבדלים בגוונים של אפור הם תוצאה של הבדלים במספר האטומי בין היסודות הכבדים ביותר בכל מינרל. עיגולים צהובים מראים גבישי מונאזיט שנמצאים באסוציאציה עם ביוטיט.

הפרוטולית של שיסט אילת הוא הסלע העתיק ביותר מבין סלעי התשתית החשופים בישראל והוא כולל סדימנטים חרסיטיים וחוליים שנגזרו מקשתות איים ועברו התמרה של טמפי' גבוהות ולחצים

נמוכים. בשיאו של המבנה המטמורפי, במחשופים הדרומיים של שיסט אילת ממערב לעיר אילת מגיע השיסט לדרגת אמפיבוליט בינוני ומכיל ריכוז גבוה של פורפירובלסטים של סטאורוליט, קורדיאריט ואנדלוזיט. הדרגה המטמורפית דועכת דרך פציאס אמפיבוליט נמוך (גרנט שיסט) ועד לגרין-שיסט בחלקו הצפוני של הבלוק, שם מאופיין השיסט בפורפירובלסטים של ביוטיט. לצורך הפשטות אנו מחלקים את השיסט ל-"שיסט הדרגה הגבוהה" (High-grade schist) במרכז הבלוק ו-"שיסט הדרגה הנמוכה-בינונית" (Low-Medium-grade schist) בצפון הבלוק (איור 2).



איור 2: מפה גיאולוגית של בלוק אילת באיזור הקמפוס (בעקבות Shimron, 1972). עיגולים לבנים מציינים נקודות דיגום ועיגולים שחורים את תחנות הסיור.

תחנה 1 - מגע בין שיסט אילת לגנייס גרניט אילת וקמטי F2

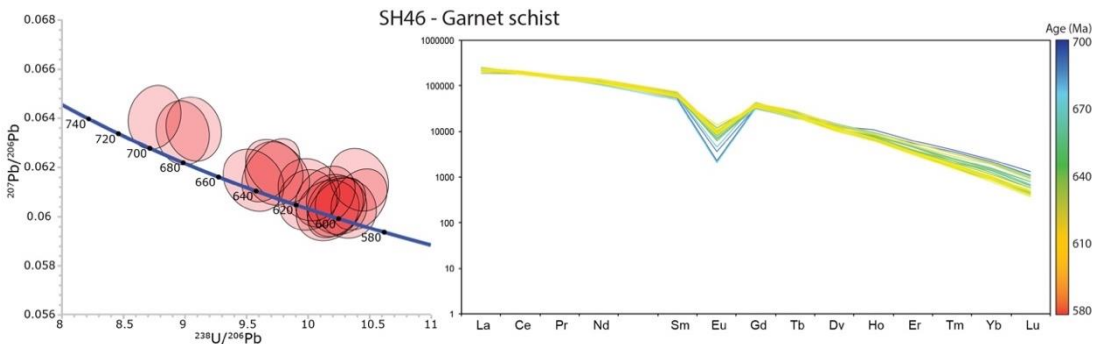
המגע בין שיסט אילת וגנייס גרניט אילת קונקורדי ומקביל בכיוונו לפוליאציה של השיסט (איור 3א). גנייס גרניט אילת שגילו 744 מ"ש הוא פלוטון גרניטי קאלק-אלקליני השייך לשלב קשות האיים בשילד והוא מופיע במרכז בלוק אילת בין שיסט הדרגה הגבוהה והנמוכה-בינונית. הנטייה הרגיונלית לכיוון דרום ניכרת היטב בגנייס ובשיסט שמגיע באיזור זה לדרגת אמפיבוליט נמוך ומכיל פורפירובלסטים של גרנט. כ-40 מ' במעלה הערוץ ניתן לראות ציריהם של קמטי F2 הדוקים היוצרים את הפוליאציה הרגיונלית.



איור 3: (א) מגע קונקורדי בין גנייס גרניט אילת ושיסט אילת המקביל לפוליאציה הרגיונלית S2. (ב) קמטי F2 היוצרים את הפוליאציה הרגיונלית S2 בשיסט וקמטי F3 מאוחרים המקמטים את הפוליאציה הקיימת ויוצרים פוליאציה חדשה.

תחנה 2 - קמטי F2 ופוליאצית S2

ערוץ הוואדי מתעקל צפונה וחושף לאורך גדתו הדרומית קמטי F3, המקמטים את S2 ויוצרים פוליאציה אנכית S3 עם סטרייק בכיוון מז-מ'ע' (איור 3ב'). בנקודה זו נלקחה דוגמת גרנט שיסט מס' SH46 ומתוכה תוארכו 14 גבישי מונאזיט שנתנו טווח גילים בין 710 ו-600 מ"ש (איור 4). תבנית העפרות הנדירות של המונאזיטים נמצאת בקורלציה עם הגיל, כך שהמונאזיטים העתיקים עשירים בעפרות נדירות כבדות (HREE) והצעירים דלים בהן. דבר זה מרמז שהתגבשותם של המונאזיטים העתיקים התרחשה ללא נוכחות גרנט ואילו המונאזיטים הצעירים יותר גדלו יחד עם גרנט. כמו כן, המונאזיטים העתיקים מאופיינים באנומליית Eu שלילית, דבר המעיד על התגבשות בו-זמנית עם פלגיוקלז. טווח הגילים הרחב של המונאזיטים בדוגמה זו אינו מאפשר קביעה חד משמעית של זמן המטמורפיזם.



איור 4: דיאגרמת קונקורדיה הפוכה של גבישי מונאזיט מדוגמת גרנט-שיסט (SH46) ותבנית העפרות הנדירות של כל מונאזיט. הגילים בדוגמה זו מראים פיזור בין 710 ו-600 מ"ש. תבנית העפרות הנדירות מראה קשר ישיר בין גיל המונאזיט ותכולת ה-Eu וקשר הפוך בין הגיל ותכולת העפרות הנדירות הכבדות (HREE). המוזוניטים העתיקים גדלו בשיווי משקל עם פלגיוקלז ואילו הצעירים בשיווי משקל עם גרנט.

תחנה 3 - לשונות פגמטיט מקומטות במגע בין מטה-גברו שחמון ושיסט אילת

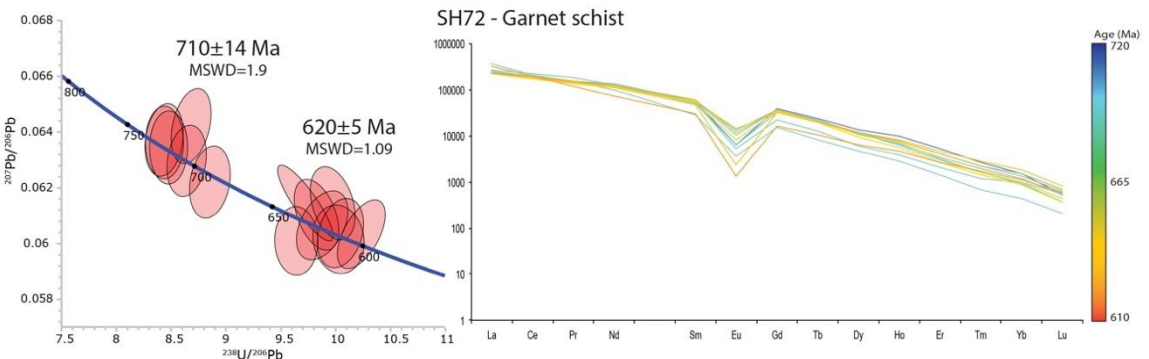
לשונות פגמטיט הקשורות בחדירת גרניט גניסי שתוארך ל-650 מ"ש (Kröner et al., 1990) חודרות את המגע בין מטה-גברו שחמון ושיסט אילת. ניתן לראות שלשונות הפגמטיט מקומטות על ידי קמטי F2 ובמקומות מסויימים מקבילות בכיוון ל-S2 (איור 5א), אולם כתוצאה מהבדלי הקושי בין הפגמטיט וסלעי הסביבה מתפתחים במקומות אחרים בודינים של פגמטיט עטופים בפוליאציה הרגיונלית S2 (איור 5ב'), דבר המעיד שחדירת הפגמטיט קדמה לאירוע הדפורמציה D2.



איור 5: (א) לשונות פגמטיט אילת שחדרו את השיסט עבור קימוט יחד איתו וכעת מקבילות ל-S2. (ב) בודין של פגמטיט אילת שנכח בשיסט לפני יצירת הפוליאציה הרגיונלית.

תחנה 4 - תצפית מהר שחמון

דוגמה של גרנט שיסט שנדגמה מהשלוחה הדרומית של הר שחמון הכילה מונאזיטים בשתי אוכלוסיות גיל: 710 ו-615 מ"ש (איור 5). גבישי הגרנט בדוגמה זו מכילים אינקלוזיות רבות של גבישי אילמניט וקוורץ. רוב האינקלוזיות מסודרת בכיוונית מועדפת המראה כיוון שונה מהפוליאציה של השיסט שסביב הגרנט (איור 7א). על בסיס תצפיות אלו ניתן כעת להסיק כי טווח הגילים בדוגמה SH46 מייצג ערבוב בין שתי קבוצות גיל אלה ולהציע שאירוע הדפורמציה D1 שלא כלל גיבוש גרנט התרחש לפני 710 מ"ש, ואירוע הדפורמציה D2 שיצר את S2 ובמהלכו התגבשו פורפירובלסטים של גרנט תוך כדי כליטאה של S1 התרחש לפני 620 מ"ש. ייתכן שההבדל בכיוונית האינקלוזיות בגרנט יחסית למטריקס נובע מרוטציה שעבר הגרנט לאחר התגבשותו, אך בהתחשב בגודלן של האינקלוזיות יחסית לגבישי האילמניט שבמטריקס, סביר שמדובר בשרידים של פוליאציה S1 שהייתה קיימת בשיסט לפני התגבשות הגרנט.



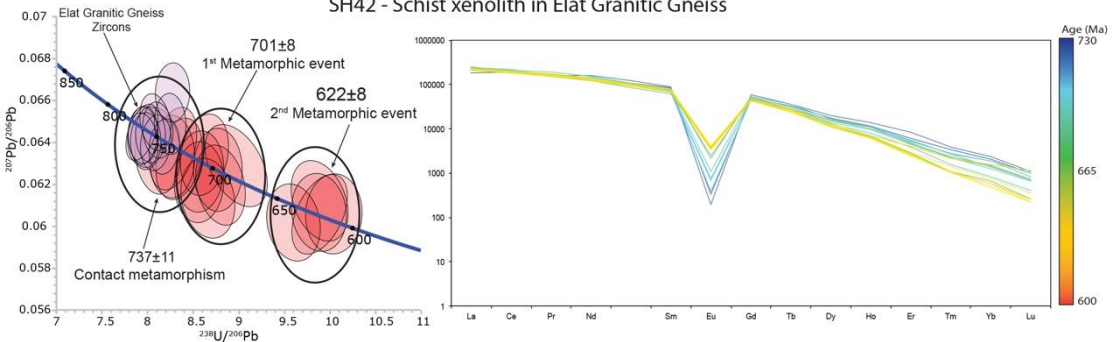
איור 6: קונקורדיה הפוכה ותבנית עפרות נדירות של מונאזיטים מדוגמה SH72. ניתן לראות שתי קבוצות גילים ברורות סביב 710 מ"ש ו-620 מ"ש. תבנית העפרות הנדירות אינה מראה קורלציה עם הגיל.

תחנה 5 - קסנוליטים של שיסט אילת בגנייס גרניט אילת

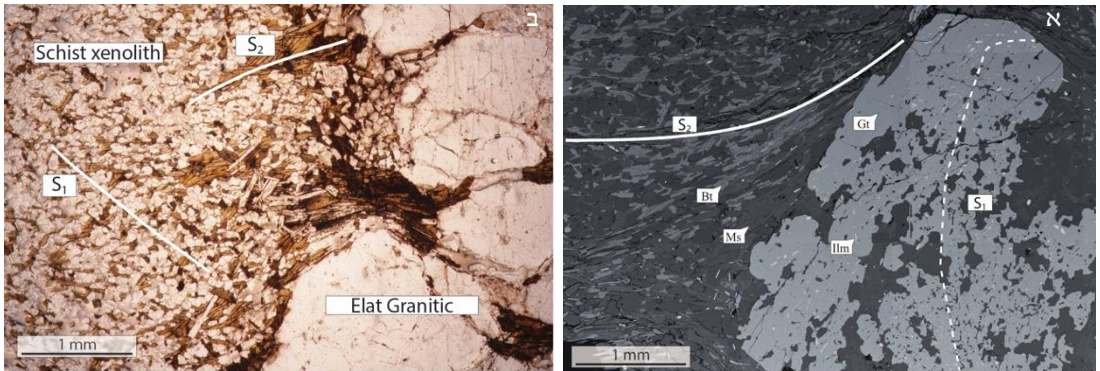
בסמוך למגע בין גנייס גרניט אילת ושיסט אילת נמצא מחשוף יפה של קסנוליטים של שיסט בתוך הגנייס הגרניטי (איור 7). שקף פטרוגרפי של דוגמה מס' SH42 מראה כי בשולי הקסנוליטים מצויים גבישי ביוטיט גדולים במיוחד שגדלו כנראה כתוצאה ממטמורפיזם של מגע במהלך חדירת הגרניט (איור 8ב). בתוך הקסנוליטים עצמם ניתן לזהות את דור הפוליאיצייה S2, אך קיימים גם שרידים של דור הפוליאיצייה S1. גבישי זירקון מדוגמה זו השייכים לגנייס הגרניטי תוארכו ל-750 מ"ש, גיל דומה ל-744 מ"ש שדווח ע"י Kröner et al., (1990). מונאזיטים שנמצאו בקסנוליטים נתנו 3 קבוצות גיל: (1) 737 מ"ש, קבוצה שכנראה התגבשה בזמן חדירת הגרניט כתוצאה ממטמורפיזם של מגע, (2) 701 מ"ש, מונאזיטים שהתגבשו באירוע הדפורמציה הראשון D1, (3) 622 מ"ש, גיל אירוע המטמורפיזם הצעיר. תבנית העפרות הנדירות בגבישי המונאזיט נמצאת בקורלציה טובה עם הגיל, בדומה לדוגמה SH46.



SH42 - Schist xenolith in Elat Granitic Gneiss



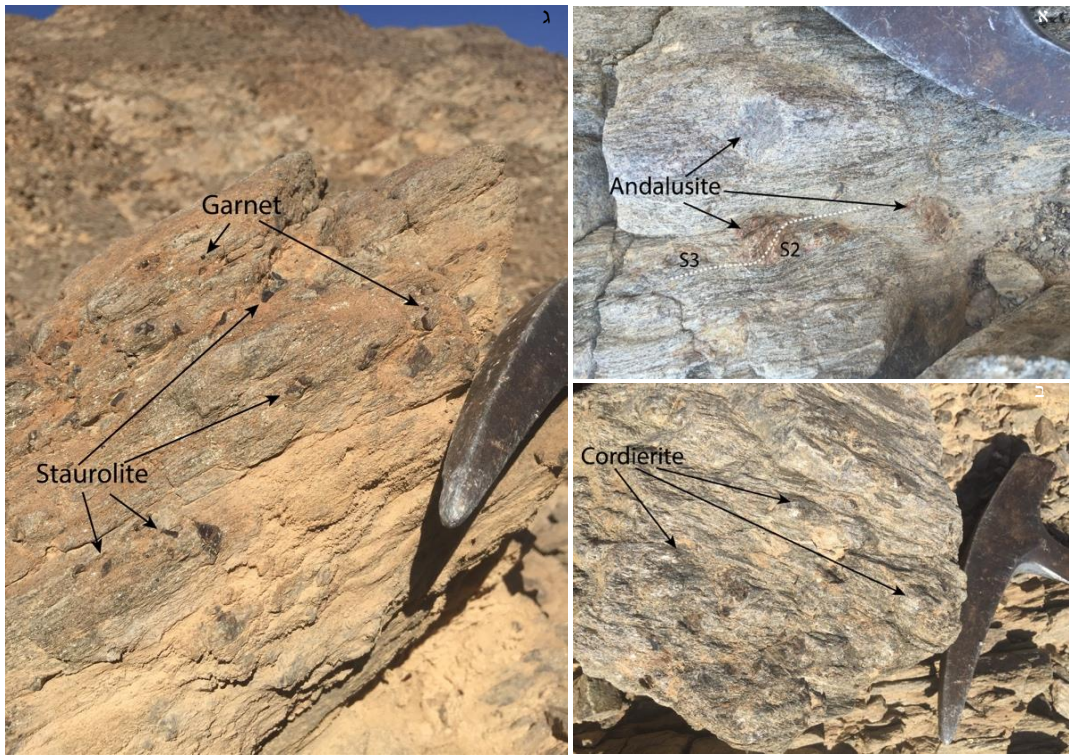
איור 7: (למעלה) מחשוף של קסנוליטים של שיסט אילת סמוך למגע עם גנייס גרניט אילת מגיל 744 מ"ש (Kröner et al., 1990). (למטה) קונקורדיה הפוכה המראה גילי זירקון של גנייס גרניט אילת (אליפסות סגולות) וגילי מונאזיט מקסנוליטים של שיסט אילת בגנייס (אליפסות אדומות), יחד עם תבנית העפרות נדירות של גבישי המונאזיט.



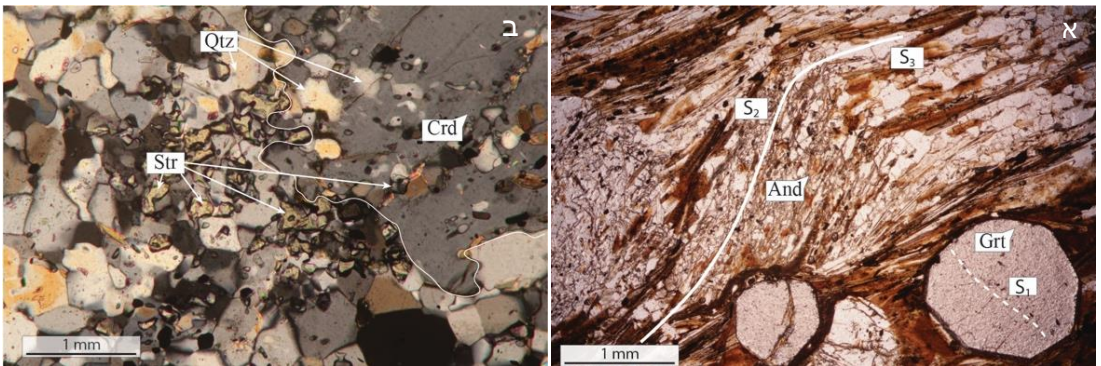
איור 8: (א) תמונת BSE של דוגמה SH72 מראה שביל אינקלוזיות של S1 כלוא בתוך פורפירובלסט של גרנט הנמצא ביחסים סינ-קינמטים עם הפוליאציה S2 שמקיפה אותו. (ב) תמונה פטרוגרפית של קסנוליט של שיסט מתוך גנייס גרניט אילת מגיל 740 מ"ש. במגע בין השיסט והגנייס ניתן לראות גבישי ביוטיט גדולים שגדלו כתוצאה ממשמורפיום של מגע. הקסנוליט משמר בתוכו פוליאציה שכיוונה שונה משל S2 וכנראה מייצגת את פוליאצית S1.

תחנה 6 - סטאורוליט-קורדיאריט-אנדלוזיט שיסט

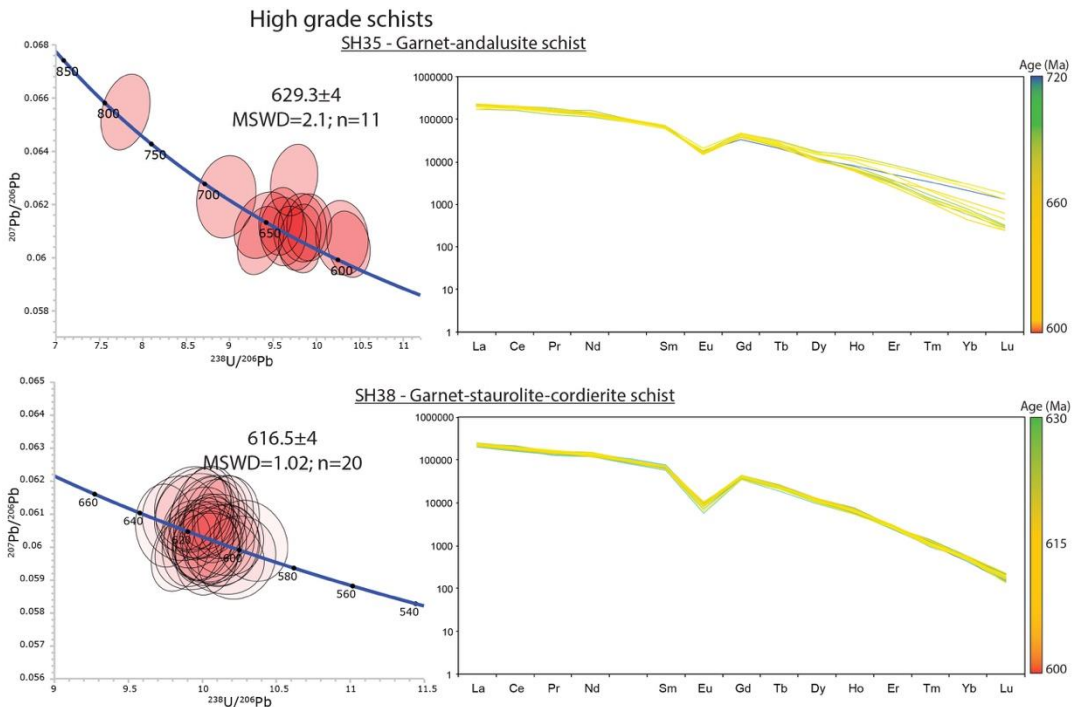
תחנה זו ממוקמת באפיק המנקז את "שיסט הדרגה הגבוהה" וזכה לכינוי "עמק הגרנטיים" בשל ריכוז הפורפירובלסטים הגבוה לאורכו. השיסט באיזור זה מאופיין בפוליאציה אנכית (S3) ופורפירובלסטים רבים של סטאורוליט, קורדיאריט, אנדלוזיט ודור חדש של גרנט (איור 9). בחלקו הצפוני של איזור "שיסט הדרגה הגבוהה" נטיית S2 משתנה באופן הדרגתי לכיוון אנכי לאורך סדרה של קמטי F3, שבמקביל לצירי הקמטים שלהם מפותחת פוליאציה אנכית S3. פורפירובלסטים של אנדלוזיט מדוגמה SH35 מאיזור זה מכילים אינקלוזיות פרה-עד-סינטקטוניות ל-S3 ומתעדים את התפתחות הפוליאציה האנכית (איור 10א). מונאזיטים מדוגמה זו נתנו גיל מפוזר יחסית של 629 ± 4 מ"ש, שכנראה מייצג ממוצע משוקלל של גיל אירוע הדפורמציה העיקרי (D2) ביחד עם מונאזיטים מאירוע הדפורמציה הראשון שעברו גיבוש מחדש באופן חלקי (איור 10). פורפירובלסטים של סטאורוליט מופיעים לראשונה מעט דרומית לנקודת הדיגום של SH35. ניתן לזהות שני דורות גידול של סטאורוליט, כאשר הסטאורוליט הקדום יותר מכילים שביל אינקלוזיות פרה-עד-סינטקטוניות ל-S3 ומסודרים בזוית לפוליאציה האנכית ואילו הדור הצעיר מראה התגבשות פוסט-טקטונית ל-S3 (איור 9ב). אגרטים של קורדיאריט מופיעים לאורך מישורי S3, לעיתים יחד עם סילמניט, ובתוכם שרידים של גבישי סטאורוליט. אוכלוסיה של מונאזיטים גדולים מדוגמת קורדיאריט-סטאורוליט שיסט SH38 נתנה גיל ממוקד של 616 ± 4 מ"ש וריכוז נמוך של HREE (איור 10). ניתוח גילי המונאזיט וההרכב הכימי שלו בשילוב עם סדר הופעת הפורפירובלסטים בסלע מוביל למסקנה שאירוע D2 כולל שלב התפתחות פרוגרדי שבמהלכו התגבשו פורפירובלסטים של גרנט, אנדלוזיט והדור הראשון של הסטאורוליט ורק לאחר מכן התפתחה הפוליאציה S3 תוך כדי הופעת פורפירובלסטים של קורדיאריט ודור חדש של סטאורוליט.



איור 9: תמונות של איזור הדרגות הגבוהות בשיט אילת. (א) פורפירובלסטים של אנדלוזיט המראים אינקלוזיות סינ-טקטוניות יחסית ל-S3. (ב) פורפירובלסטים של קורדיאריט הדומים מאוד במראה שלהם לאנדלוזיט. (ג) פורפירובלסטים של סטאורוליט שחלקם מסודרים בזוית לפוליאיציה וחלקם מקבילים לפוליאיציה האנכית של הסלע.



איור 10: (א) תמונה פטרוגרפית של דוגמה SH35 המראה את יחסי הגיבוש בין גרנט, אנדלוזיט והפוליאיציה האנכית S3. ניתן לראות שביל אינקלוזיות פרה-טקטוני ששייך ל-S1 כלוא בגרנט, שביל אינקלוזיות סינ-טקטוני ששייך ל-S2 בגביש האנדלוזיט ואת הפוליאיציה האנכית S3. (ב) תמונה פטרוגרפית המראה את יחסי הגיבוש בין קורדיאריט וסטאורוליט. הפורפירובלסט של הסטאורוליט התפרק, קרוב לוודאי במהלך דה-קומפרסיה, פורפירובלסט של קורדיאריט התגבש על חשבונו וכלא בתוכו שרידים של סטאורוליט.

