



החברה הגיאולוגית הישראלית

כנס שנתי גנוסר תשנ"ד

מדריך סיורים

שימושי הדמיות רדאר בגיאולוגיה

קרניאלי, א.¹, ארקין, י.²

1. המעבדה לחישה מרחוק, המכון לחקר במדבר ע"ש יעקב בלאושוטיין
2. המכון הגיאולוגי, רחוב מלכי ישראל 30, 95501 ירושלים

הדמיות רדאר הינן בעלות חשיבות רבה במחקרים גיאולוגיים זאת עקב רגישותן לשינויים בתבליט ובתכסית. שינויים אלו מיוחסים למסלע, טקטוניקה, מבנה, גיל הנוף, גיאומורפולוגיה וגיאובוטניקה של פני השטח. כמו כן, חוסר התלות בין הדמיות הרדאר, תנאי מזג האוויר וזווית השמש מהווה גורם חשוב בפיענוח נתוני שטח.

הדמית הרדאר מסוג SAR שעל גבי הלווין הארופי ERS-1 (ראה עטיפה קדמית) מציגה את צפון ישראל ומהווה דוגמה ליכולת ניטור סביבות יבשתיות וחופיות. צורות נוף וכיסויי קרקע שונים ניתנות לזיהוי כגון הרים, רשתות נקוז, שדות חקלאיים, ומבנים גיאולוגיים כגון העתקים, לינאמנטים, קמטים ותופעות וולקניות.

ההחזרה מגופי מים תלויה ברובה בתנאי הרוח בזמן הסריקה. בהדמית התשליל (עטיפה אחורית) הצופה נמצא כביכול בכיוון המנוגד לכיוון הסריקה של הרדאר. העמדה זו מהווה טכניקת עיבוד תמונה המאפשרת איבחון חזותי של פרטי תבליט שאינם בהכרח בולטים בהדמיה המקורית.

החברה הגיאולוגית הישראלית מביעה בזה את תודתה למוסדות אלו על תרומתם לכנס:

חברת דלק חפושי נפט בע"מ
לפידות חברת מחפשי נפט לישראל בע"מ
פמ"א – פיתוח משאבי אנרגיה
המכון הגיאולוגי, ירושלים
בנק הפועלים, סניף מאה שערים, ירושלים
המועצה האזורית עמק הירדן
בנק טפחות בע"מ, ירושלים
צ.מ.ה. רותם תעשיות
א. פאר, נ. שרגאי, עבור עבודת השרטוט;
למדריכי הסיורים, לעזרה בהגהות.

סדר צילום והפקה: דפי לייזר הוצאה לאור (1992) בע"מ



הכנס השנתי

נוף גנוסר

מדריך סיורים

עריכה:

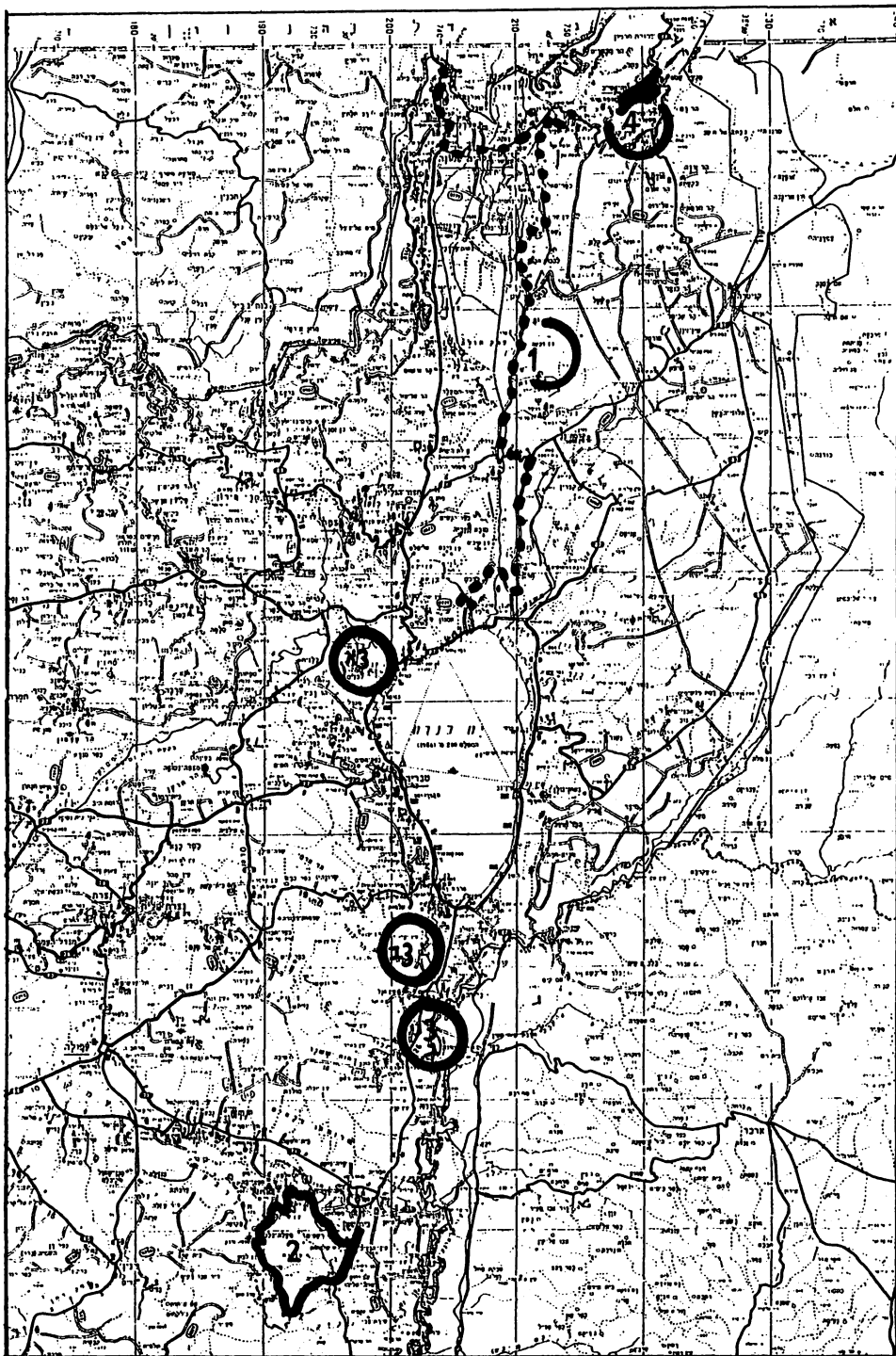
ר. אמית,¹ י. ארקין,² י. ברטוב,² פ. הירש²

¹המחלקה לגיאוגרפיה פיזית

האוניברסיטה העברית, ירושלים

²המכון הגיאולוגי, ירושלים

מפת מסלולי הסיורים



מדריך סיורים – תוכן ענינים

יום ד', 2.3.94

1	תופעות טקטוניות ומשקעי טרווטין בבקע ים המלח בצפון ישראל	סיור 1
	א. היימן	
27	סטרטיגרפיה, מבנה, וטקטוניקה של שולי הגלבוע	סיור 2
	י. חצור, ג. שליב וי. מימרן	
	הבטים גאולוגיים ופרהיסטוריים בבקע הצפוני	סיור 3
53	א-3 אתרים ארכיאולוגיים מגיל הפלייסטוקן התיכון והעליון בנחל עמוד	
	א. חוברס	
65	ב-3 סיור באתר עובדיה	
	נ. גורן-ענבר	
77	ג-3 סטרטיגרפיה וטקטוניקה בפליו-פלייסטיקן של בקעת כנרת	
	ד. בראון	

CONTENTS

Field Trip 4	JURASSIC PARK: conjugate shear zones, thrusting, syntectonic veins, basaltic magmatism and hydrothermal dolomitization on the SE Hermon Range	1
	A. E. Shimron	

סיורים בצפון בקע הירדן – חידושי מחקר

החברה הגיאולוגית הישראלית שמחה להציג בכנס גנוסר – 1994 מבחר נוסף של סיורים וזאת בהמשך לפעילותה הקבועה באירגון סיורים גיאולוגיים והוצאה לאור של מדריכים לסיורים אלה.

הסיורים נועדו במקורם למשתתפי הכנס אך נסיון השנים האחרונות מראה שהם מתאימים גם למסיירים מחוץ למסגרת הכנס המעוניינים לערוך אותם עצמאי. לפיכך חוברות ההדרכה כוללות חומר רקע כללי שמטרתו לסייע בידי המסיירים מסוג זה.

מטבע הדברים הסיורים המוצעים למשתתפי הכנס בגנוסר, מתמקדים בחידושי המחקר בצפון בקע הירדן, מהגלבוע ועד החרמון. מגוון הסיורים המוצעים מתווסף לסיורי כנס החברה הגיאולוגית אשר נערך ברמות – 1989, ובכך הם מרחיבים ומשלימים את המידע הקיים באזור מעניין זה. הזמן שחלף מאז כנס רמות (1989) והמאמץ הרב שהושקע בהמשך המחקר באזור, מבטיח לאלה אשר השתתפו בעבר בסיורים דומים שיצאו נשכרים.

דברי ההסבר לסיורים בחוברת זאת מתמקדים בתופעות גאולוגיות צעירות הקשורות לבקע ולשלבי התהוותו, תוך כדי התייחסות למבנה שולי הבקע ולמבנה הגיאולוגי שקדם להווצרות הבקע. כמו כן, נדונים בסיורים אלה אירועים בהיסטוריה הגיאולוגית הקשורים למשטרים טקטוניים אשר אינם קיימים יותר. הקשר בין מבנים גיאולוגיים שקדמו להווצרות הבקע לבין המבנה הנוכחי שלו נראה לחוקרים רבים כגיאוגרפי בלבד בעוד שאחרים מנסים לקשור ביניהם תוך כדי הצגת הפעילות המאוחרת כעוקבת אחר אזורי חולשה עתיקים.

סיורו של אריה שימרון לחרמון מוביל אותנו לאזור בו נרשמו התרחשויות הקשורות בטקטוניקה ובפעילות וולקנית בקריתיקון התחתון ובניאוגן. לכמה מהשברים המוצגים על ידו כשייכים למערכת טקטונית קדומה יש ביטוי צעיר במגמה הפוכה. כך למשל שבר שיאון המוצג על ידו כשבר תזוזה ימני בקריתיקון התחתון מהווה חלק ממערכת שברי הבקע הצעירים (כקטע משבר ראשייה), אשר הינה מערכת של שברים שמאליים.

הוולקניזם הקריתיקוני המבטא מערכת מאמצים קדומה, מהווה סמן לאיתור תנועות צעירות על אותם העתקים. קשר נוסף בין התופעות הקדומות המתוארות בחרמון לבין הבקע נובע מההרמה של גוש החרמון כחלק מהתנועה הצעירה. הסיבה להרמה זו, כפי שהודגם בשעתו ע"י רפי פרוינד ז"ל, היא בשינוי כיוון השברים ויתכן ומגמה זו נמשכת עד היום. תהליך הרמתו של גוש החרמון הוא האחראי לחשיפה העמוקה בו. קשה להבחין בין ההרמה שניגרמה בעטייה של פעילות הקשת הסורית כפי שנרמז בתצפיות החושפות אי התאמות סנוניות לרגלי החרמון (ראה סיור בהדרכת י. מימרן בכנס רמות – 1989), מזאת הקשורה לתהליכים הטקטוניים שיצרו את הבקע.

בסיור לאזור שמצפון לכנרת מציג אריאל היימן שני נושאים עיקריים כאשר האחד מתייחס לשברי השוליים בבקע והשני דן במשקעי הטרורטין אשר בו.

על מנת לקבוע מהם היחסים בין השברים והמבנים המלווים אותם, מציג היימן סכמה סטריוגרפית מסודרת של סלעי המשקע, הטרורטינים והבזלות. בנוסף, הטרורטינים נדונים על ידו גם כסלעי משקע המייצגים את הפליאוגיאוגרפיה של הבקע במיליון השנים האחרונות. קיים פער ניכר בין העדויות בדבר תנועה בבקע כמודגם על ידי התופעות

המלוות את שברי השוליים לבין כמות התנועה המוצגת על ידי השברים המעתיקים את משקעי הטרורטין.

בחלקו הדרומי של אזור הסוירים בכנס זה נמצא מבנה הגלבו. יעקב מימרן, יוסי חצור וגבי שליב מציגים שפע של תצפיות הנוגעות לשבר הגלבו ולתופעות אשר נירשמו בסלעי הסביבה. במקרים רבים קשה להפריד בין תופעות הקשורות לשלבי הפעילות של הקשת הסורית לבין אלה הקשורות בשבר הגלבו המסתעף מהבקע. גם סיור זה מהווה השלמה לסיור קודם אשר נערך בכנס רמות (1989) – הסיור לבקעת בית שאן ולמזרח הגלבו (י. מימרן וחבריו, 1989).

חשיבות רבה מיוחסת להפרדה בין דפורמציה של מבנים עתיקים לדפורמציה צעירה הקשורה בבקע עצמו. בעזרת הפרדה זאת ניתן להעריך את מידת התנועה לאורך הבקע. שיטת ההערכה מבוססת בעיקר על קביעת יחסי הגיל עם המשקעים היבשתיים והבזלות הנאוגניות.

בקעת כנרת מוצגת ע"י דורון בראון המתמקד בהסטוריה הטקטונית הצעירה של האזור החל מתקופת השקעתה של תצורת ארק אל אחמר. לתאור זה יש להוסיף את ההסטוריה הקדומה יותר כפי שתועדה בקידוח צמח 1 ואת פרטי המבנה שזוהו בחתכי הרפלקציה הסייסמית אשר נערכו באזור זה. המבנים של ארק אל אחמר ועובדיה הם מבנים התחומים בגבולות הבקע ואין להם תואמים מעבר לשוליו. ענין מיוחד בסלעי המשקע של פנים הבקע מעוררים שרידיו של האדם הקדמון מהתועדים בסיור זה. בסיור באתר עובדיה בהדרכתה של נעמה גורן-ענבר, מוצגת הבעיתיות של תפירה ארכיאולוגית באזור מורכב מבחינה טקטונית וההשלכות שיש למבנים הגיאולוגיים על צורת החפירה. האדם הקדמון משמש כאן כמאובן המאפיין סביבות השקעה ומסייע בפענוחן.

שרידים פרהיסטוריים בנחל עמוד, הוא נושא הסיור המודרך ע"י אראלה חוברס. למרות שאתר זה אינו נמצא בתוך הבקע אלא בסמוך לו. ברור לחלוטין שאירועים שהתרחשו בתוך הבקע (כגון שינויים במפלסי ימת הלשון) השפיעו בצורה ניכרת על האוכלוסיה אשר שכנה בנחל עמוד. חלק מקשרים אלה טעון עדיין ברור מעמיק והמשך מחקר, אך מידע נוסף אשר הובא בשעתו על ידי שטקליס וענבר-גורן מאזור גשר בנות יעקב (חוברת סוירים כנס רמות, 1989) מוסיף נדבכים חשובים להסטוריה האנושית בתקופת הפלייסטוקן באזור. הדפורמציה הניכרת של סלעי המשקע הצעירים באתר גשר בנות יעקב ובאזור עובדיה מצביעה על עוצמת הפעילות הטקטונית הצעירה באתרים אלה.

אנו מאחלים למשתתפי הכנס סיורים נעימים ופוריים ומזכירים למסיירים העצמאיים את חובת הזהירות בסיורים. החל בהקפדה על שתיה מרובה וכלה בצורך בתאום שטחים לפני הכניסה אליהם.

העורכים

תופעות טקטוניות ומשקעי טרוורטין בבקע ים המלח בצפון ישראל

אריאל היימן

המכון הגיאולוגי, ירושלים

רקע

בקע ים המלח התפתח לאורך טרנספורם ים המלח המהווה את הגבול שבין הלוח הערבי ללוח האפריקאי (ציור 1). מקובל כי לאורך הטרנספורם, בתחומי ישראל, התרחשה תנועה אופקית שמאלית של 105 ק"מ (Freund et al., 1970). בצפון הארץ מפריד הבקע בין הרי הגליל ממערב, והגולן והחרמון ממזרח. הבקע עצמו בנוי מאגנים ומאזורים מוגבהים: אגני הכנרת, החולה ועמק עיון מופרדים על ידי הבלוקים המורמים של רמת כורזים וגוש מטולה (ציור 2). חתך סטריגרפי מוכלל של יחידות הסלע הצעירות בבקע ים המלח בצפון ישראל מוצג בציור 3.

מבין העבודות הרבות שנעשו על האזור נציין כאן את אלו העוסקות במבנה הרגיונלי וביחידות הסלע העיקריות: Picard, 1965; Freund et al., 1970, Horowitz, 1973; Schulman and Bartov, 1978; Garfunkel, 1981; Joffe and Garfunkel, 1987; וכן היימן, 1990.

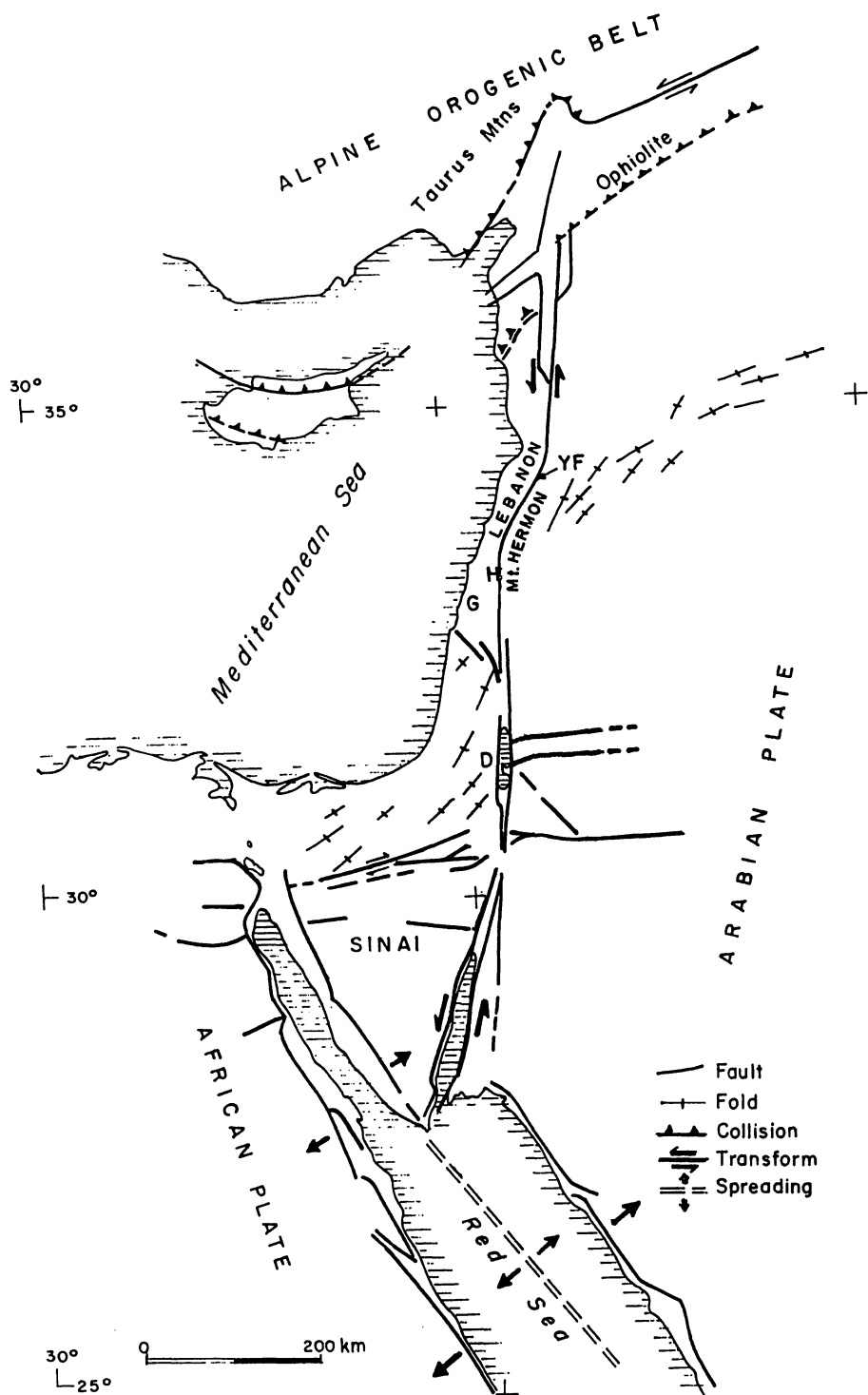
מטרת הסיור כפולה: (א) מעקב אחר מרכיבי השבירה העיקריים, והמבנים הראשיים והמשניים המאפיינים את גבול הלוחות בצפון ישראל והבנת משמעותם הטקטונית. (ב) הכרת משקעי הטרורטין הנפוצים בצפון עמק החולה – הופעתם בשדה, תופעות סדימנטריות מיוחדות, הרכבם הכימי והאיזוטופי, והקשר שלהם לפעילות הטקטונית באזור. תחילתו של הסיור בצפון הכנרת, המשכו ברמת כורזים, ברמת יהודה, בעמק החולה, באזור מטולה ובמשקעי הטרורטין שברמת הבניאס (ציור 2).

תחנות הסיור (תחנות הסיור מסומנות בציור מס' 2)

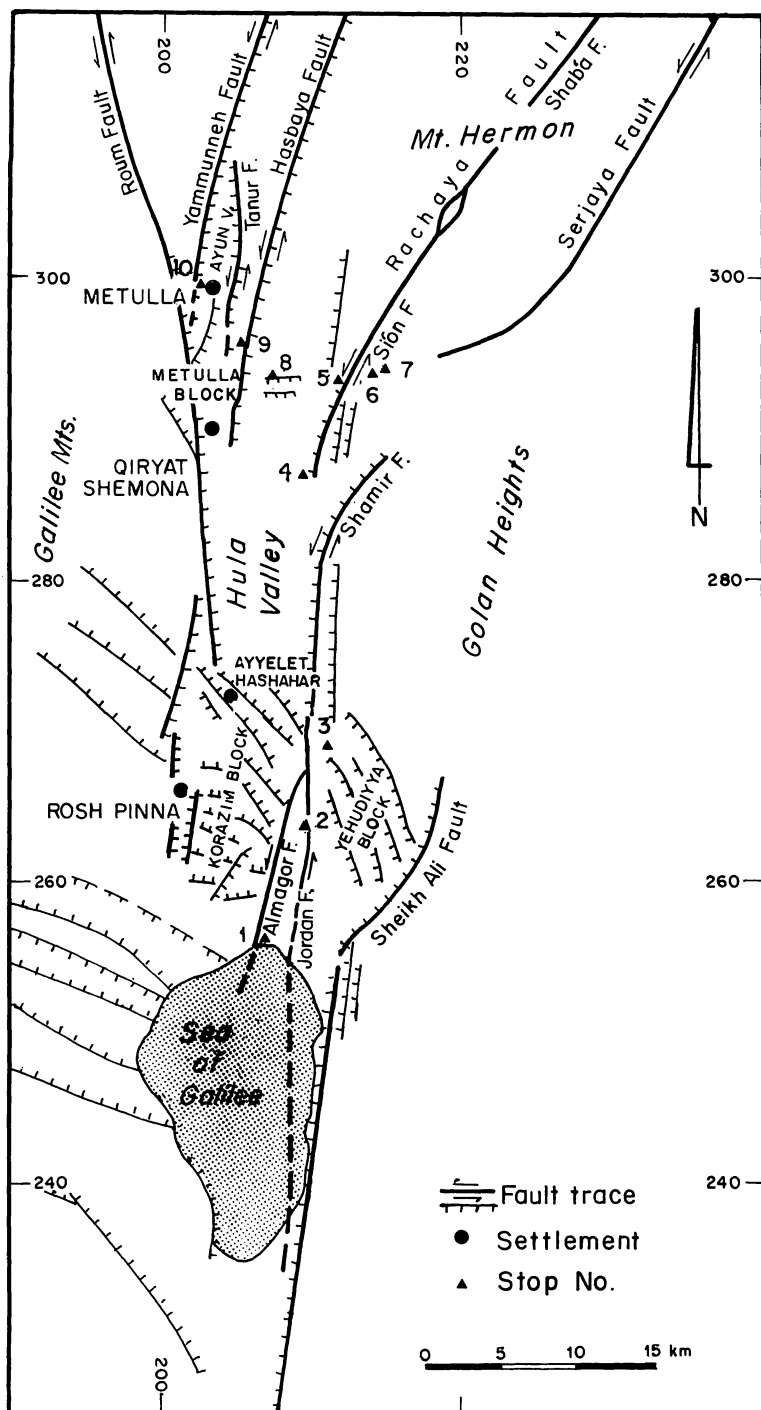
1) אלמגור (נ.צ. 2069/2573)

נקודת התצפית שבדרום מזרח מושב אלמגור מאפשרת הכרה של מבנה הבקע באופן כללי ושל יחידות המבנה והנוף סביב הכנרת ומצפונה: במזרח – מורדות הגולן, בצפון מזרח – רמת יהודה, מצפון לכנרת – רמת כורזים, ובמערב – מבנה הבלוקים של הגליל התחתון המזרחי ורמת פוריה (ציור 2). הגיאומטריה של שברי הבקע סביב הכנרת תואמת היווצרות תחת תנאי מתיחה (פרוט השברים ומשמעותם ראה היימן, 1990). גיל

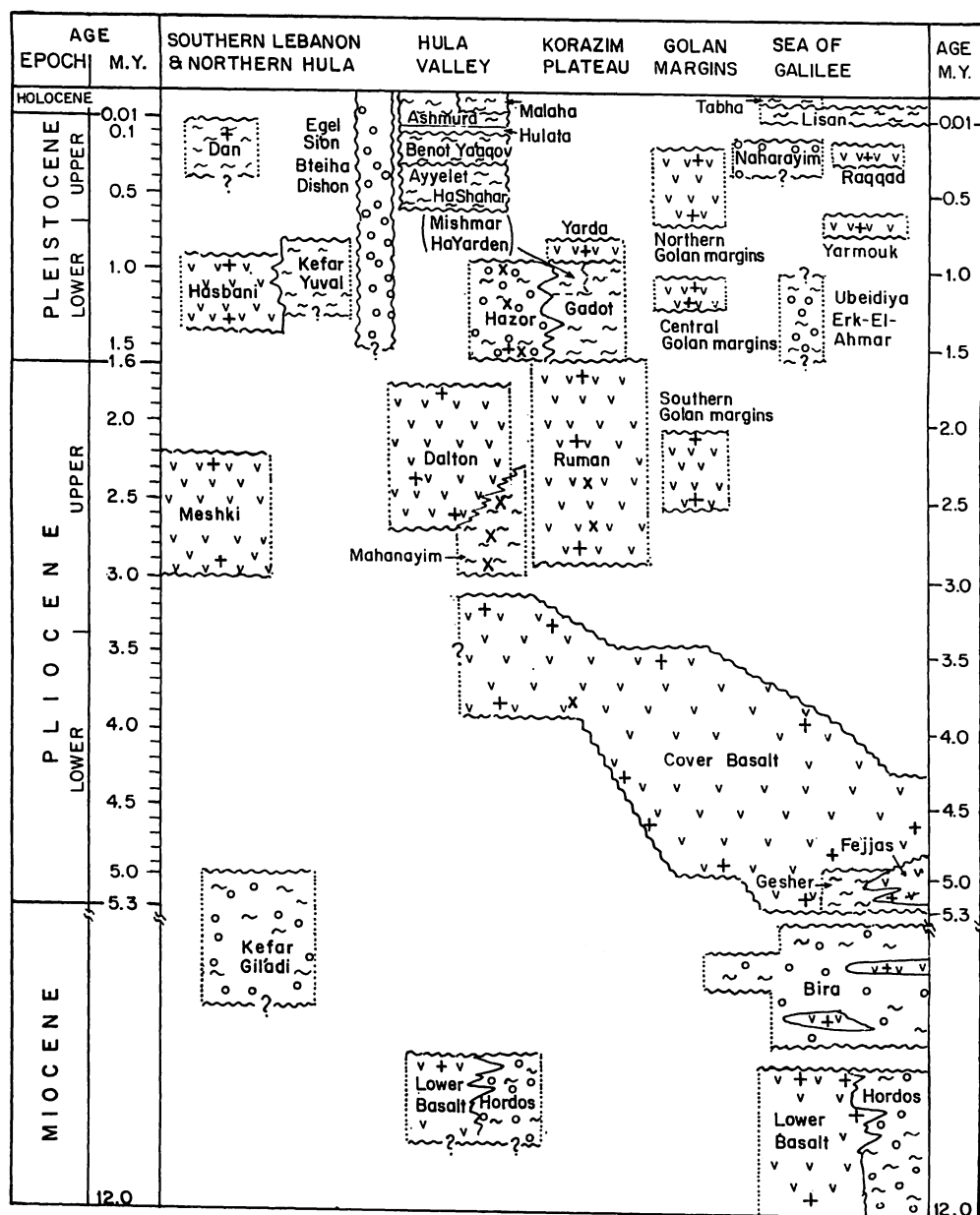
סיור זה דומה בחלקו לסיור שהוצג בכינוס החברה הגיאולוגית בשנת 1989 (היימן וחבריו) תוך שינוי ועדכון החלק העוסק בטקטוניקה והוספת החלק הדרן בטרורטנים.



ציור 1. המארג הטקטוני הכללי של ישראל וסביבותיה (H - חולה; D - ים המלח; G - גליל; YF - שבר הימונה; בעקבות Freund and Garfunkel, 1976).



ציור 2. מערך השברים הראשיים בגבול הלוחות והשבירה המשנית בצפון ישראל. מוצג מיקום תחנות הסיור.



ציור 3. חתך סטרטיגרפי מוכלל של יחידות המסלע בבקע ים המלח בצפון ישראל (+, X) - נקודות בחתך בהם יש בקרה גיאוכרונולוגית או פליאומגנטית (בהתאמה). סומנו נקודות משמעותיות בלבד; היימן, 1990).

היווצרות אגן הכנרת אינו ברור די צרכו. גיל הכנרת צעיר מ- 2 מ.ש. על פי תיארוך של שינויים בכיוון הניקוז של מזרח הגליל (Kafri and Heimann, in press) וכנראה אף צעיר מ- 1 מ.ש. (ראה להלן, Heimann and Ron, 1993). רמת (בלוק) יהודיה נטויה לדרום-מערב, היא מוגבלת בשבר הירדן ממערב ובשבר שייח עלי שבדרום מזרח. הזריקה לאורך שבר שייח עלי דועכת מ- 400 מ' בדרומו לאפס בצפון. שברים שכיוונם הכללי צפון מערב מחלקים את הרמה למספר תת-בלוקים. גיל השבירה ברמת יהודיה צעיר מ- 2 מליון שנה שהוא גיל הבזלת המכסה את הרמה והמוסטט על ידי השברים.