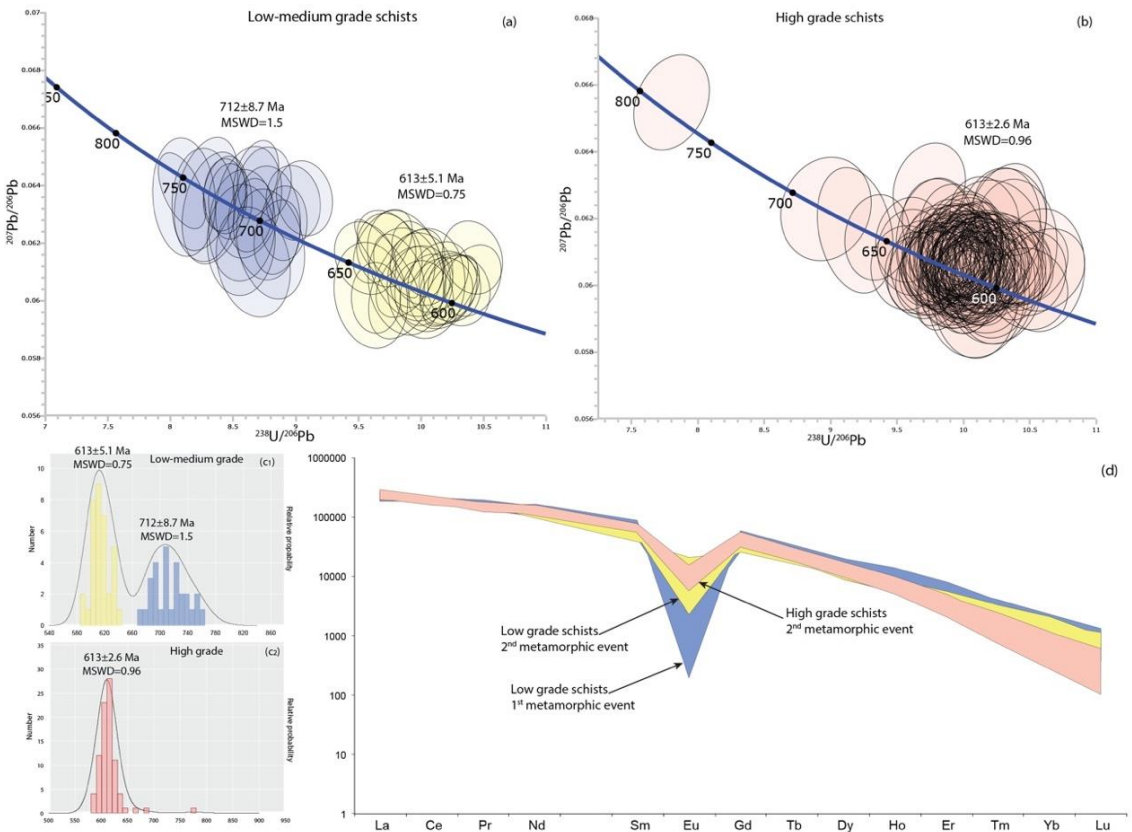


איור 11: דיאגרמת קונקורדיה הפוכה ותבנית עפרות נדירות של דוגמת גרנט-אנדלוזיט שיסט SH35 (למעלה) ודוגמת גרנט-סטאורוליט-קורדיאריט שיסט SH38 (למטה).

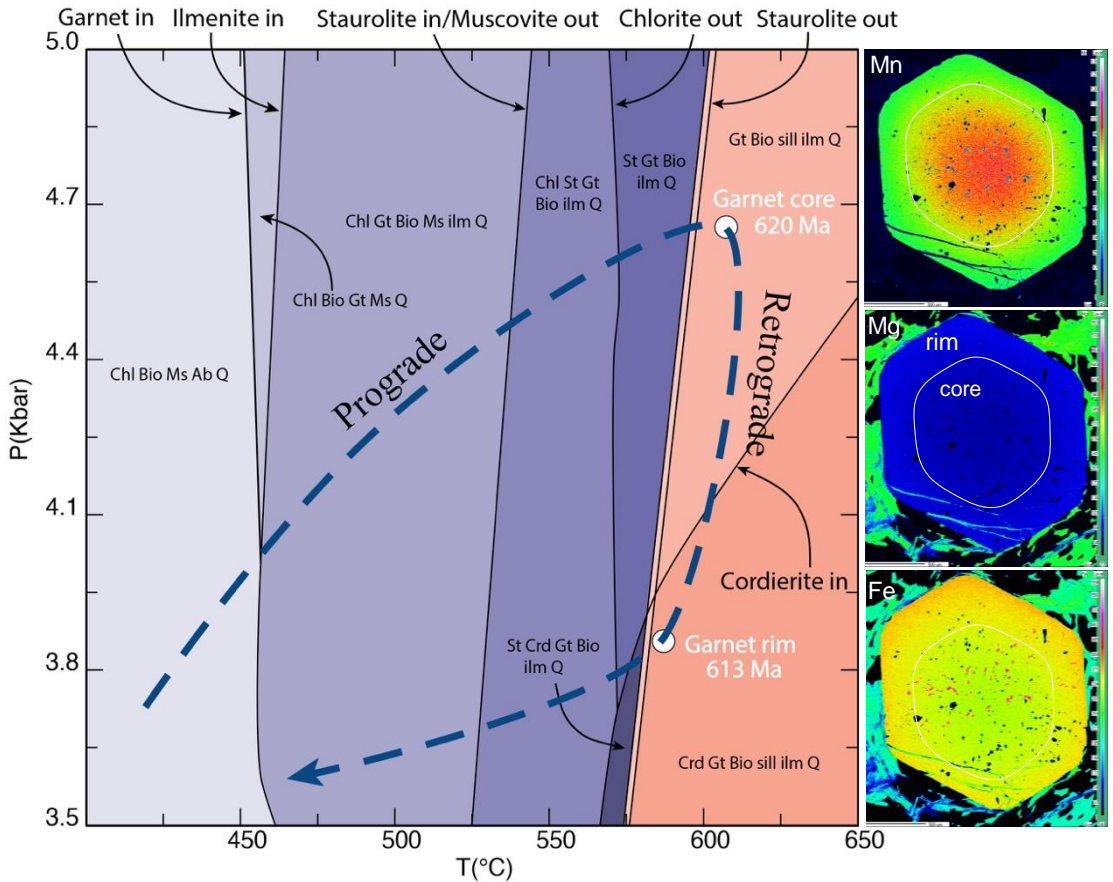
מסקנות

שילוב של תצפיות השדה, התצפיות הפטרוגרפיות, נתוני גילי המונאזיטים והגיאוכימיה שלהם מאפשר לתזמן את הופעת הפורפירובלסטים בסלע ולבחון את התפתחות הדפורמציה בשיסט. סיכום של כל גילי המונאזיט מדוגמאות השיסט באיזור הקמפוס מראה הבדל משמעותי בין איזור הדרגה הנמוכה-בינונית ובין איזור הדרגה הגבוהה (איור 12). הדיאגרמה מראה שהגילים של "שיסט הדרגה נמוכה-בינונית" מופיעים בשתי קבוצות סביב 712 ± 9 ו- 613 ± 5 , לעומת זאת, המונאזיט מ"שיסט הדרגה הגבוהה" יוצרים קבוצה אחת סביב 613 ± 3 עם מספר בודד של מונאזיט בעלי גיל מעט עתיק יותר. על פי ריכוז ה- HREE במונאזיט אירוע המטמורפיזם הראשון שתועד הגיע לשיאו בסביבות 710 מ"ש וככל הנראה לא הגיע לכדי הופעת גרנטים בסלע. נראה שהגרנטים ושאר הפורפירובלסטים התגבשו במהלך אירוע דפורמציה עיקרי שהחל בסביבות 630 מ"ש, הגיע לשיאו ב- 620 מ"ש ודעך לקראת 612 מ"ש. טווח זמנים זה מסתדר היטב עם יחסי השדה והעובדה שדפורמציה זו ניכרת בשיסט אילת, גנייס גרניט אילת, אמפיבוליט שחמון והפגמטיטים שחודרים אותו, אולם עיתוי התפתחות הפוליאציה האנכית לא ברור. כדי לקבוע את סדר האירועים באיזור "שיסט הדרגה הגבוהה" השתמשנו במודל תרמודינמי (pseudosection) שמחשב את מאספי המינרלים היציבים עבור סלע בהרכב כימי מסויים ומציג אותם כתלות בלחץ ובטמפרטורה (איור 13). על גבי המודל הושלכו נתוני אנליזה תרמוברומטרית שחושבו עבור הצימוד גרנט-ביוטיט (מרכז הגרנט: $604 \pm 26^\circ\text{C}$; 4.6 ± 0.8 kBar; שולי הגרנט: $583 \pm 25^\circ\text{C}$,

ריכוזי הברזל, המנגן והמגנזיום בגרנט וממחישה את האיזור הקונצנטרי הפנימי שלו. שילוב מודל X-Ray המראה את pseudosection עם שאר הנתונים מראה התפתחות פרוגרדית שהגיעה לשדה הגרנט-סילמניט ב-620 מ"ש, אולם מאסף זה אינו מאפיין את איזור הקמפוס בבלוק אילת למעט הופעה יחסית קטנה של סילמניט באיזור שיסט הדרגה הגבוהה. נתוני התרמוברומטריה של מרכז הגרנט נופל מאוד קרוב לקו הריאקציה בין אנדלוזיט וסילמניט (איור 12; גווני סגול וכתום בהתאמה) ולכן גבישי האנדלוזיט הרבים לא הספיקו להתפרק לגמרי לסילמניט. שולי הגרנט מתעדים את השלב הרטרוגרדי שלאחר שיא המטמורפיזם ומהלכו כלל ירידה בלחץ, תנאים שאיפשרו את חידרת הדייקים האנדזיטים. במקביל לחידרת הדייקים נכנס השיסט לשדה היציבות של קורדיאריט שגדל בעיקר על חשבון סטאורוליט שלא היה יציב בשלב זה. גבישי המונאזיט מדוגמאות השיסט בעל הפוליאיציה האנכית מראים גיל ממוקד של 613 מ"ש, גיל שכנראה מסמל את יצירת S3 במהלך דעיכת המטמורפיזם.



איור 12: דיאגרמות קונקורדיה הפוכה והסטוגרמות המסכמות את גילי המונאזיטים בשיסטים מהדרגה הבינונית-נמוכה (כחול-צהוב) והגבוהה (ורוד), יחד עם דיאגרמת תבנית העפרות הנדירות של שתי הקבוצות. בדוגמאות מהדרגה הנמוכה-בינונית מתקבלות שתי קבוצות גיליים המתעדות אירועי דפורמציה ב-712±9 ו-613±5. המונאזיטים של השיסט מהדרגה הגבוהה מופיעים כקבוצה אחת המרוכזת סביב 613±3 ומספר גבישים בודדים בעלי גיל עתיק יותר.



איור 13: דיאגרמת pseudosection המבוססת על הכימיה של של שיסט אילת ומראה את שדות היציבות הצפויים של המינרלים הבונים את השיסט בתנאי לחץ ושטף שונים. גווני הסגול מציינים יציבות אנדלוזיט וגווני הוורוד יציבות סילמניט. נתוני התרמוברומטריה של Matthews et al., (1989) לפי גרנט-ביושיט המדודים עבור מרכז הגרנט ושוליו מושלכים על גבי הדיאגרמה. לצורך המחשה מוצגות מפות x-ray של היסודות מנגן מגנזיום וברזל של גביש גרנט מאיזור הדרגה המטמורפית הגבוהה. בשילוב עם גילי המונאזיט ניתן כעת לבנות דיאגרמת P-T-t המתעדת את תנאי הלחץ והטמפרטורה בשיא המטמורפיום וברטרודיציה ולהכניס את האינפורמציה הזו למסגרת זמן.

רשימת מקורות:

- Avigad, D., & Matthews, A. (1985). The Elat metamorphic complex revisited. *Isr. Geol. Soc. Annu. Mtg*, 164-171.
- Be'eri-Shlevin, Y., Katzir, Y., & Whitehouse, M. (2009). Post-collisional tectonomagmatic evolution in the northern Arabian–Nubian Shield: time constraints from ion-probe U–Pb dating of zircon. *Journal of the Geological Society*, 166(1), 71-85.
- Cosca, M. A., Shimron, A., & Caby, R. (1999). Late Precambrian metamorphism and cooling in the Arabian–Nubian Shield: petrology and $40\text{ Ar}/39\text{ Ar}$ geochronology of metamorphic rocks of the Elat area (southern Israel). *Precambrian Research*, 98(1), 107-127.
- Eyal, Y. (1980). The geological history of the Precambrian metamorphic rocks between Wadi Twaiba and Wadi Um Mara, NE Sinai. *Isr J Earth Sci* 29, 53-66.
- Garfunkel, Z. (1980). Contribution to the geology of the Precambrian of the Elat area. *Isr. J. Earth Sci*, 29, 25-40.
- Heimann, A., Eyal, Y., Eyal, M., Foland, K.A. (1995). Thermal events and low temperature alteration in the Precambrian Schistose Dykes and their host rocks in the Elat area, southern Israel: $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronology. In Baer, A. Heimann (Eds.), *Physics and Chemistry of Dykes*, Balkema, Rotterdam (1995), pp. 281–292.
- Kröner, A., Eyal, M., & Eyal, Y. (1990). Early Pan-African evolution of the basement around Elat, Israel, and the Sinai Peninsula revealed by single-zircon evaporation dating, and implications for crustal accretion rates. *Geology*, 18(6), 545-548.
- Meldrum, A., Boatner, L. A., Weber, W. J., & Ewing, R. C. (1998). Radiation damage in zircon and monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(14), 2509-2520.
- Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A., Belousova, E., & Harlavan, Y. (2011). Crustal evolution and recycling in the northern Arabian-Nubian Shield: new perspectives from zircon Lu–Hf and U–Pb systematics. *Precambrian Research*, 186(1), 101-116.
- Shimron, A. E., (1972). The Precambrian structural and metamorphic history of the Elat area. PhD thesis, Hebrew Univ, Jerusalem, 244 pp.
- Smith, H. A., & Giletti, B. J. (1997). Lead diffusion in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(5), 1047-1055.

סיור מספר 4: חלק ב' -**התשתית הפרה-קמברית של בלוק רוזד במסגרת תהליכי התפתחות השילד הערבי-נובי****נבות מורג ודב אביגד**

המכון למדעי כדה"א, האוניברסיטה העברית, ירושלים

מבוא

מחשוף התשתית הפרה-קמברית בדרום ישראל ובירדן מהווים את הקצה הצפוני ביותר החשוף של השילד הערבי-נובי, פרובינציה קרומית יובנלית מגיל ניאופרוטרוזואיקון (542–1000 מ"ש) אשר נוצרה ע"י חיבור והלחמה של קשתות איים וולקניות שהתקיימו בשולי האוקיאנוס המוזמביקי. תוך כדי תהליך החיבור ולאחריו התרחשו תהליכים של מטמורפיזם ודפורמציה במסגרת האורוגנזה המזרח אפריקנית (Abdelsalam and Stern, 1996; Johnson and Woldehaimanot, 2003; Stein and Goldstein, 1996; Stern, 1994; Stoesser and Frost, 2006) אשר בעקבותיהם התפתח השילד ליבשת בוגרת עם חדירתם והתמצקותם של גרניטואידיים רבים בתחילת תקופת ה-Ediacaran (590 – 635 מ"ש). תהליכי ההתכה הנרחבים לוו באירוזיה נמרצת ובהיווצרות סדרות וולקניות וסדימנטריות.

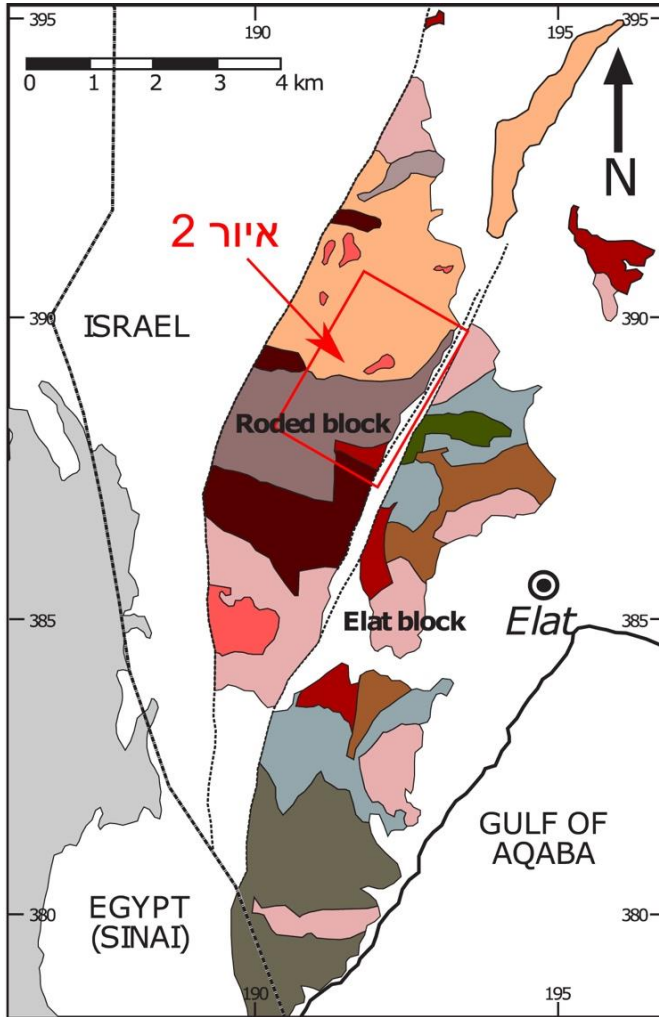
סלעי השילד הערבי-נובי באזור אילת כוללים שתי אסוציאציות נבדלות של סלעים מגמטיים ומטמורפים אשר מופיעות בשני בלוקים טקטוניים שונים, בלוק אילת ובלוק רוזד, המופרדים ע"י שברים בכיוון כללי NNE-SSW. לשברים אלו רכיב הסטה אפקית שמאלית המקושר עם התנועה הניאוגנית לאורך טרנספורם ים-המלח (Garfunkel, 1980; איור 1). הסלעים המרכיבים את שתי האסוציאציות, אילת ורוזד, מייצגים היסטוריה גיאולוגית דומה הכוללת שני שלבים עיקריים של מגמטיזם: שלב ראשון של יצירת קשתות איים וולקניות אשר התפתחו בטווח הזמן 1000 – 740 מ"ש המיוצג בעיקר ע"י מטה-סדימנטים בהרכב פליטי-פסמיטי, ושלב שני של מגמטיזם נרחב בפרק הזמן של 580 – 640 מ"ש המיוצג ע"י פלוטונים גרניטואידיים קלק-אלקליניים ואינטרוזיות רדודות וולקניות בהרכב אלקליני (Garfunkel et al., 1980; Morag et al., 2011). עם זאת, ישנם הבדלים בדרגה המטמורפית, בכיוון הכללי של מבני הדפורמציה המטמורפית וכן במספר אירועי הדפורמציה הרשומים בסלעים המטמורפיים בשתי האסוציאציות השונות. הטמפרטורה המטמורפית המקסימלית שהוערכה בצפחות אילת - 600°C (Matthews et al., 1989) נמוכה מזו שהוערכה עבור סלעי הקומפלכס המטמורפי של בלוק רוזד - 650 – 700°C (Gutkin and Eyal, 1998; Katz et al., 1998). קיומן של טמפרטורות גבוהות יותר בקומפלכס המטמורפי של בלוק רוזד בא לידי ביטוי גם בהופעת מיגמטיטים – סלעים מטמורפיים שעברו הפרדה מינרלוגית (Anenburg and Katzir, 2014; Gutkin and Eyal, 1998; Katz et al., 1998). הטמפרטורות הגבוהות של המטמורפיזם עשויות להעיד על כך שבלוק רוזד מייצג חלק עמוק יותר של הקרום. אפשרות זו נתמכת ע"י המגעים הדיפוזיביים שבין היחידות המטמורפיות לפלוטונים

הקלק-אלקליניים בבלוק רווד – קוורץ-דיוריט רווד וגרניט פורפיר רווד, ונוכחות אנקלויות מאפיות דקות גביש בפלוטונים אלו, שעשויים להעיד על התגבשות בעומק רב יותר לעומת הפלוטונים הקלק-אלקליניים בבלוק אילת – גרניט אילת, שמגיעים עם סלע הסביבה המטמורפי חדים יותר והאנקלויות בהם נדירות. המבנים המטמורפיים העיקריים בבלוק אילת כוללים פוליאציה הנטויה בזווית של $45-55^\circ$ לכיוון דרום (אביגד ומתוס, 1985; Shimron, 1972), בעוד שבבלוק רווד המבנה המטמורפי הרגיונלי הוא פוליאציה אנכית (90°) בעלת סטרייק בכיוון כללי צפון-דרום (Katz et al., 1998). בנוסף, בבלוק אילת ישנן עדויות לפאזה משנית, בעלת אופי מקומי, של דפורמציה הכוללת קמטים פתוחים באורך גל גדול (מאות מטרים) שציריהם בכיוון כללי מזרח-מערב והם מלווים בפוליאציה תת-אנכית בעלת סטרייק בכיוון זהה (אביגד ומתוס, 1985; Shimron, 1972). גיל המטמורפיזם ברודד תוארך לכ- 730 מ"ש עפ"י גילי K/Ar באמפיבול וביטיט מסלע אמפיבוליטי השייך לקומפלכס המטמורפי (Katz et al., 1998). גיל זה תואם את מסגרת הזמן שהוגדרה עבור האירוע המטמורפי העיקרי בבלוק אילת, בין 740 מ"ש (גיל חדירת הפלוטון המטמורפי הצעיר ביותר – הגנייס הגרניטי; Kröner et al., 1990; Kolodner, 2007) ל- 705 מ"ש (גיל הדייקים המטאבזיטיים החוצים את המבנה הרגיונלי, Morag et al., 2011).

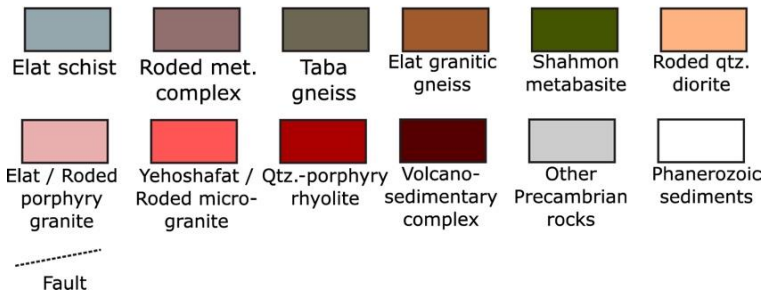
לקראת סוף תהליך ההיווצרות של השילד, בערך לפני 600 מ"ש, הוצבו שתי האסוציאציות המטמורפיות-פלוטוניות של אילת ורווד זו מול זו ונחשפו בפני השטח כפי שעולה מהשקעתו של חתך וולקנו-סדימנטרי על-גבי הסלעים המטמורפיים והפלוטוניים בשני הבלוקים (Garfunkel, 1980).

פרויקט תיארוך מקיף בשיטת U-Pb בזירקון של סלעי התשתית באזור אילת פורסם לאחרונה ע"י Morag et al. (2011; 2012). פרויקט זה כלל את כל יחידות המסלע העיקריות באסוציאציות אילת ורווד וכן מספר גופים קטנים יותר כגון דייקים ואנקלויות. תיארוך ה-U-Pb לווה באנליזה של ההרכב האיזוטופי במערכת Lu-Hf בזירקון. בעוד שבמערכת ה-U-Pb בזירקון יחס אב-בת גבוה ולכן היא מהווה כלי גיאוכרונולוגי יעיל ומדויק, מערכת ה-Lu-Hf בזירקון מהווה סמן יעיל למקור המגמה ממנה התגבש כיוון שבמקרה זה המינרל הנו קומפטיבילי מאד עבור יסוד הבת – Hf ואינו משנה כמעט את הרכבו האיזוטופי. בנוסף, זירקון הנו מינרל עמיד מאד מבחינה כימית ופיסיקלית ויכול לשרוד מגוון תהליכים גיאולוגיים כגון התכה חלקית (של סלע המקור), הצבה כקסנוקריסט, מטמורפיזם, בלייה והובלה, תוך כדי שימור ההרכב האיזוטופי המקורי (Hoskin and Schaltegger, 2003). נתוני הגיל וההרכב האיזוטופי החדשים שפורסמו מאפשרים בחינה מחודשת של תהליכי ההתפתחות של השילד הערבי-נובי בחלקו החשוף הצפוני ביותר – באיזורנו. במהלך הסיור נציג מספר תחנות מפתח בהן מתועדים שלבים שונים של התפתחות השילד הערבי-נובי כפי שהם באים לידי ביטוי בבלוק הרווד. בכל תחנה נבחן את היחסים בין היחידות השונות ואת המבנים המטמורפיים המופיעים בהן ונדון במשמעותם תוך כדי הצגת גילי אורניום-עופרת (U-Pb) ונתוני האנליזה האיזוטופית של הפניום (Hf) בזירקונים. כמו כן, נדון בדמיון ובשוני שבין ההיסטוריה הגיאולוגית של בלוק רווד לזו של בלוק אילת (סיור דומה במהלכו הוצגו

הנתונים הגיאוכרונולוגיים ונתוני האנליזה האיזוטופית של Hf בזירקונים עבור בלוק אילת נערך לפני כ-5 שנים בכנס החברה הגיאולוגית באילת; מורג ואביגד, 2010).



Legend



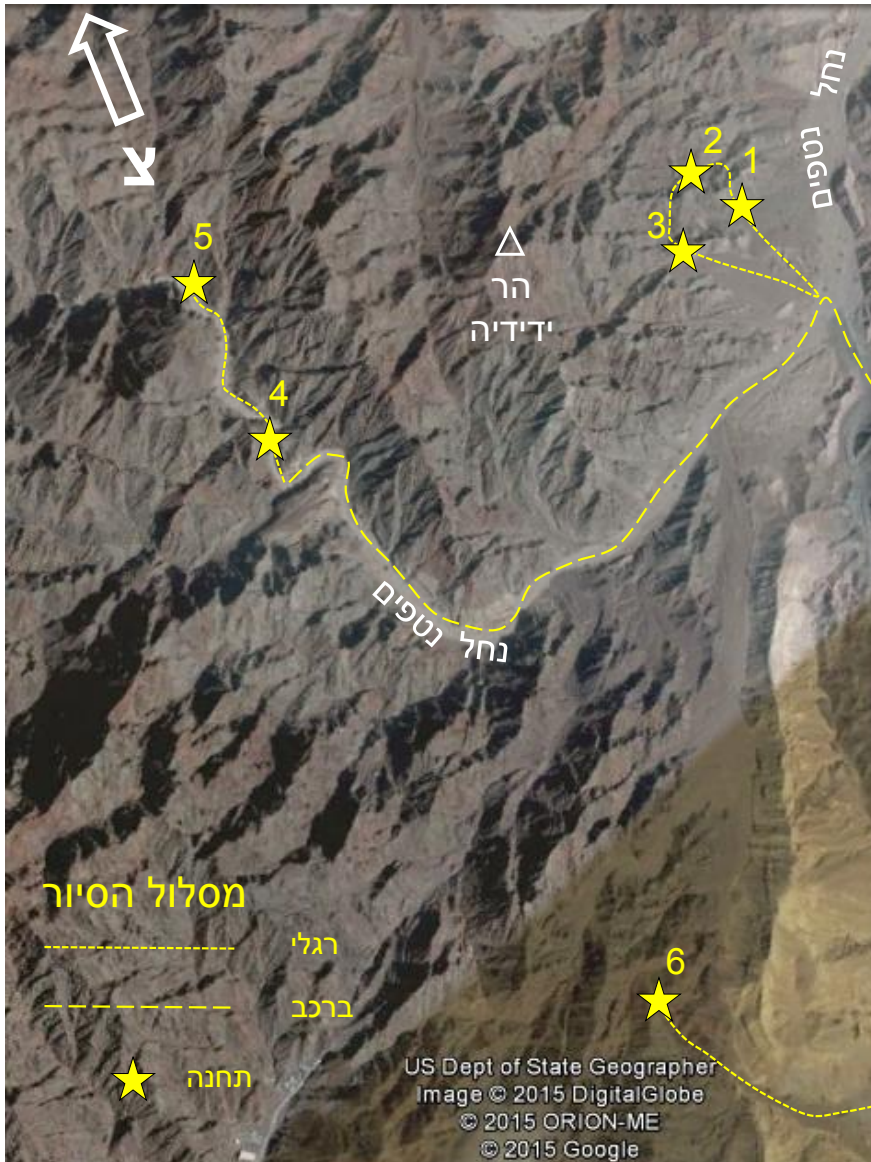
איור 1: מפה גיאולוגית מופשטת של התשתית הפרה-קמברית באזור אילת. לפי דרוקמן וחוב, 1993.

טבלה 1: סיכום הנתונים הגיאוכרונולוגיים עבור היחידות הפרה-קמבריות בבלוק רווד

מקור	פרשנות	גיל	שיטת תיארוך	יחידה
Morag et al., 2011	גילי גיבוש של זירקונים דטריטיים בפרוטוליט הסדימנטרי	838 – 759 Ma	U-Pb Zrn	גניים קוורצו-פלדספטי (קומפלכס מטמורפי)
Morag et al., 2011	גילי גיבוש של זירקונים דטריטיים בפרוטוליט הסדימנטרי + איבוד עופרת מטמורפיזם (?)	570 – 815 Ma	U-Pb Zrn	מיגמטיט
Kolodner, 2007		530 – 840 Ma	U-Pb Zrn	
Katz et al., 1998		~700 Ma	K/Ar Bio	
Katz et al., 1998	החלפה (כלוריטיזציה) במהלך אירוע תרמלי מאוחר	~535, ~435 Ma	K/Ar Bio	
Morag et al., 2011	מגמטיזם	614±4 Ma	U-Pb Zrn	אמפיבוליט
Katz et al., 1998	מטמורפיזם	730±12 Ma	K/Ar Amp	
Morag et al., 2011	מגמטיזם	611±5 Ma	U-Pb Zrn	קוורץ-דיוריט
Katz et al., 1998		612±6 Ma	U-Pb Zrn	
Stein and Goldstein, 1996		634±2 Ma	U-Pb Zrn	
Morag et al., 2011	מגמטיזם	642±5 Ma	U-Pb Zrn	גרניט פורפיר
Morag et al., 2011	קסנוקריסטים	654 – 859 Ma	U-Pb Zrn	מיקרוגרניט
Morag et al., 2011	מגמטיזם	844±7 Ma	U-Pb Zrn	אנקלווה בקוורץ דיוריט (קסנוליט)
Morag et al., 2011	מגמטיזם	599±6 Ma	U-Pb Zrn	אנקלווה בקוורץ דיוריט
Morag et al., 2011	מגמטיזם	607±5 Ma	U-Pb Zrn	אנקלווה בקוורץ דיוריט
Morag et al., 2011	מגמטיזם (קסנוקריסט)	612±15 Ma (2042 Ma)	U-Pb Zrn	אנקלווה בקוורץ דיוריט
Morag et al., 2011	מגמטיזם	634±4 Ma	U-Pb Zrn	אנקלווה בגרניט פורפיר
Katzir et al., 2007	מגמטיזם	593±8 Ma	U-Pb Zrn	דייק מורכב (ריוליט-טרכידולריט)
Morag et al., 2011	מגמטיזם (קסנוקריסט)	585±16 Ma (669 – 1999 Ma)	U-Pb Zrn	דייק ריוליטי (חדור בקג"ל אילת)
Morag et al., 2012	גילי גיבוש של זירקונים דטריטיים	573 – 2117 Ma	U-Pb Zrn	קג"ל אילת
Morag et al., 2012	גילי גיבוש של זירקונים דטריטיים	593 – 2511 Ma	U-Pb Zrn	תצורת מפלים

תחנות הסיוור

1. הקומפלכס המטמורפי של בלוק רוודד (למרגלות הר ידידיה)
2. המגע בין הקומפלכס המטמורפי לקוורץ-דיוריט רוודד (למרגלות הר ידידיה)
3. אמפיבוליט (למרגלות הר ידידיה)
4. מיגמטיט (נחל נטפים)
5. אנקלוות בקוורץ-דיוריט רוודד (נחל נטפים)
6. קונגלומרט אילת ודייקים ריוליטיים (הר אסא)



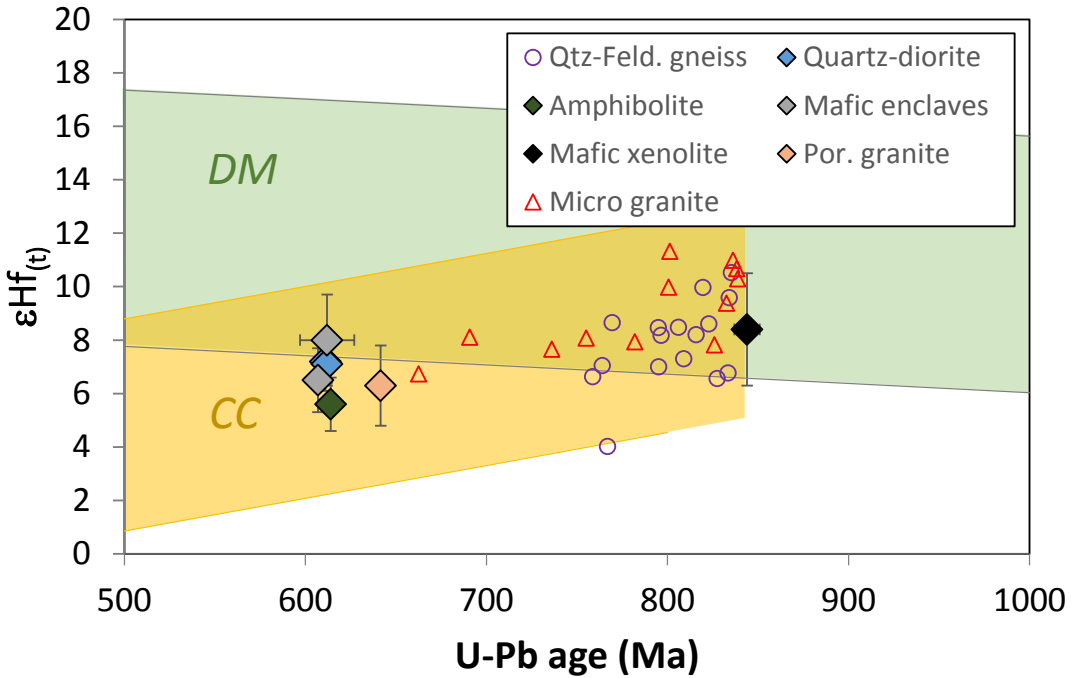
איור 2: מסלול הסיוור ע"ג תצלום לוויין של דרום בלוק רוודד (ראה תיחום באיור 1)

תחנה 1: הקומפלקס המטמורפי של בלוק רווד

הקומפלקס המטמורפי הנחשף בחלקו הדרומי של בלוק רווד כולל סלעים מטה-סדימנטריים בהרכב פליטי – פסאמיטי. המבנה המטמורפי העיקרי המפותח ביחידה זו היא פוליאציה אנכית עד תת-אנכית בעלת סטרייק בכיוון כללי צפון-דרום. במקומות מפותחת לינאציה בעלת כיוון תת-אופקי. המבנה המטמורפי מורכב מצבירים של גבישי ביוטיט בעלי כיוונית מועדפת במטריקס של קוורץ ופלגיוקלז (אלביט – אנדזין). ברוב שטח היחידה מופיעים גם פורפירובלסטים של גרנט. היחסים בין תכולת הביוטיט לקוורץ + פלגיוקלז וכן כמות וגודל הפורפירובלסטים של הגרנט משתנים ממקום למקום בתוך הקומפלקס המטמורפי ומעידים על פרוטוליט בעל הרכב הטרוגני, ייתכן כתוצאה משינויים בהרכב הסדימנט המקורי (Katz et al., 1998; Gutkin and Eyal, 1998). במקומות ישנה הופעה של מיגמטיטים בסלעי הקומפלקס המטמורפי המורכבים מרצועות סלע בהרכב מלאנוקראטי לצד שכבות בהרכב לויקוקראטי (יידונו בפירוט בתחנה 4).

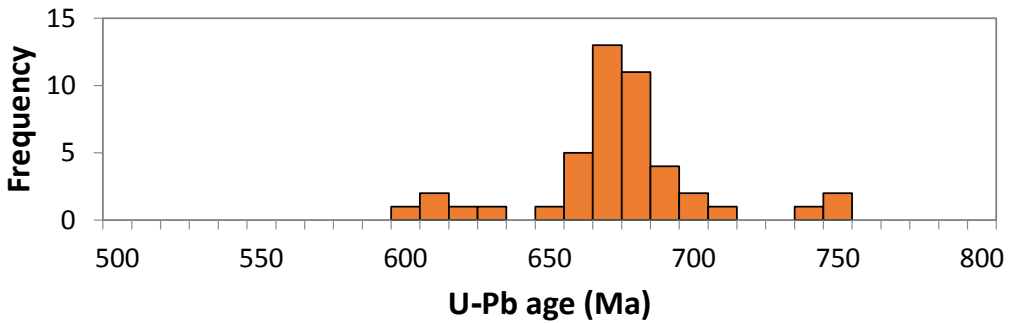
תיארוך בשיטת U-Pb של זירקונים שהופרדו מדוגמא של גנייס בהרכב קוורצו-פלדספטי נתן טווח של גילים קונקורדיים בין 838 ל-759 מ"ש (Morag et al., 2011; טבלה 1). אוסף הגילים שהתקבל מעיד על כך שהזירקונים הם דטריטיים ועל כך שמוצא הגנייס הקוורצו-פלדספטי הוא בסדימנט. גילים אלו הם גילי הגיבוש של הזירקונים ומייצגים לכן את גיל המגמטיזם בקשתות האיים שהיוו את אזור המקור של הסדימנט. טווח הגילים מייצג את משך הזמן במהלכו התרחשה הפעילות הוולקנית – כ-80 מ"ש. גילו של הזירקון הדטריטי הצעיר ביותר (~760 מ"ש) מציב את מגבלת הגיל המכסימאלית להשקעת הסדימנט ממנו נוצר הגנייס וכן על האירוע המטמורפי.

כיוון שהזירקונים הדטריטיים נגזרו מסלעי קשת וולקנית חקר הגיאוכימיה האיזוטופית של גבישי הזירקון יכול ללמד אותנו על אופיה של הקשת הקדומה. אנליזות של ההרכב האיזוטופי של Hf בזירקונים שתוארכו נתנו ערכי אפסילון $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$; ההרכב האיזוטופי של Hf בזמן גיבוש המינרל מנורמל לעומת המאגר הכונדריטי בזמן זה) בין +4 ל-10.5 (Morag et al., 2011; איור 3). הערכים החיוביים מלמדים על כך שהקשת הוולקנית הקדומה היתה יובנלית באופיה – דהיינו המגמות שהזינו אותה נגזרו מהתכה של סלעי מעטפת. זוהי אינדיקציה חשובה לכך שהסלעים בחלק זה של השילד היוו אז תוספת קרום חדשה. נתוני הגיל וההרכב האיזוטופי של Hf בזירקונים דטריטיים מהקומפלקס המטמורפי של בלוק רווד תואמים לאלו של זירקונים דטריטיים מצפחת אילת, אם כי באחרון נמצאו גם גילים עתיקים יותר של עד כ-1000 מ"ש (Kolodner, 2007). ערכי $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ ביחידות אלו תומכים בעדויות איזוטופיות (Sr,Nd) קודמות לאופי היובנלי הכללי של השילד הערבי-נובי באזורנו (לדוגמא ביילסקי, 1982; Stein and Goldstein, 1996). עם זאת, הערכים הנמוכים ביותר חורגים אל מתחת לטווח הצפוי של המעטפת המדולדלת ועשויים להעיד על תרומה כלשהי ממרכיב קרומי עתיק.



איור 3: גילי U-Pb מול ערכי $\epsilon Hf(t)$ בסלעים שונים מבלוק רווד. עבור סלעים מגמטיים מוצג הערך הממוצע של ϵHf_0 מול גיל הקונקורדיה או החיתוך העליון שחושב עבור הדוגמא. עבור זירקונים דטריטיים מהגנייס הקוורצו-פלדספטי וזירקונים קסנוקריסטיים ממיקרו-גרניט ידידיה ערכי ϵHf_0 של גבישים בודדים מוצגים מול גילי ה-U-Pb שלהם. DM – תחום הערכים המחושב עבור המעטפת המדולדלת (עפ"י נתוני Lu-Hf של MORB; Chauvel and Blichert-Toft, 2001) – תחום ההתפתחות המחושב עבור הקרום היובילי (עפ"י נתוני Lu-Hf של הקרום היבשתי; Wedepohl, 1995).

בתיארוך בשיטת U-Pb של מונאזיטים מדוגמת הגנייס הקורצו-פלדספטי התקבל טווח גילים של 640 – 740 מ"ש. בטווח זה מובחנות שלוש קבוצות גיל עיקריות ב- 740 – 720 מ"ש, 640 – 700 מ"ש ו- 620 – 590 מ"ש, כאשר הריכוז הגדול ביותר של גילים מתקבל בקבוצה האמצעית (איור 4; מורג, נתונים שטרם פורסמו). משמעותם של גילים אלו אינה ברורה, הגילים בקבוצה הראשונה עשויים לייצג גילי גיבוש של מונאזיטים דטריטיים אולם הם צעירים משמעותית מגילי הזירקונים הדטריטיים. הקבוצה השנייה היא הדומיננטית ביותר וייתכן שגילים אלו מייצגים מונאזיטים שגדלו במהלך האירוע המטמורפי שפגע בסלעי בלוק רווד, אולם הם אינם מקובצים מספיק לתת גיל אחד עבור אירוע זה. הגילים בקבוצה השלישית, הצעירה ביותר, דומים לגיל הפלוטון הסמוך של קוורץ-דיריט רווד (פירוט בתחנה 2).



איור 4: התפלגות גילי U-Pb של מוציטים ביחידת הגנייס הקוורצו-פלדספטי מהקומפלקס המטמורפי של בלוק רודד.

תחנה 2: המגע בין הקומפלקס המטמורפי לקוורץ-דיריט רודד

קוורץ-דיריט רודד הנו פלוטון גדול (שטח כולל של כ-10 קמ"ר) החדור לקומפלקס המטמורפי של הרודד. פלוטון זה מהווה את מרבית שטחו החשוף של בלוק רודד והוא הפלוטון הגדול ביותר בתחומי ישראל. המינרלים העיקריים בקוורץ-דיריט רודד הם הורנבלנדה, ביוטיט, פלגיוקלוז (אנדזין) וקוורץ. מאסף המינרלים המשניים כולל ספן, אפטיט, זירקון ו-K-פלדספר. קוורץ-דיריט רודד הוא בעל אופי הטרוגני וכולל וריאנטים שונים הנבדלים בגודל הגביש, תכולת המינרלים המלאנוקראטיים והופעה מקומית (בעיקר בשוליים) של מבני פולאציה הלשה (Katz et al., 1998). פלוטון קוורץ-דיריט רודד שייך לקבוצה של פלוטונים קלק-אלקליניים הנפוצים מאד בחלקו הצפוני של השילד הערבי-נובי ומהווים יותר ממחצית משטחו באזור זה (Garfunkel, 2009; Be'eri-Shlevin et al., 2009). פלוטונים אלו הנם ברובם פוסט-קינמטיים או קינמטיים מאוחרים. הפוליאציה החלשה המובחנת במקומות בקוורץ-דיריט ונוכחות אנקלוות מאפיות ודייקים בעלי מבנה שיסטוזי (ראה פירוט בתחנה 5) מציעים שהקוורץ-דיריט הנו קינמטי מאוחר (Katz et al., 1998). עם זאת, תיארוך U-Pb של זירקונים משתי דוגמאות של הקוורץ-דיריט נתן גיל של ~612 מ"ש (Morag et al., 2011), גיל שהוא צעיר מהגילים שהתקבלו עבור פלוטונים קלק-אלקליניים אחרים באזור, דוגמת גרניט אילת – ~635 מ"ש (Morag et al., 2009; Be'eri-Shlevin et al., 2011), אשר נחשבים פוסט-קינמטיים (Garfunkel, 2009; Be'eri-Shlevin et al., 2009).

בחלקו הדרומי של בלוק רודד בין המורדות הדרומיים של הר ידידיה לנחל נטפים נחשף המגע בין הקומפלקס המטמורפי לפלוטון הקוורץ-דיריט. המגע בין שתי היחידות אינו חד וברוב השטח קשה להגדיר היכן הוא עובר בדיוק של פחות מכמה מטרים. לאורך אזור המגע מופיעים במקומות רבים גופים של סלע כהה בהרכב מאפי בעלי הופעה שונה הכוללים אנקלוות קטנות יחסית (עשרות סנטימטרים) בעלות צורה מעוגלת, דייקים שיסטוזיים וגופים גדולים (עשרות מ"ר) של סלע אמפיבוליטי (ראה פירוט בתחנה 3). תופעות אלו נראות היטב לאורכו של ערוץ קטן המתחת לאורך המגע במורדות הדרום-מזרחיים של הר ידידיה. בערוץ זה נמצא גם גביש גרנט נדיר בגדלו, בעל קוטר של כ-30 ס"מ בתוך סלעי הקומפלקס המטמורפי בסמוך לאזור המגע עם הקוורץ-דיריט. הגרנט הוא בעל טקסטורה פויקיליטית ומכיל אינקלוזיות של קוורץ ופלגיוקלוז בעלות טקסטורה פוליגונלית (כץ וחוב, 1996).

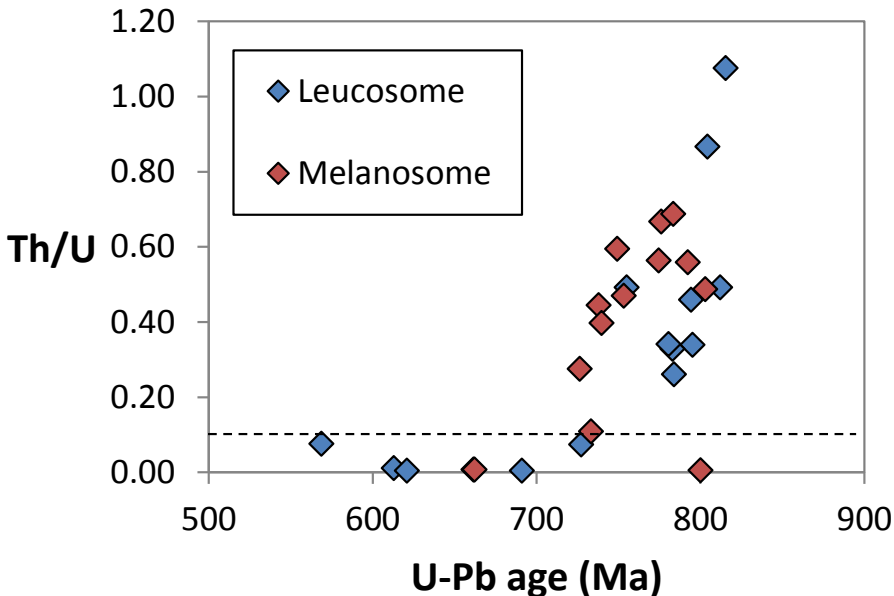
תחנה 3: גופי האמפיבוליט

גופי האמפיבוליט של בלוק רווד מופיעים במספר מחשופים שגודלם עשרות עד מאות מ"ר לאורך המגע בין הקומפלקס המטמורפי לקוורץ-דיריט. יחידת האמפיבוליט כוללת שני טיפוסים עיקריים: טיפוס דק גביש המורכב משכבות כהות המכילות אמפיבול (הורנבלנדה) ופלגיוקלז (אנדזין – לברדוריט), ושכבות ירקרקות בעלות הרכב מינרלוגי דומה המשמרות בנוסף גם רליקטים של מאסף גברואי מקורי הכולל פירוקסן ופלגיוקלז קלצי (לברדוריט – ביטוניט). הטיפוס השני של יחידת האמפיבוליט הנו גס גביש, אינו מראה מבנה משוכב וכולל בנוסף לאמפיבול ופלגיוקלז גם ביטויט. המגע בין האמפיבוליט לקוורץ-דיריט אינו חד. במקומות מופיעות אנקלוות מעוגלות של סלע אמפיבוליטי בקוורץ דיריט המעידות שהאחרון חדר אל תוך האמפיבוליט. מנגד, ישנם גופים מאפיים בעלי הרכב הדומה לטיפוס האמפיבוליט גס הגביש הנראים חדרים לקוורץ דיריט. במקומות מופיעים באמפיבוליט מבני פוליאציה בעלת סטרייק בכיוון כללי צפון-דרום, בדומה לפוליאציה הקיימת בסלעי הקומפלקס המטמורפי של הרודד (כץ וחוב', 1996). Katz et al., (1998) פירשו את יחידת האמפיבוליט כמחדר של מגמה בהרכב בסיסי אשר חדר לתוך סלעי הקומפלקס המטמורפי ונפגע יחד עימם באירוע המטמורפי העיקרי שהביא ליצירת הפוליאציה הרגיונלית והמיגמטיטים. תיארוך בשיטת K/Ar של אמפיבולים שהופרדו מסלע האמפיבוליט נתן גיל של 730 ± 12 מ"ש אשר נחשב לגיל האירוע המטמורפי העיקרי (Katz et al., 1998). אולם, תיארוך שנעשה לאחרונה בשיטת U-Pb בזירקונים מהאמפיבוליט, אשר אמורים לייצג את גיל המחדר, נתן גיל צעיר יותר של 614 ± 4 מ"ש (Morag et al., 2011). גיל זה הנו זהה לגיל שהתקבל עבור הקוורץ-דיריט ועשוי להעיד על מקור מגמתי משותף לשתי היחידות.

תחנה 4: מיגמטיט

מיגמטיט הנו סלע מטמורפי מורכב הכולל רצועות עשירות במינרלים כהים - מלנוזום (melanosome) ורצועות הכוללות בעיקר מינרלים בהירים - לויקוזום (leucosome). חלק הסלע בו מופיעה ההפרדה לרצועות של מלנוזום ולויקוזום נקרא נאוזום (neosome). חלק הסלע המשמר את הטקסטורה השיסטית/גנייסית המקורית ובו לא התרחשה הפרדה נקרא מזוזום (mesosome) או פליאוזום (paleosome) (Johannes and Gupta, 1982). ההפרדה המינרלוגית למלנוזום ולויקוזום מוסברת בדרך-כלל ע"י התכה חלקית של סלע המקור, אולם הוצעו גם מנגנונים נוספים של הפרדה מטמורפית במצב מוצק כתוצאה מהתנהגות ריאולוגית שונה של המינרלים בסלע בתגובה למעוות מטמורפי (Menhert, 1968). בחלק הדרומי של בלוק רווד מופיעים מיגמטיטים בקומפלקס המטמורפי בעיקר בחלקו הסמוך למגע עם פלוטון הקוורץ-דיריט. המיגמטיטים הנם בעיקר בעלי מבנה של נאוזום משוכב (stromatic) בעל כיוויות מקבילה למישורי הפוליאציה המוקף בפליאוזום של שיסט/פאראגנייס בהרכב פליטי (Anenburg and Katz et al., 1998; Gutkin and Eyal, 1998; Katz, 2014). תהליך היווצרות המיגמטיטים ברודד נתון לויכוח; Katz et al., (1998) חישבו טמפרטורות של כ- 650°C עבור האירוע המטמורפי והסיקו כי טמפרטורות אלו היו גבוהות מספיק להשיג התכה חלקית של סלע המקור

בנוכחות מים. מנגד, Gutkin and Eyal, (1998) התבססו על העדר K-פלדספר בלויקוזום לטעון שמקורו אינו בהתכה של הפרוטוליט. מחקר פטרוגרפי מדוקדק שנעשה באחרונה על המיגמטיטים ברודד ע"י Anenburg and Katzir (2014) הראה שהם משמרים טקסטורות המעידות על יצירת נתך במלנוזום והחלפה מאוחרת של K-פלדספר אשר נמצא במאסף המקורי בלויקוזום. תיארוך בשיטת K/Ar של ביוטיטים מדוגמאות של מיגמטיט נתן גילים שונים של כ- 535 מ"ש, 435 מ"ש ו- 700 מ"ש (Katz et al., 1998). הגיל העתיק של כ- 700 מ"ש עשוי לייצג את גיל המטמורפיזם בעוד הגילים הצעירים מייצגים דרגות שונות של החלפה (כלוריטיזציה) במהלך אירוע תרמלי מאוחר (Heimann et al., 1995). תיארוך בשיטת U-Pb של זרקונים מהמיגמטיטים נתן טווח גילים רחב יחסית של 815 – 570 מ"ש (Morag et al., 2011). הגילים העתיקים יותר מתוך אוכלוסיה זו, שגילם נע בין 750 מ"ש ל- 815 מ"ש, שייכים לזירקונים דטרטיים ומייצגים ככל הנראה את גיל המגמטיזם בסלעי המקור של הפרוטוליט הסדימנטרי, בעוד שהגילים הצעירים יותר מייצגים אובדן עופרת מאוחר, ייתכן שבמהלך האירוע המטמורפי ו/או המיגמטיטיזציה. כל הזירקונים בעלי גיל צעיר מ- 720 מ"ש הם גם בעלי יחס Th/U נמוך מ-0.1 הנחשב אופייני לזירקונים מטמורפיים (Hartmann and Santos, 2004). בנוסף, זירקונים אלו נמצאו בעיקר בדוגמא שהופרדה מהלויקוזום (איור 5). למרות זאת, הפיזור הרחב של הגילים הצעירים אינו מאפשר לקבוע גיל מדויק לאירוע זה. Garfunkel (1980) הציע שישנו קשר גנטי בין המיגמטיטים לקוורץ-דיוריט על סמך הופעתם בעיקר לאורך גבולות הפלוטון. קשר כזה יכול אולי להסביר את גילי הזירקון הצעירים שנמצאו במיגמטיט ואשר דומים לגיל הדירת הפלוטון (612~ מ"ש).



איור 5: גילי U-Pb מול היחס Th/U בזירקונים במיגמטיט מהקומפלקס המטמורפי של בלוק רודד.