2) חרבת רפיז (נ.צ. 2092/2627)

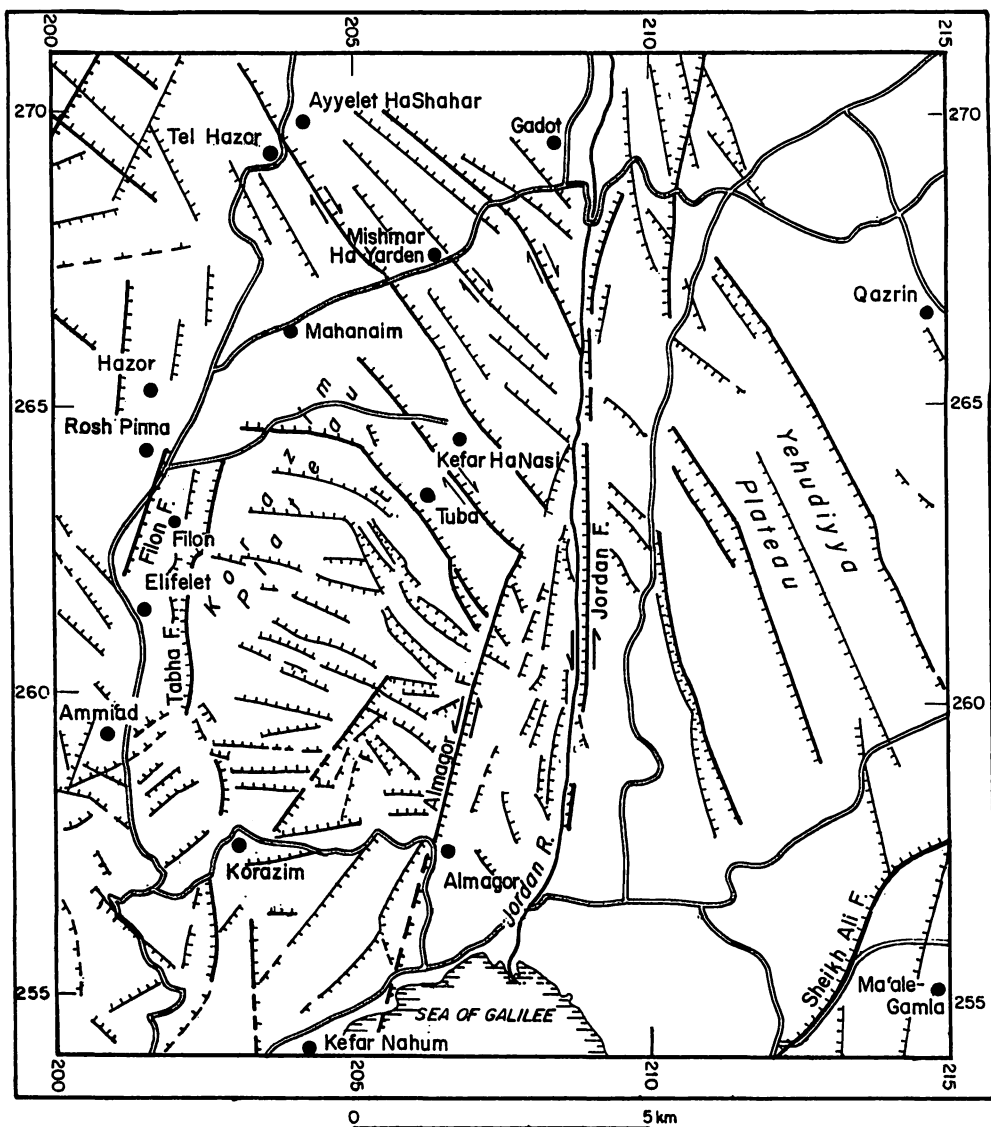
רמת (בלוק) כורזים הינה מבנה מוגבה הממוקם בין הר כנען ממערב והגולן ממזרח. רמה זו מוגבלת במערבה על ידי שבר טבחה (ביליצקי, 1987) ובמזרחה על ידי שברי הירדן ואלמגור שהם ככל הנראה הביטוי לגבול הפלטות באזור זה (ציורים 4.2). מיקומו של העתק הבקע הראשי לאורך הירדן נתמך על ידי מספר תצפיות: עדויות גיאומורפולוגיות (ביליצקי, 1987; Harash and Bar, 1988), גילי בזלת שונים משני צידי הירדן (ראה ציור 5), קווי רפלקציה סייסמית המראים את מיקום ההעתק הראשי לאורך אפיק הירדן ומעט ממזרח לו (Rotstein and Bartov, 1989), וכן פעילות סייסמית רצנטית לאורך קו זה והמשכו בכנרת. העתק אלמגור עצמו מאופיין על ידי מדרגה מורפוטקטונית ואזורים בלתי מנוקזים המצביעים על גילו הצעיר. מוצע שלשבר אלמגור יש מרכיב של תנועה אופקית שמאלית וזאת על פי תופעות מתיחה המצויות לאורכו, כמו למשל הבריכה המצויה על קו השבר באזור הגבוה מסביבתו (נ.צ. 20770/26120) (ראה פרוט אצל היימן, 1990). כיוונו של העתק אלמגור הוא 020° ולכן תנועה שמאלית עליו, כחלק מהתנועה הכללית על הטראנספורם שכיוונו צפון דרום, מכתיבה משטר לחיצה בבלוק כורזים (Heiman and Ron, 1993). הביטוי ללחיצה זו הינה שבירה אינטנסיבית במספר מערכות שברים (בחלקם הפוכים, Rotstein and Bartov, 1989) המבדילים בין בלוקים. מיפוי מפורט של השברים על פני השטח נעשה על ידי ביליצקי (1987) (ציור 4).

רמת כורזים מכוסה ברוב שטחה על ידי בזלות שטווח גילם 0.8–5.1 מ.ש. (Heimann and Ron, 1993; ציור 5).

מנקודת התצפית בח' רפיז ניתן לצפות על שברי הירדן ואלמגור וביטויים המורפולוגי וכן באחת ממערכות השברים שבתוך הבלוק, זו שכיוונה NW (ציור 4). על יד אפיק הירדן, במקום בו מתפצל העתק אלמגור מהעתק הירדן, ניתן לצפות בצלקות האופייניות לגלישות קרקע (צילום 1). Harash and Bar (1988) הציעו שגלישות אלו הן עדות התומכת במיקום מוקד רעידות אדמה באזור זה.

3) מצפה גדות (נ.צ. 2101/2690)

המבנים של עמק החולה, רמת כורזים והגליל המזרחי נצפים היטב מנקודה זו. בחלקה הצפוני מכוסה רמת כורזים על ידי בזלות רומן וירדה שגילן 0.8–2.5 מ.ש. (ציור 5). נבחין בשברים שכיוונם לצפון מערב המעתיקים את צפון הבלוק. לשבירה זו עדויות גם בתת

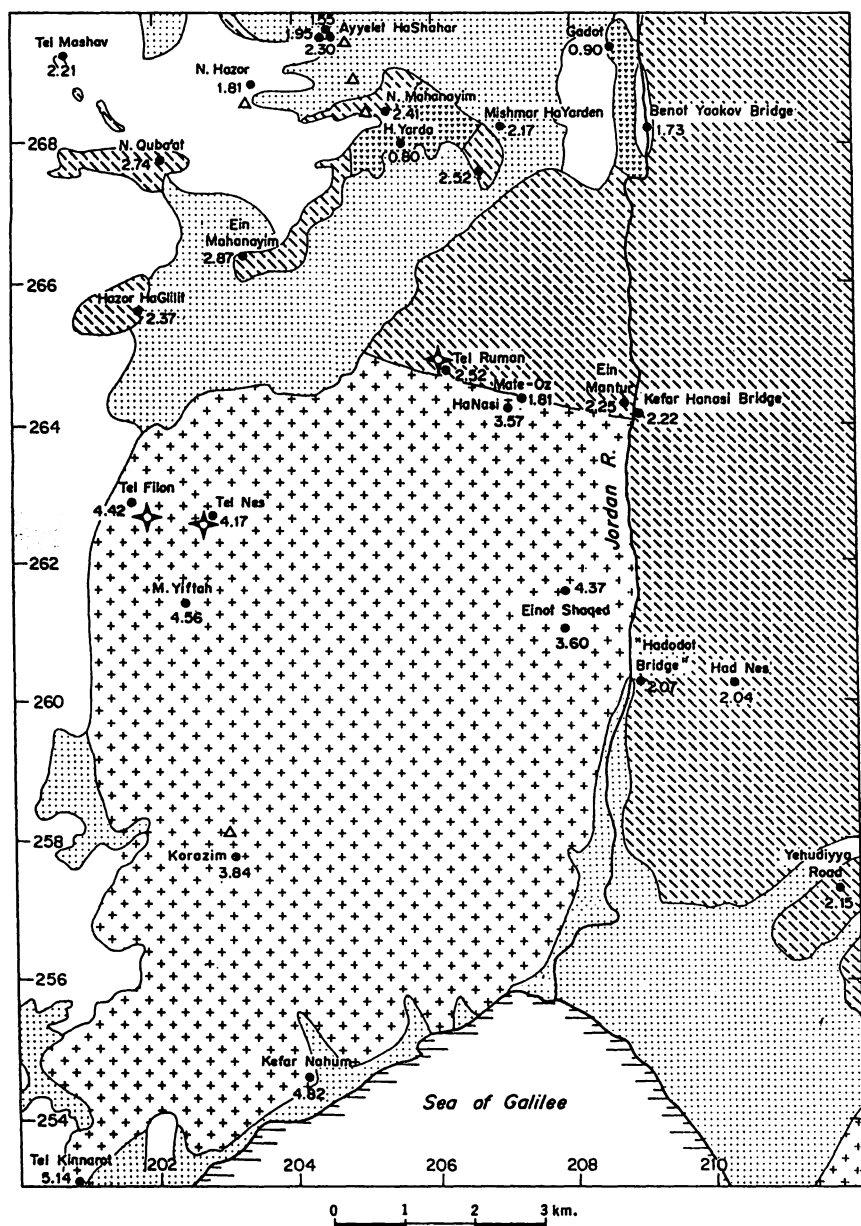


ציור 4. מפת השברים ברמת כורזים וברמת יהודה (בחלקו בעקבות ביליצקי, 1987;

Harash and Bar, 1988).

הקרקע: פענוח קוי הרפלקציה מראה שורה של בלוקים ברוחב של כמה מאות מטרים במבנה פרח המתפצלים מההעתק הראשי ויוצרים את המערכת בכיוון NW עם רכיב של תנועה הפוכה (Rotstein and Bartov, 1989).

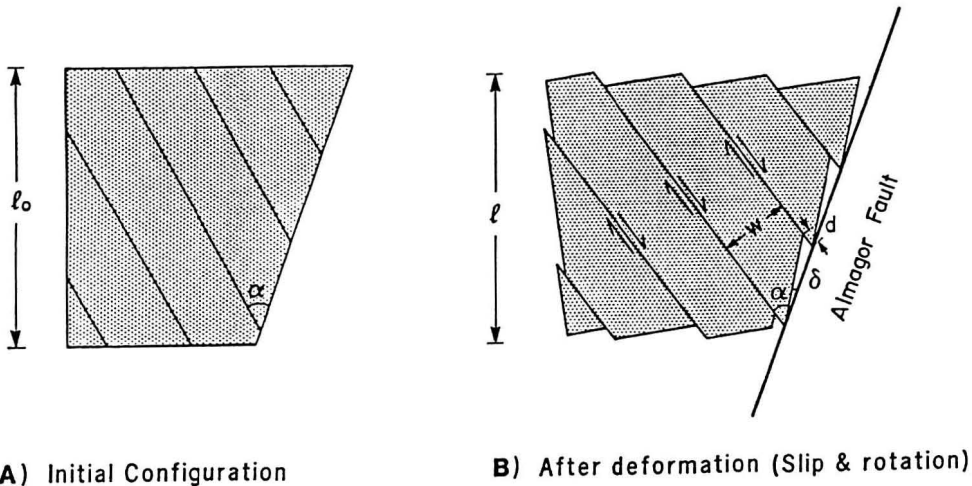
מדידות פלאומגנטיות מצביעות על רוטציה של הבלוקים בשעור של $11.4^\circ \pm 4.0^\circ$ בניגוד לכיוון השעון (ציור 6; Heimann and Ron, 1993). ניתוח קינמטי מצביע על כך שרמת כורזים עברה דפורמציה (התקצרות בכיוון צפון-דרום) כתוצאה מרוטציה זו בשילוב עם תנועות אופקיות ימניות בסדר גודל של מספר מאות מטרים על שברים המצויים בתוך



ציור 5. תפוצה סכמתית של בזלות הכיסוי, רומן וירדה ברמת כורזים (Heimann and Ron, 1993). קו המגע המסומן בין הבזלות השונות משוער בלבד משום שהוא מבוסס על מספר מצומצם של אתרים מתוארכים ולא על פי נתוני שדה.



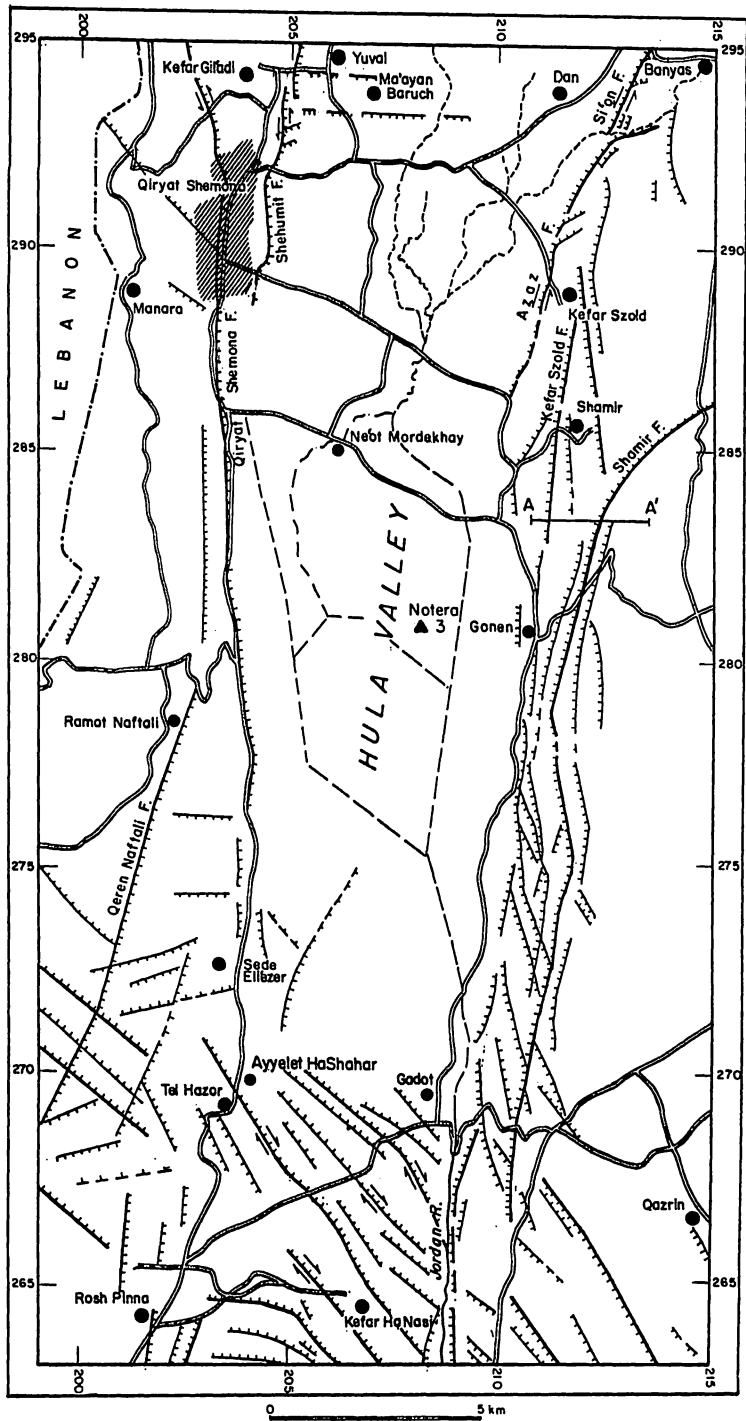
צילום 1. מבט מרמת הגולן מערבה אל עבר רמת כורזים. ניתן לראות את אזור התחתרות הירדן ואת הצלקות שהן תוצר גלישות.



$$\frac{d}{w} = \frac{\sin \delta}{\sin (\alpha+\delta) \times \sin \alpha}$$

$$\lambda = \frac{\ell}{\ell_0} = \frac{\sin \alpha}{\sin (\alpha+\delta)}$$

ציור 6. שיחזור גיאומטרי של המעוות הפנימי בבלוק כורזים (Heimann and Ron, 1993).



ציור 7. מפת השברים בחולה ובשוליה (היימן, 1990).

הרמה, שכיוונם 290° – 315° , וכן שבירה הפוכה על אותם שברים בסדר גודל כולל של עד מספר מאות מטרים ולחיצה והתרוממות של האזור כולו. שעור הרוטציה דומה בסלעים שטווח גילם מ-3.8 מ.ש. ועד פחות ממיליון שנה, ומכאן שעיקר המעוות הנראה כיום בפני השטח של רמת כורזים צעיר ממיליון שנה. מוצע שהגורם למעוות חריף זה הוא השבירה הצעירה על שבר אלמגור; מכיוון שהשבר אינו מקביל לכיוון תנועת הפלטות נוצרת עליו לחיצה שביטויה הוא המעוות ברמת כורזים (Heimann and Ron, 1993).

אם אכן קיים קשר בין המעוות הנצפה ברמת כורזים ושבר אלמגור אזי מתבקש שהפעילות של שבר אלמגור החלה לפני פחות ממיליון שנה ועל פי הפעילות הסייסמית נראה שהיא נמשכת עד היום. בהנחה זו, שבר אלמגור הוא הביטוי הצעיר לתנועה האופקית על הטרונספורם באזור זה וכתוצאה מפעילות עליו נוצר המעוות ברמת כורזים ויתכן שאף ברמת יהודה.

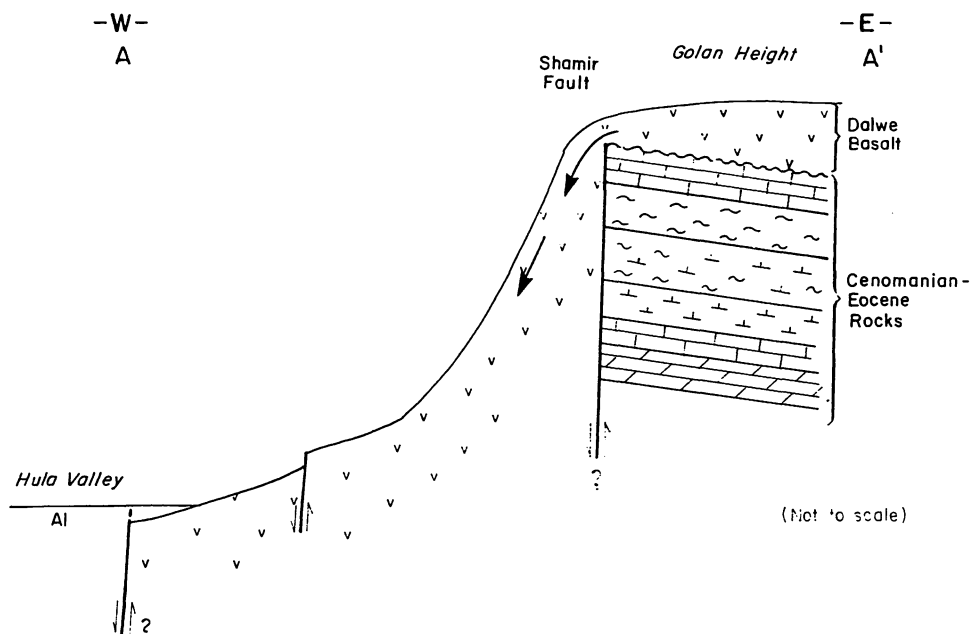
הגבול הסטרוקטורלי המפריד בין אזור הלחיצה של רמת כורזים ובין עמק החולה אינו ברור. על פני השטח נראית רמת כורזים כנוחתת אל תוך עמק החולה ללא מבני שבירה משמעותיים אך יתכן שקיימים שברים שאינם נחשפים על פני השטח. אין כרגע מידע מתת הקרקע על אזור המעבר שבין בלוק כורזים לחולה.

עמק החולה הינו עמק דמוי מעויין (rhomb-graben) המוגבל ממזרחו בשברי השוליים של הגולן. ממערב מוגבל העמק בשבר קרית שמונה המשתנה כלפי דרום משבר בודד לאזור שבירה הבנוי ממספר מערכות שברים (ציור 7). אגן החולה הוצע בעבר כאחד מהאגנים שנוצרו על ידי מודל ה- pull-apart basin (ראה למשל, Freund et al., 1970; Garfunkel, 1981). אולם, העדרם של שבר רוחב צפוני (כמו במספר אגנים אחרים לאורך הבקע, ראה תחנה מס' 8), ושבר רוחב דרומי מקשה על בנית מודל להיווצרות העמק. במידה וקיימת שבירה בדרום העמק, יתכן שהחולה נוצרה תוך שבירה לרוחב האגן בדרומו וכפיפה בצפונה. יתכן שגם מרכיב של רוטציה של בלוקים גדולים קיים ביצירת החולה וזאת כתוצאה משינוי כללי בכיוון הטרונספורם מצפון לחולה, באזור החרמון (היימן, 1990).

החתך הסטרוטיגרפי בתת הקרקע בעמק מורכב מחילופין של סדימנטים אגמיים ובזלות. תיארוך הבזלות בשיטת $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ בקידוח נוסרה 3 (Heimann and Steinitz, 1989) מצביע על כך שהן מסודרות בסדר סטרוטיגרפי וכן שקרוב לבסיס הקידוח מצויה בזלת בת 8.8 מ.ש. ומספר מטרים מעליה בזלת בת 4.1 מ.ש. קיומו של חתך עבה של סדימנטים ובזלות מגיל הצעיר מ-4.1 מ.ש. מצביע על כך שבתקופה זו שימש העמק כאגן. מנגד, בתקופה הקודמת ל-4.1 מ.ש. לא שקעו משקעים עבים ולפיכך נראה שהאזור לא שימש כאגן. לאור זאת הוצע שעמק החולה החל להיווצר לפני כ-4 מ.ש. (Heimann and Steinitz, 1989). לפני כ-2.5 מ.ש. הגיע עמק החולה לגובהו הטופוגרפי הנוכחי ומאז קצב השתפלותו שווה בממוצע לקצב הסדימנטציה (היימן, 1990).

4) גבעת אנפה (נ.צ. 2102/2877)

מערכת שברים בכיוון צפון-דרום מהווה את הגבול המזרחי של עמק החולה. שבר שמיר, שכיוונו לצפון מזרח (ציור 7), מתפצל מהמערכת הראשית באזור קיבוץ שמיר. תופעות



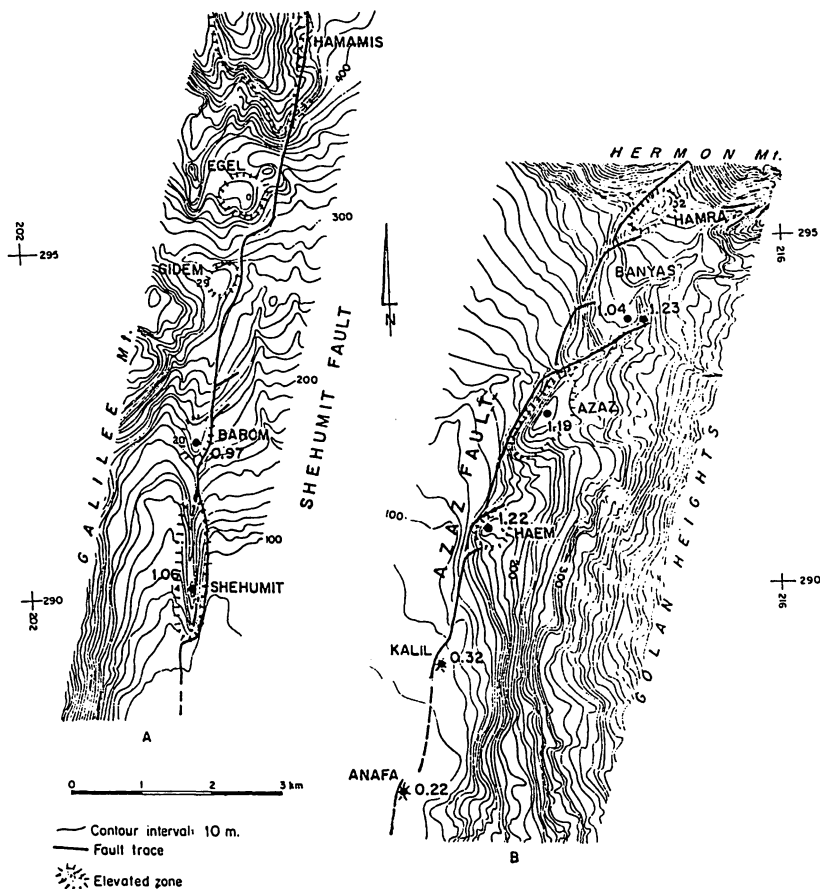
ציור 8. חתך רוחב סכמתי (ללא קנה"מ) של אזור שבר שמיר (מיקום חתך A-A' ראה בציור 7).

דומות של התפצלות שבר לצפון מזרח נצפו בשבר שיח עלי באזור הכנרת ובשבר שיאון שבחרמון (ציור 2). זריקתו המכסימאלית של שבר שמיר היא 400 מ' בדרום מערב, והיא מצטמצמת (עד לאפס) לצפון מזרח. הפעילות העיקרית לאורך השבר עתיקה לפחות משני מליון שנה (גיל בזלת דלווה המכסה את השבר, ציור 8).

גבעת אנפה בנויה מבזלת צעירה שגילה 0.2–0.3 מ.ש. (היימן, 1990). גבעה זו, כמו גבעות אחרות הממוקמות לאורך קו שכיוונו לצפון-מזרח – תל קליל, גבעת האם, גבעת עזז ותל חמרה – מצויה בתוך עמק החולה ובולטת מסביבתה. גבעות אלו נוצרו כמבני לחיצה (push-ups) כתוצאה משבירה אופקית שמאלית לאורך קטעי שברים המוסטים בדרוג ימני (Heimann and Ron, 1987; ציור 9). קיומם של שקעים בלתי מנוקזים וגילן הצעיר של הבזלות הנחשפות בגבעות מעידים כי גיל הפעילות לאורך שבר זה, שבר עזז, צעיר ביותר. קו שבירה נוסף, לאורכו נמצאו מבנים דומים, הוא שבר שחומית הממוקם בגבול המערבי של עמק החולה (ציורים 9, 7, 10).

שבר כפר סאלד (ציור 7) הוא בעל זריקה של 220 מ' והוא מסיט בזלת שגילה זהה משני צידיו – 0.4 מ.ש. ולפיכך קצב התנועה האנכית הממוצע המינימלי על שבר זה הוא 0.55 מ"מ/שנה, בדומה לנתוני ההשתפלות שנמדדו במרכז עמק החולה (Heimann and Steinitz, 1989; Kafi et al., 1983).

מצפון מזרח לעמק החולה מתנשא מבנה החרמון (צילום 2). מקובל (למשל, Freund et al.,

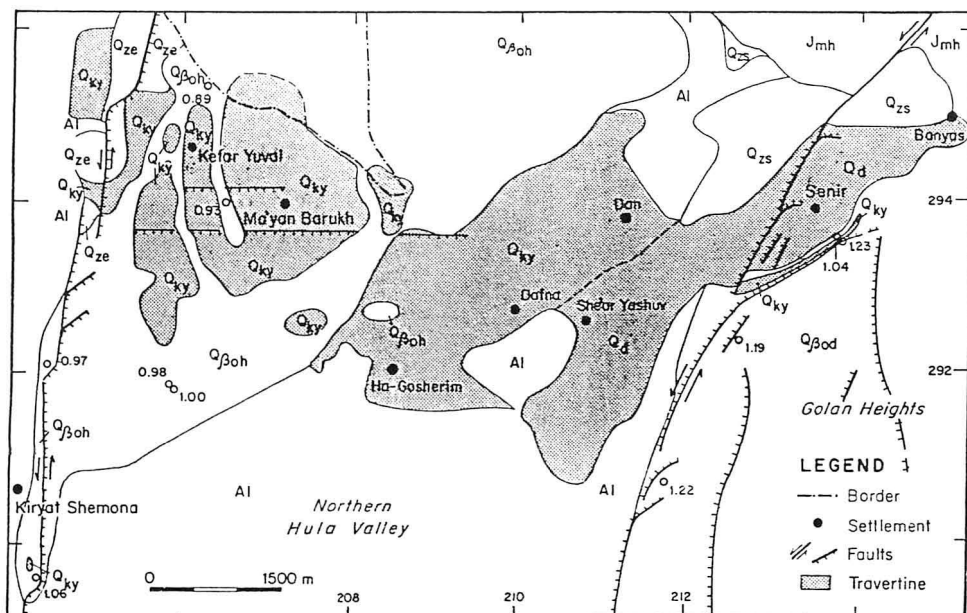


ציור 9. מבני כיפות לאורך שברי עזז ושחומית (היימן, 1990; 1987, Heimann and Ron).

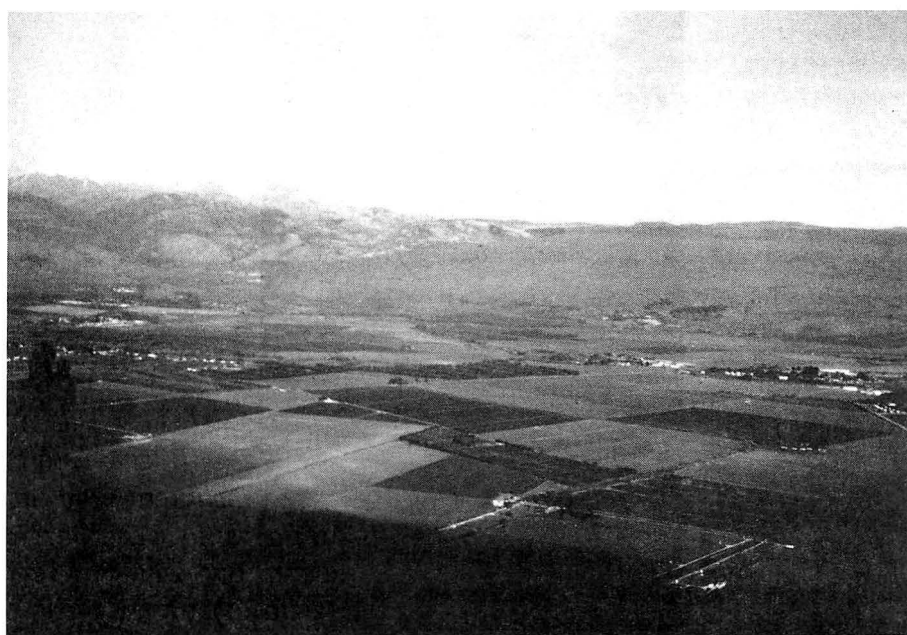
(1970) כי החרמון נוצר על ידי לחיצה שמקורה בכיפוף קו הטרנספורם מצפון לעמק החולה בקטע של שבר הימונה, וכי גיל יצירת המבנה דומה לגיל התנועה לאורך בקע ים המלח. בתצפית אל החרמון ניתן לראות היטב כי למרות שהמבנה תלול, חלקו העליון של החרמון הוא מישורי מאד ולא קיימים בו אזורים עם טופוגרפיה חדה. הוצע (Heimann et al., 1990) שזהו מישור ארוזיבי מיוקני; כתוצאה משבירה מאוחרת על גבי שברים ראשיים בתוך החרמון הוסט המישור וחלקיו מצויים כיום בגבהים שונים. מוצע כאן כי עיקר התרוממות מבנה החרמון היא פליו-פלייסטוקנית; ניתן אולי לקשור את תחילת ההתרוממות לשינוי באופי התנועה לאורך גבול הפלטות (Joffe and Garfunkel, 1987) שהביא גם ליצירת עמק החולה. במידה וקשר כזה אכן מתקיים החלה ההתרוממות העיקרית של מבנה החרמון לפני פחות מ-4 מ.ש., כגיל עמק החולה.

(5) דן (נ.צ. 2118/2935)

שבר עזז (ציורים 9,7) שקצהו הדרומי בתל אנפה, נמשך צפונה דרך גבעת האם, גבעת עזז, רמת הבניאס הבנויה טרוורטין וגבעת חמרה הבנויה מקונגלומרט (צילום 3). גבעות אלו נוצרו כאמור כתוצאה מלחיצה לאורך שבר עזז. המשכו של שבר עזז לצפון הוא שבר ראשיה החוצה את החרמון (ציור 2). שבר ראשיה מורכב מקטע דרומי (שבר שיאון)



ציור 10. מפה גיאולוגית של צפון עמק החולה. מודגשים מחשופי הטרורטין.



צילום 2. עמק החולה והחרמון במבט מהגליל המזרחי.



צילום 3. גבעת עזז במבט מגבעת האם שמדרום. ברקע החרמון בו מתחתר נחל שיאון לאורכו של שבר שיאון.



צילום 4. טרורטין המונח מעל קונגלומרט שיאון בגבעת חמרה. שים לב להטיה שעברו שתי היחידות יחדיו דבר המעיד על פעילות טקטונית משמעותית המאוחרת להשקעת הטרורטין שגילו כ- 25,000 שנה.

ומצפוני (שבר שבעא) הנמצאים בדרוג שמאלי. כתוצאה מהדרוג השמאלי והתנועה האופקית השמאלית התפתחה בקעת ברכתא שהיא pull-apart basin (Heimann et al., 1990).

פרוינד (1980) הציע שלאורך שבר שיאון התרחשה תנועה אופקית שמאלית. מרכיב התנועה האופקית ניתן להערכה בשלוש דרכים: א) "אף" החרמון (המורדות הדרום מערביים) מוסט כ-1000 מ' (פרוינד 1980); ב) גבעת חמרה המורכבת מקג"ל מוסטת 700 מ' מהמשך המחשוף בצד המערבי של השבר (היימן, 1985); ג) אל שבר שיאון מגיעים מספר שברים בכיוון כללי מזרח מערב. שחזור של השבר (קרי הסטה ימנית של כ-1000 מ') יוצר התאמה טובה בין שברים שונים משני צידיו (היימן, 1985).

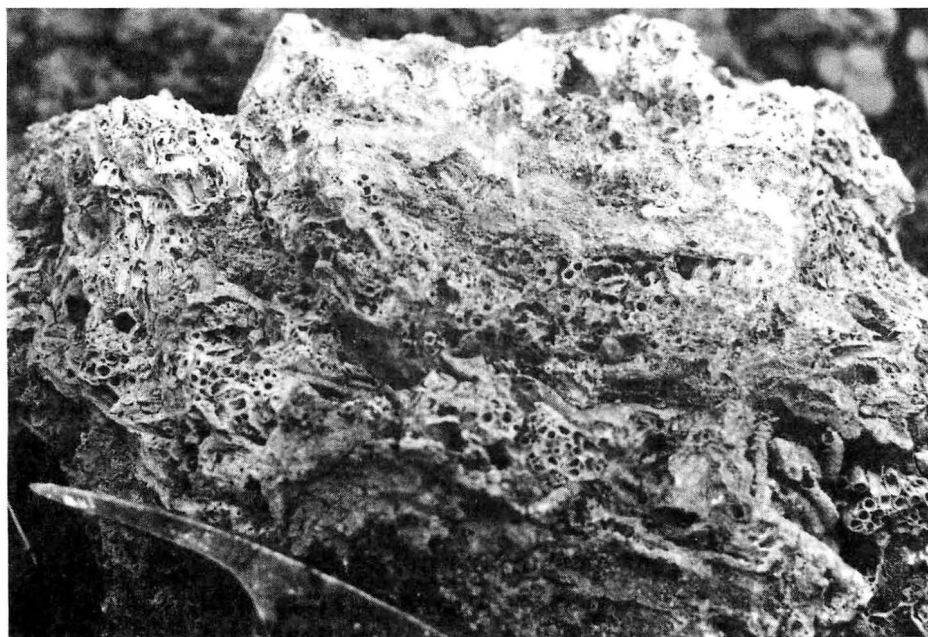
בגבעת חמרה ניתן לצפות בטרורטין המונח על גבי הקג"ל הפלייסטוקני של נחל שיאון כאשר שניהם נטוים יחדיו כ-25° לכיוון דרום (צילום 4). עובדה זו מעידה על המעוות הצעיר שיצר גבעה זו, ומכאן גם מצביעה על גיל הפעילות הצעיר לאורך שבר עזז-שיאון.

6) רמת הבניאס - ליד קיבוץ שניר (נ.צ. 2133/2933)

צפון עמק החולה ורמת הבניאס מכוסים טרורטין בשטח נרחב יחסית, כ-20 קמ"ר (היימן, 1985; ציור 10) ובעובי של עד כ-60 מ'. למרות קרבתם למקורות הירדן, אין השתרעות הטרורטין קשורה במישרין לאזורי הנביעה ואפיקי הנחלים הנוכחיים. הטרורטין מורכב ברובו מקלציט דל-מגנזיום עם ריכוז נמוך של קוורץ וחרסית דטריטיים. הסלע בדרך כלל נקבובי, פריך, צהבהב-חום ובעל מבנה למינרי עד שכבתי. ניתן להבחין בטרורטין בשני פצאים: א) פצאים מאובני צמחים, העשיר בשרידי עלים, ענפים וגבעולים, בעיקר של קנה מצוי (צילומים 5,6). ב) פצאים מסיבי דל במאובני צמחים (צילום 7). המעברים הלטרליים בין שני הפצאים מהירים, ולא ניתן לערוך קורלציה מהימנה בין חתכים סמוכים (Heimann and Sass, 1989). הטרורטין בצפון עמק החולה הופרד לשתי יחידות: טרורטין דן וטרורטין כפר יובל (Picard, 1963). יחידות אלו מונחות ביחסי איצבוע עם בזלת דלווה (צילום 8), בזלת חצבני, קונגלומרט שיאון וחלוקי עגל (ציור 11; Heimann and Sass, 1989). השקעת טרורטין היא פועל יוצא של נביעת מים עשירי קרבונט, הפחתת הלחץ החלקי של CO₂ על ידי יציאתו מהמים, עליה pH ועלית דרגת הרוויה. יציאת CO₂ מהמים ספונטאנית ומואצת על ידי גורמים פיסיקאליים כגון חימום ועירבול המים. לפעילות ביולוגית ובעיקר לטחבים, אצות, בקטריות וצמחים עילאיים הנפוצים בטרורטין חשיבות רבה (צילומים 9-12). בתהליך הפוטוסינטזה משתמשים הצמחים והציאנובקטריות ב-CO₂ ובכך מפחיתים את ריכוזו במים. הטרורטין באזור המזרחי שונה כימית ואיזוטופית מהטרורטין הנפוץ באזור המערבי (היימן, 1985). נראה שההבדל נעוץ בתמיסות בעלות הרכב שונה אשר נבעו מאקויפרים שונים. קיומם בהווה של שני אקויפרים אלו מוכח על ידי ההרכב הכימי השונה של מי הבניאס מהרכב מי הדן. הרכב המים שהשקיע את הטרורטין בעבר דומה ככל הנראה להרכב המים הזורמים כיום בנחלים. הטרורטין שוקע כיום בשיווי משקל איזוטופי ואם כך גם היה בעבר אזי טמפרטורת המים בזמן השקעת הטרורטין היתה נמוכה בכ-3-4°. דרגת הרוויה ביתר של המים ביחס לקרבונט בפי מעיין הבניאס כיום היא 3 ומגיעה ל-6.5 לאחר 2.5 ק"מ של זרימה (לפרוט הנושא הגיאוכימי ראה היימן,



צילום 5. טרוורטין המכיל מאובני צמחים. החללים הם תוצר גיבוש טרוורטין סביב גבעולי הצמח קנה. שים לב לתדפיס העלה שבתחתית הצילום.



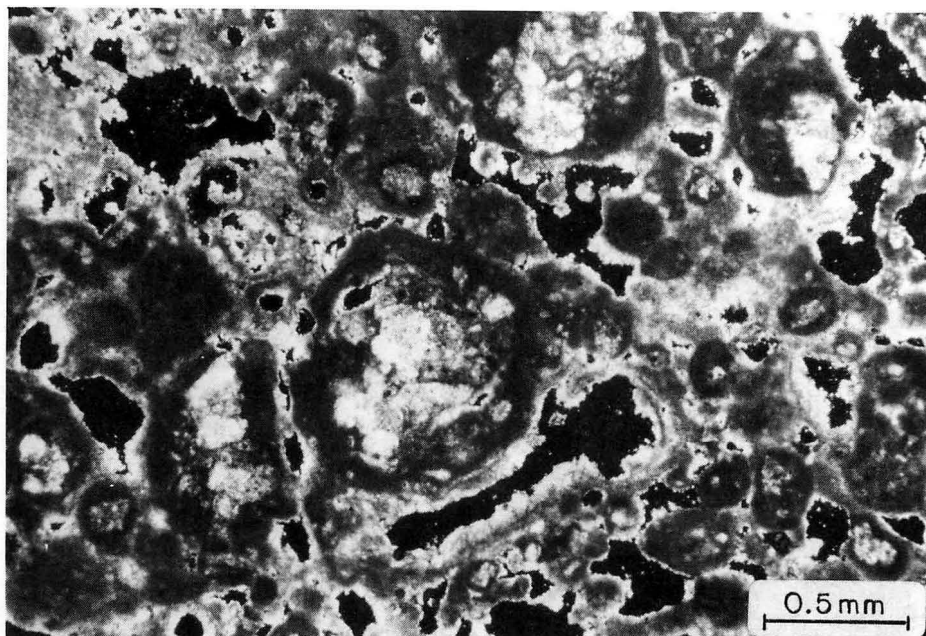
צילום 6. טרוורטין המכיל מאובני צמחים בצפיפות גדולה, בעיקר של קנה מצוי.



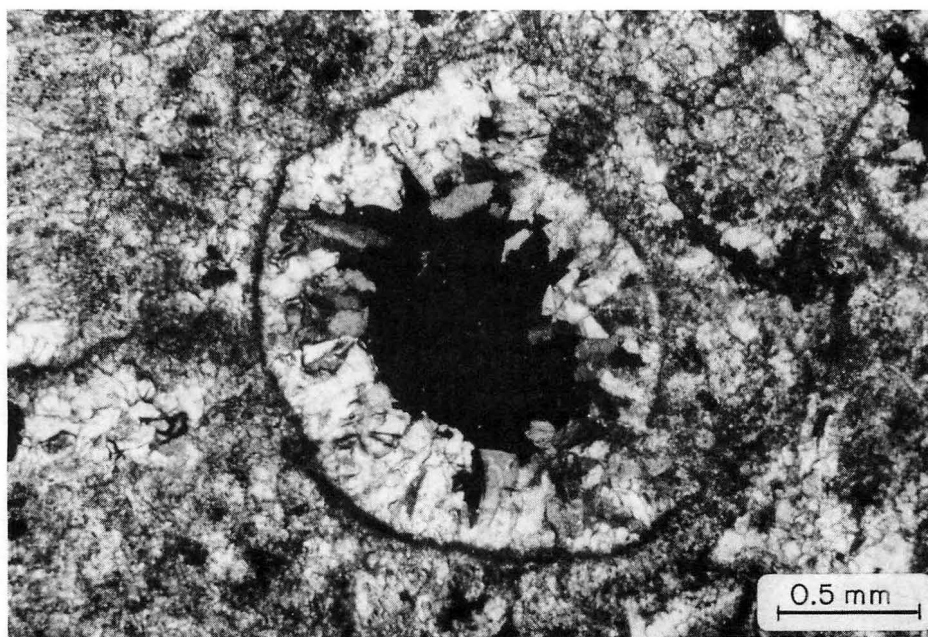
צילום 7. טרורטין בפציאס מסיבי הנחשף בכניסה לקיבוץ הגושרים.



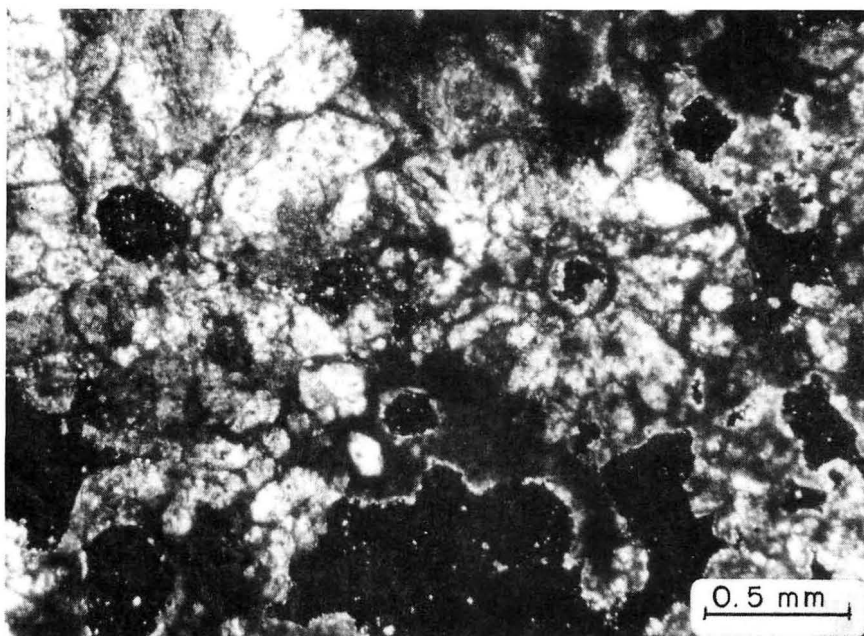
צילום 8. מגע בין טרורטין לבזלת בנחל הבניאס בקרבת המפל.



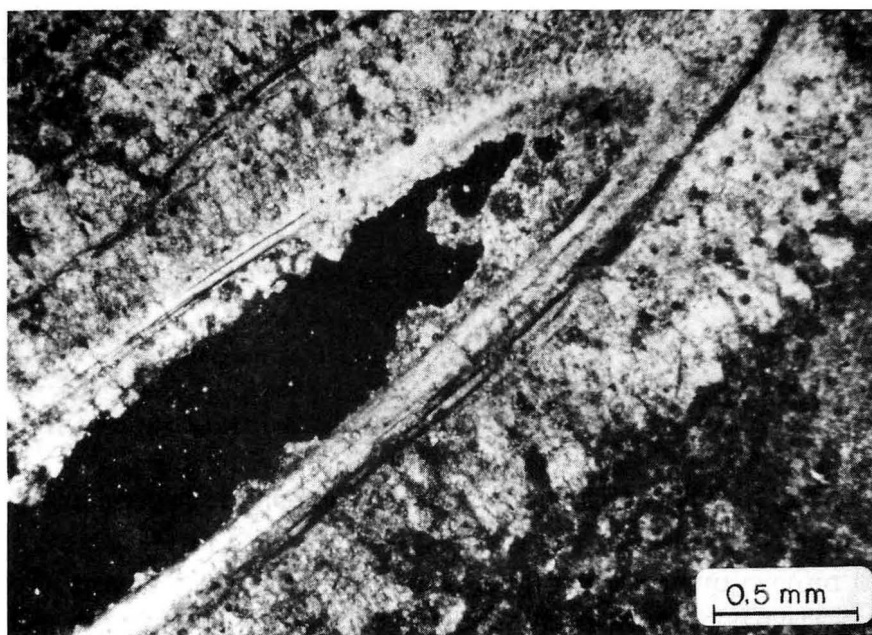
צילום 9. טרוורטין אופייני כפי שנראה מתחת למיקרוסקופ. חלק מהחללים הוא ממקור צמחי שמאוחר יותר מולאו חלקית בקלציט ספארי.



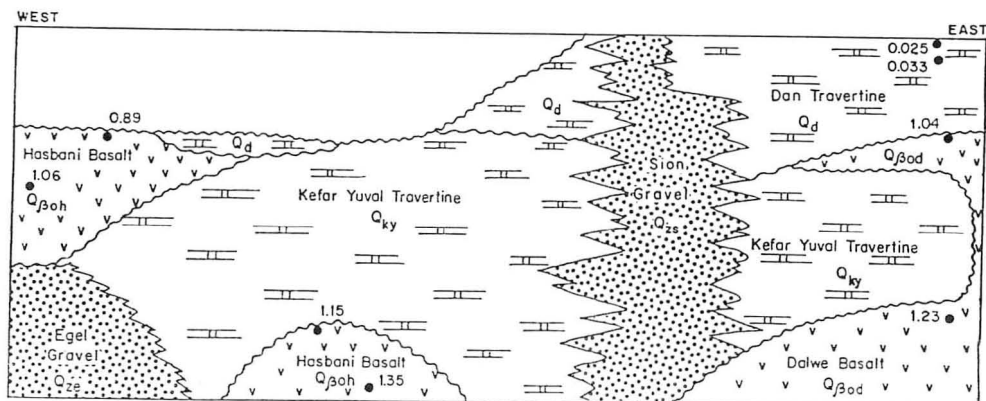
צילום 10. שריד חלל של גבעול קנה מצוי. החלל הוקף במעטפת מיקריטית ומולא חלקית על ידי קלציט ספארי.



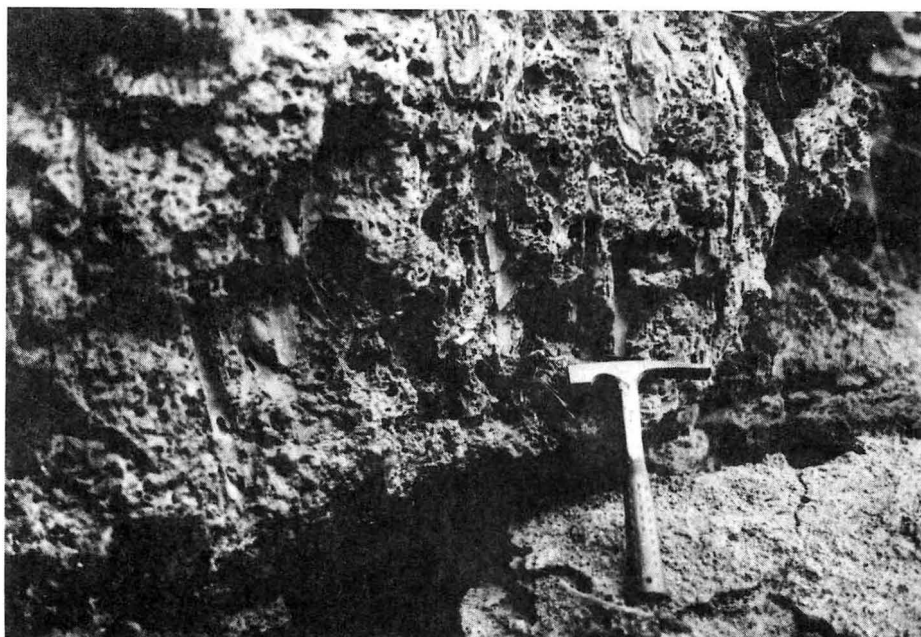
צילום 11. צורות "פרחים". סביב שריד של גבעול קנה מצוי נוצרת שכבת מיקריט וסביבה גידול של קלציט ספארי. החתך בניצב לגבעול.



צילום 12. חתך אלכסוני בגבעול. הגידול הדרוזי כלפי המרכז במקרה זה מצומצם.



ציור 11. חתך סטרטיגרפי מוכלל בצפון עמק החולה. מוצגים גילים רדיומטריים של חלק מהיחידות (במליוני שנה). מימדי החתך הם ברוחב של כ- 10 ק"מ ובגובה של כ- 150 מ' (Heimann and Sass, 1989).



צילום 13. טרורטין בפציאס המכיל מאובני צמחים הנחשף בירידה למפל הבניאס.

(1985). בתקופת השקעת הטרורטינים נבעו מעיינות רבים בשוליים הצפוניים של עמק החולה. מים אלה זרמו דרומה, על פני אזור שטוח יחסית, אל אגם החולה שכיסה שטחים נרחבים בעמק החולה. זרימה איטית זו, של מים רדודים באזור שהכיל כמות גדולה של צמחיית מים הביאה ליצירת תנאי השקעת קרבונט אופטימליים (צילומים 6, 13). קצב שקיעת הטרורטין הגיע לכדי סנטימטר ב- 30 שנה (Heimann and Sass, 1989). כיום

כמעט ואין שקיעת טרורטין, והמעט ששוקע מוגבל לשוליים של אפיקי הנחלים, לאתרים בהם שוררים תנאים של זרימה רדודה ואיטית. מכאן שההבדל העקרוני בין תקופת השקעת הטרורטין להווה קשור לשינוי בתנאים הפלאוגיאוגרפיים. סיבה אפשרית לשינוי בתנאים הפלאוגיאוגרפיים קשורה בפעילות טקטונית שהחלה בסוף תקופת שקיעת הטרורטין. מוצע שפעילות הצעירה מ-25,000 שנה (גיל הטרורטין הצעיר ביותר על גבי רמת הבניאס) לאורך שבר עזז-שיאון הביאה להתרוממות רמת הבניאס, דבר שהביא להתחתרות נחלים ולזרימת המים באפיקים מוגדרים. מתקופה זו ואילך הופסקה השקעת הטרורטין על גבי המישור. הזרימה המהירה של המים באפיקי הנחלים כיום אינה מאפשרת שקיעת טרורטין עקב דרגת הרוויה הנמוכה יחסית של המים (היימן, 1985; Heimann and Sass, 1989). מאזן כמותי של של קצב שקיעת הטרורטין בצפון עמק החולה (Heimann and Sass, 1989), מצביע על כך שכמות הקרבונט ששקעה בעבר היתה רק 15% מכמות הקרבונט הזמינה להשקעה. הוצע כי יתרת הקרבונט המומס היוותה את אחד מהמקורות העיקריים לקרבונט ששקע בימת הלשון שהתקיימה באותה תקופה.

בנקודת התצפית לקניון נחל הבניאס, נוכל להבחין בחתך החשוף המושלם ביותר של הטרורטין. נצפה בחילופי בזלת וטרורטין שגילם על פי תיארוך רדיומטרי הוא החל מ-1.23 מ.ש. ועד 0.025 מ.ש. (כפי שבא לידי ביטוי בחלקו הימני ביותר של ציור 11). טרורטין כפר יובל מונח כאן על גבי בזלת דלווה ויוצר את רובו של המדרון. טרורטין דן, הצעיר, הוא בעל מורפולוגיה מצוקית יותר ומכסה את פני השטח. גיל חלקו העליון של טרורטין דן נקבע ל-25,000 שנה בשיטת ^{14}C (א. קאופמן דברים בע"פ, 1984). ברור שנחל הבניאס התחתר לאחר הפסקת השקעת הטרורטין ומכיוון שעומק הקניון כ-75 מ', קצב התחתרות הנחל הוא כ-3 מ"מ בשנה.

7) מפל הבניאס (נ.צ. 2139/2941)

ממגרש החניה שליד קיבוץ שניר נרד אל מפל הבניאס. בדרך נבחין בשימור של שרידי הצומח בתוך הטרורטין, בעיקר חללים של הצמח קנה, בתופעות של סטרומטוליטים ובשינויי הפציאס המקומיים (ציורים 13,14). בהמשך הירידה נראה את המצוק הגדול של הטרורטין ואת המגע הבולט שבין הבזלת לטרורטין שמעליה (ציור 8). ליד המפל נשים לב שסלעי הבזלת שבאפיק אינם מכוסים בשכבת טרורטין ומכאן שכיום אין שקיעה של טרורטין. מאידך, על גבי המפל עצמו ישנה שקיעה מסויימת של טרורטין הנובעת משצף הזרימה המאפשרת בריחה מהירה יותר של CO_2 ועלייה של דרגת הרוויה. בבריכות קטנות, בשולי האפיק, בהן הזרימה וחילוף המים איטיים ביותר, ניתן למצוא בוך קרבונטי המאפיין השקעה רצנטית.

8) נחל בית אחו ליד בית הקברות של מעיין ברוך (נ.צ. 2065/2940)

באתר זה נוכל להבחין בטרורטין הבונה את שולי הנחל ובבזלת חצבני שזרמה בתוכו. אופי הטרורטין כאן שונה מאד מזה שהכרנו במזרח העמק. הטרורטין קשה הרבה יותר ומכיל פחות שרידי צומח. נראה שהסיבה להופעה שונה זו נובעת מהבדלים בתנאי



צילום 14. טרוורטין עם סטרוקטורות של אצות סטרומטוליטיות הנחשף בירידה למפל הבניאס.



צילום 15: שבר מעיין ברוך כפי שנחשף בנחל בית אחו ממערב לקיבוץ מעיין ברוך. טרוורטין כפר יובל (Qky). מוסט כ- 8 מ' בזלת חצבני (Qβgh) זרמה באפיק הנחל וכיסתה את מישור השבר.

השקיעה, בגילו העתיק יותר של הטרורטין והקשית הסלע עקב תהליכי המסה והשקעה חוזרת של הקרבונט. הטרורטין מוסט על ידי קו שבירה שכיוונו מזרח-מערב – שבר מעיין ברוך (ציורים 2,7,10). בזלת חצבני זרמה באפיק נחל בית אחו והיא מכסה את השבר (צילום 15). גיל הבזלת 0.9 מ.ש. (ציור 10) ולכן ברור שגיל השבירה, ובודאי גם גיל הטרורטין, עתיקים מגיל זה. הזריקה האנכית לאורך שבר זה, ושבר נוסף המצוי מספר מאות מטרים דרומה, היא כ- 8 מ' בלבד. שני שברים אלו הם היחידים בכיוון זה המצויים בצפון החולה. על פי תיארוך הבזלות החשופות כאן (בזלת חצבני) ובקידוחים באזור בית הלל (בזלות חצבני ומשכי) ניתן להסיק שיתכן שהבזלות נטויות דרומה ושלא קיים כאן כלל קו שבירה ראשי (היימן, 1990). סימוכין לכך יש בקו סייסמי שנערך באזור לפני זמן רב המראה, למרות איכותו הנמוכה, שהבזלות נטויות דרומה ושלא קיים שבר בצפון החולה המפריד בין האגן לאזור המוגבה שמצפונו (Kashai, 1988).

(9) גבעת עגל (נ.צ. 2056/2963)

גבעת עגל היא אחת הגבעות הממוקמות לאורך קו שבר שחומית במערבו של עמק החולה שנוצרו כתוצאה מלחיצה (push-up) בדומה לגבעות שלאורך שבר עוז (ציורים 7, 9). שבר שחומית מסיט את בזלת חצבני (שגילה בגבעת שחומית 0.9 מ.ש. – ציור 10) ומכאן שהתרחשה לאורכו פעילות הצעירה מ- 0.9 מ.ש. גבעת עגל בנוייה קונגלומרט פלייסטוקני (קג"ל עגל, היימן, 1985) המכיל חלוקים מסלעי היורא, הקרתיקון התחתון והעליון, האאוקן ובזלות פליו-פלייסטוקניות ועל כן הוא שונה מהותית מקונגלומרט התנור או כפר גלעדי, הבנויים מחלוקים אאוקנים. מכאן שלא ניתן לשייך קונגלומרט זה לאחד משני הקונגלומרטים הללו כפי שהוצע בעבר. מקור החלוקים לא ברור ויתכן שהם הובלו על ידי נהר הליטאני כאשר זה זרם דרומה אל עבר עמק החולה (היימן, 1985). לאורך כביש המערכת החוצה את הגבעה נצפה בתופעות הבאות: שכבות קונגלומרט נטויות, מגעי המסת לחץ בין חלוקים (pressure solution), שברים קטנים, וסימני החלקה וסליקוליטים על גבי החלוקים. תופעות אלו מוכיחות שגבעה זו עברה דפורמציה חזקה. סימני ההחלקה והסליקוליטים נמצאו על גבי חלוקים שכנים ובכיוון זהה ולפיכך ברור שהם נוצרו לאחר היווצרות הקונגלומרט.

(10) מטולה ועמק עיון - תצפית מהר צפיה (נ.צ. 2036/2978)

עמק עיון, הממוקם מצפון למטולה, נוצר כמבנה מתיחה בין שבר התנור לשבר ימונה המדורגים ביניהם בדרוג שמאלי (ציור 2). לעמק עיון מבנה משולש הנובע מאי-הקבלה בין שני קטעי השבר וזאת בגלל שינוי כיוון שבר הטרנספורם לצפון מזרח (ציור 1). שברי השוליים סביב הבקעה ברורים פרט לאזור הדרומי שם לא נמצא על פני השטח שבר המפריד בין העמק לגוש האאוקני המוגבה של הר צפיה. בצפון החולה מתפצל קו הטרנספורם לחמישה שברים בעלי מרכיב של תנועה אופקית שמאלית (היימן, 1990; ציור 2): (1) שבר סרג'יה המקיף את החרמון ממזרח; (2) שבר ראשיה החוצה את החרמון; (3) שבר חצביה שתחילתו בשבר שחומית, כיוונו צפון-צפון-מזרח, והמשכו בבקעת החצבני שם הוא מהווה את גבולה המערבי; (4) שבר הימונה, המהווה את השבר הראשי, נמשך



צילום 16. מבט מהר צפיה לכיוון צפון. ניתן להבחין במטולה, עמק עיון והרי דרום הלבנון.

מעמק עיון לצפון-צפון-מזרח אל עבר הבקעא; (5) שבר רום, שכיוונו לצפון-צפון-מערב, עובר ממערב לעמק עיון, יוצר את המצוק החרף של הבופור ונמשך צפונה עד מדרום לבירות. סיבה אפשרית להתפצלות קו הטרנספורם לחמישה שברים גדולים הוא השינוי בכיוון הטרנספורם הגורם לכך שתנועה בכיוון צפון-דרום איננה יכולה להתבצע ללא מעוות משמעותי. קיומם של מספר שברים מאפשרת את חלוקת המעוות וכתוצאה מכך התנועה האופקית המעוברת על ידי שבר הימונה קטנה מ- 105 ק"מ והיא, כנראה, לכל היותר 80 ק"מ (Garfunkel, 1981). אם הערכה זו נכונה, אזי כ- 24% מהמעוות מתבצעים על השברים המשניים. אולם אם על שבר ימונה התרחשה תנועה אופקית קטנה יותר, בסדר גודל של כ- 20 ק"מ (Quennell, 1984) או לכל היותר 10 ק"מ (Hancock and Atiya, 1979) אזי 80-90% מהמעוות התבצעו על השברים האחרים. הפעילות על השברים אינה רציפה ויתכן שבתקופות שונות רק חלק מהשברים פעילים וכל אחד בתקופתו קולט את מירב המעוות. יתכן שהשברים הפעילים כיום הם שברי חצביה ושיאון שבקצה הדרומי של שניהם - שברי שחומית ועז - הובחנה פעילות צעירה. מהר צפיה ניתן לצפות בגוש המורם של מטולה, ובעמקים של החולה ועיון (צילום 16). ניתן גם להבחין בחלקו הדרומי של שבר רום, באזור בקעת החצבני בה עובר שבר חצביה ובמבנה האנטיקלינלי של החרמון אותו חוצים שברי ראשיה וסרג'יה (ציור 2).

ביליצקי, ש. (1987). טקטוניקה של רמת כורזים. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 94 עמ'.

היימן, א. (1985). הגיאולוגיה של רמת הבניאס וצפון עמק החולה תוך הדגש למשקעי טרוורטין. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 155 עמ'.

היימן, א., רון, ח., אייל, י. ואייל, מ. (1989). הטקטוניקה של בקע ים המלח ושוליו בצפון ישראל. הכינוס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית (רמות), מדריך סיורים, עמ' 62-1.

היימן, א. (1990). התפתחות בקע ים המלח ושוליו בצפון ישראל בפליקון ובפלייסטוקן. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית ירושלים, 114 עמ'.

פרוינד, ר. (1980). תהליכי היווצרותם של הרי החרמון והלבנון. מתוך: החרמון טבע ונוף. קובץ מאמרים בעריכת א. שמידע ומ. לבנה, הוצאת הקיבוץ המאוחד, עמ' 32-28.

Freund, R. and Garfunkel, Z. (1976). Guidebook to the Dead Sea Rift. Dept. of Geol., Hebrew Univ., Jerusalem, 27 pp.

Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T. and Derin, B. (1970). The shear along the Dead Sea Rift. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A 267, 107-130.

Garfunkel, Z. (1981). Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. Tectonophysics 80, 81-108.

Hancock, P.L. and Atiya, M.S. (1979). Tectonic significance of mesofracture systems associated with the Lebanese segment of the Dead Sea transform fault. J. of Struc. Geol. 1, 143-153.

Harash, A. and Bar, Y. (1988). Faults, landslides and seismic hazards along the Jordan River gorge, northern Israel. Eng. Geol. 25, 1-15.

Heimann, A., Eyal, M. and Eyal, Y. (1990). The evolution of the Barahta rhomb shaped graben, Mount Hermon, Dead Sea transform. Tectonophysics 180, 101-110.

Heimann, A. and Ron, H. (1987). Young faults in the Hula pull-apart basin, central Dead Sea transform. Tectonophysics 141, 117-124.

Heimann, A. and Ron, H. (1993). Geometrical changes of plate boundaries along part of the northern Dead Sea transform: geochronologic and paleomagnetic evidence. Tectonics 12, 477-491.

- Heimann, A. and Sass, E. (1989). Travertines in the northern Hula Valley, Israel. *Sedimentology* 36, 95–108.
- Heimann, A. and Steinitz, G. (1989). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ total gas ages of basalts from Notera #3 well, Hula Valley, Dead Sea Rift: stratigraphic and tectonic implications. *Isr. J. of Earth Sci.* 38, 173–184.
- Horowitz, A. (1973). Development of the Hula Basin, Israel. *Isr. J. of Earth Sci.* 22, 107–139.
- Joffe, S. and Garfunkel, Z. (1987). Plate kinematic of the circum Red Sea — a re-evaluation. *Tectonophysics* 141, 5–22.
- Kafri, U. and Heimann, A. (in press). Reversal of palaeodrainage system in the Sea of Galilee area as an indicator of the fromation timing of the Dead Sea Rift valley base level in northern Israel. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*
- Kafri, U., Kaufman, A. and Magaritz, M. (1983). The rate of Pleistocene subsidence and sedimentation in the Hula Basin as compared with those of other time span in other Israeli tectonic regions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 65, 126–132.
- Kashai, E.L. (1988). A review of the relations between the tectonics ,sedimentation and petroleum occurrences of the Dead Sea–Jordan rift system. In: Triassic–Jurassic rifting. Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins. Development of Geotectonic. Vol. 22. (Ed: Manspeizer, W.) Elsevier, Amsterdam, 883–909.
- Picard, L. (1963). The Quaternary in the northern Jordan Valley. *Proc. Isr. Acad. Sci. Hum.* 1, 1–34.
- Picard, L. (1965). The geological evolution of the Quaternary in the central northern Jordan Graben. *Amer. Geol. Soc. Spec. pap.* 84, 337–366.
- Quennell, A.M. (1984). Western Arabia rift system. In: East Mediterranean. (Eds: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F.) Blackwell, Oxford, 775–789.
- Rotstein, Y. and Bartov, Y. (1989). Seismic reflection across a continental transform: an example from a convergent segment of the Dead Sea Rift. *J. Geophys. Res.* 94, 2902–2912.
- Schulman, N. and Bartov, Y. (1978). Tectonics and sedimentation along the rift valley. *Int. Congr. Sedimentol.*, 10th, Jerusalem, Guidebook 2, 35–94.

סיור 2 סטרטיגרפיה, מבנה, וטקטוניקה של שולי הגלבו

יוסי חצור – המחלקה לגיאולוגיה, אוניברסיטת בן-גוריון, באר שבע
גבי שליב ויעקב מימון – המכון הגיאולוגי, ירושלים

מבוא

הסיור כולל מספר אתרי מפתח בשולי הגלבו המאפשרים שיחזור ההסטוריה הטקטונית באזור (תרשים 1). בטרם נפנה לתיאור תחנות הסיור נסקור בקצרה את היחידות הליתוסטרטיגרפיות שנפגוש. חלק מהיחידות מוגדרות כאן לראשונה וההגדרה המקובלת של יחידות אחרות תוקנו והוגדרו בשנית. איסוף וניתוח הנתונים שיובאו כאן בוצעו במסגרת עבודת המוסמך של חצור (1988) ועבודת הדוקטור של שליב (1990). שתי העבודות הוגשו לאוניברסיטה העברית ובוצעו בשיתוף עם המכון הגיאולוגי. תיאור מפורט יותר של הסטרטיגרפיה של חבורת עבדת ניתן על ידי Hatzor et al. (in press) ושל חבורות טבריה וים המלח על ידי Shaliv et al. (1991). Hatzor and Rechtes (1990) ניתחו את מבנה הגלבו ודנו בשדה המאמצים שהביא להתפתחותו.