תחנה 5: אנקלוות בקורץ-דיריט רודד

בחלקו העליון של נחל נטפים, המתחת בתוך הפלוטון של קורץ-דיריט רודד, ניתן להבחין בקירות הערוץ בגופי סלע כהים ודקי-גביש בהשוואה לקורץ-דיריט המארח. לגופים אלו ניתן השם "אנקלוות" - מונח כללי המתייחס לגוף סלע מטיפוס מסוים הכלוא בתוך סלע מטיפוס אחר ללא משמעות גנטית כלשהי לגבי מקורו ו/או אופן הצבתו. אחדים מגופים אלו הנם בעלי קירות דיסקרטיים ונראים כחדורים לקורץ-דיריט אך בדרך-כלל גודלם אינו עולה על כמה מטרים. אחרים הנם מעוגלים יותר ושוליהם אינם תמיד ברורים (איור 6). תיארוך בשיטת U-Pb של זירקונים מאנקלוות משני הסוגים, בנחל נטפים ובנחל רודד, הניב גילים זהים (בטווח השגיאה) לגיל שהתקבל באותה השיטה עבור הקורץ-דיריט רודד, ~ 612 מ"ש (Morag et al., 2011; טבלה 1). נתון זה תומך בהשערה לפיה אנקלוות אלו הן קרעים של מחדרים סינ-פלוטוניים שליוו את הצבת הפלוטון הקורץ דיריטי וקשורים בגנזה שלו (לדוגמא Katz et al., 1998). הופעה של אנקלוות ומחדרים סינ-פלוטוניים בעלי הרכב מאפי בפלוטונים גרניטואידיים עשויה להעיד על ערבוב של נתכים (מגמות) ממקור מעטפתי ומקור קרומי (לדוגמא Chen et al., 2009; Kemp et al., 2007). ערכי ה-Hf שנמדדו על ידינו בזירקונים מהאנקלוות והקורץ-דיריט המארח אותן נפלו בטווח זהה, העשוי להעיד על מקור מגמטי משותף. עם זאת, כיוון שההתכה של הקרום היובנלי שנוצר בשלב קשתות האיים התרחשה רק כ-200 מ"ש לאחר יצירתו, בשלב המגמטיזם הקל-אלקליני המאוחר, קשה לצפות שהנתך ממקור קרומי יהיה בעל הרכב איזוטופי של Hf הנבדל משמעותית מההרכב המעטפתי, זאת בשל זמן מחצית החיים הארוך יחסית (~ 37 Ga) של איזוטופ האב ^{176}Lu (איור 3). על-סמך ההרכב הכימי וההרכב האיזוטופי של Sr הציעו Weissman et al. (2013) שישנו קשר גנטי בין הפלוטונים הקל-אלקליניים של אילת ורודד לאנקלוות המופיעות בהן, אותן הן פירשו כקסנוליטים מסלעי מקור אמפיובוליטיים מהם נגזרו המגמות הקל-אלקליניות, ואשר בעצמם נוצרו מהתכה של המעטפת בשלב קשתות האיים. אחת האנקלוות בעלות צורה מעוגלת בנחל נטפים (איור 6ב) תוארכה לגיל של 844 ± 7 מ"ש (Morag et al., 2011), דבר המעיד על כך שבמקרה זה אכן מדובר בקסנוליט שמקורו בסלע מגמטי השייך לשלבים המוקדמים של יצירת השילד. סלע זה הוא נכון להיום הסלע העתיק ביותר שתוארך בתחומי ישראל.

תחנה 6: קונגלומרט אילת ודייקים ריוליטים

השלבים האחרונים בתהליך היווצרות השילד הערבי-נובי באזורנו כוללים הצטברות של חתך וולקנו-סדימנטרי על-גבי סלעים פלוטוניים ומטמורפיים עמוקים אשר נחשפו בפני השטח. חתך זה מעיד על פאזה של התרוממות ואירוזיה חריפה (Avigad and Gvirtzman 2009; Garfunkel, 1999; Weissbrod and Sneh, 2002). היחידות הסדימנטריות הכלולות בחתך זה, המוכרות בדרום ישראל בשם הכללי 'קונגלומרט אילת' (Bentor, 1961), מורכבות בעיקר מקונגלומרטים גסים, פולימיקטיים, שהרכבם מייצג את הרכב התשתית הפרה-קמברית החשופה בסביבתם הקרובה (כגון, 2006; פז, 1997; Gutkin and Eyal, 1998). באזור אילת החתך הוולקנו-

סדימנטרי שמור בעיקר בגראבנים שכיוונם הכללי מזרח-מערב (איור 1). החתך הטיפוסי של קונגלומרט אילת נמצא בגראבן שבמורדות הדרומיים של גוש הר שלמה והר אסא, בקצהו הדרומי של בלוק רודד (Bentor and Vroman, 1955). באזור זה מגיע עובי היחידה לכ- 400 מטרים והיא מורכבת מקונגלומרט מאסיבי בשיכוב גס או ללא שיכוב כלל, בעל מיון גרוע וטקסטורה תמוכת קלאסטים. החלוקים מזוותים ובעלי גודל אופייני של 1-10 ס"מ, אך כוללים גם בלוקים בגודל של עד כ-3 מטרים. המטריקס משתנה בין ארניט גס, עשיר בשברי סלע למטריקס אפניטי כהה מלוכד היטב (כגן, 2006; Gutkin and Eyal, 1998). הסטרוקטורות בקונגלומרט מעידות שהרבדתו התרחשה בעיקר באפיזודות של debris flow בנוכחות רלייף טופוגרפי משמעותי (כגן, 2006). בין הקלאסטים הגסים ניתן למצוא פרגמנטים מכל הסלעים המרכיבים את התשתית הפרה-קמברית בסביבה, כולל אחוז גבוה של פרגמנטים של דייקים אפניטיים השייכים לשלב הוולקניזם המאוחר ביותר בצפון השילד הערבי-נובי (Bentor, 1985). עם זאת, ניתן להבחין במספר דייקים אפניטיים מאוחרים החוצים את יחידת הקונגלומרט ומעידים על כך שהצטברות הקונגלומרטים התרחשה תוך כדי שלב הוולקניזם המאוחר.

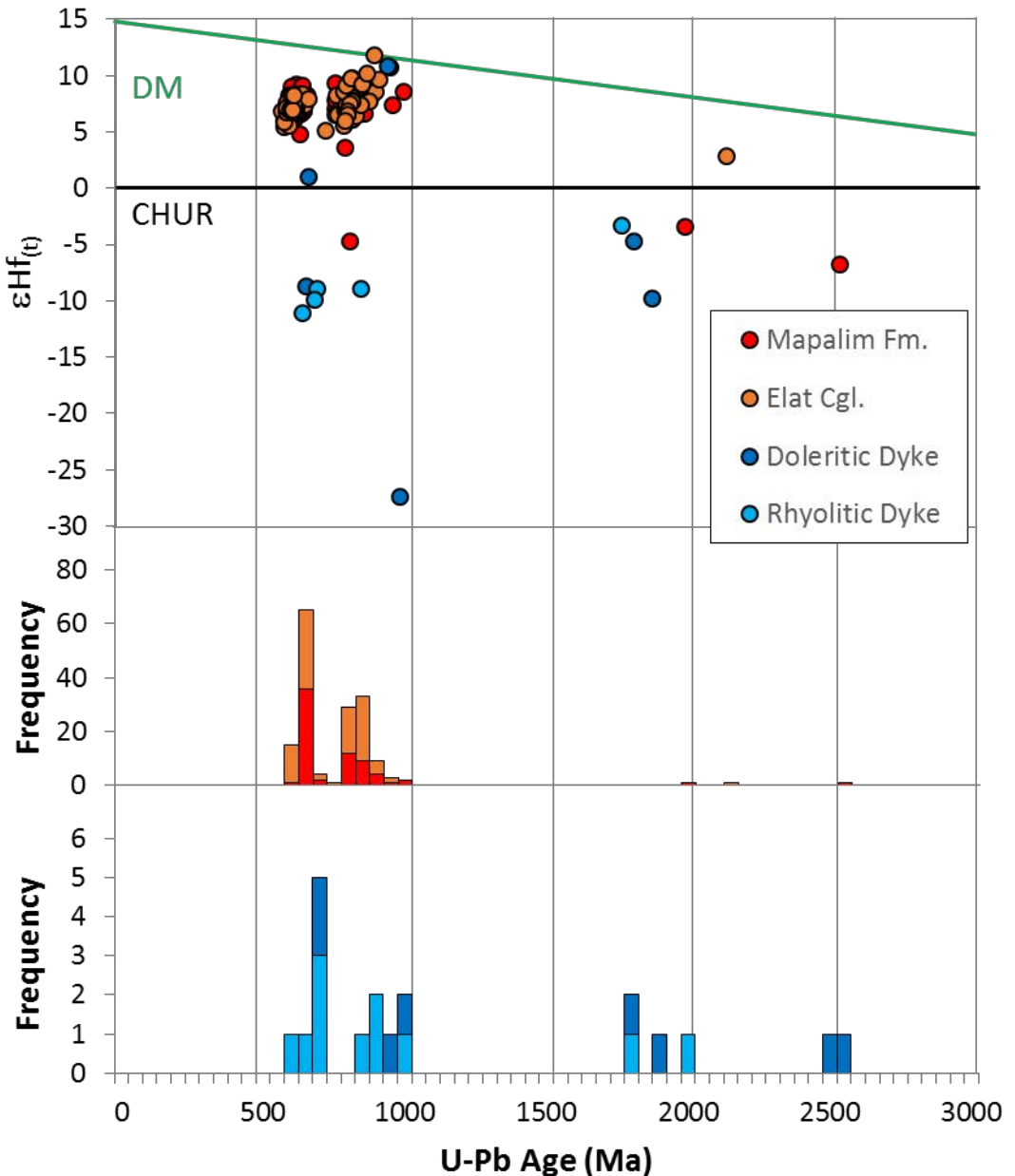
תיארוך בשיטת U-Pb של זירקונים דטרטיים מקונגלומרט אילת נתן בעיקר גילים ניאופאטרוזואיים, בטווח שבין 1000 ל- 590 מ"ש, עם שני ריכוזים עיקריים ב- 880 – 760 מ"ש ו- 660 – 580 מ"ש (איור 7), המייצגים את שלב המגמתוזם של קשתות האיים ושלב המגמתוזם הפוסט-טקטוני, בהתאמה. קבוצה נוספת קטנה בהיקפה זוהתה ב- 1000 – 920 מ"ש וייתכן שהיא מייצגת שלב קדום יותר של יצירת קשתות איים (Morag et al., 2012). נתונים אלו דומים לנתוני הגיל שהתקבלו בתיארוך בשיטה דומה של זירקונים דטרטיים מהחתך הוולקני-סדימנטרי בסיני (Samuel et al., 2011) והדבר מעיד על החשיבות של שלבים אלו בתהליך היווצרות חלקו הצפוני של השילד הערבי-נובי. הרוב המוחלט של ערכי $\epsilon\text{Ht}_{(t)}$ בזירקונים שהופרדו מהקונגלומרט נמצא חיובי ומעיד על האופי היובנילי הכללי של השילד באזור אילת. מספר קטן של זירקונים בעלי גיל פרה-ניאופרוטרוזואי (עתיק מ- 1000 מ"ש) ו/או בעלי ערכי $\epsilon\text{Ht}_{(t)}$ שליליים (5 מתוך 171 זירקונים) מעידים על קונטמינציה ממקור קרומי עתיק (איור 7).

באחד מהדייקים הריוליטיים החדורים לקונגלומרט נמצאו קסנוקריסטים של זירקונים פרה-ניאופרוטרוזואיים (2 מתוך 12 אנליזות) וכן אחוז גבוה של זירקונים ניאופרוטרוזואיים בעלי ערכי $\epsilon\text{Ht}_{(t)}$ שליליים (5 מתוך 5 אנליזות). גילו של הדייק נקבע ל- 585~ מ"ש בהתאם לגיל הזירקון הצעיר ביותר שתוארך (Morag et al., 2011). גיל זה תואם את הגיל של כ- 593 ± 8 מ"ש אשר התקבל עבור דייק ריוליטי דומה החדור לקומפלקס המטמורפי של בלוק רודד (Katzir et al., 2007). האפשרות שהזירקונים הקסנוקריסטיים העתיקים ובעלי ערכי $\epsilon\text{Ht}_{(t)}$ שליליים שבדייק נגזרו מהקונגלומרט אינה מתיישבת עם התצפית לעיל לפיה זירקונים כאלו נדירים מאד בקונגלומרט אילת. לפיכך, סביר יותר שמקור הזירקונים הללו הוא ביחידות הנמצאות בעומק הקרום שנדגמו ע"י הדייק. אחוז גבוה של זירקונים קסנוקריסטיים עתיקים ו/או בעלי ערכי $\epsilon\text{Ht}_{(t)}$ שליליים נמצא גם בדייק דולריטי מאוחר מהתשתית הפרה-קמברית באזור תמנע (איור 7; מורג, נתונים שטרם פורסמו) שתוארך בשיטת Ar-Ar ל- 532 מ"ש (Beyth and Heimann, 1999)

ודייקים ריוליטיים מאוחרים נוספים (Avigad et al., 2015). נראה שפאזת הדייקים המאוחרת נושאת באופן מועדף כמות משמעותית של קסנוקריסטים עתיקים המעידים על נוכחות של חומר קרומי קדום בעומק התשתית של השילד הערבי-נובי באזורנו.



איור 6: אנקלוות בקוורץ-דיוריט רוודד. א. מחדר סינ-פלוטוני בעל קירות דיסקרטיים בנחל נטפים. ב. קסנוליט בעל צורה מעוגלת מנחל נטפים אשר תוארך לגיל של 844 ± 7 מ"ש. ג. המגע בין מחדר סינ-פלוטוני דק גביש (מימין) לקוורץ-דיוריט (משמאל, תחת הפטיש) בנחל רוודד. אנקלוות מוכלת בקוורץ-דיוריט, נחל רוודד.



איור 7: בחלק העליון - גילי U-Pb מול ערכי $\epsilon Hf(t)$ בזירקונים דטריטיים מהקומפלקס הוולקנו-סדימנטרי (קונגלומרט אילת ותצורת מפלים) ובזירקונים קסנוקריטיים בדייקים מפאות המגמטיות המאוחר. DM - קו התפתחות המעטפת מדולדת, CHUR - המאגר הכונדריטי; התחום שביניהם מייצג את ההרכבים האיזוטופיים הצפויים בסלעים יובנליים. בחלק התחתון - היסטוגרמות של גילי U-Pb בזירקונים דטריטיים מהקומפלקס הוולקנו-סדימנטרי וזירקונים קסנוקריטיים מהדייקים המאוחרים.

מקורות

- אביגד, ד., מתיוס, א., 1985. הקומפלקס המטמורפי של איזור אילת – ביקור מחודש. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, יטבתה, חוברת תקצירים וסיורים, עמ' 106-102.
- ביילסקי, מ., 1982. שלבים בהתפתחות המסיב הערבו-נובי בדרום סיני. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, עמ' 155.
- דרוקמן, י., וויסברוד, ט., גרפונקל, צ., 1993. מפה גיאולוגית של ישראל בקנה-מידה 1:100,000: גליונות 25-26, יטבתה ואילת. המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- כגן, ר., 2006. התפתחות קונגלומרט אילת במסיב אילת. עבודת גמר לתואר מוסמך. אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר שבע, 76 עמ'.
- כץ, ע., אביגד, ד., היימן, א., 1996. הגיאולוגיה של התשתית הפרקמברית בדרום-מזרח גוש רודד. מדריך סיור, כנס החברה הגיאולוגית הישראלית, אילת, עמ' 42-22.
- מורג, נ., אביגד, ד., 2010. שלבים בהתפתחות הקרום היבשתי של השילד הערבו-נובי באזור אילת. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, אילת, חוברת הסיורים, עמ' 59-47.
- פז, י., 1997. הגיאולוגיה והסטרטיגרפיה של היחידות הוולקנו סדימנטריות בנחל נטפים ובנחל רודד, אזור אילת והשלכותיהן על הבנת רצף האירועים בסוף עידן הפרי-קמבריום באזור אילת. עבודת גמר לתואר מוסמך. אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר שבע, 121 עמ'.
- Abdelsalam, M.G., Stern, R.J., 1996. Sutures and shear zones in the Arabian-Nubian Shield. *Journal of African Earth Sciences* 23, 289-310.
- Anenburg, M., Katzir, Y., 2014. Muscovite dehydration melting in Si-rich metapelites: microstructural evidence from trondhjemitic migmatites, Roded, Southern Israel. *Mineralogy and Petrology*, 108, 137-152.
- Avigad, D., Gvirtzman, Z., 2009. Late Neoproterozoic rise and fall of the northern Arabian–Nubian shield: the role of lithospheric mantle delamination and subsequent thermal subsidence. *Tectonophysics* 477, 217-228.
- Avigad, D., Weissbrod, T., Gerdes, A., Zlatkin, O., Ireland, T.R., Morag, N., 2015. The detrital zircon U-Pb-Hf fingerprint of the northern Arabian-Nubian Shield as reflected by a Late Ediacaran arkosic wedge (Zenifim Formation; subsurface Israel). *Precambrian Research* 266.
- Be'eri-Shlevin, Y., Katzir, Y., Whitehouse, M., 2009. Post-collisional tectonomagmatic evolution in the northern Arabian-Nubian Shield: time constraints from ion-probe U-Pb dating of zircon. *Journal of the Geological Society* 166, 71-85.
- Bentor, Y.K., 1961. Petrographical outline of the Precambrian in Israel. *Bulletin . Res. Council. Isr*, 10G: 17-64.
- Chauvel, C., Blichert-Toft, J., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 190, 137-151.
- Chen, B., Chen, Z.C., Jahn, B.M., 2009. Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic Orogen, north China craton. *Lithos* 110, 343-358.
- Garfunkel, Z., 1980. Contribution to the Geology of the Precambrian of the Elat Area. *Israel Journal of Earth Sciences* 29, 25-40.
- Garfunkel, Z., 1999. History and paleogeography during the Pan-African orogen to stable platform transition: Reappraisal of the evidence from Elat area and the northern Arabian-Nubian Shield *Israel Journal of Earth Sciences* 48, 135-157.
- Gutkin, V., Eyal, Y., 1998. Geology and evolution of Precambrian rocks, Mt. Shelomo, Elat area. *Israel Journal of Earth Sciences* 47, 1-17.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., 2004. Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones. *Geology* 32, 73-76.
- Heimann, A., Eyal, Y., Eyal, M., Foland, K.A., 1995. Thermal events and low temperature alteration in the Precambrian Schistose Dykes and their host rocks in the Elat area, southern Israel: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, in: Baer, G., Heimann, A. (Eds.), *Physics and Chemistry of Dykes*. Balkema, Rotterdam, 281-292.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis, in: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 27-62.

- Johannes, W., Gupta, L.N., 1982. Origin and evolution of a migmatite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 114-123.
- Johnson, P.R., Woldehaimanot, B., 2003. Development of the Arabian–Nubian Shield: perspectives on accretion and deformation in the northern East African Orogen and assembly of Gondwana, in: Yoshida, M., Windley, B.F., Dasgupta, S. (Eds.), *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. Geological Society of London Special Publication, 289–326.
- Katz, O., Avigad, D., Matthews, A., Heimann, A., 1998. Precambrian metamorphic evolution of the Arabian-Nubian Shield in the Roded area, southern Israel. *Israel Journal of Earth Sciences* 47, 93–110.
- Katzir, Y., Litvinovsky, B.A., Jahn, B.M., Eyal, M., Zandvilevich, A.N., Valley, J.W., Vapnik, Y., Beeri, Y., Spicuzza, M.J., 2007. Interrelations between coeval mafic and A-type silicic magmas from composite dykes in a bimodal suite of southern Israel, northernmost Arabian-Nubian Shield: geochemical and isotope constraints. *Lithos* 97, 336–364.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf–O isotopes in zircon. *Science* 315, 980-983.
- Kolodner, K., 2007. The provenance of the siliciclastic section in Israel and Jordan: U-Pb dating of detrital zircons, Ph.D. thesis, Institute of Earth Sciences. The Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, 133 pp.
- Kröner, A., Eyal, M., Eyal, Y., 1990. Early Pan-African Evolution of the Basement around Elat, Israel, and the Sinai Peninsula Revealed by Single-Zircon Evaporation Dating, and Implications for Crustal Accretion Rates. *Geology* 18, 545-548.
- Matthews, A., Reymer, A.P.S., Avigad, D., Cochlin, J., Marco, S., 1989. Pressures and temperatures of Pan-African high-grade metamorphism in the Elat-Association, NE Sinai. *Israel Journal of Earth Sciences* 38, 1–17.
- Mehnert, K.R., 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Morag N., Avigad D., Gerdes A., Harlavan, Y., 2012. 1000–580 Ma crustal evolution in the northern Arabian-Nubian Shield revealed by U–Pb–Hf of detrital zircons from late Neoproterozoic sediments (Elat area, Israel). *Precambrian Research* 208, 197-212.
- Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A., Belousova, E., Harlavan, Y., 2011. Crustal evolution and recycling in the northern Arabian-Nubian Shield: new perspectives from zircon Lu–Hf and U–Pb systematics. *Precambrian Research* 186, 101–116.
- Shimron, A., 1972. The Precambrian structural and metamorphic history of the Elat area : with comparative notes on the metamorphic rocks of the Sinai peninsula. Ph.D. thesis, The Hebrew University of Jerusalem, 244 pp.
- Stein, M., Goldstein, S.L., 1996. From plume head to continental lithosphere in the Arabian-Nubian shield. *Nature* 382, 773-778.
- Stern, R.J., 1994. Arc Assembly and Continental Collision in the Neoproterozoic East-African Orogen - Implications for the Consolidation of Gondwanaland. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22, 319-351.
- Stoeser, D.B., Frost, C.D., 2006. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian shield terranes. *Chemical Geology* 226, 163-188.
- Wedepohl, K.H., 1995. The Composition of the Continental-Crust. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 59, 1217-1232.
- Weissbrod, T., 1961. Geological mapping and petrography of the Roded Massif, M.Sc. thesis, Institute of Earth Sciences. The Hebrew University of Jerusalem, 64 pp.
- Weissbrod, T., Sneh, A., 2002. In: Bogoch, R. (Ed.), *Sedimentology and paleogeography of the Late Precambrian-early Cambrian arkosic and conglomeratic facies in the northern margins of the Arabo-Nubian Shield*. Geological Survey of Israel, Jerusalem, 44 pp.
- Weissman, A., Kessel, R., Navon, O., Stein, M., 2013. The petrogenesis of calc-alkaline granites from the Elat massif, Northern Arabian–Nubian shield. *Precambrian Research* 236, 252-264.

סיור מספר 5:**סיור לשמורת עברונה - בעקבות דליפת הנפט****ניצן שגב**

מרכז מדע ים המלח והערבה.

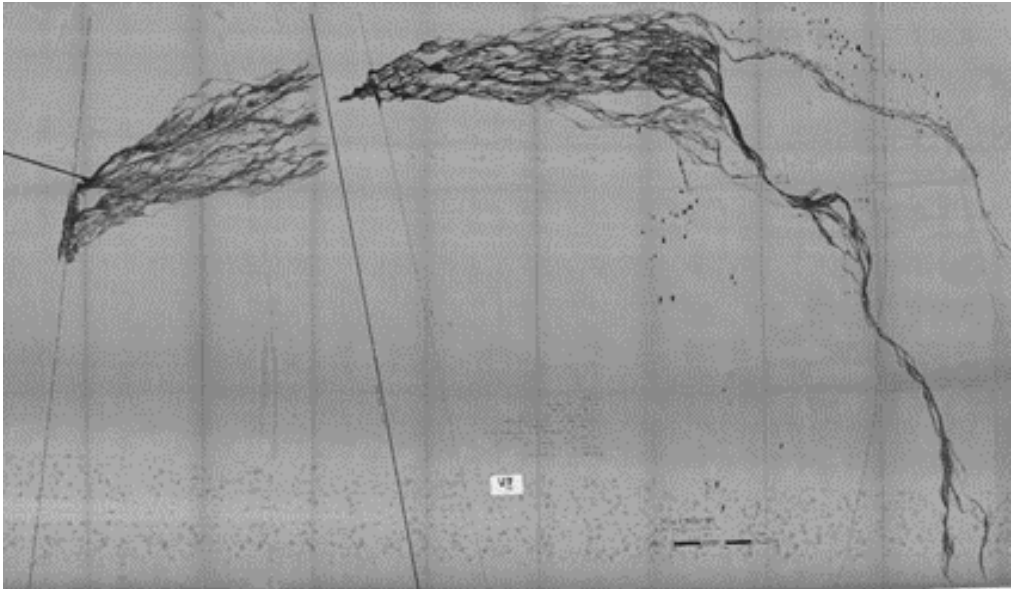
מבוא

בדצמבר 2014, דלפו כחמישה מיליון ליטרים של נפט גולמי מצינור נפט של חברת קו צינור אילת-אשקלון, שהיה בתהליכי העתקה, ממזרח ליישוב באר-אורה מצפון לשמורת ערבת עברונה. הנפט זרם במספר רב של ערוצים בתחום מניפות הסחף ושולי מלחת עברונה עד למרחק של כשבעה קילומטרים ממקום הדליפה (איור 1). בחודש שלאחר האירוע בוצעו עבודות מכאניות להוצאת קרקע מזהמת מהאזורים שאינם נמצאים בתחום שמורת הטבע, ולשאיבת שאריות הנפט הגולמי שנשארו על פני הקרקע. כל הנפט אשר נספג בקרקעית ערוצי הזרימה נותר בשטח ללא התערבות. במקום בוצע ניטור חצי שנתי של צומח וקרקע על מנת לבדוק את השפעת הדליפה בטווח המייד.



איור 1: ערוצים מזהמים בנפט, בבוקר שלאחר הדליפה. (צילום: ניצן שגב)

בסמוך לאזור הפגוע, התגלתה שכבה נוספת של נפט, שנותר בקרקע מאז דליפה שהתרחשה בשנת 1975. על מנת ללמוד האם לדליפה שהתרחשה לפני 40 שנה ישנן השפעות אקולוגיות ארוכות טווח, נערך בשטח שנפגע סקר הבדוק את התפלגות הגדלים של עצי השיטה ושרידותם, את מגוון הצמחים הרב-שנתיים, ואת תכולת רטיבות הקרקע (איור 2).



איור 2: מפת זרימת הנפט שנערכה ע"י המכון ההידרולוגי בשנת 1975, עפ"י תצלום אוויר.

ממצאי הסקר נראה כי האזור שזוהם לפני 40 שנה, עדיין מכוסה בשכבה של נפט שמשנה את תכונות הקרקע ומקטינה את יכולת השיטים לנבוט, בעוד הרכב חברת השיחים הרב-שנתיים לא נפגע. מבדיקות ראשונות של העצים באזור הדליפה החדשה נראה כי אין פגיעה מיידית דרמטית. אחוז העצים שהתייבשו ומתו בעקבות אירוע הזיהום קטן מאד. לא נמצאה השפעה על ירוקיות העלווה, נראה כי יש אבחנה בין אזורים מזוהמים לאזורי הביקורת על רמות החלבון בעלים, על אחוזי הלחות בקרקע וכן על היעדר נוכחות של ארינמלים. מוקדם מדי לקבוע השפעה על היקף הגזע. ממצלמות מעקב שהוצבו במקום נראה שבע"ח כגון, חרקים, לטאות, יונקים ופרסתנים אינם מנעו מפעילות ע"ג הערוצים המזוהמים בנפט.

רקע גיאולוגי, הידרולוגי

שמורת ערבת עברונה משתרעת בערבה הדרומית, ממזרח לכביש הערבה (כביש 90), כ- 15 ק"מ צפונית לאילת. בתחום השמורה מצויה מלחת עברונה (המתפרשת מזרחה עד לגבול עם ירדן), המהווה אגן ניקוז של נחלים היורדים מהרי אילת ממערב ואדום ממזרח¹.

גיאולוגיה - עברונה הייתה בעבר מלחה קלאסית, המהווה תחנה אחרונה באגן הניקוז (בסיס הסחיפה) אך כנראה בעקבות רעידות אדמה חזקות (אחת מהן התרחשה באזור בשנת 1068), נגרמה תזוזת קווי ההעתקים, אשר גרמה להתרוממות המלחה, כך שכיום היא לא "תחנה סופית" של המים והסחף².