סטרטיגרפיה

יחידות הסלע הנחשפות בשולי הגלבו משתייכות לחבורות יהודה, הר-הצופים, עבדת, טבריה, וים המלח (תרשים 2). היחידות המשתיכות לחבורות יהודה והר הצופים תוארו בעבודות רבות במרכז וצפון ישראל ולכן לא נחזור על תיאורן. יחידות חבורת עבדת הוגדרו באחרונה מחדש (Hatzor et al., in press). היחידות של חבורות טבריה וים המלח תוארו בעבר אך גיל היחידות מוצג בזה לראשונה כמו גם הגדרת מספר יחידות משנה מקוריות (Shaliv et al., 1991).

חבורת עבדת

פלכסר (1961) הגדיר שלוש יחידות מיפוי לא פורמליות: "גיר מרוז", "שיש יזרעאל", ו-"גיר בר-כוכבא". חצור (1988) הגדיר יחידות מיפוי זמניות E1, E2, E3. יחידות אלו בנוות מיפוי בכל הגלבו ואינן חופפות בשטח עם יחידות המיפוי של פלכסר. הן מעוגנות בביוסטרטיגרפיה (Hatzor et al., in press) וניתן בעזרתן להסביר "אי התאמות" שהונחו בעבר כמספר שינויים פציאליים שעוברת יחידת הבסיס של האיאווקן E1. נראה עתה כי החתך האיאווקני שומר על עוביו ברחבי הגלבו ובשום מקום עוביו הכולל איננו עולה על 450 מ'.



Figure 1: Location Map of field trip stations

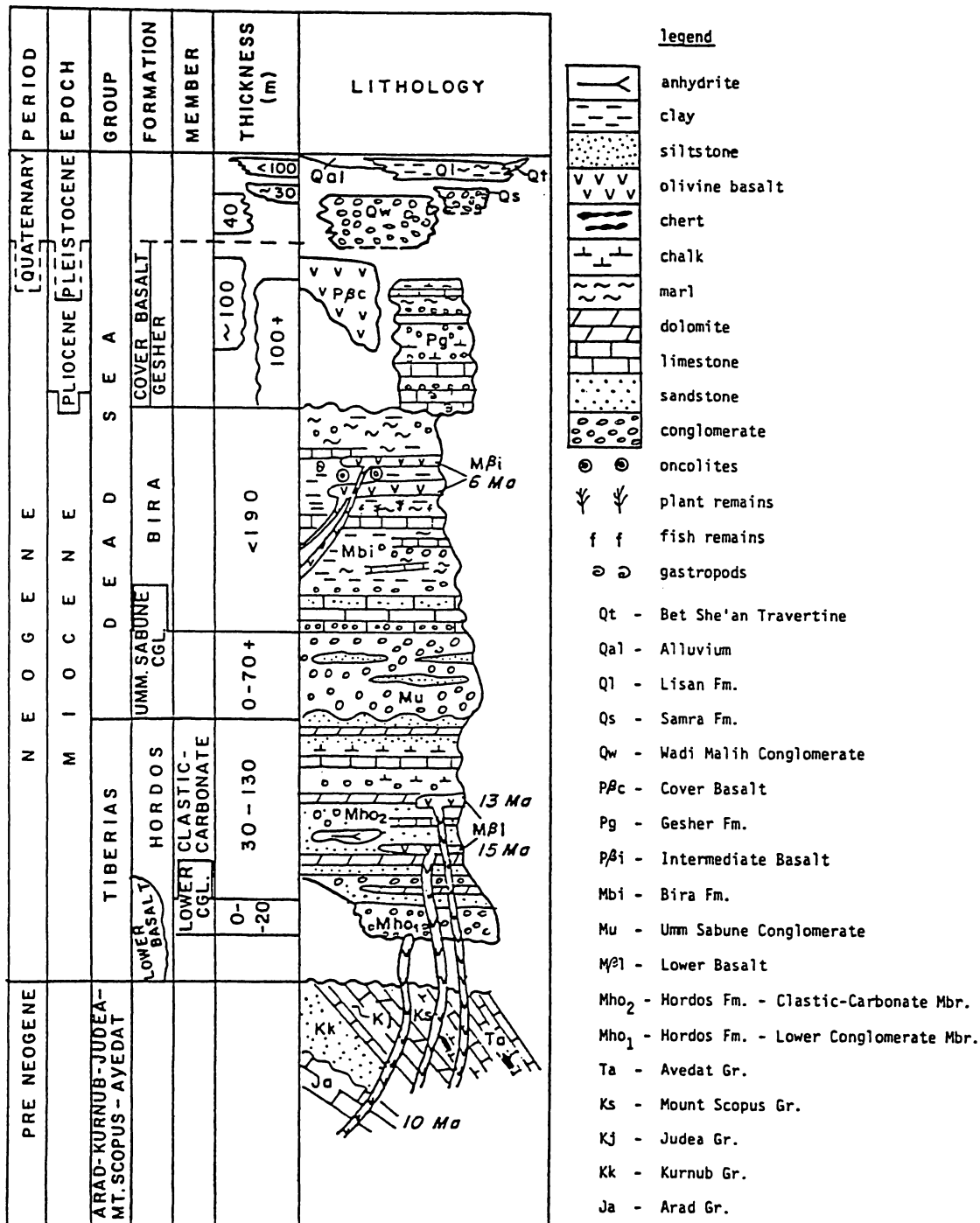


Figure 2: Columnar composite section of the Neogene-Quaternary Sequence in the study area (From Shaliv et al., 1991) For columnar section of the Eocene sequence at Gilboa see Figure 3. Legend for the Eocene unit symbols used in this paper is as follows: e1 = Meroz Formation; e2 = Yizre'el Formation; e3 = Bar Kokhba Formation.

בבחירת השמות ליחידות של חצור (1988) נעשה שימוש בשמות שקבע פלכסר (1961), והוענק ליחידות מעמד פורמלי של תצורות כמפורט להלן. הגילים הביוסטרטיגרפיים הוגדרו על ידי ח. בנימיני ול. גרוסוביץ (Hatzor et al., in press).

(א) תצורת מרוז

מונחת בבסיס החתך האיאווקני בגלבוץ באי התאמה על גבי יחידות מגיל מסטריכט ופליאווקן, מורכבת מגיר מצורר בחלקו בחילופין עם קירטון, וצור מופיע בעדשות. גג התצורה מתאפיין במצוקים מסיביים. בסיס התצורה מגיל איאווקן תחתון מאוחר ועוביה אחיד, כ-180 מ'. שלוש רצועות פציאליות הוגדרו ע"י חצור (1988) בתצורה זו המיצגות שינוי מפיאס רדוד בדרום מזרח לעמוק בצפון מערב. השינויים הפציאליים בעלי ביטוי ליתולוגי ופטרורפי כאחד. הפאונה הפלנקטונית ביחידה מצינת גיל P9. כל טווחי הגיל המצוטטים להלן על פי החלוקה הביוסטרטיגרפית של Breggen et al. (1985).

(ב) תצורת יזרעאל

מונחת בהתאמה על גבי תצורת מרוז ומתחת לתצורת בר-כוכבא. מורכבת מגיר ליתוגרפי בשיכוב דק בחילופין עם אופקים דקים של צור. העובי משתנה מ-167 מ' באיזור נחל בזק ל-50 מ' בצפון הגלבוץ. פורמיניפרים פלנקטוניים מצינים גיל איאווקן תיכון (P10 ואף מאוחר יותר).

(ג) תצורת בר-כוכבא

מונחת על גבי תצורת יזרעאל וגדועה בגגה על ידי סדימנטים קלסטיים ובזלות מגיל ניאוגן-קוורטר. בסיס התצורה מסיבי ויוצר מצוקים תלולים. המסלע בבסיס גירי ומכיל נומוליטים ואצות בצפיפות רבה, חלקם מצוררים. כלפי מעלה השיכוב טוב יותר ותכולת המרכיב הקירטוני עולה. העובי המירבי החשוף כ-100 מ'. המאובנים שהוגדרו בחתך אינם עוזרים בקביעת גיל התצורה, אך בהתחשב במינים המופיעים בתצורת יזרעאל, גיל תצורת בר כוכבא אינו יכול להיות קדום ל P11.

חבורת טבריה

החתך הנאוגני-קוורטרני בשולי הגלבוץ מורכב מסדימנטים קלסטיים ואגמיים עם זרמי בזלת ביניהם. הוא מונח באי התאמה אירוזיבית וזוויתית על סלעים מגיל קרתיקון עד איאווקן ועוביו הכולל עולה על 500 מ'. מובחנות בו מספר יחידות ליתוסטרטיגרפיות, המונחות באי התאמה זו על גבי זו. בהעדר מאובנים מציני גיל בחתך חשוב התארוך הרדיומטרי של הסלעים הוולקניים בקביעת גיל החתך ומרכיביו. הגילים הרדיומטריים שיובאו להלן נקבעו על ידי שליב (1990).

(א) תצורת הורדוס ובזלת תחתונה

סלעים קלסטיים דקים, עם מעט שכבות ביניים של קונגלומרטים וסלעים קרבונטיים הנחשפים בשולי הגלבוץ מופו כתצורת הורדוס לפי עמדתם הסטרטיגרפית, והליתולוגיה הזוהה לזו שמדרום לטבריה (Bentor, 1961). בזלות הנחשפות במורדות הגלבוץ מופו כבזלת תחתונה בשל גילן הרדיוגני (בתחום 17.5–10.3 מליון שנה).

תצורת הורדוס חולקה לשתי יחידות:

1. קונגלומרט תחתון – מורכב מחלוקים מקומיים מסלעים מגיל קרתיקון תחתון עד איאוקן ומלוכד היטב. עוביו עד 20 מ'.

2. פרט קלסטי קרבונטי – בנוי מחילופי שכבות דקות של קלציסיליטי אדום, חול דולומיטי קוורציטי ירקרק, דולומיט לבן וצהבהב, קירטון חרסיתי עם עדשות אנהידריט וקוורצוליט בעובי עד 1 מ' (בואדי מיברק, נ.צ. 2004/1936). עובי הפרט גדל מכ-30 מ' בקירבת ציר קמר הפריעה במונטר א-שק (נ.צ. 1977/1945) עד ל-160 מ' באזור מרמה-פיאד (מדרום לאיזור הסיר).

גיל בסיס תצורת הורדוס באיזור עתיק מ-15 מליון שנה, לפי גיל שנקבע לזרם בזלת המשולב בה במחצבת חפציבה (תחנה 7). הגיל שנקבע לסלעי התצורה באזור טבריה בין 18 ל-11 מליון שנה (שליב, 1990).

חבורת ים-המלח

החבורה, שגילה מיוקן עליון עד פליסטוקן, כוללת את התצורות הבאות: קונגלומרט אום-סבונה, תצורת בירה ובזלת תיכונה, תצורת גשר ובזלת הכיסוי, קונגלומרט ואדי מליח, ותצורות סמרה והלשון.

(א) קונגלומרט אום-סבונה

השם שניתן ע"י שולמן (1962) לקונגלומרט המורכב מחלוקי בזלת תחתונה ומונח על גבה בשולי עמק הירדן ובגליל המזרחי, ניתן ע"י שליב (1990) לכלל הקונגלומרטים הנמצאים בעמדה סטרטיגרפית זהה. בעבר הוגדרו קונגלומרטים אלו באזורנו ובדרום הגולן כפרט עליון של תצורת הורדוס (Schulman & Rosenthal, 1968; מיכלסון, 1972; מימרן וחבריו, 1989). הקונגלומרטים לרוב תמוכי חלוקים, עוביים 20–70 מ', והם מונחים באי התאמה על גבי תצורת הורדוס או על סלעים עתיקים יותר. באיזור נחל בזק (תחנה 1) הקונגלומרטים תמוכי בוצ ואף מכילים עדשות של סילט אדמדם. החלוקים בקוטר 10–30 ס"מ, לרוב מעוגלים, וממוינים היטב. המטריקס רך עד קשה מאוד, לרוב קרבונטי אדמדם. עובי התצורה במזרח הגלבוץ כ-60–70 מ' והיא מורכבת בעיקר מחלוקי גיר של חבורת עבדת ומעט חלוקי בזלת. באיזור נחל אבינדב היחידה מכילה שכבות ביניים של גיר קלסטי צהבהב בעובי מירבי של 1 מ', עשיר באוסטרקודים של מים ברקיים.

הגיל הממוצע של קונגלומרט אום סבונה בין 8.5 ל-7 מליון שנה, לפי הגילים הרדיוניים של זרמי בזלת התוחמים אותו בגליל המזרחי (שליב, 1990).

(ב) תצורת בירה ובזלת תיכונה

השם סדרות בירה ניתן ע"י פיקרד (1943) לסדרות של סדימנטים לגונריים – אגמיים עם אינטרקלציה ימית, בעמק הירדן המרכזי. השם בזלת תיכונה ניתן ע"י שולמן (1962) לזרמי בזלת דקים המופיעים מעל לקונגלומרט אום-סבונה ובתוך הסדימנטים של תצורת בירה. הקורלציה של סדרות סדימנטים קלסטיים וקרבונטים אגמיים המופיעות בשולי הגלבוש לתצורת בירה מתבססת על תארוך רדיומטרי של זרמי הבזלת.

סלעי תצורת בירה נרדדו בהתאמה על קונגלומרט אום-סבונה והם מכוסים באי התאמה ע"י תצורת גשר, בזלת הכיסוי או יחידות צעירות יותר. העובי המירבי נמדד לאורך ו. אל-מיברק (נ.צ.מ. 2008/1943) – כ-190 מ' (מחוץ לאיזור הסיור). החלק התחתון בנוי מקונגלומרטים תמוכי בוך, עם שכבות ביניים דקות של גירים קלסטיים, חול גירי וסילט. החלק המרכזי בנוי מחילופי גיר קשה, למינרי, עם מעט עדשות קוורצוליט ומיקרוקונגלומרט, קרקע מאובנת, צור צהוב ושכבות חוואר ירקרק המכיל שרידי צמחים ודגים. החלק העליון מורכב מחילופי קירטונים לבנים, חווארים, חלקם עשירים באונקוליטים, קונגלומרטים תמוכי בוך וגירים קלסטיים קשים.

שני זרמי בזלת, בעובי 5-7 מ' כל אחד, נמצאו בחלק העליון של החתך. גיל הזרם התחתון כ-6.2-5.8 מליון שנה וגיל העליון כ-5.9 מליון שנה. גילה של תצורת בירה באזור זה נקבע לפי גילם של זרמי הבזלת המשולבים בה ומכסים אותה. גיל הבסיס לפיכך מוקדם ל-6.2 מליון שנה וגיל הגג מוקדם ל-5.3 מליון שנה, שהוא גיל זרם בזלת הכיסוי הקדום ביותר המכסה אותה.

(ג) תצורת גשר

התצורה הוגדרה בעמק הירדן המרכזי (שולמן, 1962) והיא מורכבת שם מסדרה של גירים אואוליטיים אגמיים, ומונחת באי התאמה על תצורת בירה. מדרום לעמק בית שאן נמצאה סדרה של גירים דקי גביש בחילופין עם סלעים קלסטיים דקים, קירטונים וקונגלומרטים, המונחים באי התאמה על סלעים שהוגדרו שם כתצורת בירה, ועל סלעים של תצורת הורדוס. עובי הסדרה 120-60 מ'. במקומות נמצאו בגירים שרידי גסטרופודה אגמית. תצורת גשר אינה נחשפת באיזור הסיור.

(ד) בזלת הכיסוי

השם ניתן לרצף קילוחי הבזלת המכסים את רמות הגליל התחתון המזרחי (שולמן, 1962). גיל בזלות אלה נמצא בתחום 5.3-4 מליון שנה. בזלות שגילן בתחום גילים זה נמצאו באזורנו במחשופים קטנים מנחל נורית בצפון עד נחל אבינדב בדרום, אך תחום השתרעותן המקורי של הבזלות באזור איננו ברור. היחידה מוכרת מקידוחים בעמק חרוד

שם היא מכסה סלעים של תצורת גשר ועוביה מגיע למספר עשרות מטרים. בנחל נורית הבזלת מכסה גירים של חבורת עבדת ובזלת תחתונה, בבלוק הירוד שמצפון להעתק הגלבו. נראה שהבזלת שזרמה מכון רמות יששכר, נחסמה בדרום ע"י מתלול הגלבו. שהיה כבר קיים. באזור נחל מגדע – נחל אבינדב, חתך בזלת הכיסוי מתעבה ממערב למזרח ובאזור זה נמצאו גם דייקים מאותו גיל. לפיכך נראה שחלק ממקורות בזלת זו היו בשולי הגלבו. הדרומי שכבר התרומם אז יחסית לעמק ממזרח לו.

גיל בזלת הכיסוי באזור נורית 5.2 מליון שנה – זהה לגיל בסיס היחידה ברמות יששכר. הגיל בנחל אבינדב 4.9 עד 4.6 מליון שנה.

מחשופים של בזלת הכיסוי נפגוש בנחל אבינדב (תחנה 2) ובמחצבת רוויה (תחנה 3). מחשופים נוספים קימים בצפון הגלבו באזור נורית.

ה) קונגלומרט ואדי מליח

קונגלומרט זה תואר לראשונה ממחשוף בערוץ ואדי אל-מליח התחתון (מחוץ לאזור הסיור) ושוער שהינו קורלטיבי לתצורת עובדיה הפליסטוקנית (Schulman & Rosenthal, 1968). עוביו שם וכן לאורך נחל בזק כ-40 מ' והוא מונח לאורך אפיק נחל בזק על גבי חווארים של תצורת בירה. הקונגלומרט מורכב מחלוקים גסים ממקור סמוך, במיון גרוע, במקומות תמוך בוץ ואף מכיל שכבות חוואריות וקרקע מאובנת. כל יחידות הסלע החשופות לאורך המורדות המזרחיים של הגלבו תורמות מרכיבים קלסטיים לתצורה זו. נראה שהקונגלומרט בונה את הטרסה השטוחה אשר מתחת לכיסוי הקרקע בכל השטח של דרום ביקעת בית-שאן, עד למרגלות הגלבו, שם היא נמוכה ב-30-50 מ' ממדרגה טופוגרפית של קונגלומרט אום-סבונה. הקונגלומרט תת אופקי במרבית השטח, אך לעיתים בקירבת הירדן (כמו באום צוץ) קיימות בו נטיות מקומיות חריפות (Shaliv et al., 1991).

מבנה

הגלבו, ששטחו 20 X 20 ק"מ, נמצא באזור המפגש בין כמה מחוזות סטרוקטורליים. האחד הוא הקצה הצפוני מזרחי של השומרון שהמבנים השולטים בו הם קמטים ושברים נורמליים. השני, הוא הקצה הדרומי מערבי של הגליל התחתון המזרחי ששולטים בו שברים, גושים נטויים ומסובבים. והשלישי הוא השוליים המערביים של בקע ים המלח.

סדרת קמטים המשתייכת למבני הקשת הסורית נחשפת בצפון השומרון. הקמטים נחצים על ידי מערכות שברים צפופות שבמקומות אף מטשטשות את מבני הקימוט. קמר הפריעה מהווה את ההמשך הצפוני של קמרי יהודה. הקמר אסימטרי, אגפו המערבי נוחת במתניות יחסית לכוון קער שכס, בעוד שאגפו המזרחי תלול יותר. ציר הקמר נוחת צפונה מזרחה לכוון בקעת בית שאן. בדומה לקמטים אחרים בקשת הסורית קיימת בצפון הגלבו אי התאמה ארוזיבית בגב חבורת יהודה (סוף טורון). זוהי עדות לתחילת הקימוט אשר נמשך, על פי שינויי עובי של היחידות השונות בחבורת הר הצופים, עד לפליאוקן.

פזת קימוט באיאוקן התחתון תוארה בגלבו (חצור, 1988), ודרומה, בכפיפה המזרחית של קמר הפריעה נמדדו נטיות של 37° בשכבות גיר נאוגניות (Mimran, 1984).

בשוליים הצפוניים מזרחיים של הגלבו מערכת העתקים מדורגים (en-echelon) נורמליים שכוונם מערב צפון מערב עד צפון מערב (תרשימים 3, 4). הזריקה המירבית לאורך העתק הגלבו, שהינו העיקרי במערכת ההעתקים, 750 מ' ואילו זריקות ההעתקים האחרים עד 100 מ'. ההעתקים מאוחרים לקילוחים בזלתיים שגילם נקבע כ-15-17 מליון שנה, אולם פעילותם נמשכה לאחר קילוחי בזלות בגיל 4.6–5.2 מליון שנה. העתקים בכוון צפון-דרום השייכים למערכת בקע ים המלח, מגבילים את שולי הגלבו ממזרח.

שדה המאמצים

ניתוח שדה המאמצים בגלבו נעשה בעזרת ניתוח מבנים קטנים בסלעי האיאווקן במספר מחצבות בשולי הגלבו: מחצבת גדעונה, מחצבת בית-אלפא, מחצבת אבינדב (תרשים 4). שיטת הניתוח שהופעלה (stress inversion) מבוססת על חישוב טנזור המאמץ האופטימלי להפעלת מאסף של שברים באוריינטציות שונות וסימני החלקה מוגדרים, תוך ציות לקרטיון הכשל של קולומב-מוהר, הנחה שערך הקוהזיה בשברים הוא אפס, ושכוון ההחלקה מקביל לכוונו המקורי של מאמץ הגזירה המירבי. השיטה פותחה על ידי Reches (1987) וישומה לאיזור הגלבו מתואר על ידי Hatzor and Reches (1990).

טנזור המאמץ המתאים לכל השברים שנמדדו במחצבות צפון הגלבו (גדעונה ואבינדב) מופיע בתרשים 5, ביחד עם הטנזורים המתאימים לסטית תקן אחת לכל כוון. הכוון הממוצע של המאמצים הראשיים הוא:

$$\sigma_1 = 8^\circ/122^\circ$$

$$\sigma_2 = 81^\circ/302^\circ$$

$$\sigma_3 = 0^\circ/32^\circ$$

בתרשים 5 מצוינים גם הדייקים אשר מופו באיזור הגלבו (תרשים 4). ניתן לראות בתרשים 5 שכוון הדייקים מתלכד עם כוון σ_1 , כצפוי. גיל הדייקים משתנה. הדייקים במחצבת חפציבה בני כ-10 מ"ש ואלו שבנחל אבינדב בני 4.7 מ"ש. כיון שחדירת הדייקים נכנעה לשדה המאמצים של הגלבו ניתן להסיק ששדה מאמצים זה היה פעיל מהקרטיון העליון (גיל תחילת הקימוט של מבנה הפר'עה שצירו מקביל לכוון σ_3) עד לפני 4.7 מ"ש (גיל חדירת הדייקים).

בעבר הועלו מספר השערות לגבי סגנון התנועה על גבי שבר הגלבו. Freund (1965) הציע שלאורך שבר הגלבו מתקיימת תנועה שמאלית לצורך פיזור המעוות באיזור בית שאן עקב התנועה על טרנספורם ים המלח. לצורך פתרון בעיה זו חושב כוון מאמץ הגזירה המירבי שהיה צריך להתפתח על גבי שבר הגלבו תחת שדה המאמצים של הגלבו אשר הוגדר באורח בלתי תלוי מניתוח שברים קטנים. ווקטור מאמץ הגזירה

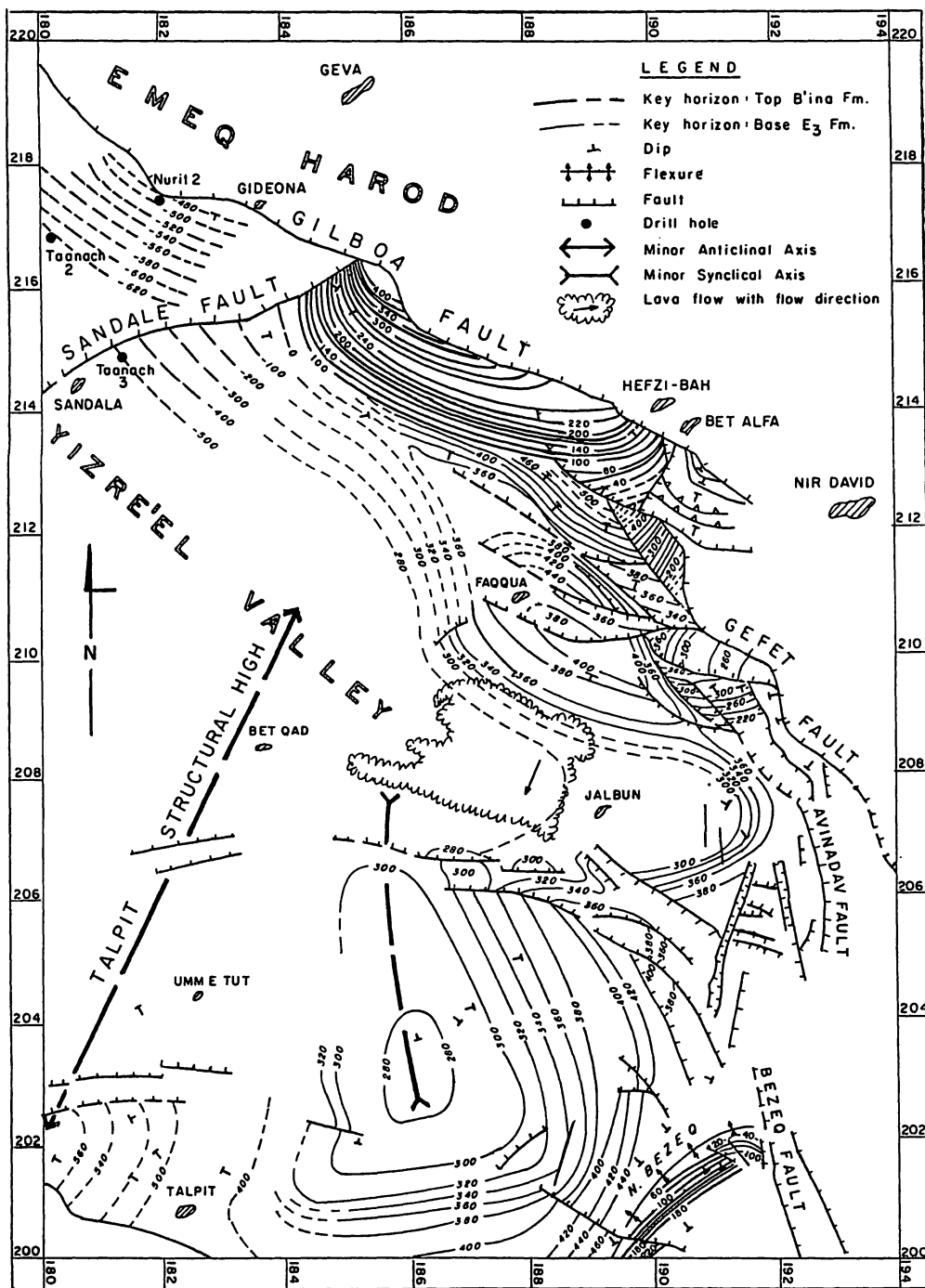


Figure 3: Structural contour map of the Gilboa area (from Hatzor, 1988).

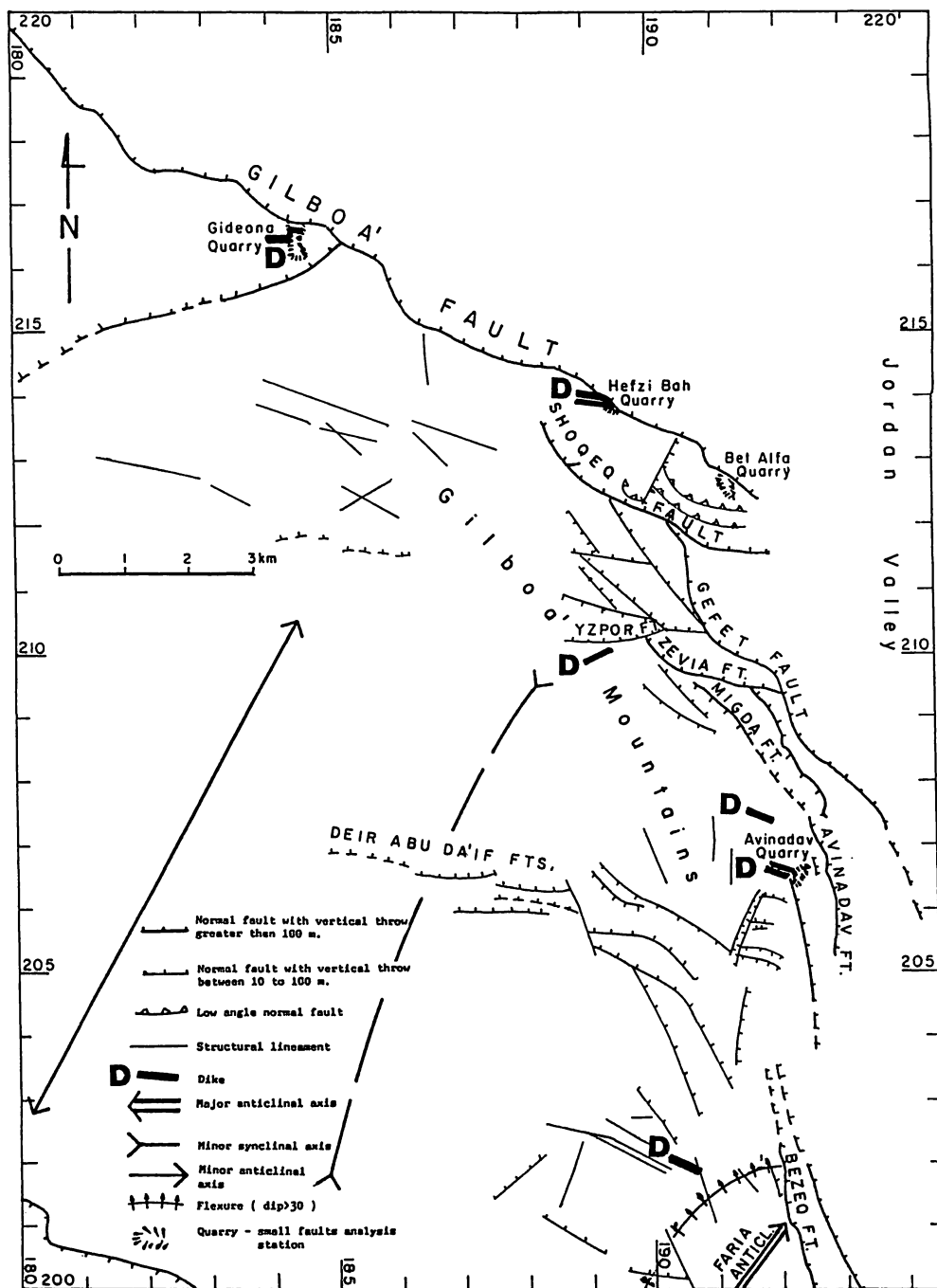


Figure 4: Major faults, lineaments, and dikes in the Gilboa (from Hatzor, 1988)

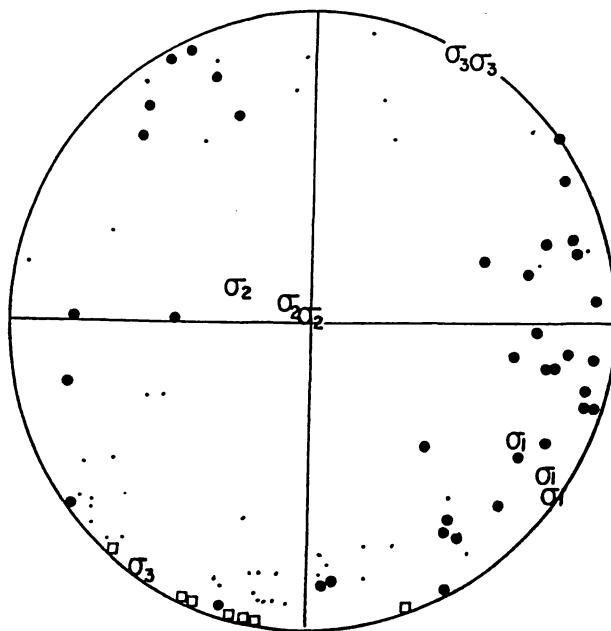


Figure 5: Lower Hemisphere projection of the Gilboa stress tensor, faults, slip vectors and dikes (from Hatzor. 1988)

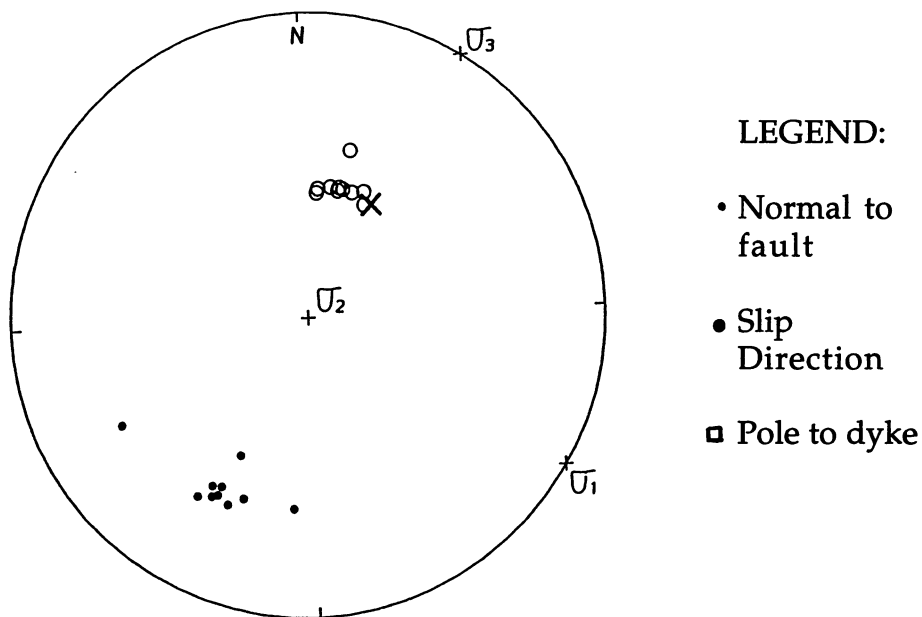


Figure 6: Lower hemisphere projection of the Gilboa stress tensor (sigma symbols), poles to the gilboa fault plain (dots), measured slip axes on the Gilboa fault (circles), and the calculated axis of the maximum resolved shear stress across the Gilboa fault (heavy cross). (from Hatzor and Reches, 1990).

המירבי שחושב (τ_{max}) על גבי שבר הגלבוץ מופיע בתרשים 6 וכוונו 60/40. כונוי ההחלקה שנמדדו על גבי שבר הגלבוץ מופיעים בתרשים 6 גם כן. כוון זה אכן מתלכד עם התוצאות החישוביות של τ_{max} לכן אין מקום להניח שתנועת ההחלקה על השבר היתה אופקית.

תחנות הסיור

תחנה 1: תצפית על נחל בזק ומבנה קמר הפריעה (נ.צ. 1924/2018)

בתחנה זו ניתן לצפות בתופעות הבאות:

- (1) קמר הפרעה והעתק נחל בזק
- (2) קונגלומרט אום-סבונה
- (3) קונגלומרט ואדי-מליח
- (4) גלישות

(1) קמר הפרעה נחשף במגע עם העתק גדול ("העתק בזק" אצל חצור, 1988) באגף המערבי של הקמר הנטוי כ-40 מעלות לצפון מערב. ציר הקמר נוחת בשיעור של כ-10 מעלות לכוון צפון מזרח. מבנה הפריעה נקבר בנקודה זו עקב השילוב של נחיתת ציר הקמר והחיתוך עם העתק בזק. העתק בזק כאן פועל כשבר נורמלי וכוונו צפון דרום. כ-1 ק"מ דרומה מכאן ההעתק משנה את כוונו לצפון מערב.

(2) העתק בזק מעמיד את קונגלומרט אום סבונה מול סלעי חבורת יהודה הבונים את מבנה הפריעה. למרות שקונגלומרט אום סבונה נמוך כיום טופוגרפית ממחשופים נרחבים של סלעי חבורת יהודה, לא נמצאו בין מרכיביו הקלסטיים חלוקים שנגזרו מיחידה זו. כל החלוקים שנבדקו ממקור איאוקני או ניאוגני, המצויים פיזית במרחק רב מהמחשוף. המסקנה המתבקשת לפיכך היא שבמהלך הצטברות קונגלומרט אום-סבונה סלעי חבורת יהודה, כמו גם סלעי חבורת הר-הצופים, עדיין לא היו חשופים.

(3) העתק נוסף מפריד בין הטרכסה של קונגלומרט אום סבונה וקונגלומרט ואדי מליח (תרשים 7). בניגוד לטרכסה העליונה הקדומה יותר של אום סבונה, קונגלומרט ואדי מליח בטרכסה התחתונה מכיל מרכיבים מכל היחידות החשופות, כולל אבני חול מחבורת כורנוב. מיון החלוקים גרוע וצורתם מזוותת. טרכסה זו נטויה קלות אל מרכז הבקע ומיצגת שלב ארוזיבי צעיר בשולי הבקע.

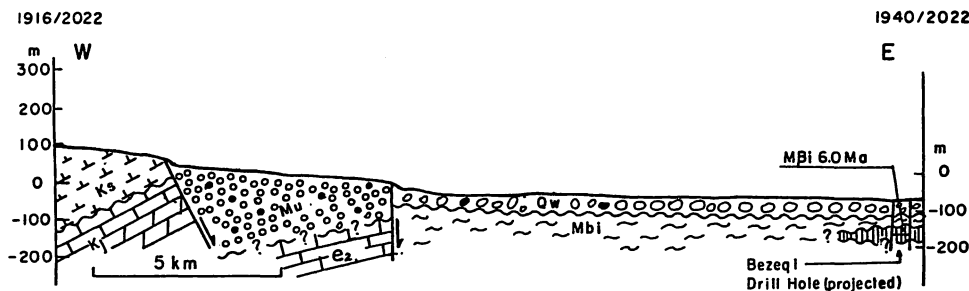


Figure 7: An E-W cross section along the southern bank of Nahal Bezeq; for symbol legend see Figure 2. (after Hatzor, 1988. K/Ar ages from Shaliv, 1990)

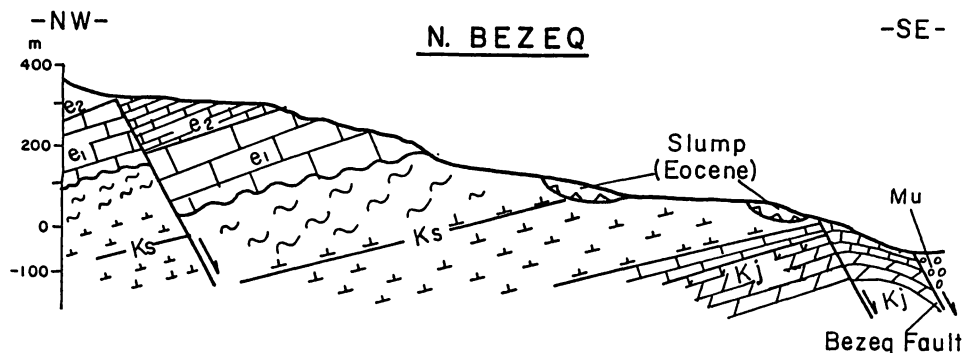


Figure 8: A cross section along the western flank of the Faria anticline at Nahal Bezeq, no vertical exaggeration; for symbol legend see Figure 2. (from Hatzor, 1988)

4 במבט צפונה ניתן להבחין במסלע איאוקני מונח כציפוי על גבי קונגלומרט ואדי מליח, ואום סבונה. "ציפוי" זה אינו אלא שריד של גלישה איאוקנית באורך כ-1200 מ' המכסה את כל החתך של חבורת הר הצופים בנוסף ליחידות הקלסטיות הצעירות יותר. גלישות כאלו שכיחות לאורך המורדות המזרחיים של הגלבע (תרשים 8).

תחנה 2: תצפית על נחל אבינדב (נ.צ. 19270/20675)

בתחנה זו נצפה בתופעות הבאות:

- 1) אי התאמה בין חבורת הר הצופים ועבדת
- 2) העתק אבינדב, דייקים וקילוח של בזלת הכיסוי

1) חבורת עבדת בתחנה זו מונחת באי התאמה זויתית ואירוזיבית על גבי חבורת הר הצופים. גג חבורת הר הצופים כאן מגיל מאסטריכט עליון (תצורת ע'רב) ובסיס חבורת עבדת כאן מגיל איאוקן תחתון חלק עליון (תצורת מרוז). בסיס היחידה התחתונה של החתך האיאוקני המוכרת ברחבי הארץ (תצורת עדולם) חסר בגלבע. עומק הגידוע משתנה מעל ומתחת לגבול קרטיקון-טרצייר במקומות שונים. ההשפעה של המשך קימוט מבנה הפריעה מוכרת בכל האיזור, כולל סינקלינת שכס והסרטבה. בעזרת סטרטיגרפית אירועים ניתן להתחקות אחר אירוע הקימוט עד הנגב הצפוני, באנטיקלינת רחמה (תרשים 15).

2) העתק אבינדב מעמיד קילוח עבה של בזלת הכיסוי כנגד סלעי חבורת הר הצופים (תרשים 9). בהמשכו צפונה העתק מיגדע המערבי יוצר את השולים המערביים של גרברן מיגדע (תרשים 10). קילוח הבזלת שלפנינו מתעבה לכוון הבקע, מכסה את השבר המזרחי של גרברן מיגדע, ומועתק על ידי שבר שוליים נוסף (תרשים 11). בהמשכו הקילוח מכסה את הפירוקלסטטים של הבזלת התיכונה במחצבת רוויה (תרשים 11). דייקים של בזלת הכיסוי נחשפים מערבה יותר במחצבת הגיר בנחל אבינדב. דייקים אלו עשויים לשמש כמקור של קילוח הבזלת שלפנינו. יחסי השדה באיזור מצביעים על סדר האירועים הבא:

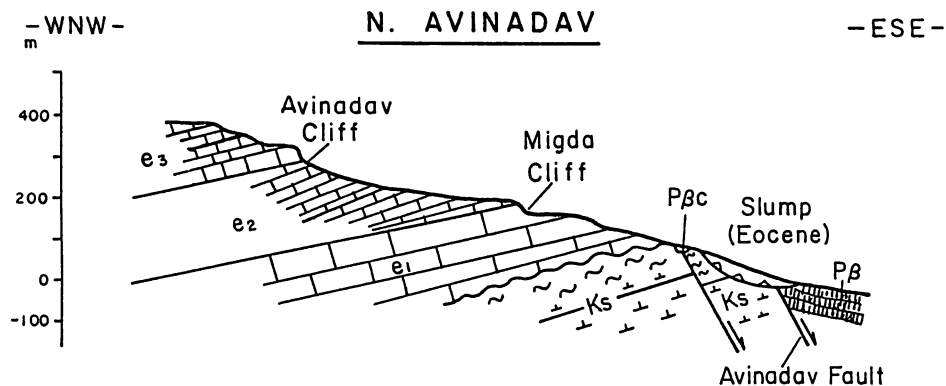


Figure 9: A cross section along the northern bank of Nahal Avinadav, no vertical exaggeration; for symbol legend see Figure 2 (Hatzor, 1988)

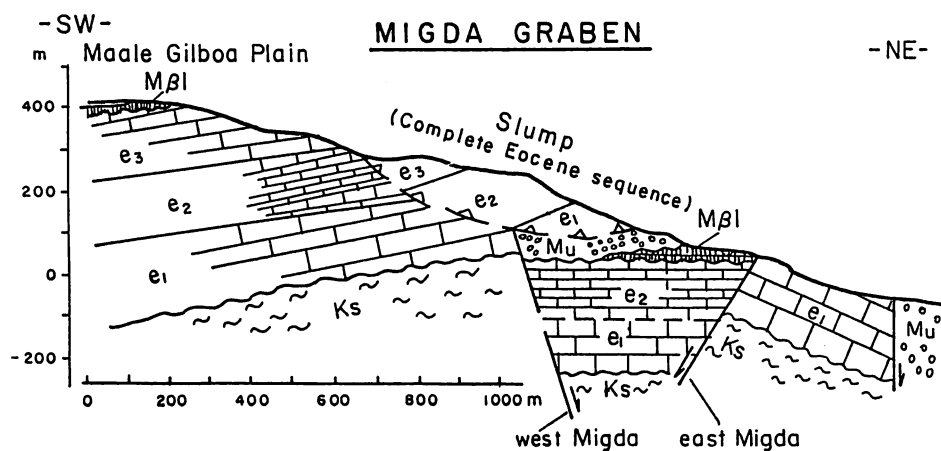


Figure 10: A cross section across Migda Graben, no vertical exaggeration ; for symbol legend see Figure 2 (after Hatzor, 1988)

(א) פעילות שבר מיגדע המערבי (בכוון צפון מערב) לאחר הצטברות בזלת תחתונה, התרוממות הבלוק המערבי.

(ב) הצטברות קלסטים במורדות המזרחיים (קונגלומרט אום סבונה).

(ג) הרבדת סדימנטים אגמיים על גבי המדרונות המזרחיים (חוואר בירה) מלווה בפעילות פירוקלסטית (טופים של רוויה).

(ד) פעילות על גבי שבר מיגדע המזרחי והתרוממות הבלוק המזרחי. יצירת גרben מיגדע.

(ה) חדירת דייקים של בזלת הכיסוי והתפרצות קילוח בזלת המכסה את שני שבירי גרben מיגדע ואת הפירוקלסטים של רוויה.

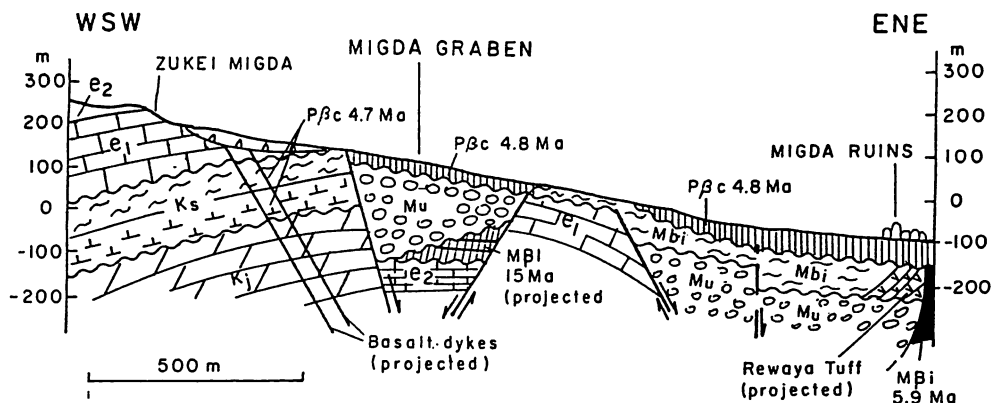


Figure 11: A cross section across Eastern Gilboa, no vertical exaggeration ; for symbol legend see Figure 2 (after Hatzor, 1988, K/Ar ages from Shaliv, 1990)

ו) פעילות על גבי העתק אבינדב (כוון צפון, צפון מערב), ניתוק הקילוח מצינורות ההזנה, הורדת הבלוק המזרחי.

ז) פעילות צעירה על גבי העתקים בכוון צפון-דרום השוברת את בזלת הכיסוי ומנמיכה את הבלוקים המזרחיים. יתכן שהגלישות האיאוקניות על גבי בזלת הכיסוי (תרשים 9) וגרבתן מיגדע (תרשים 10) משתיכות לשלב טקטוני זה.

תחנה 3: לוע וולקני במחצבת רוויה (נ.צ. 19402/20622)

בתחנה זו ניתן להבחין בתופעות הבאות:

- 1) פירוקלסטים של יחידת הבזלת התיכונה
- 2) חוואר בירה
- 3) בזלת הכיסוי

1) המחצבה ממוקמת בשולי נחל אבינדב, ממערב למושב רוויה. במחצבה נחשפות שכבות של פירוקלסטים נטויים מערבה בחלק המערבי בשיעור של כ-10 מעלות ומזרחה בחלק המזרחי בשיעור של כ-10 מעלות גם כן. החתך מכיל אפר, לפילי, בלוקים ופצצות וולקניות. העובי המירבי שנחשף כ-20 מ'. במזרח הסדרה הפירוקלסטית גדועה ע"י סדימנטים של תצורת בירה וע"י חלוקים של מילוי נחל ובמערב ע"י אופק של קרקע מאובנת המכוסה בקילוח בזלת כיסוי, שגילה כ-4.8 מליון שנה (תרשים 12). שלש פצצות וולקניות מהסדרה הפירוקלסטית תוארכו וגילן נמצא כ-5.7 מליון שנה. מקור ההתפרצות הוולקנית לא נמצא, אך לפי הנטיות נראה שהיה במזרח במרחק לא רב. באחרונה, עם הרחבת העבודות במחצבה נחשף דייק בזלתי אנכי בכוון 290 מעלות החוצה חלק מסידרת הפירוקלסטים. הדייק נמצא בתהליכי קביעת גיל רדיומטרי במעבדות המכון הגיאולוגי.

REWAYA QUARRY

Coord. 19402 / 20622

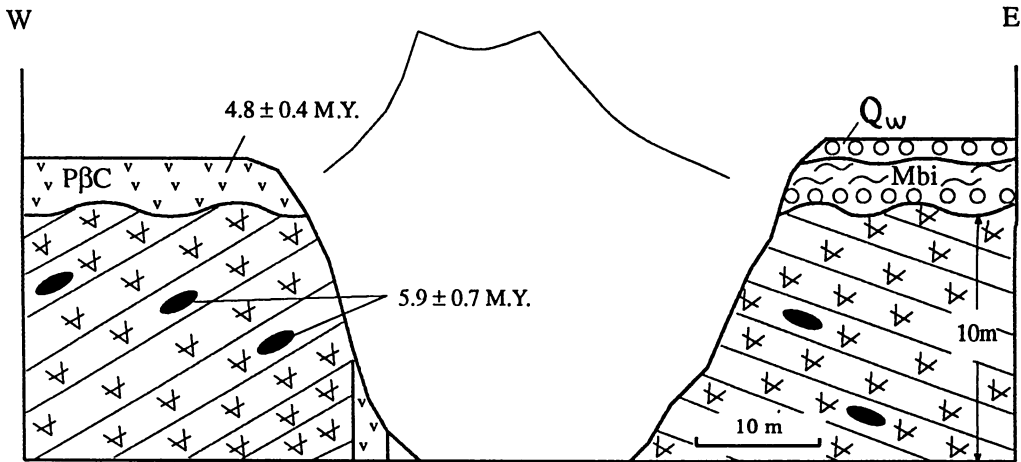


Figure 12: Schematic cross section across the Rewaya Tuff quarry with a proposed structural reconstruction; for symbol legend see Figure 2 (K/Ar ages from Shaliv, 1990).

2) תצורת בירה נחשפת בקיר הדרומי מזרחי של המחצבה. בבסיס התצורה שכבת חלוקים של גיר איאוקני וחומר פירוקלסטי, המונחת באי התאמה זוויתית על הפירוקלסטים (תרשים 12). מיון החלוקים גרוע. מעל החלוקים שכבה בעובי של 0.8 מ' הבנויה משכבות דקות של חרסית חומה בחילופין עם קירטונים סילטיים-חרסיתיים אפורים-ירקרקים, למינריים ושכבות קלקרניט דקיקות. גג החתך שם בנוי משכבה בעובי 1 מ' של קירטון חווארי, לבן-ירקרק המכיל פורמיניפרה ואוסטרקודה של מים ברקיים.

3) קילוח של בזלת הכיסוי מונח על סידרת הפירוקלסטים בצפון (תרשים 12). הבזלת קשה, מסיבית, אלקלי אוליבינית, בעלת טכסטורה גלומופוריטית. הפנוקריסטים של פלגיוקלז, אוליבין ואוגיט והמטריקס לרוב בטכסטורת זרימה.

יחסי השדה הנחשפים כאן מצביעים על סדר הארועים הבא:

- א) התפרצות פירוקלסטים מיחידת הבזלת התיכונה מלוע באיזור המחצבה.
- ב) דעיכת הפעילות והצפת המדרון המזרחי של הר הגעש בסדימנטים של תצורת בירה. כתפי הלוע מונעים התפשטות חוואר בירה מערבה.
- ג) קילוח של בזלת הכיסוי המגיע מאיזור נחל אבינדב במערב בא במגע עם כתפי הלוע הפונים מערבה ונעצר שם. כתפי הלוע אינם מאפשרים את התקדמות הקילוח מזרחה ולכן הבזלת אינה מכסה את חוואר בירה.
- ד) אירוזיה של כתפי הלוע וישור פני השטח – הצטברות קונגלומרט ואדי מליח.

תחנה 4: תצפית על החתך האיאוקני (מכביש העליה למרב (נ.צ. 1912/

(2059))

מתחנה זו נצפה על שלוש יחידות המיפוי האיאוקניות בגלבוע (תרשים 13):

- (1) תצורת מרוז
- (2) תצורת יזרעאל
- (3) תצורת בר-כוכבא

(1) תצורת מרוז מורכבת מחילופין של גיר קריסטליני עשיר בנומוליטים מצוררים ואופקים קירטוניים עם פאונה פלנקטונית. היא מונחת באי התאמה זויתית, ואירוזיבית על גבי תצורת ע'רב.

המגע ברור עקב המעבר החד מקירטון של תצורת ע'רב לגירים של תצורת מרוז. אי-התאמה זו מוכרת במרכז הארץ (תרשים 16) וניתן לזהותה גם בנגב (תרשים 15).

תצורת מרוז עוברת מספר שינויים פציאליים בגלבוע בכוון ניצב לציר קמר הפריעה (תרשים 14). רצועות הפציאס מצינות מעבר מפציאס רדוד סמוך לשיא המבנה, דרך פציאס הקולט מרכיבים דטרטיים במורד המבנה (איזור הר ברקן), לפציאס של אגן פתוח עם עליה ניכרת בתכולת המרכיב הקירטוני (איזור הר גיבורים).

התצורה שומרת על עוביה, כ-180 מ', וגגה מתאפין במצוק מסיבי עם מערות. מצוק זה בר מיפוי לכל אורך מדרונות הגלבוע המזרחי.

(2) תצורת יזרעאל, הבנויה מגיר ביומיקריטי משוכב דק ודל בפאונה מונחת בהתאמה על גבי המצוק המסיבי בגג תצורת מרוז, ומתחת למצוק המסיבי בבסיס תצורת בר-כוכבא. התצורה יוצרת מדרונות מתונים התחומים מעל ומתחת במצוקים מסיביים. עובי התצורה משתנה מכ-167 מ' באיזור נחל בזק לכ-50 מ' בצפון הגלבוע. היחידה בת מיפוי בכל מורדות הגלבוע המזרחי ובצפון הגלבוע.

(3) תצורת בר-כוכבא מתאפיינת בסדרת מצוקים מסיביים בבסיסה. סלעי התצורה בבסיס בנויים גיר ביומיקריטי עשיר בנומוליטים ואצות, אשר עובר בהדרגה לגיר קירטוני המכיל פאונה פלנקטונית. העובי המירבי של התצורה הינו כ-100 מ' באיזור נחל בזק. באיזור מעלה גלבוע מונחים על גג התצורה קילוחים של בזלת תחתונה. המצוק בבסיס התצורה קל לזיהוי בכל רחבי הגלבוע.

תחנה 5: תצפית על גרובן מיגדע ממרומי הגלבוע (נ.צ. 1908/2072)

בתחנה זו נצפה בתופעות הבאות:

- (1) שברי הגרובן – המזרחי והמערבי
- (2) מחשופים של בזלת תחתונה בראש הגלבוע ובתוך הגרובן
- (3) קילוח של בזלת הכיסוי המכסה את שבר מגדע המזרחי
- (4) גלישות ענק של מסלע איאוקני על גבי שבר מיגדע המערבי

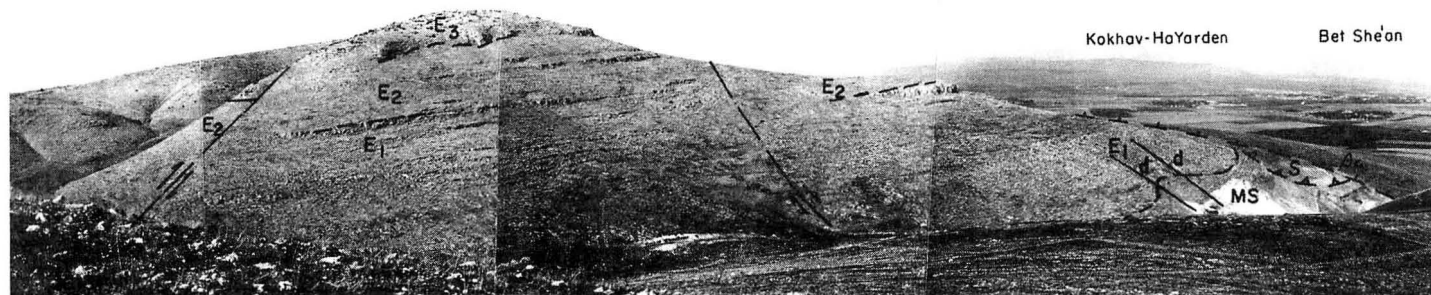


Figure 13: A panoramic view of the Eocene sequence as exposed along the Northern bank of Nahal Avinadav. For symbol legend see Figure 2.

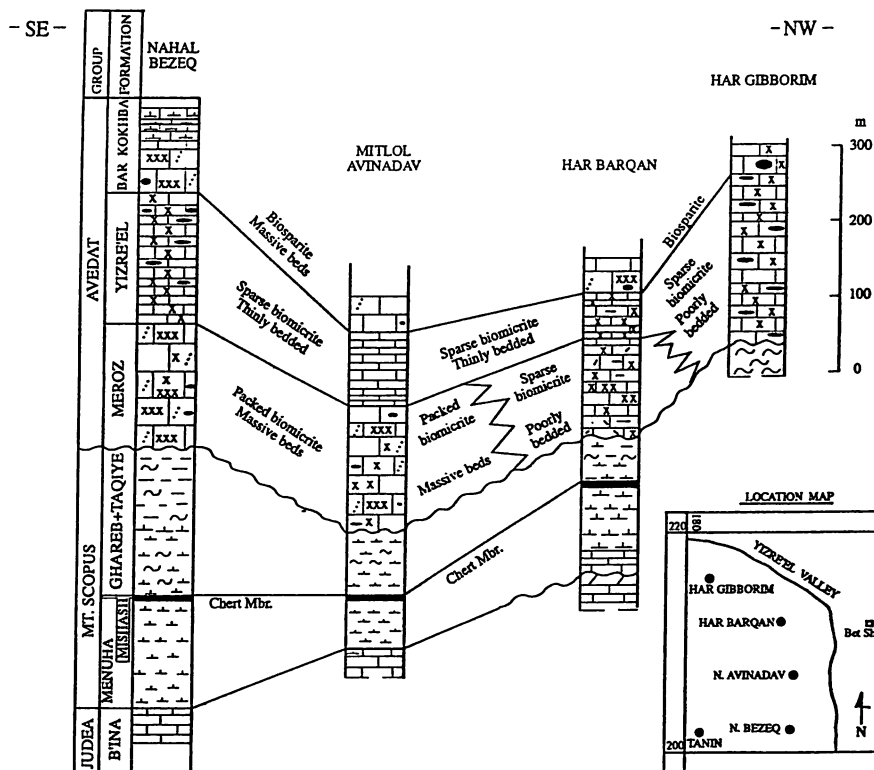


Figure 14: Eocene stratigraphy in the Gilboa (from Hatzor et al., in press).

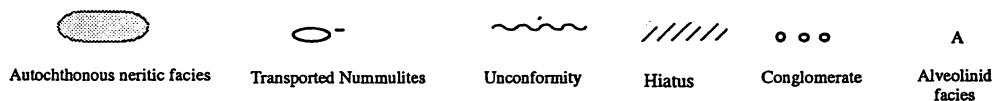
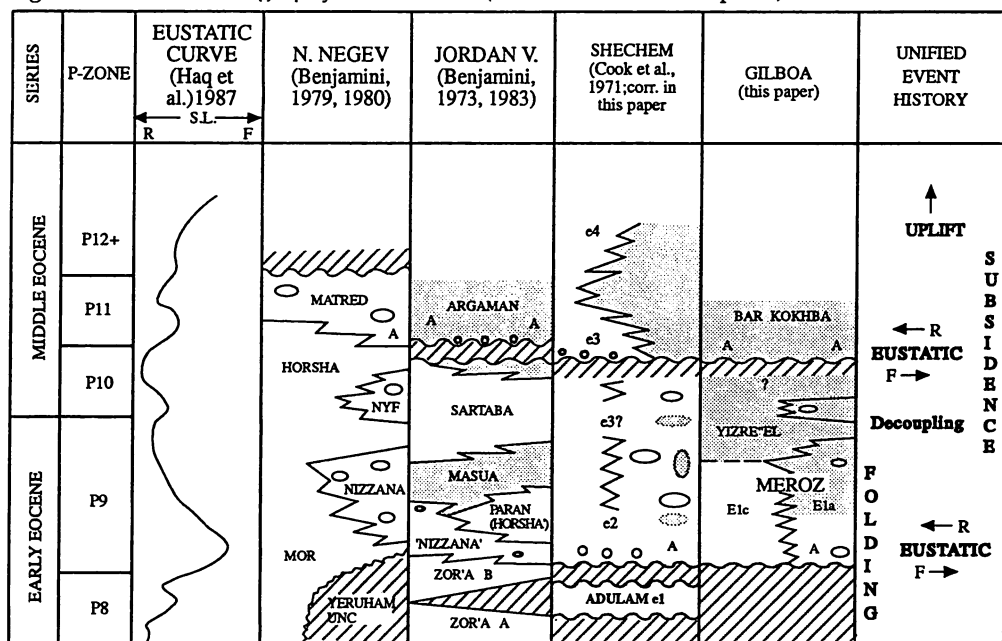


Figure 15. Event stratigraphy of the Eocene sequence in the Gilboa and correlation with other regions in Israel

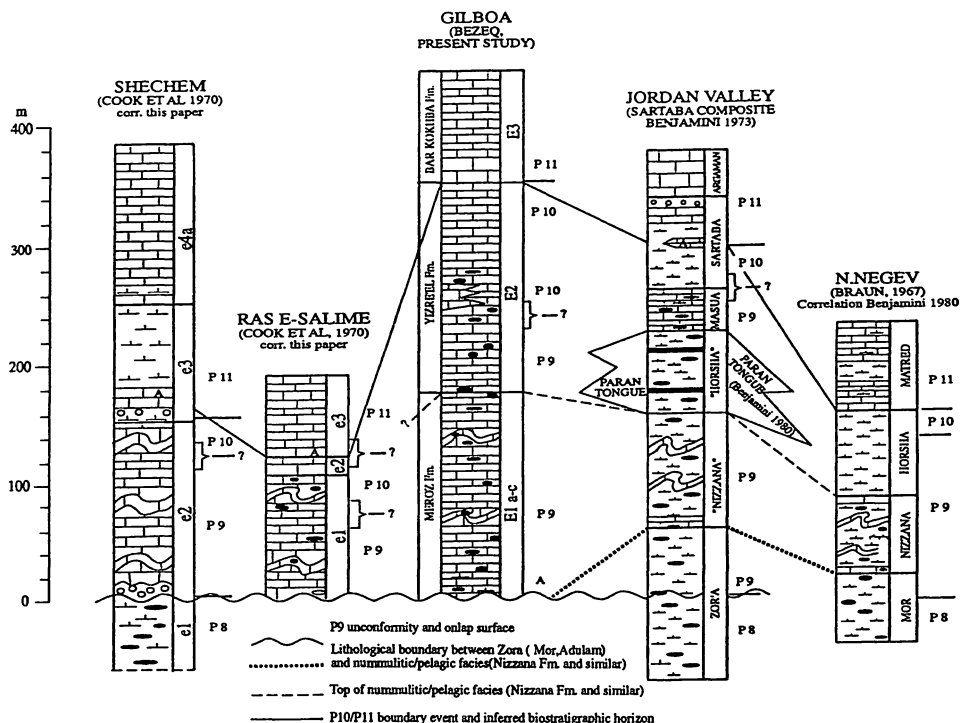


Figure 16: Correlation chart of the Eocene sequence in the Gilboa with other regions in Israel (from Hatzor et al., in press).

1) גרben מיגדע, הנמצא במדרונות המזרחיים של הגלבוע, הינו תופעה סטרוקטורלית מענינית. מיפוי מפורט של הגרben מופיע בתרשים 17. הגרben תחום משני עבריו בשברים נורמליים: שבר מגדע המזרחי והמערבי במזרח ובמערב בהתאמה. שבר מגדע המערבי מרים את הבלוק המערבי ומעמיד את קונגלומרט אום סבונה כנגד גג חבורת הר הצופים (תרשים 18). שבר מגדע המזרחי מוריד את הבלוק המערבי ומעמיד את קונגלומרט אום סבונה ואת הבזלת התחתונה, בתוך הגרben, כנגד תצורת מרוז. לפי נטית הבלוק האיאווקני היוצר את תשתית הגרben, בשיעור של כ-27 מעלות דרומה, נראה ששברי הגרben פועלים כשברי מספריים וזריקתם הולכת וגדלה לכון דרום (תרשים 18).

2) קילוח של בזלת תחתונה מופיע באיזור התצפית בראש הגלבוע. גיל הקילוח כ-16.8 מיליון שנה. קילוח של בזלת תחתונה נמצא בתוך גרben מגדע כנגד שברי השולים וגילו כ-15.1 מ"ש. ניתן לראות בגופים אלו של בזלת תחתונה שרידים של אותו שדה וולקני קדום אשר כיסה את האיזור לפני השבירה.

3) העתק מגדע המזרחי מכוסה על ידי קילוח של בזלת הכיסוי מגיל 4.8 מ"ש (תרשימים 17, 18). הקילוח מועתק על ידי שבר מיגדע המערבי בשיעור של כ-100 מ'.

4) גלישה גדולה מסגנון slump מכסה את שבר מגדע המערבי (תרשים 10) ומכילה בתוכה חתך שלם של חבורת עבדת.