בתשתית הקרקע ישנו מדרג הולך ויורד בגודל הגרגר ככל שמתקרבים לאזור המלחה. אופי הקרקע האלוביאלי (חלוקים, חציץ), הופך להיות חולי וחרסיתי במורד הזרימה. אזור התפשטות

¹ מרכוס מ. (עורך). 2001. מדריך ארץ ישראל החדש, כרך 15, הר הנגב והערבה. כתר הוצאה לאור, ירושלים.
² evidence of large- Amit, R., Zilberman, E., Porat, N., Enzel, Y., 1999, Relief inversion in the Avrona Playa as magnitude historical earthquakes, southern Arava valley, Dead Sea rift 52:76-91.

כתם הנפט מורכב מאלוביום של חול וחלוקים בחלקו הצפוני-המערבי של כתם הזיהום (לאורך כביש 90 ומעט ממזרח לכביש) ואילו בעיקר חולי וסילטי במורד הזרימה. עוביו של חתך זה הינו מטרים בודדים עד עשרות. בקטע זה שכבות מילוי של הערבה הדרומית מונחות באי התאמה מעל שכבות הגיר/דולומיט של חברת יהודה. עם ההתקדמות לכיוון דרום-מזרח, עם כתם הזיהום, מתעבה חתך המילוי משמעותית עד לכדי מאות מטרים (12). יודגש כי באזור קיימים העתקים רבים באזור המלחה (חלקו הדרומי-מזרחי של כתם הזיהום³).

הידרולוגיה - ניתן לחלק את האזור שנפגע לשני אזורים הידרולוגיים בעלי אופי שונה. באזור שממערב לכביש מצוי אקוויפר פריאטי עמוק (כ- 50-60 מ' באזור צומת באר-אורה), שבו קיים קשר של פני השטח ומי התהום. מי התהום באקוויפר זורמים באופן כללי ממערב למזרח ומצפון לדרום לכיוון מפרץ אילת.

באזור עברונה, ממזרח לכביש 90, האקוויפר קרוב לפני השטח (אקוויפר זה היה בעברו ארטזי) אך בעקבות שאיבות ארוכות שנים מארבעה קידוחים שנמצאים באזור, ירד מפלסו למספר מטרים אל מתחת לפני הקרקע. במרבית האזור עומק האקוויפר המוכר 10-17 מטר. האקוויפר באזור המלחה ככל הנראה רדוד יותר.

החלחול בקרקע באזור עברונה נמוך, ועיקר המילוי החוזר של האקוויפר מתרחש בערוצי הנחלים הגדולים (רחם, אורה ועמרם).

כשבוע לאחר דליפת הנפט התרחש שטפון, והיה חשש אמיתי של הגעת הנפט לים (איור 3), אולם שטפון זה לא היה חזק מספיק לסחוף את שאריות הנפט הגולמי עד לים.



איור 3: מימין - מי השטפון מסייעים נפט גולמי, משמאל - היערכות לקראת הגעה לים סוף. (צילום: ניצן שגב)

³ צוריאלי, א'. 2014. זיהום נפט גולמי באזור שמורת עברונה 4-3.12.14. השירות ההידרולוגי.

כשנה לאחר הדליפה, באוקטובר 2015, זרם בעברונה שטפון חזק (סבירות של 1 ל- 20 שנה), לאחר שירדו 57 מ"מ גשם בבאר-אורה תוך זמן קצר. השטפון הנ"ל הותיר אחריו שכבת סחף חולי בגובה של 5-15 ס"מ, אשר כיסה את מרבית ערוצי הזרימה המזוהמים, וזהו המצב בשמורה כיום (איור 4).



איור 4: עץ שיטה שהתייבש לאחר ארוע דליפת הנפט. מימין - ערוצים ספוגים בנפט, משמאל סחף חולי שכיסה את ערוצי הנפט. (צילום: ניצן שגב)



תחנות הסיור:

- 1) זיהום נפט 1975 - הגעה עם האוטובוס עד לנקודת המפגש של הערוץ עם כביש הערבה הישן. (15 דקות)
- 2) מבט על מקרוב על ערוצי דליפת הנפט של 2014, סיור בין עצי השיטה שבאו במגע עם הנפט, והסבר על הניטור המתבצע במקום (עצים, ארי-נמלים, מצלמות מעקב לחיות). ירידה מן האוטובוס והליכה במרכז שמורת עברונה, לעבר שולי המלחה. (30 דקות)
- 3) עלייה רגלית לתצפית עברונה, הסבר על כל המרחב - תוואי זרימת הנפט, תוואי הנחלים הגדולים המגיעים לשמורת עברונה, תצפית על המלחה, והסבר על לחצי הפיתוח האזוריים, כגון שדה התעופה החדש הנבנה בסמוך. (60 דקות)



מרכז הדגמה למנותקי רשת (Off Grid Hub) שהוקם בחצר מכון הערבה ללימודי הסביבה בקיבוץ קטורה | באדיבות החברה לאנרגיה מתחדשת אילת-אילות

ובקידום חדשנות, מש"ב (סוכנות הסיוע הלאומית במשרד החוץ) ועוד גורמים פרטיים וציבוריים.

הגישה לסיוע לקהילות מנותקות רשת היא מורכבת, וחייבת לנבוע מהבנה מעמיקה ככל הניתן של ההיבטים החברתיים והרגשיים של קהילות אלה ושל היחידים המרכיבים אותן. קיימות דוגמאות רבות של בזבוז משאבים מפאת חוסר התחשבות במאפיינים הללו, למשל משלוח טכנולוגיות שמצריכות תחזוקה מורכבת ולכן עומדות כאבן שאין לה הופכין. הניסיון מורה כי ברוב המקרים דרוש צירוף של שימוש בטכנולוגיות פשוטות וזולות עם מודל עסקי ומודל מימון, שיאפשר לקהל היעד לשלם על השימוש בטכנולוגיה בצורה הדרגתית. היות שהשוק הפוטנציאלי לטכנולוגיות ולמודלים עסקיים מעין אלה ענק, הוא גם הזדמנות משמעותית לגורמים ישראליים שיבינו את הייחודיות שבו, וישכילו לפעול בצורה מתאימה.

החברה לאנרגיה מתחדשת אילת-אילות בע"מ ח.ל.צ. היא גורם מרכזי בעשור האחרון בקידום נושא האנרגיה הנקייה בארץ בכלל ובחבל אילת-אילות בפרט. במהלך פעילותה נחשפה החברה לצורך, להזדמנות ולאתגר הטמונים בשוק העולמי של מנותקי הרשת, ולקראת כנס אילת-אילות האחרון שהתקיים בסוף 2014, החליטה להקים מרכז הדגמה למנותקי רשת (Off Grid Hub) בחצר מכון ערבה ללימודי סביבה בקיבוץ קטורה בערבה הדרומית. היוזמה קרמה עור וגידים בשיתוף עם מכון ערבה, שכבר עסק בעבר בתחום גם באפריקה וגם מול קהילות בדואיות בישראל, ועם חברת ההשקעות הון הטבע, שנותנת את הגיבוי הטכנולוגי למיזם. את הקמת המיזם מימן המשרד לשיתוף פעולה אזורי.

המרכז נוסד כדי לשמש פלטפורמה לחברות טכנולוגיה ישראליות המפתחות טכנולוגיות שרלוונטיות למנותקי הרשת. במרכז אפשר לנסות את הטכנולוגיה בתנאים המדמים תנאי אמת, ובעיקר לחשוף אותה לגורמים רלוונטיים, כגון לקוחות

פורסים רשת ביטחון לחיים ללא רשת חשמל

נעם אילן

חברת ההשקעות הון הטבע (Capital Nature)
noam.ilan@capitalnature.com

מיליארדי אנשים ברחבי העולם חיים במקומות המנותקים מרשתות החשמל, המים והביוב הלאומיות או המקומיות (off grid), בין אם בקהילות כפריות או בשולי ערים גדולות. לחיים ללא גישה זמינה לחשמל ומים יש השפעה ישירה על איכות חייהם, על בריאותם ועל יכולתם להתקיים בצורה סבירה, וזהו אחד האינדיקטורים המרכזיים לחוסר צדק גלובלי בחלוקת משאבים. קהילות מנותקות רשת הן חלק מכלכלת תחתית הפירמידה (BOP , bottom of the pyramid). ברוב המקומות אין סיכוי בעתיד הנראה לעין לחיבור לרשת, אלא יש לגבש אסטרטגיה להתמודדות עם השלכות הניתוק, כגון הקושי לבשל, אספקת מים מרוחקת ולא סדירה לשתייה ולחקלאות, היעדר אפשרות לקרר מזון ותרופות, קושי להטעין מכשירי חשמל בסיסיים כטלפונים ומחשבים ניידים, בעיות תברואה ועוד.

הניסיון להתמודד עם השלכות הניתוק מהרשת הוא חלק מרכזי במאמצים למגר את העוני, בעיקר במדינות מתפתחות, וקיימת כיום רשת מסועפת של גורמים המנסים להתמודד עם השלכות אלה, כגון האו"ם וסוכנותיו השונות, הבנק העולמי, בנקי פיתוח מערביים, תורמים, ארגוני סיוע וגורמים עסקיים. גם בארץ יש מספר לא מבוטל של גורמים העוסקים בכך, כגון Innovation: Africa שמביאה טכנולוגיות למקומות מנותקי רשת, IsraelDev העוסקת בהקמת סביבה תומכת לעוסקים בתחום בישראל

הנתונים אל שרת עיבוד הנתונים והצגתם עבור הלקוח. המערכת מייעלת את פעולות התחזוקה ומאפשרת זיהוי תקלות ביעילות ובמהירות.

ז. **מערכות להתפלת מים סולרית** - יותקנו בקרוב, אחת בשיטה תרמו-סולרית ואחת תשתמש בחשמל פוטו-וולטאי במערכת של אוסמוזה הפוכה.

תקוותנו היא שהאתר יצליח לסייע בהחדרה נכונה של טכנולוגיות ישראליות נאותות לקהילות מנותקות רשת, וכך יתרום לתיקון עולם במשולב עם פיתוח הערבה הדרומית והתעשייה הישראלית. המרכז פתוח לקהל הרחב בתיאום מראש. למידע נוסף ולהזמנות: www.renewable-energy-eilat.org



תנורים סולריים לבישול. למעלה - תנור העובד על עיקרון פשוט של ריכוז קרינה; למטה - קצוות של צינורות ואקום מבודדים הסופגים את חום השמש ובאמצעות אפקט תרמי מתחממים לטמפרטורות של כ-240 מעלות צלזיוס | באדיבות החברה לאנרגיה מתחדשת אילת-אילות

קצה, ארגוני סיוע וגופי מימון. הוא משמש גם מרכז להדרכה לשימוש בטכנולוגיות ספציפיות וליצירת מודלים עסקיים ושיטות להחדרת טכנולוגיות ושירותים לעולם של מנותקי הרשת. בעתיד מתוכנן בו גם מרכז לפיתוח טכנולוגיות מנותקות רשת תוך שיתוף פעולה בין אנשי טכנולוגיה ישראלים ומשתמשי הקצה, שיביאו איתם את הניסיון באשר לסוג הטכנולוגיות הנחוץ אצלם.

המרכז מדמה סביבה מנותקת רשת אופיינית, ובין השאר מוצגות בו הטכנולוגיות הבאות:

א. **תנור שמש מצינורות ואקום** - הצינור מותקן בחלקו הדרומי של המבנה, כך שהוא מקבל את מרב אור השמש. הצינורות המבודדים סופגים את חום השמש, ובאמצעות אפקט תרמי מתחממים לטמפרטורות גבוהות אף מעל לטמפרטורות הרתיחה של מים. החום הרב והבידוד האיכותי מאפשרים גם שמירה על מים חמים לאורך כל הלילה.

ב. **סיר מייצר אנרגיה** - הטכנולוגיה המותקנת בסיר הבישול, שמיצר בארה"ב, מנצלת את האנרגיה שנפלטת בתהליך הבישול (מהאש) ליצירת חשמל. בחשמל הנוצר אפשר להשתמש כמעט לכל צורך - הטענת טלפון, תאורה ועוד. למעשה מדובר בשקע חשמלי לכל דבר.

ג. **תנור שמש לבישול** - התנור עובד על עיקרון פשוט של ריכוז קרינה. ביום שמש רגיל ניתן להרתיח מים לקפה תוך כ-15 דקות, ולבשל שעועית או אורז תוך שעה.

באזורים מנותקי רשת שהדרך היחידה לבישול בהם היא על אש פתוחה - פעולה הכרוכה באיסוף עצים לבעירה, בזיהום ובשאיפת עשן - פתרון כזה הוא לא פחות מקסם.

ד. **מערכת אזעקה ללא חשמל** - מערכת האזעקה משתמשת בפאנל סולרי ייעודי, וצורכת זרם בכמות אפסית כמעט. למעשה המערכת צורכת חשמל רק כאשר היא מופעלת, וזאת רק אם קיים איום המצריך התראה. המערכת מותאמת במיוחד לאזורי מחיה מבודדים: רגישותה כוונה כך שלא תגיב לכל גירוי חיצוני (רוחות חזקות, חיות משוטטות) אלא רק במקרה אמיתי של פריצה.

ה. **פסולת לאנרגיה** - במרכז מותקנת אחת ממערכות הביוגז הקטנות בעולם. היתרון המרכזי של המערכת הוא הטיפול בפסולת אורגנית ובזבל בהמות, שהם לרוב מטרד ואף יוצרים בעיה תברואתית. במקרה זה, ניתן להכניס את הפסולת למערכת ולהפיק שלושה תוצרים משמעותיים: גז מתאן לבישול, לחימום מים ולתאורה ביתית.

ו. **מערכת בקרה לניהול נתוני אנרגיה** - פלטפורמה אינטרנטית, שמטרתה מיטוב של מערכות בשימוש מנותקי רשת. הפתרון כולל יצירה של זרמי מידע בזמן אמת מהמערכות, שליחת

Field trip 6:**Major unconformities in the stratigraphic succession in the Timna-Eilat region and their relation to copper and manganese mineralization cycles****Amit Segev**

The Geological Survey of Israel

Introduction

This field trip in the Timna Valley (TV) – Eilat region aims to present some highlights of the major exposed unconformities, such as: 1) the Early Cambrian peneplain, which overlays the crystalline rocks of the Arabian-Nubian shield (ANS) and underlies the Phanerozoic sedimentary succession (Fig. 3). It expresses the late processes of collapse and crustal exhumation of the Precambrian East African Orogeny (EAO); 2) the Early Cretaceous unconformity between the Cambrian and the Early Cretaceous formations (Fig. 5) which expresses regional uplift, since ~140 Ma, and denudation associated by magmatic\volcanic events; and 3) the Oligocene unconformity\ peneplain which eroded Eocene until Precambrian rock units and was overlaid by Miocene formations. This expresses regional uplift, since ~35 Ma, and denudation that predated the continental breakup of the Afro-Arabian plate and the formation of the Dead Sea transform (DST). In addition, copper and manganese mineralization cycles related to the above mentioned unconformities will be presented.

The field trip (station 1) starts in Mt. Yoash together with field trip 2 overlooking the Cambrian and Oligocene peneplains and the Middle Cambrian Timna Fm. Our group travels to 5 stations in the TV (Fig. 1). This relatively short tour guide supplies references for detailed geological information. General geological information of the Eilat region for students, amateur geologists and tourists are presented by Beyth and Calvo (2015).

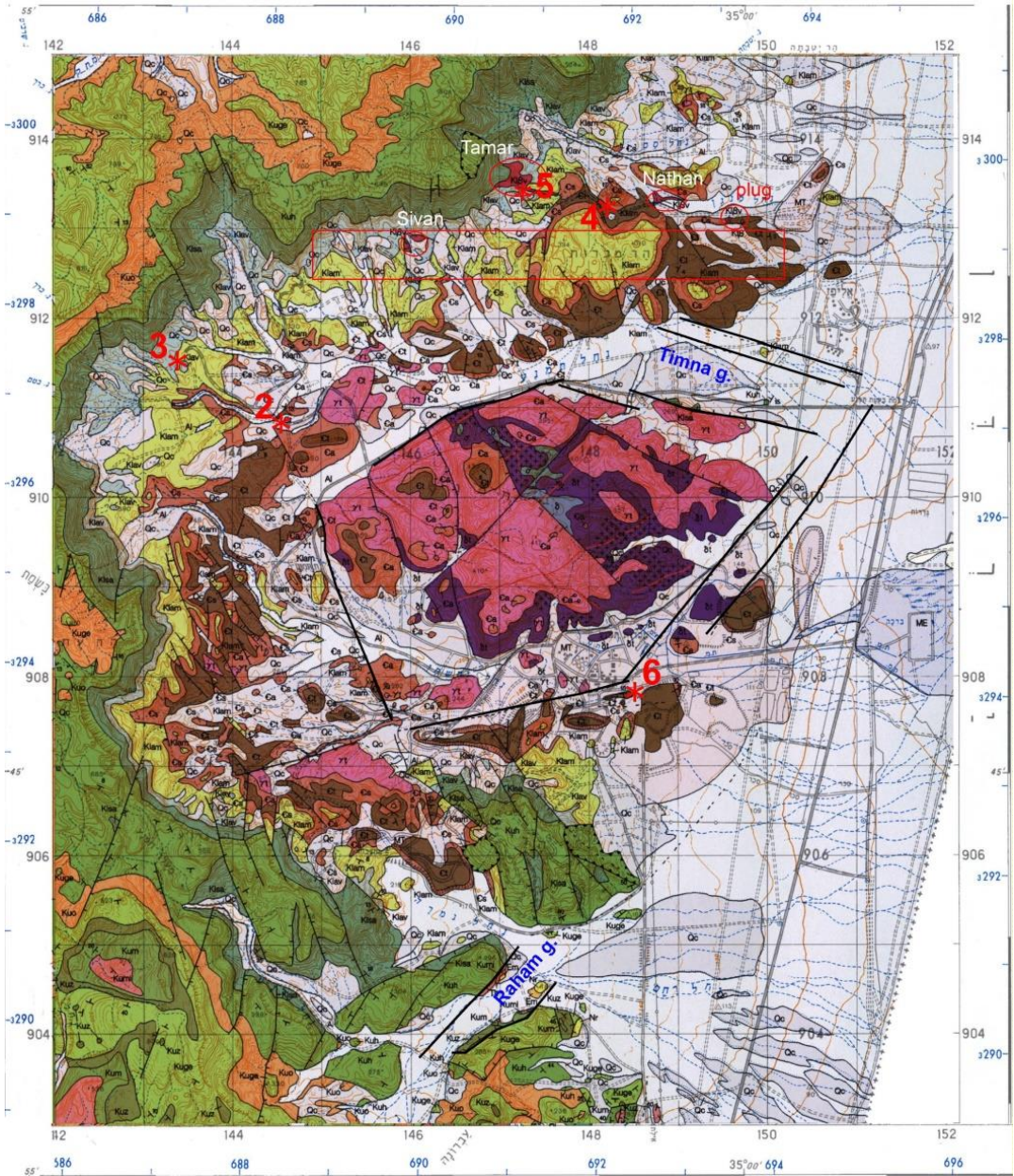


Figure 1: Geological map of the Timna Valley (Beyth et al., 1999) and the location of Early Cretaceous volcanic eruption centers (red circles and name), subsurface basic intrusion (red rectangle), station locations (Red numbers). Faults that delimit major structures are emphasized by wide black lines. See legend on Figure 2.

Geological Background

The western margins of the DST in the TV – Eilat region have a unique geological appearance in Israel. The reason being that Precambrian metamorphic and igneous rocks of the ANS are exposed combined with large parts of the sedimentary succession. Since this region lies alongside a long lasting (~20 Myr) active DST plate boundary, it has faulted intensively and has a complicated structure. The metamorphic and igneous rocks of the ANS represent several hundred Myr (ca. 780-640 Myr, after Kröner et al., 1990; Kolodner, 2007) in the formation of the EAO (Garfunkel, 1980; Bentor, 1985; Beyth et al., 1994; Stein and Goldstein, 1996; Katzir et al., 2007; Morag and Avigad, 2010).

Extensional processes during post-Orogenic\ collisional tectonomagmatic events caused orogenic collapse or lowering of the orogenic relief. These processes took place ca. 635-580 Myr (Be'eri-Shlevin et al., 2009) and were associated by emplacement of shallow plutons, dike swarms and formation of local tectonic basins, as a result of extension and crustal thinning. Garfunkel (1999) argued that

the processes removed the upper 8-12 km of the EAO, and Segev et al. (1999) suggested that this disintegration of the EAO has similarities to the disintegration of the Cordillera orogeny, in western North America, to the Basins-and-ranges configuration, presumably by a lower mantle plume. Late Precambrian volcano-sedimentary successions, such as the Eilat cgl., were deposited within the tectonic basins during regional uplift, deep truncation and peneplanation (Weissbrod and Sneh, 2002). These processes marked the final cessation of the Neoproterozoic EAO. Dolerite dike, which intrudes the Timna alkali granite and was eroded by the Cambrian denudation, yielded an Early Cambrian Ar-Ar age of 532 Ma (Beyth and Heimann, 1999). It marks the end of the first peneplain formation in our region and the transition to stable continental crust of ~36 km in thickness. The relief of this peneplain in the TV-Eilat area is ~200 m and the Cambrian sediments filled it by onlap relations (Segev, 1986; Fig. 3).

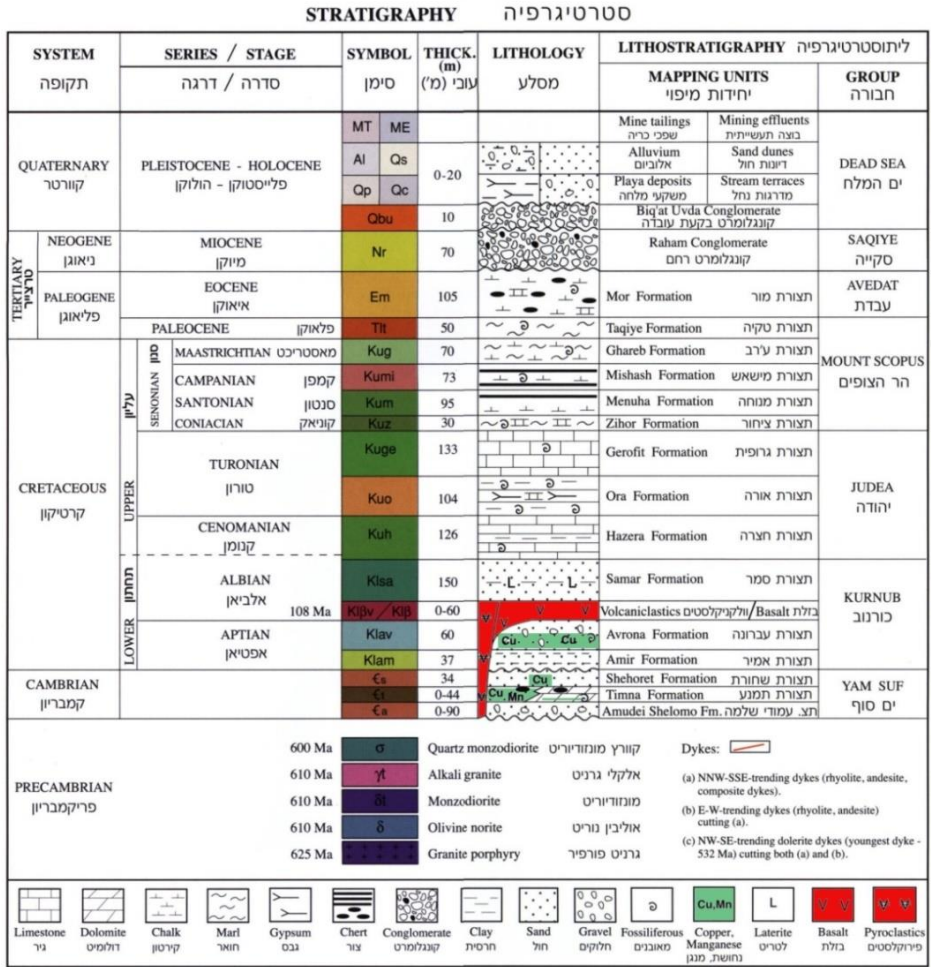


Figure 2: General stratigraphy of the Timna Valley after Beyth et al. (1999).



Figure 3: The Precambrian-Early Cambrian flat peneplain above crystalline basement rocks in the eastern side of the Arava Valley.

Early Cambrian sedimentation began with Amudei Shelomo Fm., fluvial sub-arkosic sandstones and conglomerates (Karcz and Key, 1966) having dark-brown silty-clay bed at the base. It conformably was overlain by the early Middle Cambrian marine Timna Fm. (Fig. 2), which is exposed in several localities in Israel and adjacent lands: Timna Valley, Har Amram, Shehoret and Roded regions, Ras en Naqb, Sinai (Blake, 1936; Bentor, 1952; Garfunkel, 1970; Segev, 1986). An equivalent section was also described from Feinan in the south of Jordan to the northern part of the Dead Sea (Bender, 1968, 1974; Bigot, 1981). The Timna Fm. is exposed in two lagoonal basins, the northern Timna and the southern Eilat separated by east-west trending Har Amram – Har Neshef ridge (Fig. 4; Segev, 1984). The Timna Fm. in the Eilat basin is undivided alternation of dolostone, stromatolitic limestone (Segev, 1986), sandstone (some with siliciclastic stromatolites, after Soudry and Weissbrod, 1995) and shale.

In the TV, Segev (1986) divided the Timna Fm. into two members: the lower Hakhilil Mbr., built mainly of siltstone, sandstone and sandy dolomite, and the upper Sasgon Mbr., consisting of three lithofacies: Dolomitic and Sandy, which have lateral relationships, and Shaly on top of both previous lithofacies (these complicated relationships will be discussed later).

The continental, Middle Cambrian sub-arkosic sandstone and siltstone of the Shehoret Fm. overlie this marine unit. It was divided into three members (Weissbrod, 2005) of which only the lower one 25-40 m thick is preserved in the TV, during the Early Cretaceous truncation. Deeper erosion, down to the lower Shehoret Mbr. at the TV (Fig. 5), and not as close to Eilat, down to the Netafim Fm. (Segev and Beyth, 1983) is typified by the Aptian regional unconformity (Fig. 2,6). The latter unconformity is the second one during the Early Cretaceous (Segev, 2009; Fig. 7), by which differentially previous stratigraphic successions were eroded (Segev et al., 2005; Fig 6).