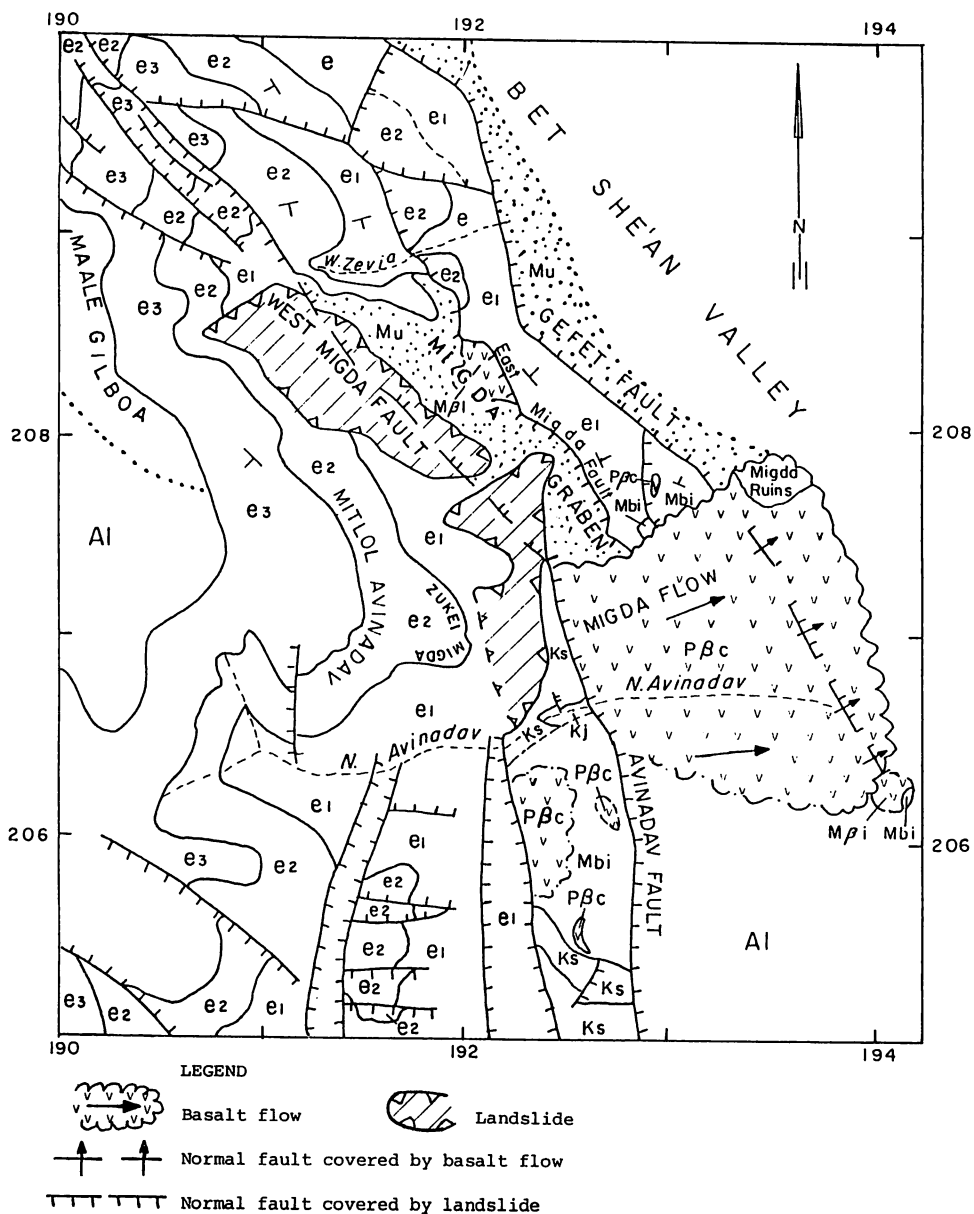


Figure 17: A detailed geologic map of Migda Graben and vicinity; for symbol legend see Figure 2 (after Hatzor, 1988)

על סמך התצפיות האלו ניתן לשחזר הסטוריה טקטונית כדלהלן:

(א) הצטברות בזלת תחתונה במזרח הגלבוע (איזור הישוב מעלה גלבוע) כאשר איזור זה מהווה חלק מאגן ההצטברות של בזלת זו.

(ב) תחילת פעילות על גבי שבר מיגדע המערבי והעתקת הבזלת התחתונה. במקביל הצטברות קונגלומרט אום סבונה.

(ג) שבירה נורמלית על גבי שבר מגדע המערבי וניתוק קונגלומרט אום סבונה מאגן ההשקעה - יצירת גרben מגדע.

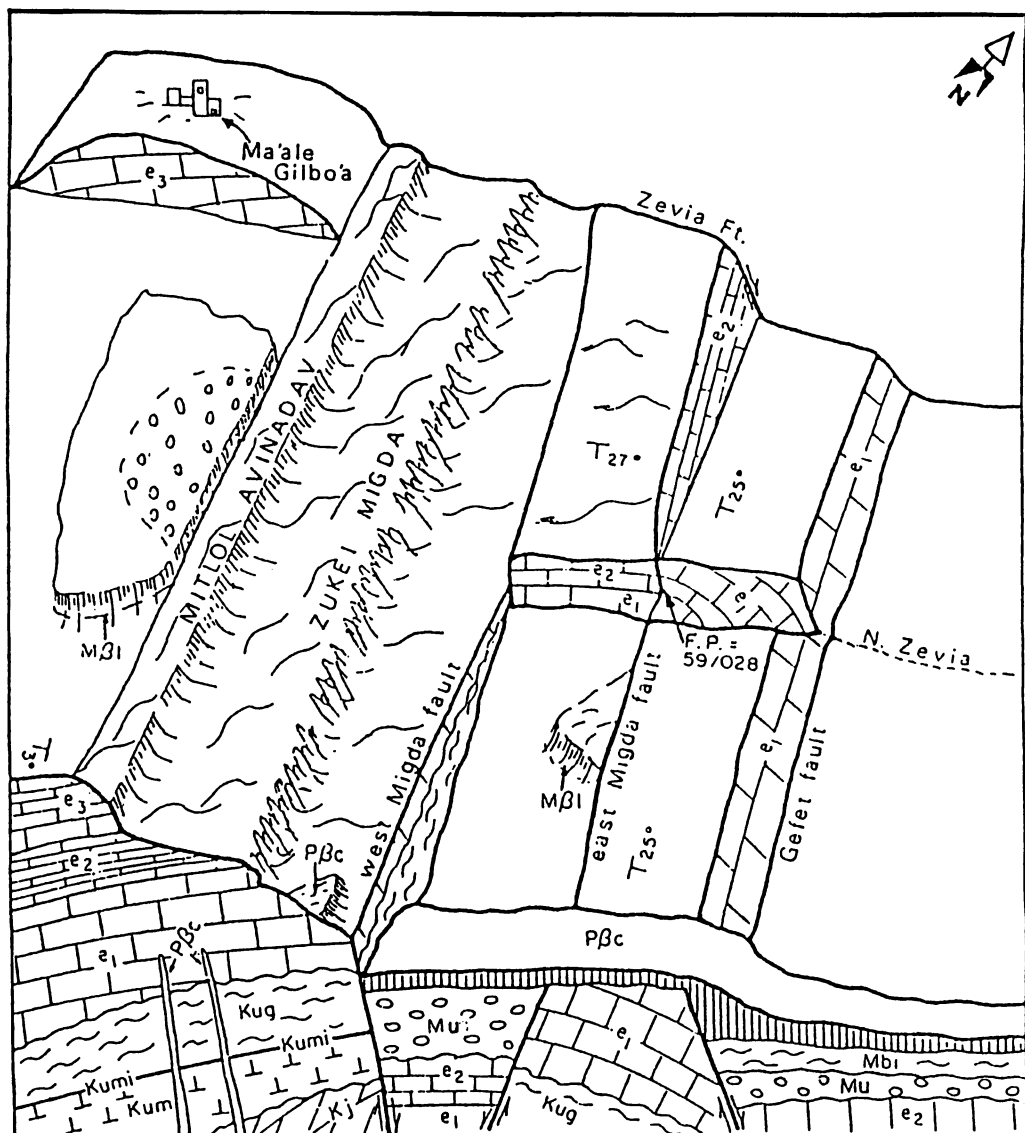


Figure 18: A schematic block diagram of Migda Graben; for symbol legend see Figure 2 (after Hatzor, 1988)

ד) קילוח בזלת הכיסוי דרך דייקים, כמו אלה הנחשפים בנחל אבינדב, זרימת הקילוח מזרחה וכיסוי העתקי הגרבן לכון מזרח.

ה) התחדשות הפעילות על שבר מגדע המערבי והעתקת בזלת הכיסוי בשיעור של כ-100 מ'.

ו) שבירה חדשה בכון צפון-דרום בשולי הבקע השוברת גם את בזלת הכיסוי.

תחנה 6: סיור לאורך העתק הגלבווע (נ.צ. 1902/2134)

בתחנה זו נלך לאורך שבר הגלבווע. נתחיל בגן היפני של קיבוץ בית-אלפא ונסיים באינטרוזיה של חפציבה (תחנה 7). נדון בסגנון השבירה ובשדה המאמצים בגלבווע.

השבר לאורכו נסייר נראה כשבר נורמלי: נטיתו בין 55 ל-60 מעלות לכוון 005 עד 052. סימני ההחלקה שנמדדו על גבי השבר נוחתים כ-43 עד 57 מעלות לכוון 005 עד 021. מניתוח מספר קידוחים אשר חדרו דרך הבלוק המורד נמצא שזריקת השבר כ-750 מ' מול מרכז הגלבווע. הזריקה קטנה לצדדים עקב מבנה הכפיפה של ראש הגלבווע (תרשים 3).

נושא ניתוח שדה המאמצים נדון בהרחבה בפרק "מבנה" לעיל (תרשימים 5, 6).

תחנה 7: מחדר מגמטי במחצבת חפציבה (נ.צ. 1898/2139)

במחצבת השיש של חפציבה בבלוק המורם של דולומיט סחנין נחשפים מספר דייקים בכיוון 280° אשר מוסטים על ידי העתק הגלבווע. המחדר המגמטי כיום בגובה פני הים. גיל אחד הדייקים שתוארך הוא 10.2 מ"ש. הדיקים יצרו מטמורפיזם של מגע בעת חדירתם, מטמורפיזם זה נחקר על ידי Soudry and Lang, (1978). העתק הגלבווע מעמיד כנגד הקומפלקס המטמורפי המורם את תצורת הורדוס עם קילוח שנדגם ותוארך לגיל 15 מ"ש (תרשים 19).

אופי הפירוק והרקריסטליזציה של הדולומיט וכן מאסף המינרלים המטמורפיים שנוצרו בעת המחדר (קלציט, מגנזיט, ברוציט) מלמדים על מטמורפיזם של מגע בלחץ וטמפרטורה נמוכים: 50-250 bar ו-600-700 מעלות Soudry and Lang, (1978). אם נניח ערך ממוצע של 150 bar וצפיפות מסלע של 2.8 גר'סמ"ק הרי שהמטמורפיזם צריך היה להתרחש לפחות בעומק 540 מ', ואם נניח ערך לחץ קיצוני של 250 bar הרי שדרוש עומק של לפחות 890 מ'. עובי החתך כיום מעל המחדר הוא כ-955 מ' של מסלע קרבונטי המשתייך לגג חבורת יהודה, חבורת הר הצופים וחבורת עבדת. גובה המחדר כיום הוא פני הים, ולכן לפני כ-10 מ"ש המחדר שלפנינו צריך היה להיות בעומק של 900-1000 מ'.

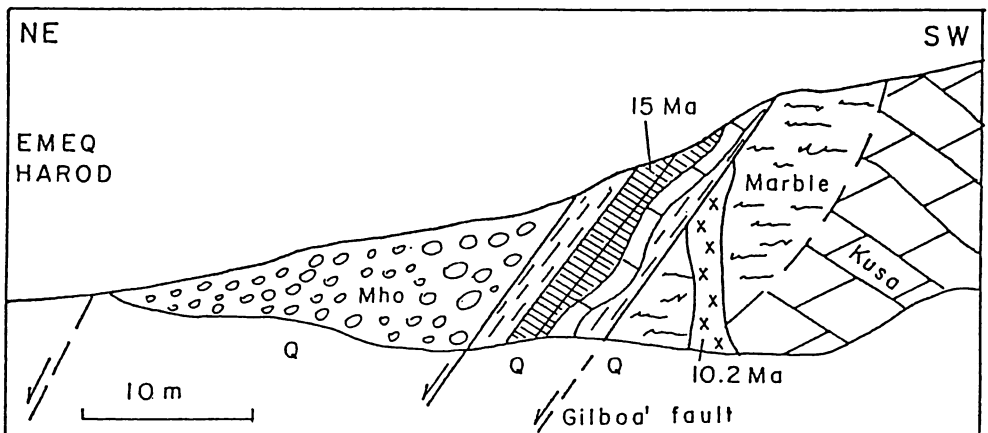


Figure 19: A schematic cross section through the Heftzi-Bah Quarry (from Hatzor, 1988. K/Ar ages from Shaliv, 1990)

לאור האמור לעיל ניתן לשחזר את השלבים הטקטוניים הבאים עבור צפון הגלבו:

א) הרבדת תצורת הורדוס וקילוחים של בזלת תחתונה לפני כ-15 מ"ש כאשר צפון הגלבו שייך לאגן ניאוגני פנימי.

ב) חדירה מגמטית בעומק משוער של כ-1000 מ' מתחת לפני הים לפני כ-10 מ"ש והתפתחות מטמורפיזם של מגע מדרגה נמוכה בסלעי דולומיט סחנין.

ג) פעילות על גבי שבר הגלבו מאוחר ל-10 מ"ש. שבר הגלבו פועל כשבר נורמלי.

עדויות מאתרים נוספים מאפשרות עידון של היסטורית התנועה על גבי שבר הגלבו. העדויות הן כדלהלן:

1) בראש הגלבו ישנו משטח גידוע החותך שדה וולקני של בזלת תיכונה מגיל 6.3 מ"ש.

2) באיזור קיבוץ יזרעאל שבר הגלבו מעתיק את בזלת הכיסוי מגיל 5.3 מ"ש.

3) מישור השבר עצמו נשמר עדיין, כפי שניתן לראות בתחנה 6.

מנתונים אלו עולה שפעילות על שבר הגלבו החלה מאוחר להצטברות בזלת הכיסוי ויתכן שנמשכת עד הווה. שדה המאמצים שהוגדר עבור הגלבו עשוי לכן להיות זה הקיים גם כיום.

מקורות

חצור, י., 1988. הגיאולוגיה של איזור הגלבו. עבודת גמר לתואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

מימרן, י., שליב, ג., תצור, י., ולנג, ב., 1989. שולי הבקע מדרום לבית שאן ומזרח הגלבו, מדרוך לסיום, הכנס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית, רמות.

מיכלסון, ח., 1979. הגיאולוגיה והפליאוגיאוגרפיה של רמת הגולן. עבודת דוקטור, אוניברסיטת תל אביב.

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

שליב, ג., 1990. שלבים בהתפתחות הטקטונית והוולקנית של אגנים יבשתיים ניאוגניים בצפון ישראל. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

Bentor, Y.K. 1961. Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. *Geoch. Cosmochim. Acta* 25: 239–260.

Breggren, W.A., Kent, D.V. and Flynn, J.J. 1985. Jurassic to Paleogene geochronology and chronostratigraphy, in: N.J. Snelling (ed.) *The chronology of the geological record*. Geological Society of London Memoir. 10: 141–195.

- Flexer, A. 1961. The geology of Mount Gilboa. Bull. Res. Council of Israel. 10G: 64–72.
- Freund, R. 1965. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous times. Geol. Mag. 102: 189–205.
- Hatzor, Y. and Reches, Z. 1990. Structure and Paleostresses in the Gilboa region, western margins of the central Dead Sea rift. Tectonophysics. 180: 87–100.
- Hatzor, Y., Benjamini, B., Mimran, Y. and Grossowicz, P. (in press). The Eocene stratigraphy of Mt. Gilboa and Northern Samaria. Isr. J. Earth Sci.
- Picard, L. 1943. Structure and evolution of Palestine (with comparative notes on neighboring countries). Hebrew Univ., Jerusalem, Geol. Dept. Bull. 4(2–4).
- Reches, Z. 1987. Determination of tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield criterion. Tectonics. 6: 849–861.
- Schulman, N., Rosenthal, E. 1968. Neogene and Quaternary of the Marma Feiad area, south of Bet Shean. Isr. J. Earth Sci. 17: 54–62.
- Shaliv, G., Mimran, Y. and Hatzor, Y. 1991. The sedimentary and structural history of the Bet Shean area and its regional implications. Isr. J. Earth Sci. 40: 161–179.
- Soudry, D. and Lang, B. 1978. Contact metamorphic marble at Mount Gilboa Northern Israel. Isr. J. Earth Sci. 27: 117–123.

רשימות

סיור 3: הבטים גאולוגיים ופרהיסטוריים בבקע הצפוני

סיור א-3

אתרים ארכיאולוגיים מגיל הפלייסטוקן התיכון והעליון בנחל עמוד

אראלה חוברס, המכון לארכיאולוגיה, האוניברסיטה העברית

מבוא

מטרת הסיור הינה היכרות עם חלק מן האתרים הפרהיסטוריים בנחל עמוד.

הנחל זורם במורדות הדרום-מזרחיים של גוש הרי מירון מגובה 910 מ' מעל פני הים ועד לגובה 212 מ' מתחת לפני הים, בערוץ ששיפועו הממוצע בהווה הוא 51%. חלקו התחתון של הערוץ, שבו מצויים האתרים, בנוי מגיר תמרת ומגיר בר-כוכבא, מגיל איאוקן תיכון, הנמנים על סלעי "הקבוצה הגירית" (זלצמן 1964:16-18). הסלע יוצר מצוקים משני צידי הערוץ בעקבות השפעתם של שברים ושל הארוזיה המאוחרת להם. שברים אלה הם חלק ממערכת שברי עמוד, שכיוונה הכללי מצפון-מערב לדרום-מזרח, והיו פעילים במהלך הניאוגן, ואולי החל מן האיאוקן התיכון (זלצמן 1964:37-42). פעילות קרסטית, שבמקרים רבים התרחשה לאורך סדקים וקוי שבירה, הביאה להיווצרות מספר רב של מערות בחלקו התחתון של ערוץ נחל עמוד. המערות הנמוכות (3-5 מ' מעל לאפיק) הן לרוב קטנות יותר ונמצאו בהן שרידים רק מן התקופות ההיסטוריות (בד"כ מאות השנים האחרונות). באמצע המצוק, כ-35-40 מ' מעל לקו הזרימה הנוכחי של הנחל, נמצאת סדרה נוספת של מערות, שבהן נמצאו האתרים הפרהיסטוריים. בכל המקרים מופיעים מעל לשכבות הפרהיסטוריות שרידים מתקופות היסטוריות מאוחרות (מתקופת הברונזה ועד לתקופה הערבית). במקורן היו מערות אלה גדולות יותר מכפי שהן כיום (וראה למטה). בינפורד (1966:20) הציעה כי העובדה שרק המערות הגבוהות מכילות שרידים פרהיסטוריים מצביעה על התחתרות מאוחרת ומהירה של נחל עמוד. ניתן לקשור את ההתחתרות המוצעת בתהליכי ההתיבשות וההיעלמות של ימת הלשון בסוף הפלייסטוקן (Begin et al. 1985). יש לבדוק גם את האפשרות שמעורבים בתהליך במידה זו או אחרת ארועים טקטוניים צעירים.

ארבעה אתרים פרהיסטוריים מוכרים בחלקו התחתון של נחל עמוד. שלושה מהם – מערות אמירה (נ.צ. 1987:2522), זוטייה ושובך (נ.צ. 1975:2536 – נחפרו לראשונה ע"י פ. טרויל-פטר, קצין מחוז טבריה מטעם ממשלת המנדט, בשנים 1925-6 (Turville-Peter 1927)). למעשה, היו אלה החפירות הפרהיסטוריות הראשונות בא"י, בהקדימן בשנתיים את חפירותיה הנרחבות של דורותי גארוד בנחל המערות שבכרמל. במערת שובך לא הצליח טרויל-פטר לאתר את השכבה הפליאוליתית, אולם בכל אחת משתי המערות האחרות זיהה מספר שכבות פליאוליות. הממצא שעורר יותר מכל את סקרנותם של החוקרים היה שבר של גולגולת קדומה ("האדם הגלילי"), שזוהתה בזמנו כניאנדרטל – היחידה מסוגה שהתגלתה עד אז מחוץ לאירופה (Garrod 1955) – בבסיס הרצף הסטריטיגרפי במערת זוטייה, בהקשר עם תעשיות ליתיות שהוגדרו ע"י החופר כתעשיות פליאולית תיכון. הממצא הליתי ממערת אמירה הוגדר ע"י טרויל-פטר כמכלול מעורב של תעשיות הפליאולית התיכון והעליון (Turville-Peter 1927).

מאז עבודתו של טרויל-פטר לא חדלו הפרהיסטוריונים להתעניין בנחל עמוד וסביבתו כאזור ישוב פרהיסטורי. במהלך שנות ה-50 המוקדמות ערכה גארוד בדיקה מחודשת של הממצא הליתי ממערת אמירה, ובניגוד לחופר המקורי טענה כי הוא מייצג תעשית מעבר מן הפליאולית התיכון לפליאולית העליון, ולא מכלול מעורב. המכלול ממערת אמירה הוגדר על-ידיה כטיפוסי לתעשיות שלב המעבר, אותו כינתה על-שם האתר "שלב אמירה" (Emiran). בסוף שנות ה-50 ובתחילת שנות ה-60 נערכו באזור סקרים, שבמהלכם התגלה קיומן של שכבות פליאוליות במערת שובך (נחפרה ב-1962; Binford 1966) ובמערת עמוד (נחפרה בשנים 1961, 1964; Suzuki and Takai 1970). בראשית שנות ה-70 נערכה חפירה מחודשת במערת זוטייה (Gisis and Bar-Yosef 1973; ראה פירוט בתיאור תחנה 1), וכיום מתבצע מחקר רב-תחומי במערת עמוד (Hovers et al. 1991; ראה פירוט בתיאור תחנה 2).

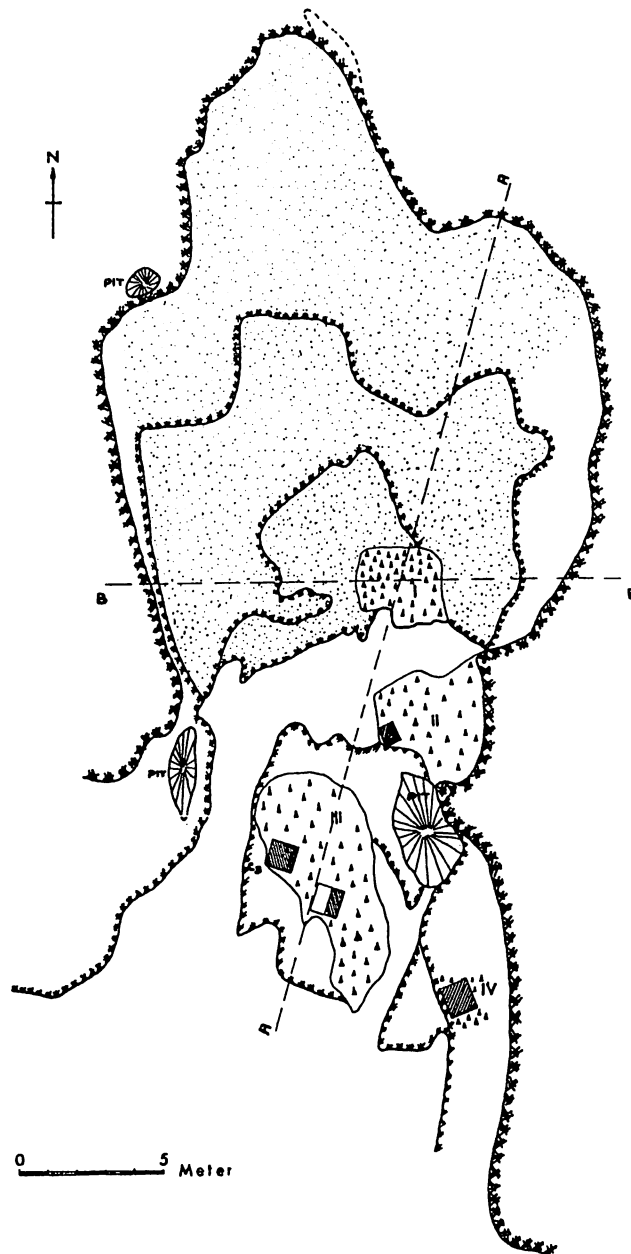
הבדיקות המחודשות של התעשיות הליתיות במערת אמירה (Garrod 1951, 1955) ובמערת זוטייה (Gisis and Bar-Yosef 1973) הראו כי מספר התרבויות הפרהיסטוריות המיוצגות באתרים השונים בנחל עמוד גדול משסבר טרויל-פטר. מנקודת המבט הכרונולוגית, משך הישוב בנחל עמוד מוגבל לפרק-הזמן של סוף הפלייסטוקן התיכון וחלקו הראשון של הפלייסטוקן העליון (Bar-Yosef 1992; Schwarcz et al. 1980; H.; Valladas, pers. comm.; ראה פירוט למטה). תמונה זו שונה מהותית מזו המצטיירת בנחל המערות שבכרמל, שם המשך הכרונולוגי של הישוב כולו ארוך יותר, ובכל אחת מן המערות קיימים רצפים ארוכים יותר. הסיבה לישוב המקוטע בנחל עמוד ולעזיבת האזור בחציו המאוחר של הפלייסטוקן העליון אינה ברורה עדיין. בתקופות ההיסטוריות התקיים כמעט בכל אחת מן המערות בנחל ישוב ארעי.

תחנה מס' 1 - מערת זוטייה (נ.צ. 1976.2525)

המערה מרוחקת כ-800 מ' ממוצא נחל עמוד אל בקעת גינוסר, בגובה של כ-30 מ' מעל קרקעית הערוץ (148 מ' מתחת לפני הים). זוהי מערה קארסטית אפינית, המורכבת מאולם יחיד (20x15 מ') שאליו נפתחת ארובה. הבולען נמצא באזור הפתח. חלקו המרכזי של האולם רוקן מהסדימנטים הפלייסטוקניים ע"י טרויל-פטר, שסילק כ-550 מ"ק חומר במהלך שתי עונות חפירה (בשיטות עבודה שלא היו עומדות במבחן המחקר המודרני...). בקדמת המערה נמצאת טראסה קטנה שרוחבה כ-11 מ', המכוסה כיום בחלקה בשפך מחפירתו של טרויל-פטר.

ב-1973 חודשו החפירות באתר, בתוך גושי ברקציה הצמודים לקירות המערה (I, II איור 1) או נמצאים מתחת לקו הנטף (III, איור 1). בתוך הברקציה ניתן לזהות חלוקים, חצצים וחתיכות בזלת, שככל הנראה התגלגלו אל תוך המערה דרך פתח הארובה מן הרמה שמעל למצוק. בגלל קשיות הברקציה נחפרו בעזרת איזמלים שטחים מדגמיים קטנים בלבד, הניתנים לזיהוי בשטח כיום. התמונה הסטרטיגרפית העולה מחפירות בדיקה אלה מורכבת בהרבה מזו שתוארה ע"י חופר המערה הראשון.

באזור II זוהו בחתך הברקציה 12 יחידות, הגבוהה בהן קרום סטלגמיטי עבה שניתן



איור 1. תכנית של מערת זוטייה. בתכנית מצוינים שטחי החפירה
 ב-1973 (Gisis and Bar-Yosef 1973)

להבחין בו במספר רב של למינות. קרום סטלגמיטי שני נמצא בתוך החתך (שכבה 5), בין אופקי הברקציה המכילים חומר ארכיאולוגי. גם באזור III, שבו הובחנו 6 יחידות סטרטיגרפיות, נמצאה אינטרקלציה של שכבות מכילות חומר ארכיאולוגי ושל סטלגמיטים.

ניתוח הממצא הליתי מחפירות הבדיקה הוכיח את טענתה הישנה של גארוד (Garrod and Bate 1937:115), כי בזוטייה נחשפות שתי תעשיות ליתיות שונות זו מזו. המאחרת בהן הינה תעשייה מוסטרית, האפינית לתקופת הפליאולית התיכון בארץ. מתחת לה ברצף מצויה התעשייה שגארוד כינתה בתחילה אשלית עליונה, ואשר מכונה היום אשלו-יברודית (או "המוע'אריית"; Jelinek 1981). ההבדלים בין שתי התעשיות מתבטאים הן ברמה הטיפולוגית (בשכיחויות היחסיות של טיפוסי כלים מסוימים) והן ברמה הטכנולוגית (השימוש בטכניקת הסיתות המוגדרת כ"טכניקת לבלואה" אפיני לתעשיות המוסטריות בלבאנט).

על פי הטקסטורה והצבע של המטריקס שנמצא עליו ברור, כי מקורו של שבר הגולגולת ממערת זוטייה הוא מן השכבות שזוהו כאשלו-יברודיות. מיקומה הסטרטיגרפי של האשלו-יברודית ביחס למוסטרית בלבאנט, וזיהויו של אלמנט אשלו-יברודי בזוטייה, הפכו את הממצא הזה לממצא השלדי הדיאגנוסטי הקדום בארץ (השיניים הבודדות מעובידייה ושני שברי פמורים מגשר בנות יעקב הם אמנם קדומים יותר, אך אין בהם כדי לספק מידע טקסונומי מפורט). הגישה האירופוצנטרית ששלטה בחקר הפרהיסטוריה של א"י בשלביה המוקדמים הכתיבה את המשוואה לפיה יוצריהן של התעשיות המוסטריות השתייכו לאוכלוסיות הניאנדרטליות. סיר ארתור קית (Keith in Turville-Petre 1927) זיהה את הגולגולת כשייכת לטיפוס אדם שונה מן ההומו ספייאנס ספייאנס. בעקבות דמיון מורפולוגי מסוים עם שרידי הניאנדרטלים האירופיים שהיו מוכרים אז, ובמידה מסוימת כתוצאה מפרדיגמת המחקר השלטת בזמנו, הגדיר את הממצא כניאנדרטל. זיהוי זה היה נתון לויכוח מאז פורסם. כיום מקובל על מרבית החוקרים זיהויו של הממצא כהומו ספייאנס ארכאי (Vandermeersch 1982).

על סמך התיארוך היחסי של הישיות הארכיאולוגיות בלבאנט תוארכה הגולגולת לשלב מוקדם בפלייסטוקן העליון. בשנות ה-70 הועלתה הטענה, על סמך עבודות ביוסטרטיגרפיות וסינתיזות כלליות (Bar-Yosef and Goren 1982; Tchernov 1981), שתאריכי השכבות האשלו-יברודיות בטאבון (ולפיכך גם בזוטייה ובאתרים אחרים) קדומים יותר. חיזוק לדעה זו התקבל מן התיארוכים באמצעות סדרות אורניום שנעשו בזוטייה (Schwarcz et al. 1980) ומתאריכי ה-TL וה-ESR במערות טאבון, סח'ול וקאפזה (Grun and Stringer 1991; Mercier 1992; Mercier et al. 1993; Valladas et al. 1988).

טבלה 1. תאריכי אורניום-תוריום מזוטייה

מיקום סטרטיגרפי	תאריך
מתחת לאשלו-יברודית	164±21 ky
מתחת לאשלו-יברודית	148±6 ky
בין הא.י. למוסטרית	95±10 ky
בין הא.י. למוסטרית	97±13 ky

תאריכים אלה נחשבים היום למינימליים, ותאריכיה המשווערים של האשלו-יברודית – והגולגולת מזוטייה בכלל זה – עומדים היום על 250,000 - 300,000 שנה (Bar-Yosef 1992: 193). בעקבות גילויים של פריטים שרופים במכלול הליתי נערכים עתה נסיונות תיארוך ב-TL.

תחנה מס' 2 - מערת עמוד (נ.צ. 1972.2530)

המערה נמצאת ליד עמוד הסלע בצידו מערבי של הערוץ, בגובה של כ- 35 מ' מעל לקו הזרימה הנוכחי. מעל למצוק שבו ממוקמת המערה מצויה רמה ארוזיבית שטוחה, מכוסה בתצורת הורדוס המיוקנית. המשכה של רמה זו נצפה גם בצידו המזרחי של הנחל (זלצמן 1964).

כמו מערת שובך (הנמצאת כ-600 מ' במעלה הערוץ) נוצרה מערת עמוד ע"י פעילות קרסטית על-גבי קו שבר. בקיר הצפוני של המערה ניתן לראות את מישור השבר ואת האפיה של חרסיות לאורך קו המגע בין הגושים. המשכו של השבר מופיע בקרקעית המערה כערוצון בעל דפנות סלעיות, כאשר הופעתו של הסלע בפן הצפוני של הערוץ שונה בגלל הפעילות הטקטונית מזו הנראית בדופן הדרומית. ערוץ זה היה את תואי הניקוז של המערה עד שכוסה בסדימנט אנתרופוגני תוך כדי הישוב הפליאוליתי.