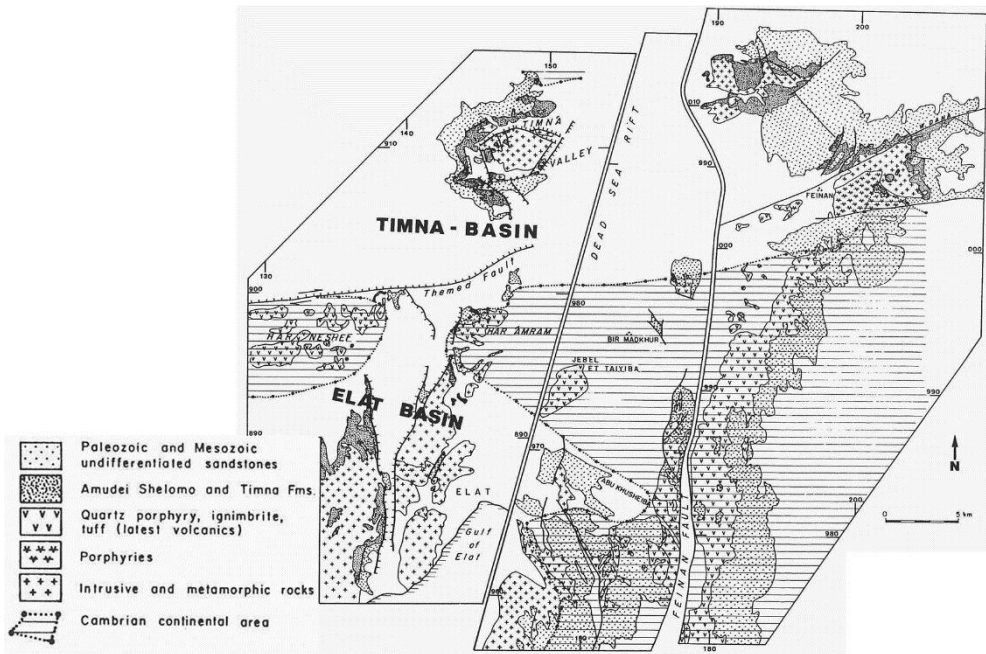


Figure 4: Paleogeography of the marine Cambrian after structural reconstruction of the DST (after Segev, 1984).



Figure 5: The horizontal Early Cretaceous (Aptian) unconformity between the lower member (Multicoloured) of the Middle Cambrian Shehoret Fm., at the base (pink color -1), and the Early Cretaceous Amir Fm. on top (cream patina-2). The 'Slaves Hill', Timna Valley.

Lower Cretaceous Amir, Avrona, and Samar formations unconformably overly the Cambrian formations (Weissbrod, 2005; Fig. 5). The **Amir Fm.** is a ~40 m thick white friable, fine to medium-grain quartz kaolinitic sandstone with marine trace fossils, burrows and tidal channels with unconformable contact at the top, with the Avrona Fm. (Weissbrod and Sneh, 1997). Its age is about Early Aptian (Fig. 6). The **Avrona Fm.** consists of medium to coarse-grained massive sandstones with quartz pebbles (5-10 mm in diameter) close to its base. It is about a 60 m thick formation characterized by gray rounded cliffs and large-scale cross bedding. Metallic mineralizations were found with plant debris scattered in a bed, to be described later.

In the northern TV the Cambrian formations and the Early Cretaceous Amir and Avrona formations are cut by a basaltic plug (Beyth and Segev, 1983) and funnel-shaped vents with volcanoclastic fill (**Barak Fm.**, of Weissbrod et al., 1990).

The Albian **Samar Fm.** (Fig. 6), which overly the volcanoclastic diatreme, consists of alternations of fine to medium-grain quartz sandstone and clay beds (lateritic). In the TV this ~150 m thick rock unit forms soft geomorphological outcrops below the carbonate cliffs of the Cenomanian Judea Group. The above mentioned Early Cretaceous unconformities, associated with tectonomagmatic processes, were related by Segev (2000, 2002, 2009) to a lower mantle plume activity.

Since the Early Cenomanian, the Tethys Ocean transgressed over the Afro-Arabian continent, including the Timna-Eilat region, and deposited a thick series of platform, mainly carbonates and siliciclastic rocks (Judea and Mount Scopus groups), which build the upper part of the escarpment surrounding the TV (Figs. 1,2).

Very few outcrops of the Avedat Gr. appear within deep grabens (such as Raham, south of TV, and Shelomo-Taba near Eilat) below the Oligocene truncation surface (RTS; Avni et al., 2012), or peneplain. According to the latter authors, the RTS separates two main stratigraphic divisions: (a) middle Eocene–early Oligocene pre-rift clastics preserved below the regional truncation surface (Fig. 9); and (b) late Oligocene–Holocene Red Sea Supergroup deposited after the RTS.

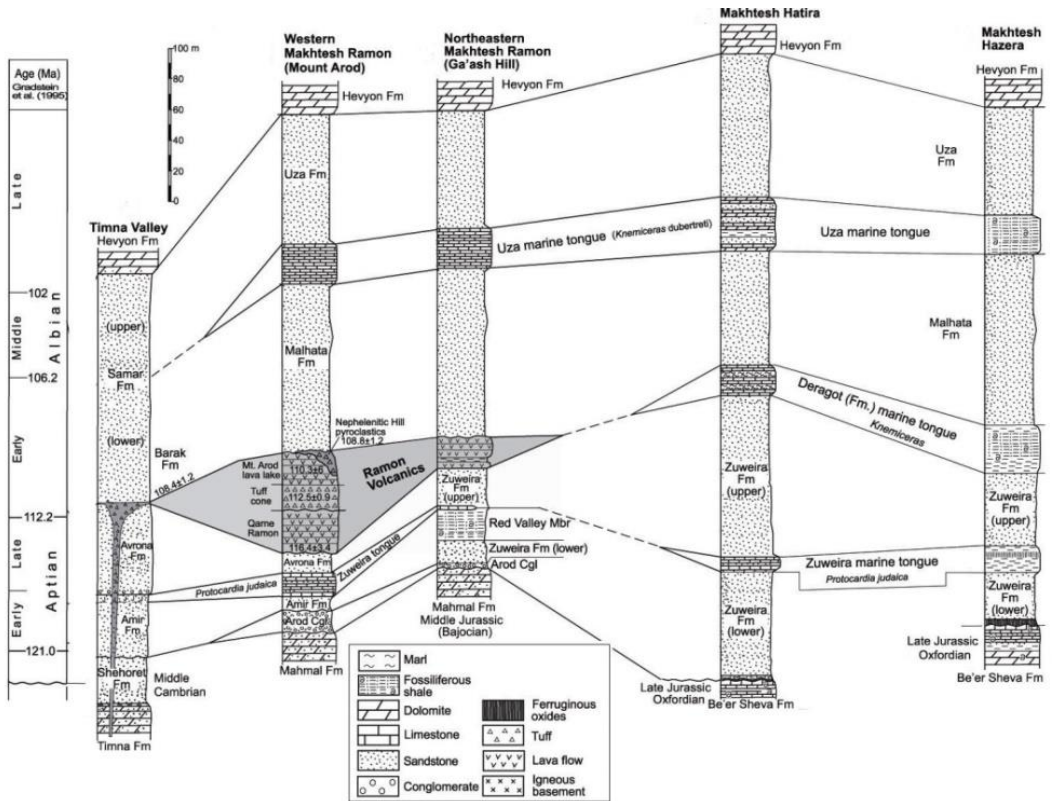


Figure 6: Correlation between the Early Cretaceous lithostratigraphic units in southern Israel (after Segev et al., 2005). The fossil-bearing marine intercalations and the radiometrically dated Ramon Volcanics provide reliable chronostratigraphic markers in an otherwise barren continental siliciclastic sequence.

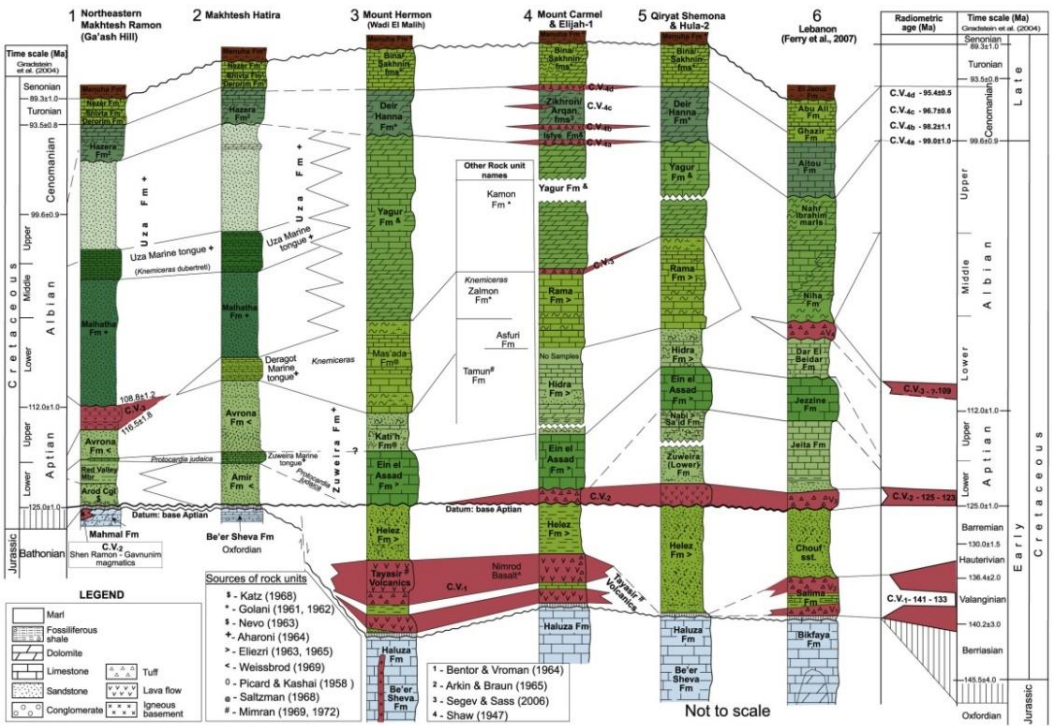


Figure 7: Correlation between Cretaceous lithostratigraphic units in southern, central and northern Israel (after Segev, 2009).



Figure 8: The southern outcrop of the volcanoclastic rock units (gray cliff) filling volcanic diatreme above the Avrona Fm. (A) massive sandstone and below the Samar Fm. (B), at the Tamar site, NW Timna Valley (Fig. 1). The four numbered lithofacies is described in route station 5.

Figure 9: Geological map representing the stratigraphic units exposed by the RTS after structural reconstruction of the DST (after Avni et al., 2012). Numbers (in m) represent the cumulative thickness of rock sequence eroded by the RTS (geological map after Sneh et al., 2000; detailed explanations in Avni et al., 2012, and Avni, this volume).

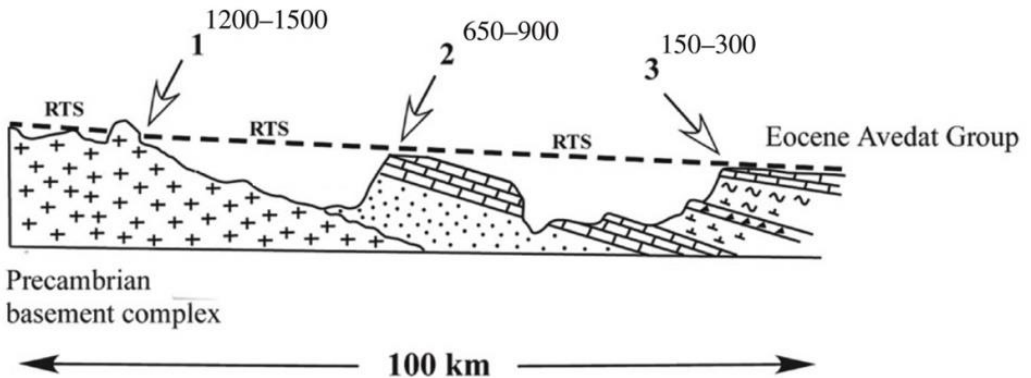
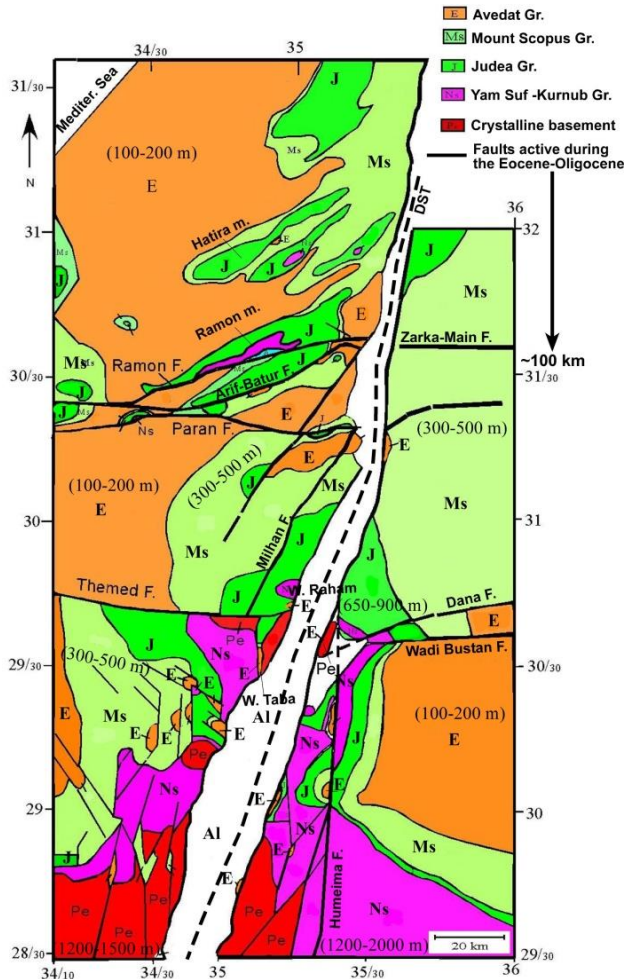


Figure 10: Schematic N-S geological cross section showing intersection between the RTS and the hard rocks of the crystalline basement [1], the Upper Cretaceous [2] and the Eocene [3] carbonate rocks (the numbers are explained in Fig. 9).

About 1500m succession (from Cambrian to Eocene) was eroded during the formation of the RTS in the Eilat-Timna area (Garfunkel, 1970; Eyal, 1973), and the questions how and when it happens were discussed in detail by Avni et al. (2012). The reconstructed RTS and its subcrop map (Figs. 9, 10) by the latter authors shed new light on the initial stages of the Afro-Arabian breakup, indicating two principal phases: (1) an Oligocene slow crustal doming (Fig. 11A), with reactivation of preexisting faults and the development of the RTS, all triggered by the upwelling of the Afar plume; and (2) late Oligocene–early Miocene rifting of the Red Sea and Suez rift (Fig. 11B), which refaulted the region, including the initiation of the DST along a preexisting suture line. This two-stage model indicates the mutual genetic relationship between the early Oligocene phase of tectonic development following the penetration of the Afar plume and the post-Oligocene rifting and continental breakup of the Afro-Arabian continent.

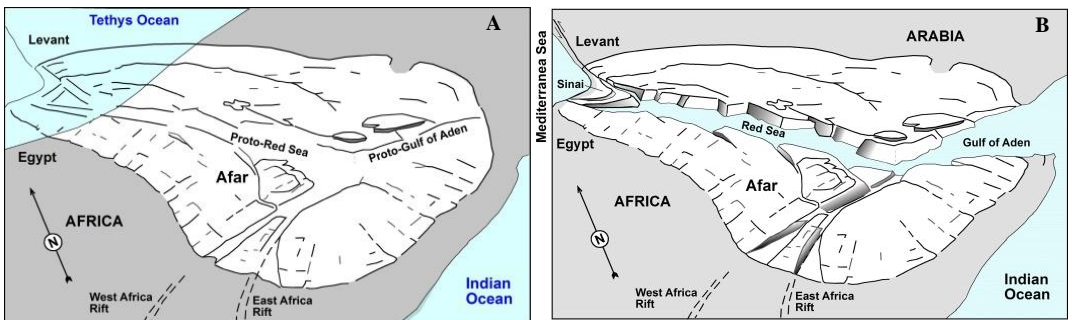


Figure 11: A conceptual model for the morphotectonic evolution of the Afar-Levant region: (A) in the early-middle Oligocene, during the development of the regional truncation surface (RTS) (modified after Cloos, 1953); and (B) the present configuration.

Downfaulted blocks, or grabens (Fig. 9) preserved the upper part of the stratigraphic column, e.g., the top Eocene formations and conglomerates of the Eocene-Early Oligocene Themed clastics and the Mahatardi Conglomerate, both deposited prior to the Oligocene formation of the RTS (Avni et al., 2012). Most of these grabens are located along major border faults of the Suez rift and the DST, indicating their preexistence and their activity in the early middle Oligocene. Most of these blocks continued to subside after formation of the RTS. This is indicated by the thick Miocene sediments that were deposited and preserved on top of most of these blocks (additional information available in Tour 2b by Avni, this volume).

Timna Valley - Structure

The TV, 9×10 km in size, is a semi-crater shaped valley, truncated in the east by the DST and surrounded by a 500-m-high sedimentary sequence of Cambrian and Cretaceous age (Figs. 1, 2). The core of the TV is the elevated, pentagon shape, structural block of Mt. (Har) Timna (5×3 km in size, 453m a.s.l; Fig. 13) consisting of a shallow intrusive complex of Neoproterozoic age, which is the northernmost tip of the ANS (Shpitzer et al., 1991; Beyth et al., 1994). Segev and Beyth (1983, 1986) and Beyth et al. (1999) studied the geology and mapped the TV (Fig. 1).

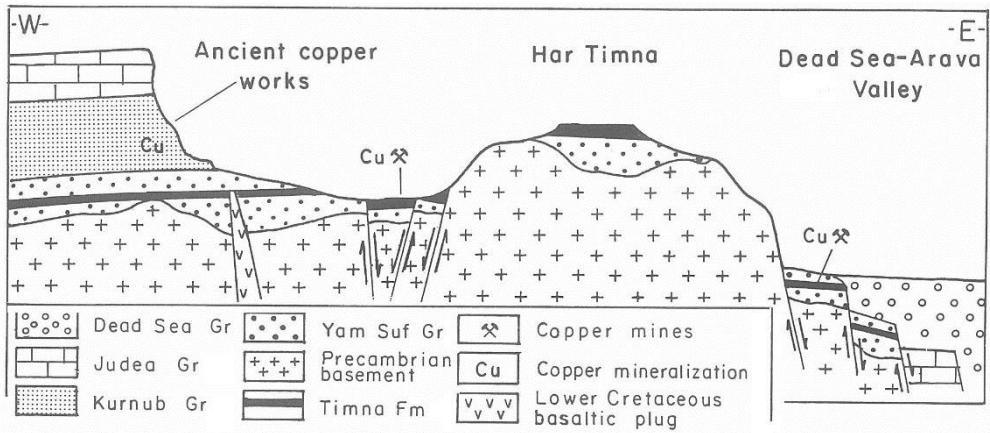


Figure 12: Schematic E-W geological profile across the Timna Valley.

The Tertiary–Recent DST, a sinistral strike-slip fault system of about 100 km (e.g., Freund et al., 1970; Garfunkel, 1981) was formed by the breakup of the once-continuous Arabian–African continent. Using the Paleogeography of the marine Cambrian rock units on both sides of the DST enabled Segev (1984) to suggest a structural reconstruction of the DST in southern Israel and SW Jordan (Fig. 4). It shows that the left lateral plate boundary there acts along two major faults, the Dead Sea (~80 km motion) and Feinan (~15 km motion). Recently, Beyth et al. (2014) used the same rationale, but with dike marker, and suggested ~85 km motion along the DST. Moreover, geophysical study of the Gulf of Eilat/Aqaba led Segev et al. (2012) to suggest a possible continuation of the Feinan (or Humeima) fault toward the south as part of the Dahab strike-slip fault. The latter fault crosses the Gulf of Eilat and may act as parallel strike-slip fault to the DST. East from the TV the DST formed a deep basin fill by approximately 1700 m of clastic sediments (Segev et al., 1999). An intensive network of faults and joints, whose dominant direction is NW–SE, crosses the studied area (Fig. 1).

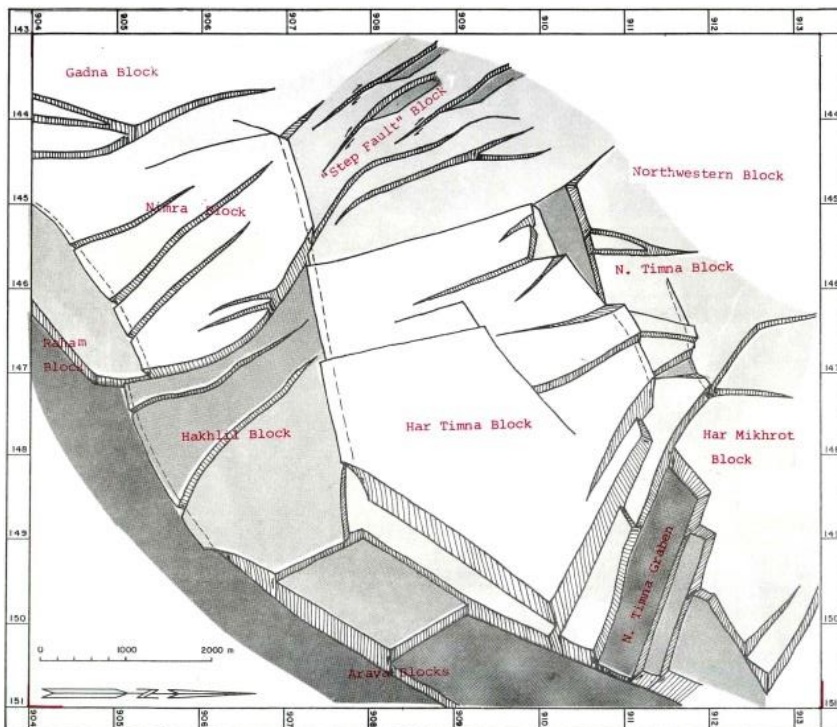


Figure 13: Perspective block diagram illustrating the general pattern of faulting in the TV (after Segev, 1986).

Early Cretaceous igneous activity

An airborne-detected magnetic anomaly (Har Mikhrot; Fig. 14), followed by a ground-based magnetometric survey (Segev et al., 1995a), is suggested to be caused by an elongated (15 by 2 km) shallow, E-W-trending gabbroic intrusion (Figs. 1,14), at ± 600 m depth. A 3-D magnetic modeling by these authors suggest that the intrusion is mostly emplaced in the upper part of the crystalline basement, but in places reaches the unconformity at the top of the Precambrian basement. Some of its apophyses were intruded into the sediments just above the unconformity, while others breached the surface as violent explosions.

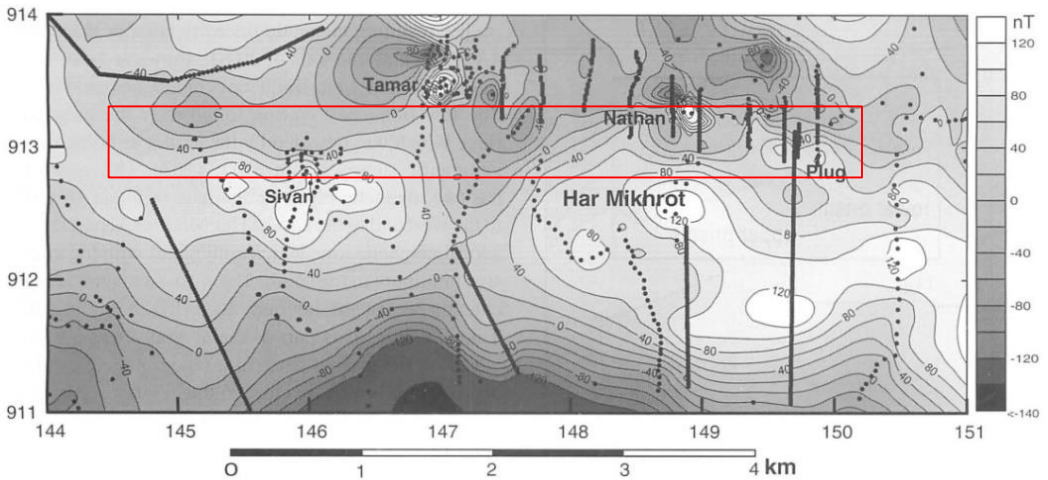


Figure 14: Magnetic intensity map of northern Timna Valley showing volcanic sites and ground-based profiles (after Segev et al., 1995a). Dotted lines are discontinuous readings; solid lines are continuous records (grid spacing 100×100 m). Note disturbance of the magnetic field near the volcanoclastic sites. The modeled subsurface basic intrusion (red rectangle) is marked also in Fig. 1.

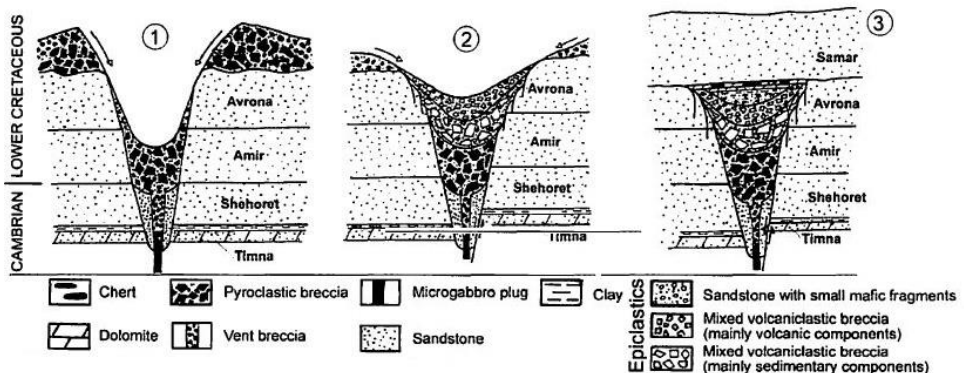


Figure 15: Stages in development of the volcanoclastic vents in the Timna Valley (after Weissbrod and Segev, 2003).

According to Weissbrod and Segev (2003), these vents (diatremes) filled with volcanoclastic breccia are the result of an ascending gabbroic intrusion interacting with groundwater, breaching the surface atop the Avrona Fm. The volcanoclastic fill consists of heterogeneous fall-back tephra and epiclastic debris of partly altered volcanic and sedimentary clasts of various sizes (Figs. 8,15). Ar-Ar and K-Ar analyses of 3 biotite xenocrysts and one hornblendite xenolith from the Tamar vent yield an average age of 108.4 ± 1.7 Ma (Early Albian).

Neogene fracturing and hydrothermal activity

The Timna Fm. in the TV was previously divided into four units (Bentor, 1952), which Bartura (1966) defined as (lower to upper): Hakhilil, Nimra, Nehushtan, and Mikhrot formations. It was considered that they were deposited at different times. Segev (1986) united these three upper units into one Sasgon Mbr., composed of 3 different lithofacies: dolomitic, sandy, and shaly. The Timna Fm. outcrops in the TV are intensively faulted, being adjacent to the DST. The Sasgon Mbr. displays complicated lithofacies relationships, which include lateral changes from manganoan sandy dolomites (2-6% Mn within the dolomite latic) into sandstones (rich in Mn oxides) within very short distances (Fig. 16). The distribution of the sandy lithofacies is not random; instead it develops along linear features which were shown to be related to the joint and fault systems in the area (Figs. 17,18).

These lithological variations are accompanied by drastic thickness changes, the sandy lithofacies being thinner by a factor of 2–3 relative to the dolomitic lithofacies. The transitional areas between the two lithofacies are characterized by abundant deformational features, such as steeply inclined strata, rotated blocks and collapsed structures. These observations led to the view that the sandy lithofacies was the result of differential dissolution (karstification). The close association between the sandy lithofacies and the fracturing pattern establishes an epigenetic origin for this dissolution. The structural analysis of the area suggests that the intensive fracturing and hence, the discerned epigenetic dissolution, are of Neogene age.

Kohn and Weissbrod (1993) used fission tracks in authigenic apatite to date the hydrothermal event at 13-15 Ma, and to relate it to early stages of Dead Sea

rifting. Paleomagnetic studies (Marco et al., 1993) suggest that epigenetic hydrothermal events of Miocene age, affected most of the Precambrian Mount Timna igneous complex (PIC) during a relatively short (~1 Myr) period.

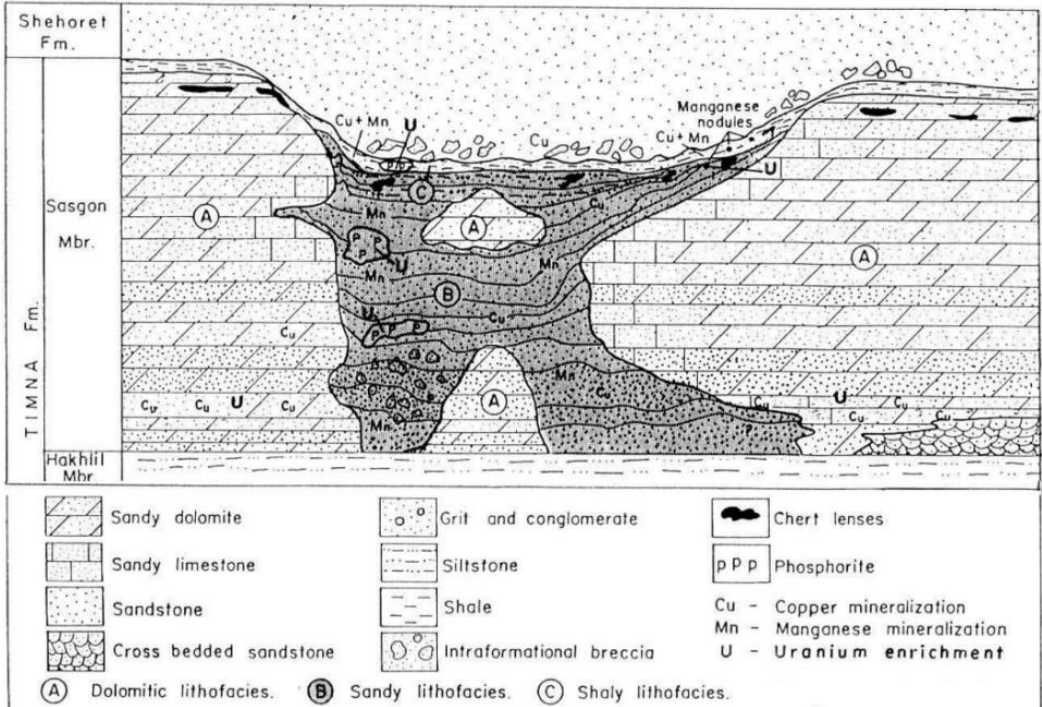


Figure 16: Schematic representation of the lithofacies relationships in the Sasgon Mbr. (after Segev, 1986).

Beyth et al., 1997 use oxygen isotopes to evaluate the extent and nature of the alteration that affected the PIC. They suggest that alteration occurred at ~260°C by a hydrothermal fluid from the surrounding sedimentary rocks, which probably were a source and conduit for basal brines of such isotopic composition.

To sum up: there is broad agreement, between the above mentioned multidisciplinary studies that a large part of the Precambrian and Cambrian rock units in the TV were highly influenced by hydrothermal fluids mainly during the Neogene. The intensive fracturing of the TV, on the DST margin, as demonstrated in Figs. 17,18 constitutes favorite conditions for such hydrothermal activity.



Figure 17: Air photograph of the Step-fault region, western TV, displaying the various rock units and main faults. Note the correspondence between the direction of closely spaced parallel faults and a series of linear ridges and trenches, designated D and S for dolomitic and sandy lithofacies (see next fig. 18) respectively. EIt=Amudei Shelomo Fm.; EIt=Timna Fm.; Ems=Shehoret Fm.; Klam=Amir Fm.; Q=Alluvium (after Segev and Sass, 1989b).

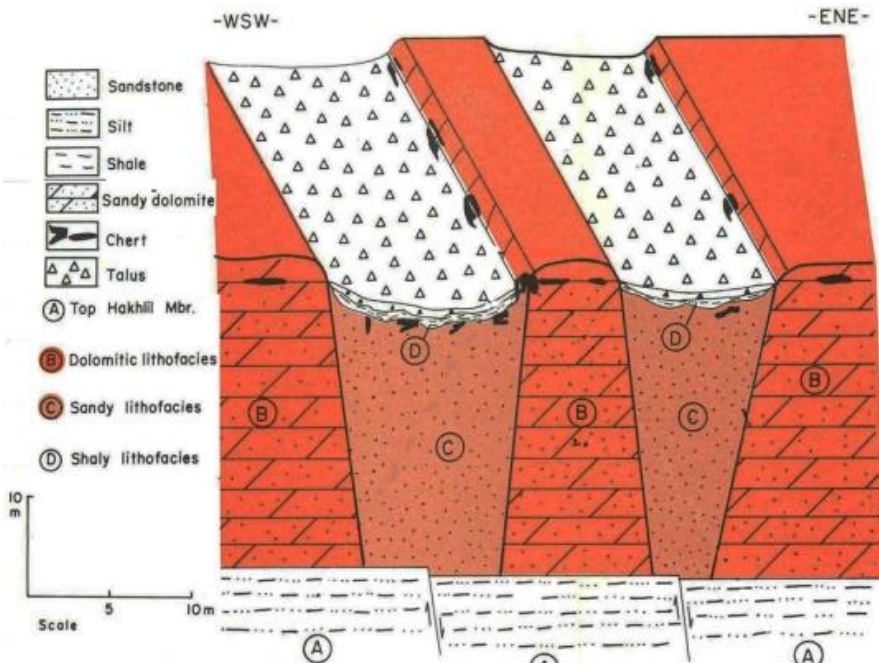


Figure 18: Schematic relations between the various lithofacies in the Sasgon Mbr., Step-fault site (coord. 1439/9085 (from Segev, 1986).

Copper and Manganese mineralization cycles

Copper mineralization in the area was found from the Precambrian igneous complex through the Cambrian rock units, and up to the Lower Cretaceous sandstones.

Metallic Mineralization cycle 1 – in the Precambrian Igneous Complex

Zlatkin and Wurzbarger (1957) reported the presence of copper sulphide (chalcocite- Cu_2S) and silicate (chrysocolla- $\text{CuSiO}_3 \times 2\text{H}_2\text{O}$) in rocks close to the contact with the Paleozoic sedimentary rocks. They suggested that this copper accumulation may have originated by Cu-rich solutions from chalcocite-bearing sediments. Wurzbarger (1970) reported the presence of Cu-sulphide assemblage in various igneous rocks in Mount Timna. In addition he found latter Cu mineral assemblage of Paratacamite ($\text{Cu}_2[\text{OH}]_3\text{Cl}$) Malachite ($\text{Cu}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$) and chrysocolla. The latter author suggested hypogene origin (ascending hydrothermal solutions) for the sulfidic assemblage that was followed by lower temperature hydrothermal activity in oxidized conditions.

Sulfidic copper ores (chalcopyrite-chalcocite-covellite) were found in the late Precambrian volcanic (andesitic to rhyolitic) rocks in Jordan, mainly Wadi Abu Khusheiba and Wadi Abu Arqa (Burgath et al., 1984). This primary copper mineral assemblage appears with cuprite (Cu_2O)-tenorite (CuO)-malachite and chrysocolla secondary copper mineral assemblage. These authors assumed primary copper sulphide mineralization within the volcanic rocks (Fig. 19).

The described primary copper mineralization hosted by PIC rocks demonstrates the spatial existence of copper, and most likely manganese, within various regions of the crystalline basement. The truncation of these regions by the peneplanation processes causes leaching and transportation of the eroded materials, including enriched metals, to the close by sedimentary basins (Fig. 4).

Copper and manganese Mineralization cycle 2 – hosted by the dolomitic lithofacies, Sasgon Mbr., Timna Fm. and the white Mbr. of Shehoret Fm.

Small nodules/spherules (up to 20 mm long) consisting of primary copper sulfide with oxidized rim were found within hard sandy dolomites of the Timna Fm., TV (Segev, 1986; Segev and Sass, 1989). However, all dolostones in the TV contain anomalous high copper values (averaging 0.06% Cu; Fig. 20B),

whereas few sandy dolomite horizons host syn-sedimentary copper mineralization. They occur as greenish beds 13-100 cm thick with copper content, predominantly Paratacamite laminae and veins, ranging between 0.22% and 1.77% (Segev, 1986, 1992; Fig. 20A). These cupriferous dolostones ("pre-dolomitic copper horizon" of Bendor, 1952) were found in many of the well-preserved dolomitic lithofacies outcrops throughout the TV.

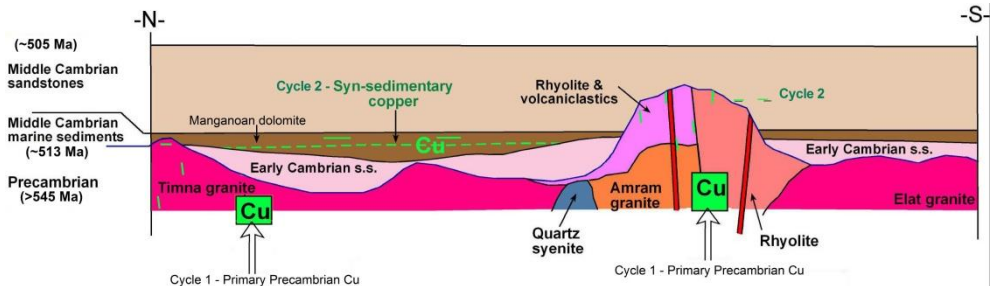


Figure 19: Schematic illustration depicts the first and the second copper mineralization cycles in southern Israel and SW Jordan. The first primary Precambrian copper accumulations within igneous and volcanic rocks have been exposed by the peneplain surface. During the Cambrian marine ingressions, the eroded metals were transported and deposited within the carbonate sediments (syn-sedimentary copper deposit) of the Timna Fm. and the marine white sandstone of the Shehoret Fm. middle member.

According to Shlomovitch et al. (1999), the primary copper sulfide minerals are djurleite ($\text{Cu}_{1.93}\text{S}$) and covellite (CuS) with minor chalcocite ($\text{Cu}_{2-1.93}\text{S}$), digenite and anilite, randomly dispersed in the dolomitic lithofacies. These authors reported $\delta^{34}\text{S}$ of -14‰ which are consistent with sulfides formation by reduction of marine sulfate. Later evolution of the sulfides includes their replacement by malachite followed by the development of paratacamite as veins arising from the altered sulfides. The malachite alteration stage represents a change to oxidizing conditions; paratacamite develops with a decrease in pH and in the presence of chloride ion, which allows the development of stable aqueous copper chloride complexes. Segev and Sass (1989b) suggested that the initial copper sulfides mineralization took place in reduction bottom marine environment that was probably due to the presence of organic matter in algal mats (Fig. 19). All the sandy dolomites in the TV contain 2-6% Mn within the dolomite lattice (Segev, 1986), and Mn-oxides appear commonly where the dolomite is epigenetically altered. Manganese nodules appear in various shapes and sizes within alteration product of the fresh dolostones.

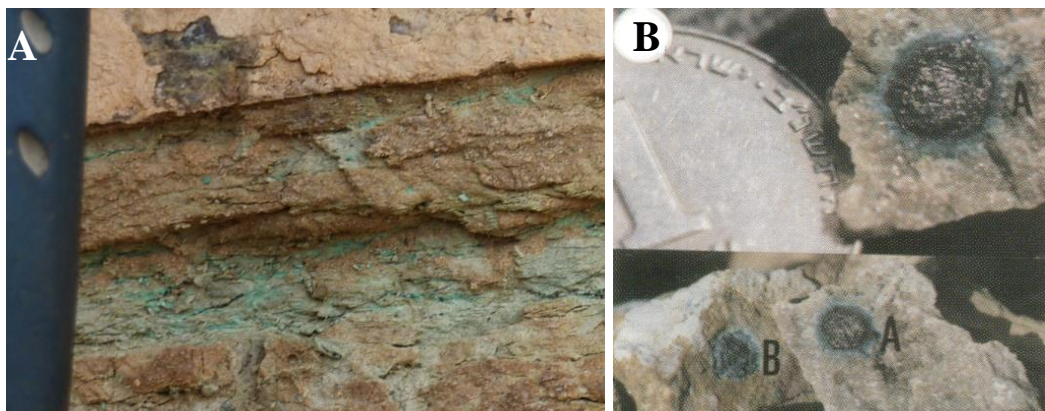


Figure 20: (A) About 15 cm thick bedded sandy dolomite rich with green paratacamite laminae and veins. This horizon contain ~1.7% Cu; (B) Two copper sulfide spherules in the dolomite (from Shlomovitch et al., 1999), (A) is a metallic gray Cu sulfide surrounded by a green envelope of paratacamite. The green spherule (B) is composed mainly of malachite and paratacamite, which replaced the original Cu sulfide.

According to Brown (1992) and others, general genetic model of Sediment-hosted Stratiform Cu deposits (SSC) contains igneous basement Cu-bearing (primary) source rock, clastic copper-bearing red beds unit above it, which consist of the weathering products of the magmatic basement (such as the Amudei Shelomo Fm.), and a carbonate/shale unit that acts as the trap for the copper. However, no Cu-bearing sandstones were found yet below the Timna Fm. in the TV, and the Cu-bearing dolostones represent syn-sedimentary Cu deposit, which is only one type among the SSC.

Copper Mineralization hosted by the middle, white Mbr. of Shehoret Fm.

Along this field trip we shall not see outcrops of this copper mineralization. Nodules of copper sulfides, which were mainly altered to cuprite (Cu_2O) and malachite, in horizontal layers 2-10 cm thick and several meters long were described near Nahal Shehoret by Weissbrod and Sneh (1992), closely associated with scolithos remnants. The same sites are also enriched by manganese oxides as impregnations within the white sandstones of the middle, white Mbr. of Shehoret Fm. Similar occurrences were reported in SW Jordan (mainly Wadi Abu Khusheiba) by Bender (1998) and Basta and Sunna (1972). Lillich (1963) described this stratiform Cu ore parallel to the bedding, running more than a few kilometers, as unrelated to the structure, and suggested syn-sedimentary precipitation of Cu-sulfides, in distinct horizons where anaerobic conditions prevailed (Fig. 19). Therefore, the erosion of the Cu-bearing

basement rocks in the very close vicinity during this Marine ingression supplied the Cu to the Abu Khusheiba and Shehoret regions. Although several different and contradicted models tried to explain this copper mineralization, its occurrences strongly support Lillich's explanation of syn-sedimentary origin.

Copper Mineralization cycle 3 – within the Lower Cretaceous Kurnub Group

This Copper mineralization occurs mainly close to the base of the Lower Cretaceous Avrona Fm. (up to ~15 m), and to a lesser extent at the top of Amir Fm. Within the Avrona Fm., the amount of Cu decreases upward and occurs in three types of copper mineralization (Keidar, 1984): (a) replacement of plant debris; (b) concentrations and nodules (Fig. 21); and (c) impregnation and cementation of sandstones. These Cu accumulations are distributed from the region of Tamar Site in the northern TV (Fig. 1) toward the south, to the Eilat area (Segev et al., 1992) and southward. The original Cu-sulphide concretions were frequently oxidized at their margins forming rims of malachite and paratacamite minerals (Fig. 21). The Cu impregnations and cements are predominantly composed of malachite, which replaces the original kaolinitic cement. The majority of the ancient copper exploitation works were carried out along the contact between the Avrona and Amir formations (Rothenberg, 1988).

Keidar (1984) suggested an epigenetic model for these Cu and Fe mineralizations in which the Cu was dissolved from the PIC and the Timna Fm. It was transported mainly as chloride complexes, and precipitated in the Avrona Fm. as a result of reduction conditions caused by disintegration of plant materials which created the required reducing conditions and supplied the sulphide ion. Later on, most of the Cu-sulfide was replaced by malachite and

paratacamite by supergene processes.



Figure 21: A hand specimen of a Cu-sulphide concretion (dark gray) from the Lower Cretaceous sandstone. Note that the green rim consists of malachite and paratacamite minerals replacing the Cu-sulphide minerals (from Asael et al., 2012).

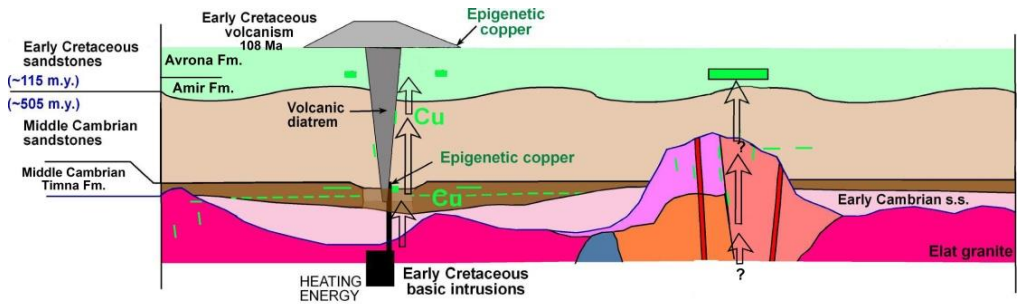


Figure 22: Schematic illustration depicting the first, second and the third copper mineralization cycles in southern Israel. The third cycle was found only in Israel, as also the Early Cretaceous igneous activity.

New studies of the igneous\volcanic activity in the northern TV (Figs. 1,14,15; Beyth and Segev, 1983; Weissbrod et al., 1990) led Segev et al. (1992) to suggest genetic relations between this volcanic activity and the Cu mineralization within the Avrona and Amir Fms, namely hydrothermal activity due to heating of the groundwater by the shallow Early Cretaceous basic intrusion (Fig. 22) emplaced below Har Mikhrot region. Direct support of this model came from K-Ar dating of Mn nodules hosted by the Sasgon Mbr. Sandy and Shaly lithofacies (Segev et al., 1995b) in Har Mikhrot region. Type-1 nodules, which consist of massive, well-crystallized hollandite ($Ba_{1-2}Mn_8O_{16}$) and pyrolusite (MnO_2) yielded a calculated Early Cretaceous age of 112 ± 11 Ma, which is within the error range of the volcanic event Ar-Ar age (108.4 ± 1.7 Ma; Weissbrod and Segev, 2003).

The mineralization genetic models of Keidar (1984) and Segev et al. (1992), supported by isotopic studies of Asael et al. (2012), suggested copper-bearing solutions originating in the Timna Valley Cambrian rocks. Later on, the solutions moved freely through the Lower Cretaceous sandstones, where the organic matter decay and bacterial sulphate reduction, locally influenced redox conditions at the site of Cu concretion formation.

Copper Mineralization cycle 3 – Timna Fm-hosted Stratiform Cu deposits

The explanation of this copper and manganese mineralization follows the chapter: "Neogene fracturing and hydrothermal activity", since the entire oxidized metallic dissolution, remobilization and precipitation is directly connected to the epigenetic (mainly of Neogene times) dissolution/karstification of the Sasgon Mbr's dolomitic lithofacies (Segev, 1986; Segev and

Sass, 1989a,b). As mentioned, part of these processes in the northern TV, are related to the Early Cretaceous magmatism associated by hydrothermal activity. Stratabound, or sediment-hosted stratiform **Copper** mineralization (ore deposit) is largely accumulated within the residual sandstone unit and the shales of the Sasgon Mbr., as well as within the base of the overlying Shehoret Fm. (Fig. 16). This mineralization type forms the mineable Cu ore in TV in modern times (Figs. 23,24). The economic ore is 4-8m thick with an average Cu content of 1.1-1.5% (Barski, 1978). Intensive prospection works for copper of this type was carried out from the 1950s (Bentor, 1952; Bartura and Wurzburg, 1974), and Cu exploitation was carried out between 1958 and 1983.



Figure 23: The northern side of open pit "J": (1) Sandy lithofacies; (2) Shaly lithofacies rich with veins of copper silicates; (3) Relict of dolomitic lithofacies; (4) Shehoret Fm. red sandstone with lateral transition to the top Sasgon Mbr. and (5) Alluvium sediments.

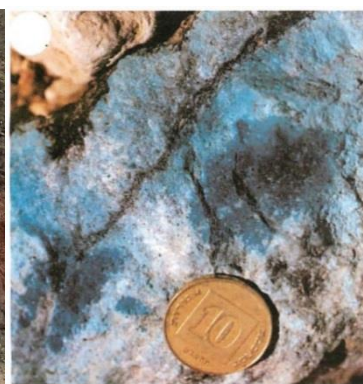


Figure 24: Round and elliptic-shaped dark, ocean- and midnight-blue-colored plancheite surrounded by pale- to-sky-blue chrysocolla in the sandy lithofacies (after Shlomovitch et al., 1999).

Due to the economic potential of copper mineralization, it was the subject of several researches from the late 1950s (e.g., McLoad, 1959; Bartura, 1966; Milton, 1966; Bartura and Wirtzburger, 1974; Bartura and Gross, 1966). Uranium exploration works and detailed studies renewed since the 1980s (Segev and Beyth, 1983; Ayalon et al., 1985; Segev and Beyth, 1986; Bar Matthews, 1986, 1987; Segev, 1986; Segev and Sass, 1989a,b; Bar-Matthews and Matthews, 1990; Segev, 1992; Shlomovitch et al., 1999).

Shlomovitch et al. (1999) suggested that the first copper mineral to form in the Sandy and Shaly lithofacies is chrysocolla ($\text{Cu}_{2-x}\text{SiO}_5(\text{OH})_3 \cdot y\text{H}_2\text{O}$), which is formed by the dissolution of precursor silicate minerals (quartz, clays, feldspars). The chrysocolla subsequently evolves into plancheite

$\text{Cu}_8(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_4 \cdot y\text{H}_2\text{O}$ (Fig. 24), pseudomalachite ($\text{Cu}_5(\text{OH})_4\text{P}_0_4$) and diopside ($\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Thermodynamic calculation indicates that copper silicate formation was brought about by a decrease in pH and/or increase in a_{Cu} and is thus consistent with the evidence for epigenesis in the Sasgon Mbr. (Shlomovitch et al., 1999).

Most of the early studies suggest that the source for copper was the erosion of adjacent Precambrian rocks, and that deposition within the clastic rocks occurred through stratiform syngenetic sedimentation in lagoons (Bentor, 1956; Wurzbürger, 1970; Bartura and Wurzbürger, 1974). Veins cutting through the strata were considered to have been formed by epigenetic processes. However, Segev and Sass (1989a, b) suggested that both the stratiform and the veins within the clastic sediments (mainly residual sandstone) are epigenetic in origin (Fig. 25). On the other hand, Bar-Matthews (1986, 1987) and Bar-Matthews and Matthews (1990) proposed that the stratiform copper and manganese ores, mainly within the residual sandstone, were deposited under oxidizing conditions during diagenesis. This proposal negates the conclusion of epigenetic origin for most of the clastic host-rocks (Segev and Sass, 1989a,b).

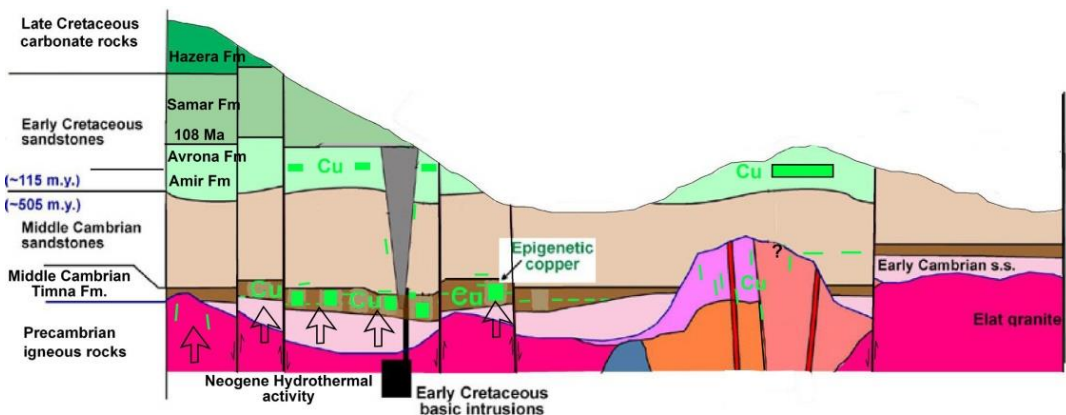


Figure 25: Schematic illustration depicted the first (1), second (2), third (3) and fourth (4) Cu mineralization cycles in southern Israel. The karstification associated with metallic remobilization and deposition of the fourth cycle typifies only the Israeli Cu mineralization within the Timna Fm.

Shlomovitch et al. (1999) concluded that the main copper mineralization, following paragenetic order of: chrysocolla, plancheite, pseudomalachite, and diopside, are concentrated in the sandy and shaly lithofacies, and represent epigenetic secondary copper mineral assemblage.

Manganese and **phosphate** mineralization in the same clastic units of the Timna Fm. appear mainly as cement, forming laminated Mn-rich residual sandstones with average Mn content of 2.83%. In some of the Mn nodules, the Mn content reaches 49%. Similarly, the P content usually ranges from 0 to 5%, whereas in several phosphorite concretions the P_2O_5 reaches more than 30%. In several sites uranium enrichments (up to 4000 ppm) were found within some of the manganese and/or the phosphorite assemblages (Bar-Matthews, 1986; Segev, 1986).

Various types of Mn nodules were reported almost exclusively around Har Mikhrot (Bentor, 1952; Magaritz, 1969; Bar-Matthews, 1986, 1987; Segev, 1986; Segev et al., 1995b). These nodules vary in size (1-30 cm) and shape and were classified in two groups, according to their mineralogy and chemical composition (Bar-Matthews, 1987). Type A Mn nodules consist of alternating 20 mm wide pyrolusite (MnO_2) and hollandite ($Ba_{1-2}Mn_8O_{16}$) laminae, with 30 to 50% quartz and feldspar grains, whereas type B Mn nodules mainly comprise of coronadite ($Pb_{1-2}Mn_8O_{16}$) and hollandite–coronadite solid solutions. Type A nodules are rare and Bar-Matthews (1987) and Bar-Matthews and Matthews (1990) showed their transformation to type B. The main Mn minerals within the sandy lithofacies cement are cryptomelane ($K_{1-1.5}Mn_8O_{16}$) with minor pyrolusite, hollandite and coronadite. Calculated K-Ar age for type A Mn nodule yielded 112 ± 11 Ma suggesting their formation during the Early Cretaceous magmatic and hydrothermal activity at this site (Segev et al., 1995b). The much younger K-Ar calculated dates for type B Mn nodule yielded inconsistent 20 ± 2 and 49 ± 5 Ma suggesting mixed ages of former type A material with later Neogene and younger material. Bar-Matthews (1987) and Bar-Matthews and Matthews (1990) argue that type-A Mn nodules have Cambrian diagenetic origin.