במבט אל המערה ממזרח (איור 2) ניתן לראות את הסגירה של הקירות כלפי המרכז באופן המאפשר את שיחזור הגג (כולל ארובה קרסטית?) מעל לשטח שהינו היום טראסה פתוחה. לפי העדויות מן החפירות המחודשות במערה, התמוטטות הגג אירעה במהלך הפליאולית התיכון. התמוטטות זו חשפה את הסדימנט שבתוך המערה לפעילות ארוזיבית חריפה, בחלקה בגלל זרימות מוגברות של מים מן הרמה שמעל למצוק. אנו מניחים כי הארוזיה התחזקה באותם שלבים במהלך הפלייסטוקן שבהם חלה ירידה בבסיס הסחיפה של נחל עמוד, כאשר האחרון בהם אירע לקראת סוף הפלייסטוקן. כתוצאה מן הפעילות הארוזיבית והתפתחות המדרון נסחפו אל תוך הערוץ מרבית גושי הסלע הגדולים שנחתו מגג המערה. בתוך שטח החפירה נמצאו עד כה רק שני בלוקים גדולים, שנחתו בתוך שקעים במדרון המקורי ולכן לא התגלגלו במדרון. אלה משולבים בסדימנטים הארכיאולוגיים, והם מהווים את ה"פקק" שמאחוריו הצטברו סדימנטים מאוחרים להתמוטטות הגג.

בחפירתם במערה חילקו היפנים את הרצף הסטרטיגרפי לשתי יחידות עיקריות: היחידה התחתונה (B) הינה מגיל פליאוליתי ומורכבת מ-4 שכבות (איור 3). שלוש מהן (B1, B2, B4) מורכבות מסדימנטי סילטי שבו מופיעים אופקים שהוגדרו כ"קרקע שחורה" ואופקים או גושים של "קונקרציה" מלוכדת. בתוך שכבות אלה הכילו ממצא ליתי ופאונסיסטי. השכבה הרביעית - B3 - הינה שכבה של חלוקים מזוותים, סטרילית מבחינה ארכיאולוגית (Chinzei 1970).

על בסיס המאפיינים הליתיים, הרכב הפאונה והדמיון בין שני המרכיבים הללו למכלולים



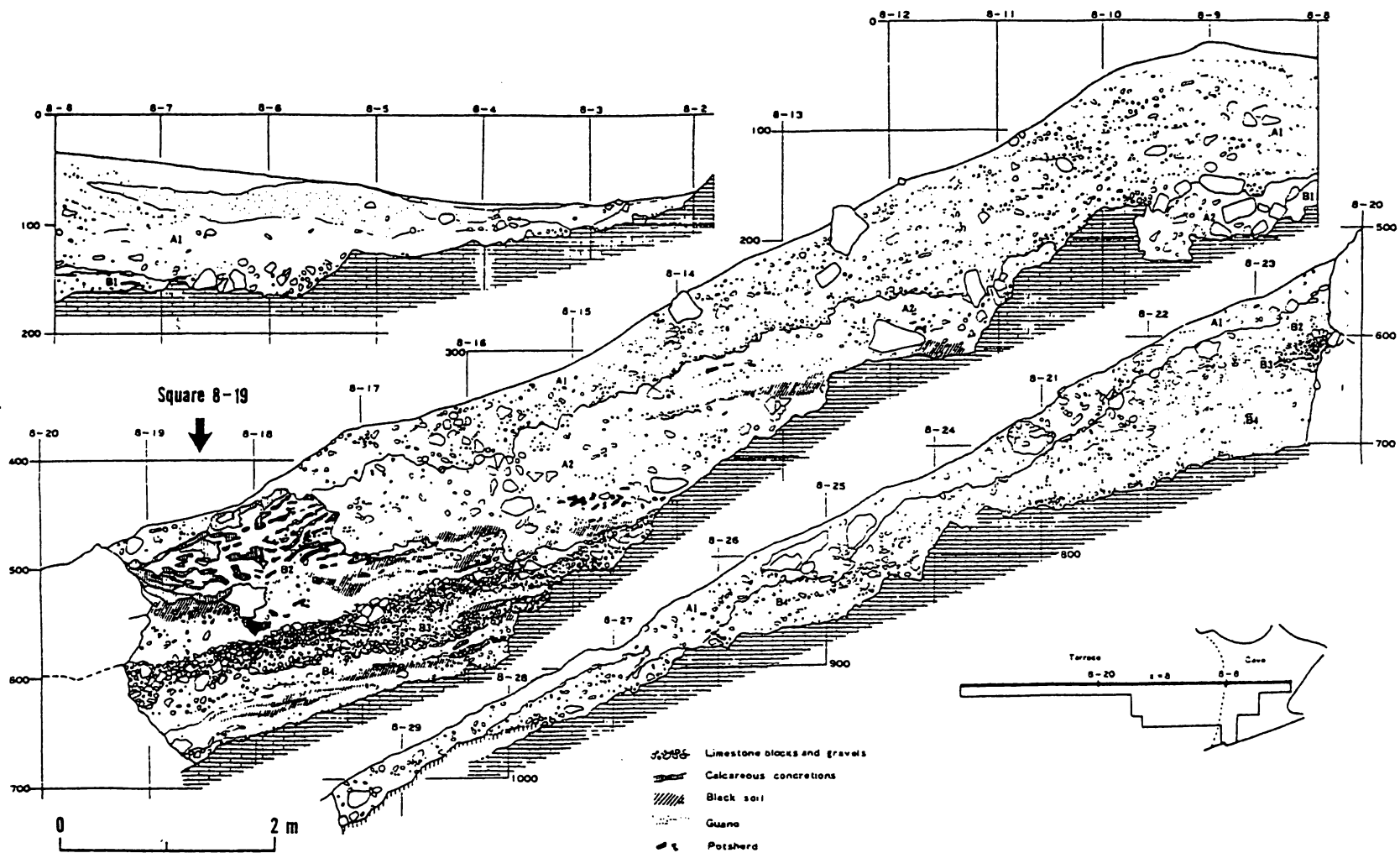
איור 2. מערת עמוד – מבט ממזרח. קירות המערה נסגרו לגג, שהתמוטט במהלך הפלייסטוקן העליון

מוכרים מן הלבאנט הוגדר המכלול הפליאוליתי מכל יחידה B במערת עמוד כתעשית מעבר בין הפליאולית התיכון לעליון. הנסיונות לתארך את האתר בשיטות רדיומטריות שונות לא הצליחו בזמנם (Suzuki and Takai 1970: appendices).

היחידה הסטרטיגרפית העליונה (A) כוללת את החומר מתקופות היסטוריות, כולל בורות שנחפרו לתוך יחידה B.

מקורו של הממצא החשוב ביותר בחפירתם של היפנים הוא בשכבה B1. בגגה של שכבה זו, כשמשני צידיו בורות מאוחרים, נחשף שלד שלם, אם כי במצב שימור גרוע, מונח בתנוחה מכווצת. על סמך מאפייניו המורפולוגיים הוגדר השלד, הידוע כעמוד I, כניאנדרטל לא-קלאסי (כלומר, שונה מן הניאנדרטלים הקלסיים של אירופה) (Suzuki 1970:422). במודע או לא במודע נשענה קביעה זו גם על הגדרת המכלול הליתי כמכלול מעבר ועל התפיסה הקוית של האבולוציה האנושית ששלטה במחקר באותו זמן. תפיסה זו גרסה כי הניאנדרטלים והיו אבותיו של הומו ספייאנס ספייאנס וקדמו לו בזמן.

פרדיגמה מחקרית זו התמוטטה סופית כאשר התפרסמו תאריכי ה-TL של המכלולים המוסטרניים ממערת כבארה (שבה נמצא שלד של ניאנדרטל בן כ-60,000 שנה) (Bar-Yosef et al. 1986; Valladas et al. 1987; Schwarcz et al. 1989) וממערת קאפזה (בה נחפר בית-קברות של הומינידים בעלי אנטומיה מודרנית לכל דבר אשר תוארך ל-92 אלף שנה; Vandermeersch 1981; Valladas et al. 1988). במקביל נערכה בדיקה מחודשת של מדגם מן המכלול הליתי של עמוד B, והוא הוגדר מחדש כמכלול מוסטרי (Ohnuma 1992). החפירה המחודשת במערת עמוד נדחפה במידה רבה ע"י הרצון לבדוק מחדש את הממצא מן המערה, שהיה אניגמטי ברבים מהיבטיו, ולבדוק את מקומה בתוך כלל האתרים המוסטרניים בדרום הלבאנט.



רשת החפירה החדשה בנויה בדיוק על רשת החפירה הקודמת (Hovers et al. 1991) ושטחי החפירה החדשים (איור 4) ממשיכים לטרלית את החפירה הישנה. הסכמה הסטרייגרפית הכללית נמצאה תקפה, כאשר בחלק מן השכבות של יחידה B נעשה פירוט גדול יותר של אופקים בעלי מאפיינים סדימנטולוגיים יחודיים.

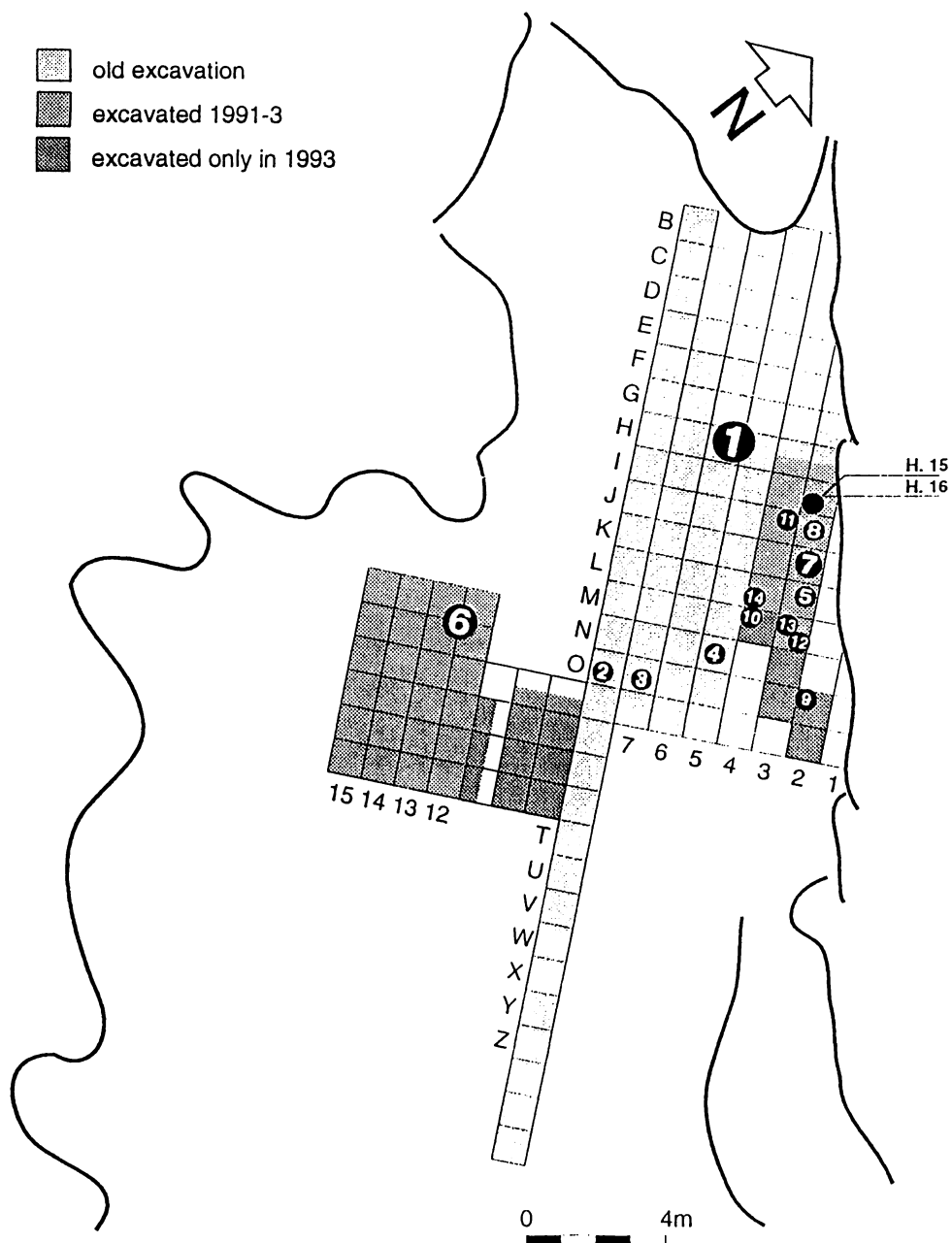
בעבודה מיקרומורפולוגית הסתבר, כי אופקי הקרקע השחורה, שתוארו ע"י היפנים, הם שרידים של מוקדי שריפה שעברו ארוזיה, והאפר שהיה בהם פוזר ע"י תהליכים של ביוטורבציה (י. גורן ופ. גולדברג, בע"פ). עוצמת הפיזור שונה בשטחי המערה השונים: בקרבת הקיר הצפוני הסדימנטים נמצאים באתרם וכמעט לא הופרעו. המוקדים עברו מילוט (cementation) בגלל השריפה ובגלל המים הזורמים מקו הנטף, ולפיכך השתמרו כגושים קשים בולטים בשטח. במרכז המערה (מרכז הטראסה היום) היתה עוצמת הפעילות של נברנים ותולעי אדמה גדולה יותר. רק אותם מוקדים שעברו מילוט מייד לאחר הרבדתם השתמרו כגושים של אפר מלוכד. בחתכים ניתן לראות את ההופעה של המוקדים האפינית לכל אחד משטחי החפירה. אם כי מצב השימור שלהם גרוע ועוצמת התופעה אינה גדולה, ריכוז המוקדים הנראה בשטח החפירה הדרומי משקף התנהגות אנושית דומה לזו שנראתה במערת כבארה, שם עוצמת החתך המכיל מוקדים היא כ-4 מ', וכנראה גם במערות אחרות מתקופה זו.

המוקדים בעמוד היו ככל הנראה גם המקור העיקרי לסדימנט מגיל הפליאולית התיכון שהצטבר במערה. סדימנט זה אינו איאולי (אם כי סילטי) ולפי הרכבו המינרלוגי לא הגיע מהרמה שמעל למערה. החתך כולו מורכב מחומר דק-גרגר ויבש, כתוצאה מתנאי היובש היחסיים ששררו באתר בעת הישוב המוסטרי ואחריו. יובש זה מתבטא בעובדה שאין טרורטינים, נטיפים או זקיפים במערה ובסביבותיה ובהיעדרם של פוספטים משניים (פ. גולדברג, בע"פ), בניגוד למערות אחרות בארץ (זוטייה, טאבון, כבארה והיונים), שבהן נפוצה התופעה של מילוט ע"י קרבונטים ופוספטים משניים.

שכבה B3, הנראית בחתך באמצע שטח החפירה, היא יוצאת-דופן באופן היווצרותה. שכבה זו נוצרה בעקבות המסה והתפרקות של סלע האם הברקציוזי בקירות המערה.

הסדימנטים המוסטריים בעמוד ניזוקו הן מביוטורבציה והן מפעילות אנושית מאוחרת יותר. זיהוי הבורות הקטנים יותר נעשה במקרים רבים רק לפי הממצא הקרמי, שכן החומר הממלא את הבורות נחפר או נאסף מן האתר עצמו, זהה לסדימנט הנמצא באתרו, עשיר בממצא ליתי מוסטרי וקשה לזהותו כמופרע. בבורות גדולים יותר נמצאו שרידי דיפון בחלוקי נחל שהובאו מן הואדי לצורך זה, וזיהויים בשטח קל יותר. דוגמה לבור מן הסוג האחרון נמצאת בשטח הדרומי של החפירה.

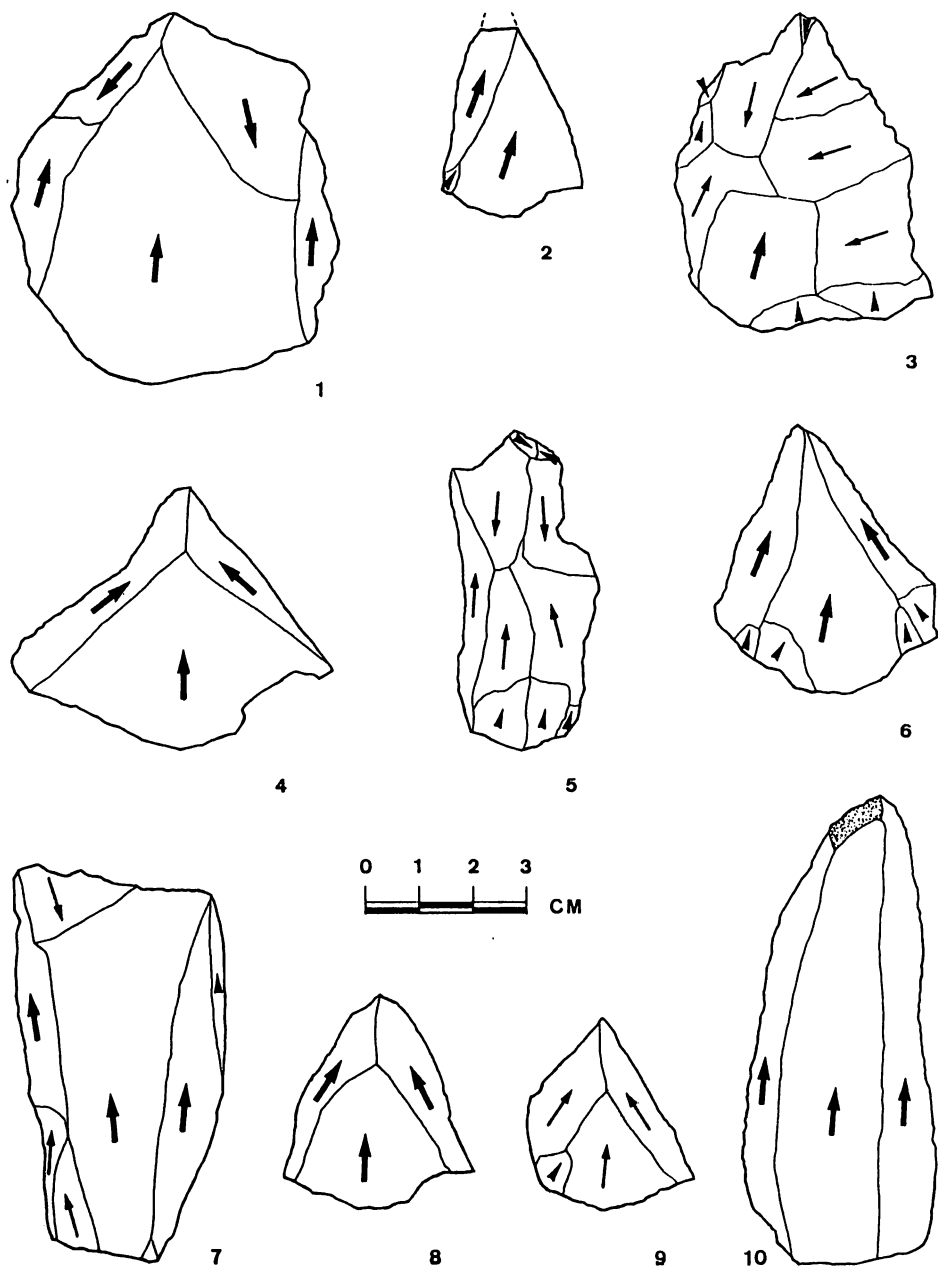
בדיקה מחודשת של שלד האדם מעמוד העלטה כי מאפייניו הם ניאנדרטליים לכל דבר (ר. לביא, בע"פ). בין שרידי האדם שנמצאו בחפירה (איור 4) נחשף בראש שכבה B2 שלד חלקי של תינוק, שכבר בגיל 10 חודשים ניכרת בו מורפולוגיה אפינית לניאנדרטלים. כמו במקרה של עמוד I, שלד התינוק נמצא בקונטקסט המורה על קבורה מכוונת (Rak et al., in press). תאריכי TL ראשוניים משכבות B1 ו-B2 נותנים גיל של 60-50 ky



איור 4. מפת שטחי החפירה ומיקום שרידי האדם במערת עמוד

(H. Valladas, pers. comm.) לחלקו העליון של הרצף. גילם של הניאנדרטלים בעמוד דומה איפוא לזה של אלה שנמצאו במערת כבארה, אולי מעט יותר מאוחר. קיים דמיון בממצא הליתי משתי מערות אלה (ומשכבה B במערת טאבון, שגם בה נמצא ניאנדרטל), המבוסס על טכניקות סיתות דומות של כלי הצור (איור 5).

חומר הגלם שנוצל לסיתות כלי הצור בא מן הבולבוסים האפיניים לתצורות תמרת ובר-כוכבא (זלצמן 1964), שנאספו מן הערוץ או מן המחשופים שבמעלה הנחל. במצוק שליד מערת עמוד מופיע צור ברקציוזי, אבל בגלל איכותו הירודה יחסית נוצל חומר זה רק לעיתים רחוקות ע"י יושבי האתר.



איור 5. כלי צור אפיניים לשכבה B2 במערת עמוד

ביבליוגרפיה

זלצמן ע. , 1964. הגיאולוגיה של אזור טבחה-חוקוק-מגדל. תל-אביב: תה"ל.

Bar-Yosef, O. (1992). Middle Paleolithic human adaptations in the Mediterranean Levant. In (T. Akazawa, K. Aoki & T. Kimura, Eds.) *The Evolution and Dispersal of Modern Humans in Asia*, pp. 189-215. Tokyo: Hakusen-Sha.

Bar-Yosef, O. & Goren, N. (1982). Notes on the chronology of the Lower Pleistocene in the Levant. In (J. D. Clark & G. L. Isaac, Eds.) *Pre-Acheulian and Acheulian Industries*, X UISPP Congress, Mexico City

Bar-Yosef, O., Vandermeersch, B., Arensburg, B., Goldberg, P., Laville, H., Meignen, L., Rak, Y., Tchernov, E. & Tillier, A.-M. (1986). New data concerning the origins of modern man in the Levant. *Current Anthropology* 27, 63-64.

Begin, Z. B., Broecker, W., Buchbinder, B., Druckman, Y., Kaufman, A., Magaritz, M. & Neev, D. (1985). Dead Sea and Lake Lisan levels in the last 30,000 years - a preliminary report. Israel Geological Survey GSI/29/85,

Binford, S. R. (1966). Me'arat Shovakh (Mugharat esh-Shubabiq). *Israel Exploration Journal* 16, 18-32; 96-103.

Chinzei, K. (1970). The Amud Cave site and its deposits. In (H. Suzuki & F. Takai, Ed.) *The Amud Man and his Cave Site*, pp. 21-52. Tokyo: University of Tokyo Press.

Garrod, D. A. E. (1951). A transitional industry from the base of the Upper Palaeolithic in Palestine and Syria. *Journal of the Royal Anthropological Institute* 81, 121-134.

Garrod, D. A. E. (1955). The Mugharat el-Emireh in Lower Galilee: type station of the Emiran industry. *Journal of the Royal Anthropological Institute* 85, 141-162.

Garrod, D. A. E. & Bate, D. M. A. (1937). *The Stone Age of Mount Carmel*. Oxford: Clarendon Press.

Gisis, I. & Bar-Yosef, O. (1974). New excavation in Zuttiyeh Cave, Wadi Amud, Isreal. *Paléorient* 2, 175-180.

Grun, R. & Stringer, C. B. (1991). Electron Spin Resonance and the evolution of modern humans. *Archaeometry* 33, 153-199.

Hovers, E., Rak, Y. & Kimbel, W. H. (1991). Amud Cave - the 1991 season. *Journal of the Israel Prehistoric Society* 24, 152-157.

Jelinek, A. (1981). The Middle Paleolithic in the southren Levant from the perspective of the Tabun cave. In (J. Cauvin & P. Sanlaville, Eds.) *Préhistoire du Levant*, pp. 265-280. Paris: C.N.R.S.

Mercier, N. (1992). *Apport des Méthodes radionucléaires de datation à l'étude du peuplement de l'Europe et du Proche-Orient au cours du Pleistocène Supérieur*. Ph.D., Bordeaux I.

- Mercier, N., Valladas, H., Bar-Yosef, O., Vandermeersch, B., Stringer, C. & Joron, J.-L. (1993). Thermoluminescence date for the Mousterian burial site of Es-Skhul, Mt. Carmel. *Journal of Archaeological Science* 20, 169-174.
- Ohnuma, K. (1992). The significance of layer B (square 8-19) of the Amud Cave (Israel) in the Levantine Levallois-Mousterian: a technological study. In (T. Akazawa, K. Aoki & T. Kimura, Ed.) *The Evolution and Dispersal of Modern Humans in Asia*, pp. 83-106. Tokyo: Hokusei-Sha Publishing.
- Rak, Y., Kimbel, W. H. & Hovers, E. (in press). A Neanderthal infant from Amud Cave, Israel. *Journal of Human Evolution*
- Schwarcz, H. P. (1989). ESR dates of the Neanderthal site, Kebara Cave, Israel. *Journal of Archaeological Science* 16, 653-659.
- Schwarcz, H. P., Goldberg, P. & Blackwell, B. (1980). Uranium series dating of archaeological sites in Israel. *Israel Journal of Earth Sciences* 29, 157-165.
- Suzuki, H. (1970). Skeletal remains of the Amud Man: general conclusions. In (H. Suzuki & F. Takai, Ed.) *The Amud Man and his Cave Site*, pp. 421-422. Tokyo: University of Tokyo press.
- Suzuki, H. & Takai, F. (1970). *The Amud Man and his Cave Site*. Tokyo: University of Tokyo Press.
- Tchernov, E. (1981). The biostratigraphy of the Middle East. In (J. Cauvin & P. Sanlaville, Ed.) *Prehistoire du Levant*, pp. 67-97. Paris: C.N.R.S.
- Turville-Petre, F. (1927). *Research in Prehistoric Galilee, 1925-26*. London: British School of Archaeology.
- Valladas, H., Joron, J.-L., Valladas, G., Arensburg, B., Bar-Yosef, O., Belfer-Cohen, A., Goldberg, P., Laville, H., Meignen, L., Rak, Y., Tchernov, E., Tillier, A.-M. & Vandermeersch, B. (1987). Thermoluminescence dates for the Neanderthal burial site at Kebara in Israel. *Nature* 330, 159-160.
- Valladas, H., Reyss, J. L., Joron, J. L., Valladas, G., Bar-Yosef, O. & Vandermeersch, B. (1988). Thermoluminescence dating of Mousterian 'Proto-Cro-Magnon' remains from Israel and the origin of modern man. *Nature* 331, 614-616.
- Vandermeersch, B. (1981). *Les Hommes Fossiles de Qafzeh (Israël)*. Paris: Editions du C.N.R.S.
- Vandermeersch, B. (1982). The first *Homo sapiens* in the Near East. In (A. Ronen, Ed.) *The Transition from the Lower to Middle Palaeolithic and the Origins of Modern Man*, pp. 297-299. Oxford: BAR S-15

סיוור ב-3 סיוור באתר עובדיה

נעמה גורן-ענבר

תחנה 1: - אתר עובדיה (מזרחית למוזיאון), מבט כללי מזרחה (תל עובדיה, הירדן, הירמוך, רמת-הגולן)

תצורת עובדיה כמחשוף מלקולוגי התגלתה במאה הקודמת (Blanckenhorn, 1897), ובראשית שנות השישים כאתר ארכיאולוגי-פלאונטולוגי המכיל גם שרידי עצמות יונקים. בשנים 1960-1974 נערכו חפירות ארכיאולוגיות מקיפות באתר בניהולם של שטקליס (עד לשנת 1967) ולאחר מכן על ידי בר-יוסף וצ'רנוב. ההיבטים הגיאולוגיים נלמדו על ידי פיקרד ובידא (Picard and Baida, 1966a; 1966b) והפלאונטולוגיים על ידי האז (Haas, 1966) וצ'רנוב (Tchernov, 1973; 1986). במהלך חמש השנים האחרונות נחפר האתר שוב על ידי בר-יוסף וצ'רנוב.

תצורת עובדיה משוייכת על בסיס יחסי השדה, הכרונולוגיה-סטרטיגרפיה ופלאומגנטיזם לפליסטוקן התחתון (Bar-Yosef and Goren-Inbar, 1993) ומבחינה ביוכרונולוגית לגיל משוער בסביבות 1.4 מיליון שנה (Eisenmann et al., 1983). איור 1 מציג חתך רוחב באתר ואת הסטרטיגרפיה של תצורת עובדיה מתוך התייחסות לתצורות האחרות בסביבה הקרובה (תצורת הלשון - A; תצורת נהריים - B; ניאוגן - D).

מיעוט החשיפה של רבדי התצורה על פני השטח הביא את הגיאולוגים והארכיאולוגים לכרייה של מספר תעלות עיקריות אשר שמשו כבסיס להגדרת התצורה (Picard, 1963) ובעקבות זאת ליצירת החתך הגיאולוגי המורכב שפורסם על ידי פיקרד ובידא (1966a,b). התעלות סומנו במספרים רומיים (להוציא תעלה K הממוקמת באזור כרם קיבוץ אפיקים). בתוך כל תעלה מוספרו השכבות במספרים ערביים מקדום (ערכים נמוכים) למאוחר (ערכים גבוהים). איור 2 מציג מפת מיקום חשיפות התצורה, את השברים הנראים לעין והתעלות השונות. בתצורה הוגדרו מבנים מורכבים של קימוט, שהביאו ליצירתם של שני קמרים וקער זעירים ושבירה נורמלית.

בסיסה של התצורה איננו חשוף, והחתך המורכב הנו בעובי של 190 מ'. מבחינה סטרטיגרפית הוגדרו ארבעה פרטים המורים על מחזוריות של סביבות אגמיות מתוקות (Li, Lu: אגמי תחתון ועליון, בהתאמה) - ונחליות (Fi, Fu: נחלי תחתון ועליון, בהתאמה) בואריאביליות גבוהה. איור 3 מציג את תמונות הנוף המשוחזרות על פי החתך המורכב בהשוואה לתמונת המצב העכשווי.

סביבות המים המתוקים עשירות בملקופאונה, דו-חיים, ציפורים (66 מינים המהווים 25% מהמכלול הרצנטי) ודגים. הסביבות הנחליות והיבשתיות מאופיינות על ידי מאסף יונקים עשיר במיוחד, הכולל 45 סוגים ומאות מינים בשונות גבוהה מאד

המייצגים מכלולים שונים, וביוטות רבות, והמשוייכים לפרובינציות פלאוגאוגרפיות שונות. (מינים אתיופיים, אראסיטיים וצפון-אפריקאיים) (Tchernov, 1986). הניתוח הפלאונטולוגי מורה על מיגוון מינים נרחב ביותר, ייחודי למסדרון הגיאוגרפי של בקע ים-המלח.

מתחנה 1 ניתן לראות שרידי השכבה היחידה אשר בה נמצאו **באתרם שרידי אנוש** – II-23. הממצא, של שן טוחנת, שהוגדר על ידי טוביאס כ- *Homo sp.* (Tobias, 1966).