Pb and U isotopic compositions were studied by Ehrlich et al. (2004). They showed that type A nodules have a wide range of $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios and an almost constant ratio of $^{208}Pb/^{204}Pb$, which might reflect Pb contributions from plutonic rocks, whereas type B nodules have almost constant $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratios which indicate that these nodules were formed from a Th-enriched solution during later epigenetic processes. This line of isotopic

evidence well supports the genetic model for the above mentioned copper mineralization cycles.

Uranium enrichment (up to 4000 ppm) occurs in phosphatic and manganese minerals particularly in the epigenetic residual sandstones, which are the insoluble residue of sandy dolomites. Uranium, originally slightly enriched (up to 31 ppm) in the dolomites, was leached, mobilized and chemically entrapped by these apatite and Mn-oxides (Segev, 1992). Mass-balance calculation made by the latter author (Fig. 26), shows that the amounts of uranium, and most of the other metals studied in the sandy lithofacies host rocks, correlate well with those in the dolomitic lithofacies source rocks. This indicates a semi-closed intraformational system for most of the metals within the Sasgon Member.

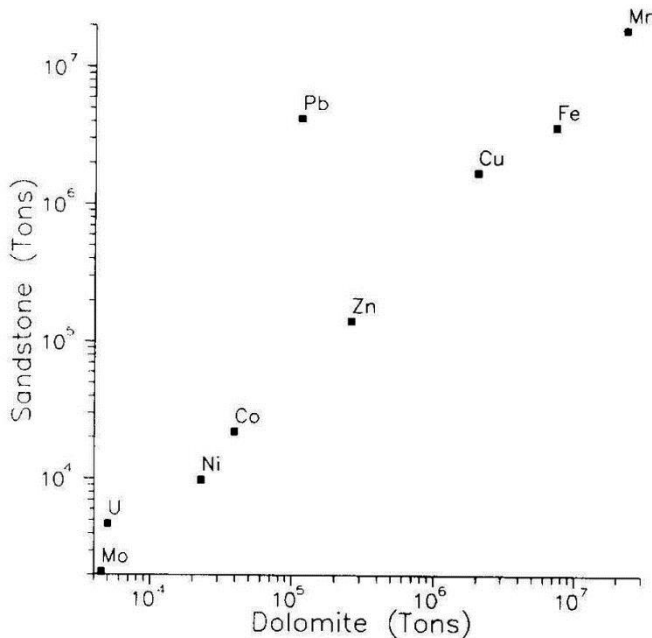


Figure 26: Plot of metal amounts within the dolomitic lithofacies versus their amounts within the clastic lithofacies of the Sasgon Member. With linear regression (excluding Pb): $Y = 0.8 X - 225888$, and $r = 0.985$.

The entire evidence for the intensive karstification and Cu, Mn and U mineralization processes within the Timna Fm., and the close by rock units, strongly relate them to the intensive faulting along the Dead Sea – Arava tectonic line. Normal faulting initiated before the Oligocene RTS and later on accelerated during the Miocene localization and development of the DST plate boundary.

Route Description (stations 2-6 depicted in Fig. 1)

Station 1 – Har Yoash

Overview of the Oligocene truncation surface and the Early Cambrian peneplain

Lookout from Har Yoash toward the Gulf of Eilat tip to notice the faulted blocks on both sides of the DST. In the northwest we shall look at the Precambrian block of Har Neshef and its typical young erosion. Furthermore, the proposed Middle Cambrian paleogeography (Fig. 4) indicates the existence of two basins, the Timna basin to the north and the Eilat basin in the south, separated by the Har Neshef - Har Amram ridge. Downward gradual faulted blocks that reach the Gulf of Eilat can be seen toward the south and east – Gishron block on the east from Har Yoash; Shelomo graben, extends southward toward the faulted block of Gebel Atsfir, where almost complete section of the Avdat Group comprise this block. On this block we can see the Early Cambrian peneplain truncating the Precambrian basement rocks. On the Shelomo-Roded tectonic block these Precambrian rocks reach ~770 m above m.s.l. and ~1500 m above m.s.l. in the Jordanian side of the Gulf (such as Gebel Bagir). The exposed complicated landscape and geological structure will be discussed in view of the morphotectonic and geodynamic processes (additional information available in Tour 2b by Avni, this volume).

Egyptian border road cut -the Timna Fm. in the Middle Cambrian Eilat basin

The Timna Fm. near Har Yoash contains a significant amount of alternation between reddish limestone, dolostone and colored (red and green) clastic rocks (Fig. 27,28). The sandy limestones typify undulatory stromatolitic lamination indicating their early formation and good preservation (Segev, 1986). The intimate alternation between limestones and dolostones led the latter author to suggest early diagenetic origin for these dolostones. The road cut exposed syn-sedimentary channel cutting the clastic and carbonate layers and filled by pink sandstone with cross bedding and mud balls.

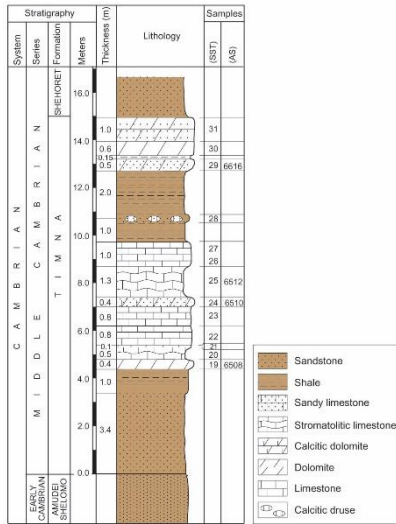


Figure 27: Columnar section of the Timna Fm. near Har Yoash, Eilat region.

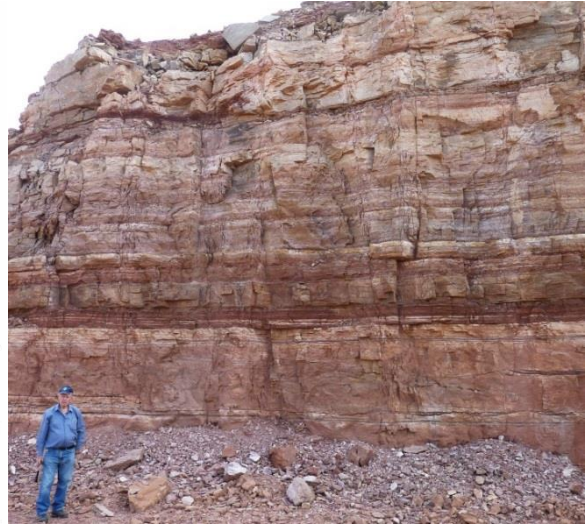


Figure 28: Photograph of road cut near the Egyptian border exposes the Timna Fm. near Har Yoash, Eilat region (Fig. 27).

The Timna Fm., deposited in the Eilat-Abu Khusheiba basin (Fig. 4), is different from that of the Timna Valley regarding its internal division and the carbonate rocks composition. In the Timna Valley all the carbonate rocks are completely dolomitized.

Station 2 – The "mushroom"

On our way to the Timna Valley (TV), after turning off the Arava road, we will drive along the southern fault of Nahal Timna graben (Figs. 1,13), which strikes WNW-ESE between Har Mikrot block in the north and Har Timna block in the south. The southern normal fault separates the Timna Granite in the south, and the Samar Fm. sandstones within the graben. A concealed normal fault separates the Timna Fm. of Har Mikhrot, and Har Sasgon, and the Amir Fm. within the graben. A small outcrop of Yotvata Mbr., Hazera Fm. surrounded by alluvium crops out within the deeper down faulted block. The structural position of Hazera Fm. in front of the basement granite points to its pre RTS Oligocene origin, similar to Nahal Raham graben on the southern TV (Fig. 1). We will stop to overview the TV from its center, showing Har Timna in the east, as the core of the TV pentagonal domal structure (Figs. 12,13). The semi-crater shaped valley is surrounded by the high cliffs of the Hazera Fm. The entire stratigraphic

succession, from the Early Cambrian peneplain (Fig. 2), is exposed around the station.

Station 3 – The Arches

Driving west towards this stop we will pass through the Timna and Shehoret fms. (partly covered by alluvium), up to the top Amir Fm. The arches at the bottom of the TV cliff typify the massive gray sandstone of Avrona Fm. (~60 m thick). We will discuss the cycle 3 copper mineralization within the Early Cretaceous Avrona and Amir Fms. Nearby ancient vertical and horizontal shafts demonstrate the exploration and exploitation of this type of copper ores.

Station 4 – Northern Har Mikhrot

From station 3 we drive back toward Nahal Timna graben, turn north and circumvent Har Sasgon from the east. The road on the southern margin of Nahal Mangan will pass along the eastern outcrops of the Early Cretaceous magmatism in the north TV (hidden within a small wadi on the south), namely basaltic plug and volcanoclastic rocks.

Very good exposure of the Sasgon Mbr's lateral lithofacies relationships can be seen at station 4. The results of dissolution\karstification and differential compaction (Fig. 29,30) of the insoluble materials will be presented. Two prospection trenches expose the contact between the sandy and the shaly lithofacies hosting various types of Mn and P mineralization, and some Cu mineralization of cycle 2 which is hosted by fresh dolostones. Prospecting tunnels from the 1950s exposed big Mn nodules hosted by the shaly lithofacies.



Figure 29: Detail of transition between the dolomitic and sandy lithofacies (SL) in northern Har Mikhrot. A wedge of laminar sandstone (of the SL) passes laterally (toward the upper left of the photograph) into rocks of the dolomitic lithofacies. Note the steeply inclined beds of the SL and their discordant contact with the underlying sandy dolomites. Rocks of the dolomitic lithofacies, overlying the sandstone wedge (to the right), are fragmented into blocks of varying sizes.



Figure 30: Detail of the transition between the dolomitic (1) and shaly lithofacies (ShL-2) in the west TV for comparison. A wedge of the ShL passes laterally (toward the central left and right of the photograph) into rocks of the dolomitic lithofacies. Contorted and deformed beds of the ShL are overhung by cliff of the slightly faulted pink sandstone of Shehoret Fm.

Station 5 – The Early Cretaceous volcanism – Tamar site diatreme

The Tamar site is an excellent example of exposed Early Cretaceous volcanic vent (diatreme) filled by volcanoclastic sediments cut across Cambrian and Early Cretaceous Fms. in the northern Timna Valley. The vents are the result of an ascending gabbroic intrusion interacting with groundwater, breaching the surface atop the Avrona Fm. (Weissbrod and Segev, 2003).

The volcanoclastic fill at the southern margin of the Tamar vent (numbered in Fig. 8), shows a succession of four lithofacies types (after Weissbrod and Segev, 2003) as follows: (1) Polymict, matrix-supported, brown volcano-sedimentary breccia, consisting of angular to sub rounded fragments, including sandstone, siltstone, shale, and dolomite, as well as granite and mafic clasts in a sandy-silty matrix. (2) Clast-supported polymict. volcanoclastic mixed breccia with angular to subangular fragments of altered mafic rock (microgabbro) and granite. These strongly altered fragments include ghosts of olivine, augite, biotite, and plagioclase laths. (3) Non-stratified fine- to medium-grained sandstone with granule- to gravel-size fragments or splinters of altered mafic

clasts and devitrified glass. In the lower part the color is green due to the many mafic chips. (4) Laminated green siltstone and mudstone alternate with yellow to reddish platy micritic dolostone, locally replaced by lenses of chert with stromatolithic to produce a spotted texture.

Station 6 – Close to the Timna copper mines gate

A separated relict hill of the dolomitic lithofacies in an area dominantly comprised of sandy lithofacies. The sandy dolomites host the syn-sedimentary copper mineralization (Fig. 20) that is related to Cu cycle 2. The Cu-rich dolomite hosts clearly seen paratacamite laminae and veins (~1.7% Cu), but the Cu sulfide spherules are rarely found. The unique dolomitic relict hill is very close to one of the Timna mines open pits ("J") where the dominant lithofacies is sandy, but dolomite relicts can also be seen. This open pit demonstrates a typical occurrence (Fig. 23) of the Miocene stratabound copper deposit hosted by Middle Cambrian rock units (Cu cycle 4).

References

- Asael, D., Matthews, A., Bar-Matthews, M., Harlavan, Y., Segal, I., 2012. Tracking redox controls and sources of sedimentary mineralization using copper and lead isotopes. *Chem. Geol.* 310–311, 23–35.
- Avni, Y., Segev, A., Ginat, H., 2012. Oligocene regional denudation of the northern Afar dome: Pre- and syn-breakup stages of the Afro-Arabian plate. *GSA Bull.* 124(11/12), 1871–1897, doi: 10.1130/B30634.1.
- Ayalon, A., Beyth, M., Vulkan, U., 1985. Radioactive mineralization in the Timna Valley, southern Israel. *Trans. Inst. Min. Metall.* 94, BI97-201.
- Bar-Matthews, M. 1986. Mineralization of uranium and other metals in the Timna Formation, Timna Valley. Ph.D. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem. 131 p. (in Hebrew, English abstr.).
- Bar-Matthews, M., 1987. The genesis of uranium in manganese and phosphorite assemblages, Timna basin, Israel. *Geol. Mag.* 124, 211–229.
- Bar-Matthews, M., Matthews, A., 1990. Chemical and stable isotope fractionation in manganese oxide–phosphorite mineralization, Timna Valley, Israel. *Geol. Mag.* 127, 1–12.
- Bartura, Y., 1966. Type sections of Paleozoic formation in the Timna area. *Stratigraphic sections N3. Geol. Surv. Isr.*, 12 p.
- Bartura, Y., Gross, S., 1966. The copper minerals of the Timna area. *Isr. Geol. Surv. Rep.*, MP. 167/66 (in Hebrew).
- Bartura, Y., Wtirzburger, U. 1974. The Timna copper deposit. In: Bartholome, P., ed. *Gisements stratiformes et provinces cupriferes. Soc. Geol. Belg., Liege*, pp. 277-285.

- Be'eri-Shlevin, Y., Katzir, Y., Whitehouse, M., 2009. Post-collisional tectonomagmatic evolution in the northern Arabian-Nubian Shield: time constraints from ion-probe U-Pb dating of zircon. *J. Geol. Soc.*, 166, 71-85.
- Bender, F., 1968. *Geologie von Jordanien*. Borntraeger, Stuttgart, 230 p.
- Bender, F., 1974. Explanatory notes on the geological map of the Wadi Araba, Jordan. *Geol. Jahrb. Rheihe*, B. 10, 62 p.
- Bentor, Y.K., 1952. Report on the copper and manganese deposits and Wadi Menayeh. *Isr. Geol. Surv. Rep.*, 34 p.
- Bentor, Y.K., 1956. The manganese occurrences at Timna (southern Israel). A lagoonal deposit. 20th Int. Geol. Congr. Symp., 2, 157-172.
- Bentor, Y.K. 1985. The crustal evolution of the ArabianNubian Massiv with special reference to the Sinai Peninsula. *Precambrian Res.* 28, 1-74.
- Beyth, M., Calvo, R., 2015. The Elat area as a field school for geology. *Isr Geol. Surv. Rep. GSI/10/2014*, 85 p.
- Beyth, M., Ginat, H., Hijazi, H., Al Khraisha, S., 2014. Accurate displacement along the Arava segment of Dead Sea Transform - preliminary results. Poster (<http://www.gsi.gov.il/Eng/Index.asp?CategoryID=148>).
- Beyth, M., Heimann, A., 1999. The youngest igneous event in the crystalline basement of the Arabian-Nubian Shield, Timna igneous complex. *Isr. J. Earth Sci.*, 48, 113-120.
- Beyth, M., Longstaffe, F.J., Ayalon, A., Matthews, A., 1997. Epigenetic alteration of the Precambrian igneous complex at Mount Timna, southern Israel: Oxygen-isotope studies. *Isr. J. Earth Sci.* 46, 1-11.
- Beyth, M., Segev, A., 1983. Lower Cretaceous basaltic plug in Timna Valley. *Isr. J. Earth Sci.* 32, 165-166.
- Beyth, M., Segev A., Bartov, Y., 1999, The Geological map of Be'er Ora., 1:50,000 Sheet 25-IV. *Isr. Geol. Surv. map*.
- Beyth, M., Stern, R., J., Altherr, R., Kroener, 1994. The Late Precambrian Timna Igneous Complex, southern Israel: evidence for comagmatic type Sanukitoid Monzodiorite and alkali granite magma. *Lithos*, 31, 103-124.
- Bigot, M., 1981. Quelques donnees sur l'environnement geologique et la geologie des occurrences cupromanganesiferes du Wadi Araba (Royaume Hashemite de Jordaine). *Fr. Bur. Rech. Geol. Minieres Bull.* II, 1-2, 153-163.
- Blake, G.S., 1936. *The stratigraphy of Palestine and its building stone*. Printing and Stationery Office, Jerusalem, 136 p.
- Brown, A., 1992. Sediment-Hosted Stratiform Copper-Deposits. *Geoscience Canada*, 19(3),125-141.
- Cloos, H., 1953, *Conversation with the Earth*: New York, Knopf, 413 p.
- Ehrlich, S., Harlavan, Y., Bar-Matthews, M., Halicz, L., 2004. Lead and uranium isotopic behavior in diagenetic and epigenetic manganese nodules, Timna Basin, Israel, determined by MC-ICP-MS. *Applied Geochemistry* 19, 1927-1936.
- Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T., Derin, B., 1970. The shear along the Dead Sea rift. *Philos. Trans. R. Soc. A* 267, 107-130.

- Garfunkel, Z., 1970. The tectonics of the western flanks of the Southern Arava. Ph.D. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem, 204 p. (in Hebrew, English abstr.).
- Garfunkel, Z., 1980, Contribution to the geology of the Precambrian of the Elat area. *Isr. J. Earth Sci.*, 29, 25-40.
- Garfunkel, Z., 1981. Internal Structure of the Dead Sea Leaky Transform (Rift) in Relation to Plate Kinematics. *Tectonophys.* 80, 81-108.
- Garfunkel, Z., 1999. History and paleogeography during the Pan-African orogen to stable platform transition: Reappraisal of the evidence from the Elat area and the northern Arabian-Nubian Shield. *Isr. J. Earth Sci.* 48, 135-157.
- Karcz, I. Key, C. A., 1966, Note on the Pre-Paleozoic Morphology of the Basement in the Timna Area (southern Israel). *Isr. J. Earth Sci.* 15, 47-56.
- Katzir, Y., Litvinovsky, B. A., Jahn, B. M., Eyal, M., Zanzilevich, A. N., Valley, J. W., Vapnik, Ye., Beeri, Y., Spicuzza, M. J., 2007. Interrelations between coeval mafic and A-type silicic magmas from composite dykes in a bimodal suite of southern Israel, northernmost Arabian-Nubian Shield: Geochemical and isotope constraints. *Lithos*, 97, 336-364.
- Keidar, Y., 1984. Mineralogy and Petrology of Copper Nodules in the Upper White Nubian Sandstone in the Timna Valley: M.Sc. thesis, Ben Gurion Uni. of the Negev, 101 p. (in Hebrew, English abstract).
- Kohn, B., Weissbrod, T., 1993. Fission track dating of authigenic apatite in Cambrian sediments, southern Israel: implications for timing of initiation of the Dead Sea transform. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 21, 595 (Abstract).
- Kolodner, K., 2007. The provenance of the siliciclastic section in Israel and Jordan: U-Pb dating of detrital zircons. Ph.D. thesis, The Heb. Univ. Jerusalem, 133 p.
- Kröner, A., Eyal, M., Eyal, Y., 1990. Early Pan-African Evolution of the Basement around Elat, Israel, and the Sinai Peninsula revealed by single-zircon evaporation dating, and implications for crustal accretion rates. *Geology* 18(6), 545-54.
- Marco, S., Ron, H., Matthews, A., Beyth, M., Navon, O., 1993. Chemical remanent magnetism related to the Dead Sea Rift: evidence from Precambrian igneous rocks of Mount Timna, southern Israel. *J. Geophys. Res.* 98, 16001-16012.
- McLoad, B.H., 1959. Microscopic examination of some Timna minerals. "Mahtsavei Israel". Unpub. Int. Rep.
- Milton, C., 1966. Copper and manganese mineralization of Israel. U.S.G.A., Unpub. Int Rep.
- Morag, N., Avigad, D., 2010. Stages in the development of the Arabo-Nubian Shield in Eilat region. *Isr. Geol. Soc. Annu. Meet.*, Eilat, Geol. Tour guid, pp. 47-59.
- Rothenberg, B., 1998. The Egyptian Mining Temple at Timna. *Inst. Archaeo-Metallurgical Studies*, Uni. Collage London, 317 p.
- Rothenberg, B., 1998. Who are the 'Midianite' copper miners of the Arabah? *Metallurgica Antiqua*, Der Anschnitt, Beiheft 8, 197-212.
- Segev, A., 1984. Lithostratigraphy and Paleogeography of the Marine Cambrian Sequence in Southern Israel and Southwestern Jordan. *Isr. J. Earth Sci.* 33, 26-33.
- Segev, A., 1986. Lithofacies relationships and mineralization occurrences in the Timna Formation, Timna Valley. Ph.D. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem, 115 p. (in Hebrew, English abstr.).

- Segev, A., 1992. Remobilization of uranium and associated metals through karstification processes: a case study from the Timna Formation (Cambrian), southern Israel. *Ore Geol. Rev.* 7, 135–148.
- Segev, A., 2000. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics*. 325, 257–277.
- Segev, A., 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.
- Segev, A., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar geochronology of Berriasian–Hauterivian and Cenomanian tectonomagmatic events in northern Israel: implications for regional stratigraphy. *Cretaceous Res.* 30, 810–828. doi:10.1016/j.cretres.2009.01.003.
- Segev, A., Beyth, M., 1983. Preliminary report of the geology of the Timna Valley and its radioactive mineralization. *Isr. Geol. Surv. Rep. Me/2/83*, 36 pp.
- Segev, A., Beyth, M., 1986. Timna Valley geological map, 1:20,000. *Geol. Surv. Isr.*
- Segev, A., Beyth, M., Bar-Matthews, M., 1992. The geology of the Timna Valley with emphasis on copper and manganese mineralization- updating and correlation with the eastern margins of the Dead Sea rift. *Geol. Surv. Isr. Rep.*, GSI/14/92, 31 p.
- Segev, A., Goldschmidt, V., Rybakov, M., 1999. Late Precambrian–Cambrian tectonic setting of the crystalline basement in the northern Arabian–Nubian Shield as derived from gravity and magnetic data: basin-and-range characteristics. *Isr. J. Earth Sci.* 48, 159–178.
- Segev, A., Halicz, L., Steinitz, G., Lang, B., 1995b. Post depositional processes on a buried Cambrian sequence in southern Israel, north Arabian Massif: evidence from new K-Ar dating of Mn-nodules. *Geol. Mag.* 132, 375–385.
- Segev, A., Rybakov, M., Weissbrod, T., Beyth, M. 1995a. Lower Cretaceous Gabbroic Intrusion at Shallow Depth in the Timna Valley, Southern Israel: Magnetometric Evidence. *Isr. J. Earth Sci.* 44, 137–148.
- Segev, A., Rybakov, M., Hamiel, Y., Lyakhovsky, V., 2012. 3-D structure of the Gulf of Eilat and the southern Arava Valley based on geophysical and geological information. *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/34/2012*, 33p.
- Segev, A., Sass, E., 1989a. Copper-enriched syngenetic dolostones as a source for epigenetic copper mineralization in sandstones and shales (Timna, Israel). In: Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowett, E.C., Kirkham, R.V., eds. *Sediment-hosted stratiform copper deposits*. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 36, pp. 647–658.
- Segev, A., Sass, E., 1989b. Lithofacies and thickness control by epigenetic dissolution—the dolomitic Timna Formation, Cambrian, Southern Israel. *Sediment. Geol.* 63, 109–126.
- Segev, A., Weissbrod, T., Lang, B., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Aptian–Albian igneous activity in the Negev, Israel: consequences of the Levant–Nubia plume activity. *Cretaceous Res.* 26(4), 633–656.
- Shlomovitch, N., Bar-Matthews, M., Segev, A., Matthews, A., 1999. sedimentary and epigenetic copper mineral assemblages in the Cambrian Timna Formation, southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 48, 195–208.
- Shpitzer, M., Beyth, M., Matthews, A., 1992. Igneous Differentiation in the Late Precambrian plutonic Rocks of Mt. Timna. *Isr. J. Earth Sci.* 40, 17–27.

- Soudry, D., Weissbrod, T., 1995. Morphogenesis and Facies Relationships of Thombolites and Siliciclastic Stromatolites in a Cambrian Tidal Sequence (Elat Area Southern Israel). *Palaeogeogr., Paleoclim., Paleoecol.* 114, 339-355.
- Sneh, A., Bartov, Y., Weissbrod, T., Rosensaft, M., Hall, J.K., 2000. Geological Shaded-Relief Map of Israel and Environs: Jerusalem, Israel Geological Survey, scale 1:500,000.
- Stein, M., Goldstein, S.I. 1996. From plume head to continental lithosphere in the Arabian-Nubian Shield. *Nature* 382, 773-778.
- Weissbrod, T., 2005. The Paleozoic in Israel and Environs. In: Hall et al., (eds), *Geological Framework of the Levant Volume II: The Levantine Basin and Israel*. pp. 283-315.
- Weissbrod, T., Segev, A., 2003. Lower Cretaceous magmatic activity in the Timna Valley: geological setting and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Isr. J. Earth Sci.* 52, 77-95.
- Weissbrod, T., Segev, A., Beyth, M., 1990. Lower Cretaceous volcanoclastic and crater-lake deposits within Paleo-Mesozoic sandstones at Timna Valley, southern Israel. *International Volcanological Congress IAVCEI, Mainz, unpaginated (abstract)*.
- Weissbrod, T., Sneh, A., 1997. Stratigraphy and Sedimentology of the Lower Cretaceous Amir Formation in Israel and Sinai: A Marine Clastic Deposit with Tidal Channels. *Isr. J. Earth Sci.* 46, 79-93.
- Weissbrod, T., Sneh, A., 2002. Sedimentology and paleogeography of the Late Precambrian-Early Cambrian arkosic and conglomeratic facies in the northern margins of the Arabo-Nubian Shield. *Isr. Geol. Surv. Bull.* 87, 44 p.
- Wurzburger, U., 1967. The Occurrence of Sulphides in the Timna Massif and Secondary Copper Minerals in the Timna Copper Deposit, Negev (southern Israel). Imperial College, unpub. Rep., 70 p.
- Wurzburger, U., 1970. Copper silicates in the Timna ore deposit. *Isr. J. Chem.*, 8, 443.
- Zlatkin, A., Wurzburger, U. 1957. Eruptive Rocks of Timna (Negev): *Geol. Surv. Isr. Bull.* 14, 41 pp.

19-21.1.2016

Israel Geological Society

Elat 2016

Field Trips Guide



Editor:

Bar Elisha