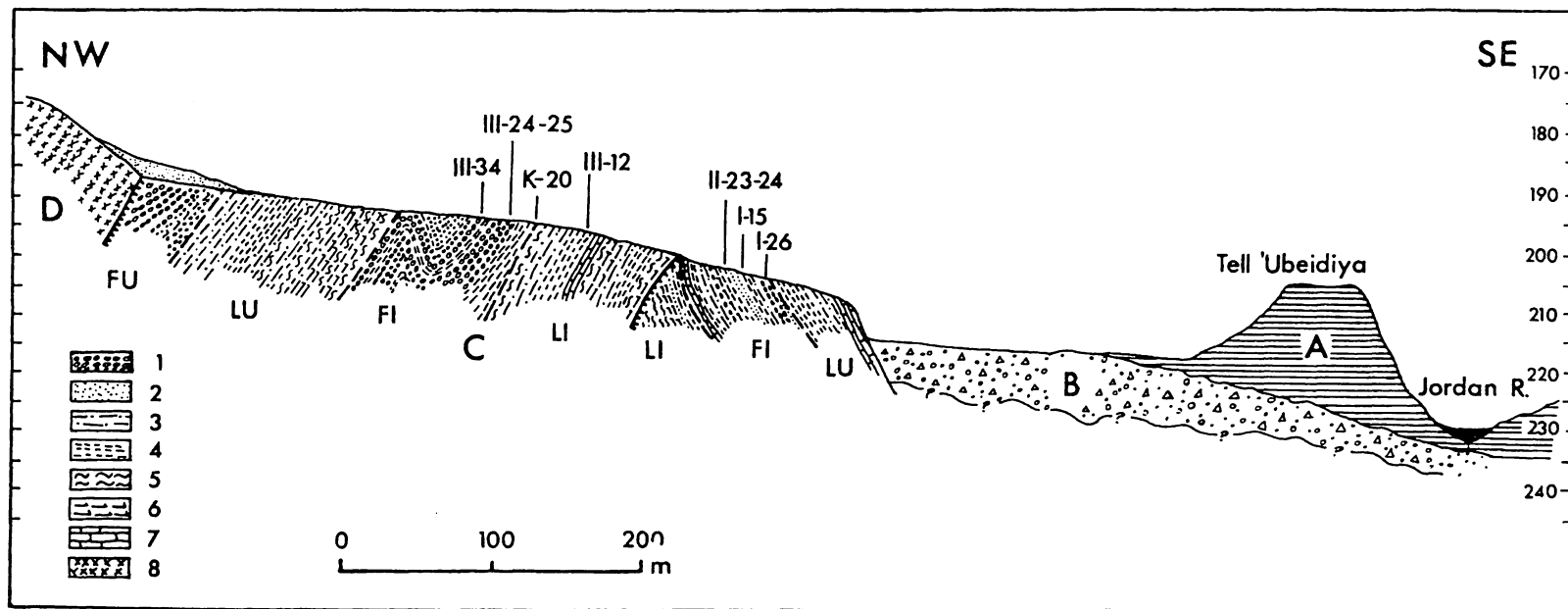
באזור זה הסתבר שהמתודה הקלאסית של החפירות הארכאולוגיות איננה יעילה כלל לגבי שכבות שאינן אופקיות ולעיתים נטויות עד ל-90 מעלות. לכן יישמו בר-יוסף וצ'רנוב שיטת חפירה חדשה המיוצגת באיורים 4 ו-5. בשיטה זו חושפים בעזרת כלי מכאני תעלה בניצב לשכבות. בתוך התעלות נעשה איתור האופקים הארכאולוגיים. עם תום שלב זה מפעילים את הציוד המכאני לאורך ה-strike של השכבה החותמת את המפלסים הארכאולוגיים שהיא חסרת ממצאים ארכאולוגיים. בשלב הסופי חושפים בעבודה ידנית את המפלס הארכאולוגי לאורך ה-dip וה-strike של השכבה. שיטת חפירה זו איפשרה מיפוי תוך התקדמות, סימון מרחבי, ואפשרות ללימוד ההשתרעות המרחבית של השכבות והממצאים השונים שבהן. שיטה זו גם עזרה באיתור המפלסים היחודיים של עובדיה המכונים 'מפלסי מגורים' 'living-floors' שהם אופקים מתמשכים של חלוקים, בעובי חלוק בודד ולכל היותר שניים, הנושאים ממצאים פלאונטולוגיים וכלי אבן מסותתים של אוכלוסית ההומינידים שהיתה פעילה במקום. נסיונות גרנולומטריים למצוא את מקורם של החלוקים (אגם, נחל) לא עלו יפה (Bowman and Giladi, 1979). יש לציין כי מעולם לא התגלה אופק חלוקים מעין זה שלא נמצאו בו ממצאים פרהסטוריים (כלי אבן ועצמות)! החשיפה המאסיבית ביותר של אופק כזה הנה שכבה I-15, שכבה עתירת ממצאים שלמעלה מ-80 מ' ממנה נחשפו לאורך ה-strike.

כתוצאה מסקר התעלות ומחשיפת השכבות בתוכן, אותרו למעלה מ-67 מפלסים ארכאולוגיים שונים אשר ניתן להתייחס אליהם מבחינה ארכאולוגית כאל אתרים שונים. מרבית האתרים נחשפו בתוך רבדי הפרט הנחלי התחתון (Fi). זה המכלול הגדול ביותר הקיים באתרי הארץ והקדום מכולם; ונחשב מכלול האתרים הקדום והגדול ביותר הידוע מחוץ ליבשת אפריקה.

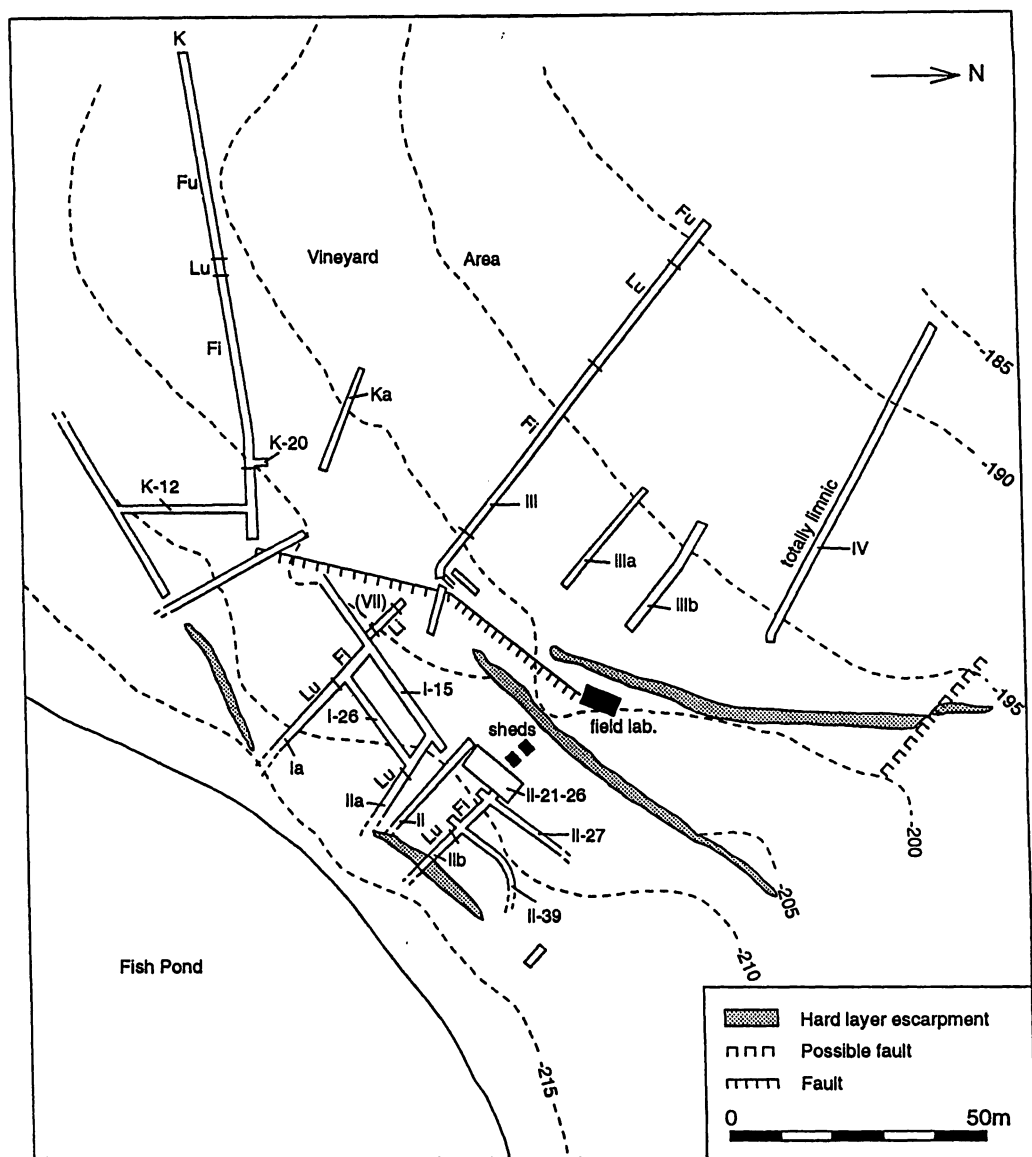
אחת הבעיות המרכזיות בברור התוכן הארכאולוגי היא צורת ההתייחסות של מפלס למפלס. כלומר המיקום של כל אחת מההופעות הארכאולוגיות על גבי ציר הזמן והמרחב. השינויים הלאטורליים והטמפורליים המתועדים בתצורה מקשים ביותר על הקביעות הללו. טבלה 1 מציגה את הקורלציות בין השכבות השונות שנחשפו בתעלות שונות.

תחנה 2: הקומפלקס של I-26.

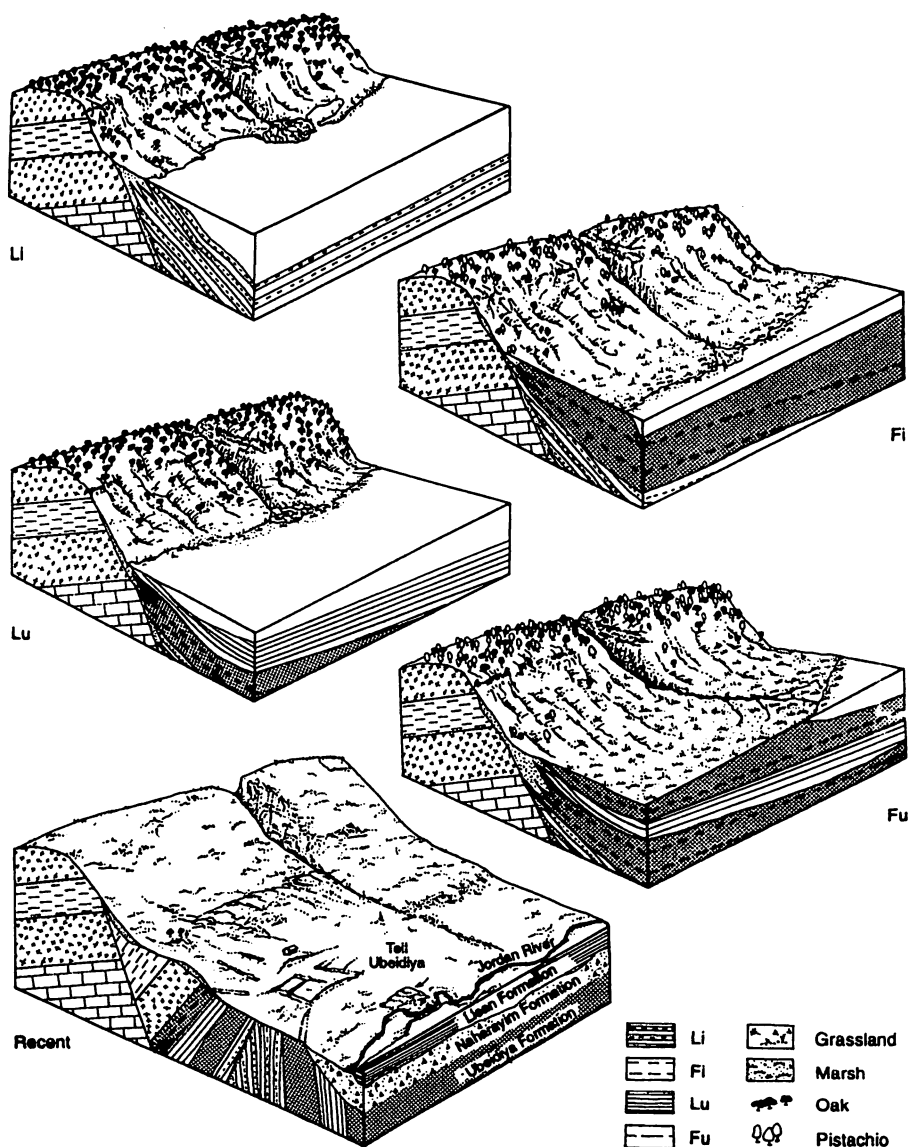
בתעלה I התגלתה שכבה דקה של חלוקים שמוספרה כ- I-26. במעקב אחר שכבה זו (לכיוון צפון) אובחנה התעבות הסדימנטים, ובמהלך החשיפה הסתבר כי ישנן מספר שכבות המורכבות אחת מעל השניה (I-26 a, b, c, d) כפי שמוצג גרפית באיור 5. כל אחד מתת האופקים הללו נשא ממצאים ואופיין על ידי שכבת חלוקים דקה ועצמאית. גודל



איור 1. חתך רוחב באתר והסטרטיגרפיה של תצורת עובדיה מתוך התיחסות לתצורות האחרות בסביבה הקרובה (תצורת הלשון - A; תצורת נהריים - B; ניאוגן - D)

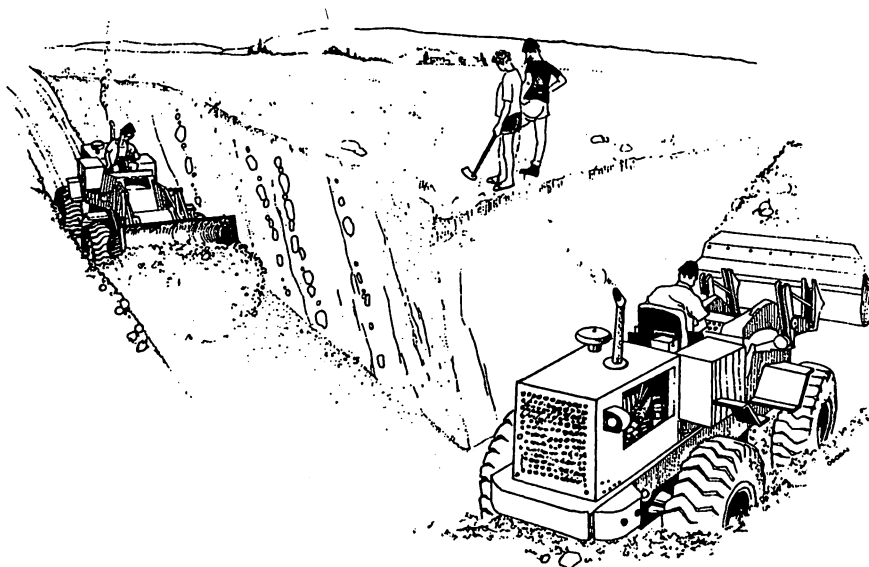


איור 2. מפת מיקום חשיפות התצורה, השברים הנראים לעין והתעלות השונות.



איור 3. תמונות הנוף המשוחזרות בעובדיה על פי החתך המורכב בהשוואה לתמונת המצב העכשוי

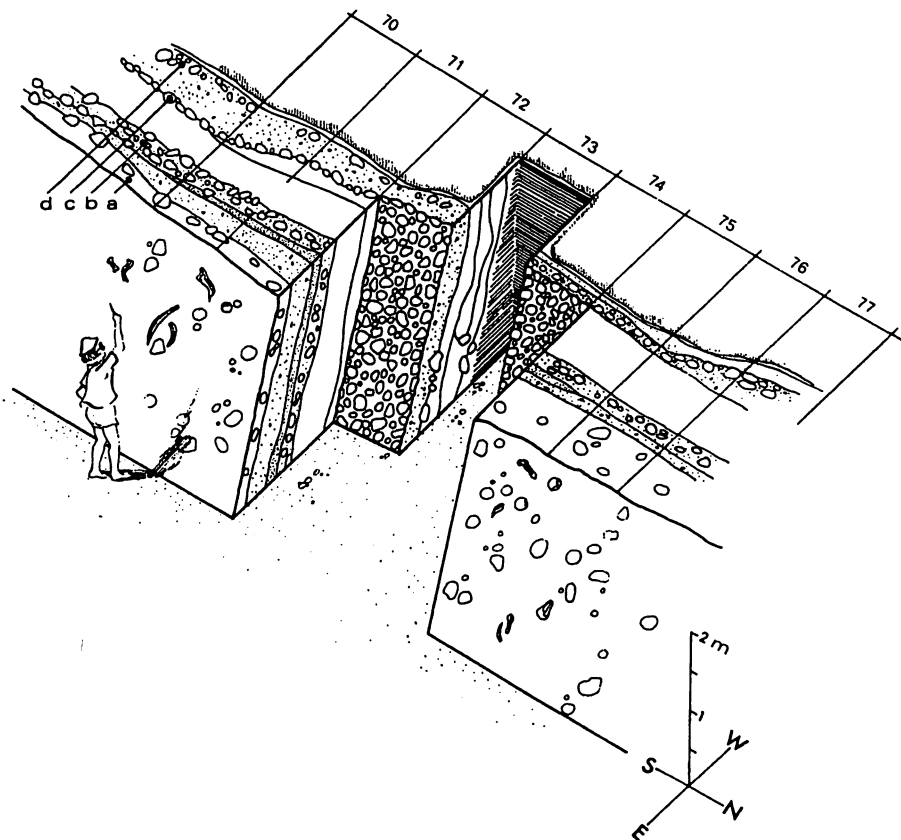
החלוק, הצפיפות היחסית של החלוקים וצפיפות הממצאים היו שונים מתת-שכבה אחת לשניה. כך ניתן היה על גבי שכבה מסוימת לחשוף שרידי סוס-יאור שלם (להוציא הגולגולת), ריכוזי עצמות סוסים, וכמות בלתי מבוטלת של כלי אבן מסותתים בכל תת-השכבות.



איור 4. איור איזומטרי המתאר את שלבי ההכנה הקודמים לחפירת המפלסים הנטויים

ההומינידים הקדומים בחרו בשכבות עובדיה שלושה סוגי אבן שונים לסיתות מכלול כלי האבן המהווים את שרידיה של התרבות החומרית האשליית (חומרים אחרים במידה והיו לא שרדו בגלל תנאי שימור גרועים של מרכיביהם האורגאניים וכו'). כל אחד מחומרי הגלם הללו שימש לייצור טיפוס (וצורה) ספציפית של כלי. כך עוצבו כלי החיתוך (chopping-tools) ופוליהדרונים (polydrons) על גבי חלוקי צור, ספרואידים ותת-ספרואידים על גבי אבן גיר ואבני יד (handaxes, bifaces) על בזלת. מגוון הטיפוסים נמצא אחד בכל אחת מהשכבות הארכיאולוגיות בעובדיה עם כי בשכיחויות היחסיות בהופעתם של הטיפוסים השונים ניכרת שונות גבוהה. שונות זו נבדקה והוכחה כבלתי קשורה לשינויים סביבתיים (פונקציות שונות בהתאם לפעילויות בסביבות שונות) או לציר הזמן. באיור 6 מופיעים הטיפוסים השכיחים ביותר של כלי האבן ומוצגת תרומתם היחסית (עובי החץ) למכלולי הנתזים שחלקם עובדו לאחר מכן לכלי נתזים (flake tools). איור 7 (בסוגריים: גודל הדגימה) מציג שכיחויות הטיפוסים הטיפולוגיים העיקריים במבחר מאתרי/מפלסי עובדיה.

בפרסומים הראשוניים אודות המאספים הליתיים, הושוו האחרונים לתרבויות הליתיות האפריקניות, שם נצפתה תופעה של שתי תרבויות המתקיימות במקביל. ההנחה היתה כי גם בעובדיה קיימות שתי תרבויות. אלו כונו ע"י שטקליס: "הואריאנט הישראלי של התרבות האבבילית" (IVA) ו"הואריאנט הישראלי של התרבות האולדובאית" (IVO). בדיקה מחודשת של כל אינוסטר כלי האבן תוך שימת דגש מיוחד על היבטים טכנולוגיים שונים (בעזרת אנאליזה רבת משתנים) ובהתייחסות לגדלי דגימה נאותים, הורתה כי כל המאספים הליתיים נעשו בטכניקת ייצור אחידה. מכאן שמהבחנה הטכנולוגית אין מקום



איור 5. איור איזומטרי של קומפלכס השכבות I-26 המתאר את הסטרטיגרפיה ושיטת החפירה

להגדיר שתי תרבויות אלא אחת בלבד. ניתן לאפיין טכנולוגיית ייצור אחידה ומתוחכמת המורה באופן חד משמעי כי היכולות האנושיות בשלב זה כללו תכנון מראש וידיעה ברורה של הטיפוס אותו עומדים לעצב, חומר הגלם המתאים לייצורו וכו'. האנליזה הטכנולוגית הראתה כי גודל החלוק לא היה משמעותי, אלא נבחר באקראי.

כפי שניתן להבחין, חומר הגלם השכיח ביותר על גבי 'רצפות המגורים' הוא חלוקי הבזלת, ואילו באינווסטר הליתי חומר הגלם השכיח ביותר הוא הצור. לפיכך כשנצרכו ההומינידים לסתת כלים דו-פניים (טריהדרל, קוואדריהדרל, ואבן-יד בעלות חתך עדשתי) הם יצאו למקורות מרוחקים יותר של חומרי גלם. זאת אנו למדים לפי העדרות מספר מתאים של נתזי בזלת שמקורם מסיתות אבני היד. דגם התנהגותי זה (חיפוש אחר שכבות בזלת) ידוע מאפריקה מכל אתרי התרבות האשליית מהפליסטוקן התחתון והתיכון.

בסיכום היכולות הטכנולוגיות והטיפולוגיות המקבלות ביטוי במאספים הליתיים מעובדיה אנו למדים על דמיון רב לתעשיות שהתגלו באתרי מזרח אפריקה השונים, ובמיוחד לאלו של אולדובאי גורג'. העובדה ששני הרצפים העשירים הללו ממוקמים בבקעים (המזרח-אפריקני ושל ים-המלח בהתאמה), תורמת רבות להבנת התהליכים

Table 1. Geological correlations of layers at 'Ubeidiya.

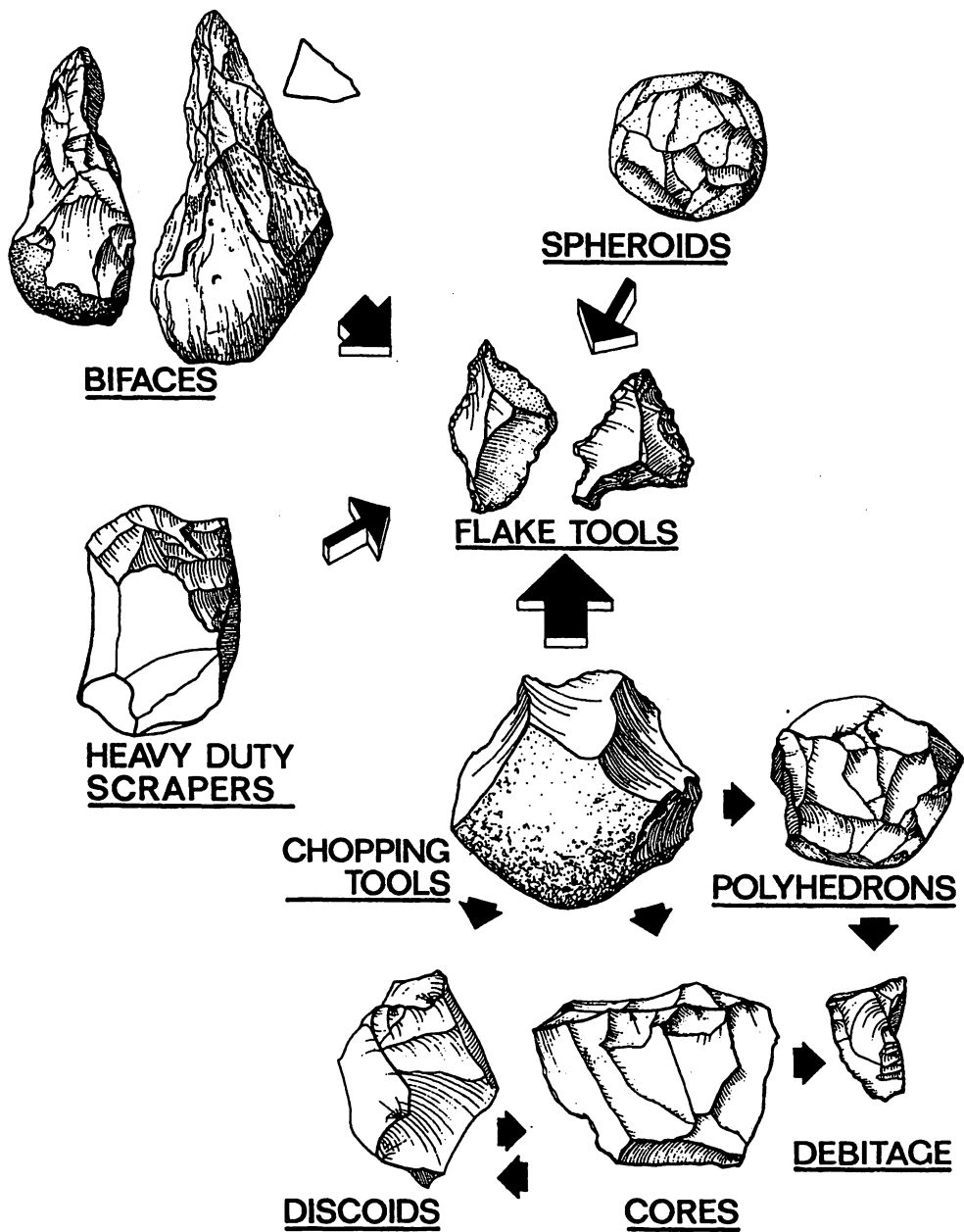
West		Sections		East	Type of Environment	Main Archaeological Finds
Cycle	K	III	I	II		
FU		Fault 92 86		(Naharayim Formation)	Fossil soils, screes and fluvial deposits	
LU		85 56	42 33	51 43	Marshy to open, turbid lake with some fluvial penetrations	
FI	30 27	55 48	32 28	42 41	Screes in the west and fossil soils	
		47	27 26 25 21	40 39 37 36 33	Shoreline deposits	4 superimposed living floors (I-26a,b,c,d) between Trenches I-II with chopping tools, few handaxes, spheroids in I-26d and bones
		26 25 23 22	20	32	West: fossil soils and fluvial deposit East: muddy to non-marshy littoral	In II-36 chopping tools, spheroids, bifaces and picks; abraded chopping tools, a trihedral fragment and large bones in III-34
					Shoreline deposits	Few artifacts
					Wadi beds, gravel laid by floods	Two superimposed assemblages: K-29 (K-5) containing chopping tools and spheroids; and K-30 (K-6) containing many handaxes and chopping tools; large bones
			19 17 16 15 main 15	31 28 27 26 25 22	Muddy littoral to fossil soils	In I-15 and II-26 chopping tools, spheroids, bifaces, picks, bones
			top		Fine shoreline conglom. covers living floor	In K-20 to 25 chopping tools, spheroids, no bifaces Main assemblage in II-24-25 containing chopping tools, spheroids and bones, no bifaces
			14-13	21	Swampy, muddy littoral	
			12-6		Shoreline deposits	
		20 = 20			Swampy, muddy littoral	Living floor in Trench K with chopping tools; bones
LI	19 = 19 18 17-14 13 12 10-11 9 8 4		(layers missing due to fault)	20-19 18-17 16-11 10-9c,d	Quiet, shallow water with water plants	
					Deep water to littoral	
					Muddy, shallow littoral	Few artifacts; many bones
				9 a,b	Deep water lake	
			1 7 2	8 7 2	Swampy and littoral to deep water	

Base of 'Ubeidiya Formation not
exposed

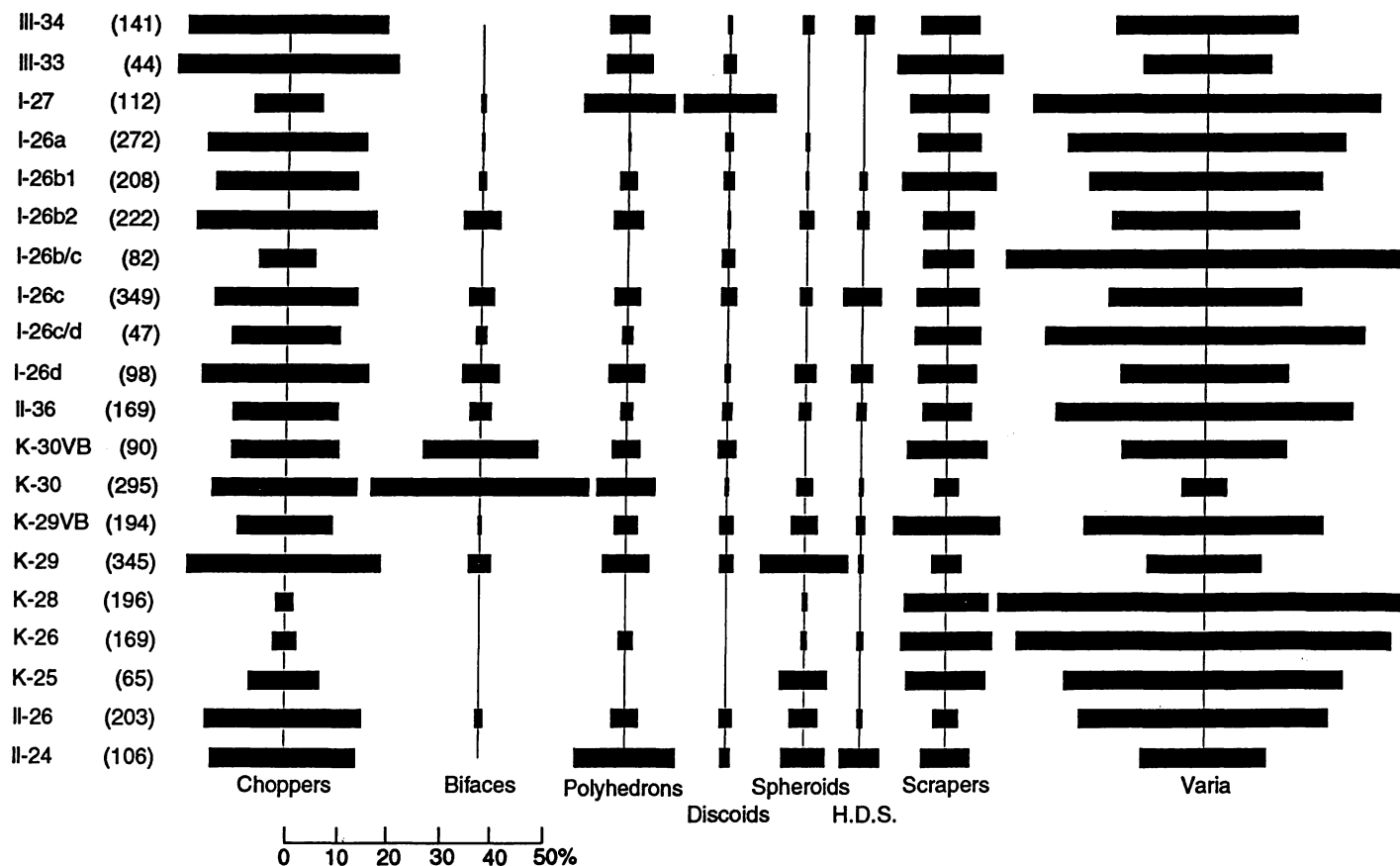
= Established correlations

Empty lines: Due to lenticular character of layers

טבלה 1. טבלת קורלציה (גיאולוגית) בין שכבות עובדיה שנחשפו בתעלות השונות



איור 6. מודל סכימתי המתאר את המרכיבים הטיפולוגיים של מכלולי האבן בעובדיה; תרומתם המשתנה של סוגי חומרי הגלם השונים כפי שמתבטאת במכלול הנתזים מיוצגת בעוביים המשתנים של החיצים



איור 7. שכיחויות טיפוסיות הכלים העיקריים במבחר משכבות אתר עובדיה

לפיהם נתפשת אפריקה כמקור ההתפתחות האנושית. ב'מסדרון' המקשר את אפריקה עם ארואסיה, ארעו תהליכים והתפתחויות המתועדים ברצפים הפליסטוקניים של הלבנט וכוללים מרכיבים פלאונטולוגיים, פלאובוטניים וארכיאולוגיים, המאפשרים דיון בקצב ומהות ההתפשטות מאפריקה לעולם כולו.

תחנה 3: סיור לאורך תעלה III:

כולל תצפיות על השינויים המהירים באופי ההרבה והתבוננות בשכבות הקמר ונטייתן המשתנה.

BIBLIOGRAPHY

Bar-Yosef, O. and N. Goren-Inbar, 1993. The lithic assemblages of the site of Ubeidiya, Jordan Valley. Jerusalem: Qedem VOL. 34.

Bar-Yosef, O. and E. Tchernov, 1972. On the paleo-ecological history of the site of Ubeidiya. Jerusalem: Israel Academy of Sciences and Humanities.

Blanckenhorn, M., 1897. Zur Kenntnis Süßwasserablagerungen und Mollusken Syriens. Palaeontographica XLIV 71-144.

Bar-Yosef, D. and Y. Giladi, 1979 Pebble analysis for paleoenvironmental recognition - the Ubeidiya living-floors. Israel Journal of Earth Sciences 28: 86-93.

Eisenmann, V., R. Ballesio, M. Beden, M. Faure, D. Geraads, C. Guerin and E. Heintz, 1983 Nouvelle interpretation biochronologique des grands mammiferes d'Ubeidiya, Israel. Geobios 16 (5): 629-633.

Gilead, I., 1976 Layer I-15 in Ubeidiya: its characteristics and lithic assemblage. M.A. dissertation, Hebrew University, Jerusalem (בעברית).

Goren, N., 1981 The lithic assemblages of the site of Ubeidiya, Jordan Valley. Ph. D. dissertation, Hebrew University.

Haas, G., 1966 On the vertebrate fauna of the Lower Pleistocene site of Ubeidiya. Jerusalem: The Israel Academy of Science and Humanities.

Picard, L. and U. Baida, 1966a Geological report on the Lower Pleistocene of the Ubeidiya excavations. Jerusalem, Israel Academy of Sciences and Humanities.

Picard, L. and U. Baida, 1966b Stratigraphic position of the Ubeidiya Formation. Proceedings of the Israel Academy of Sciences and Humanities 4: 1-16.

Stekelis, M., 1966 Archaeological excavations at Ubeidiya, 1960-1963. Jerusalem: The

Israel Academy of Sciences and Humanities.

Stekelis, M., O. Bar-Yosef and T. Schick, 1969 Archaeological excavations at Ubeidiya, 1964-1966. Jerusalem, Israel Academy of Sciences and Humanities.

Stekelis, M., L. Picard, N. Schulman and G. Haas, 1960 Villafranchian deposits near Ubeidiya in the Central Jordan Valley (preliminary report). The Bullentin of the Research Council of Israel 9G (4): 175-184.

Tchernov, E., 1973 On the Pleistocene molluscs of the Jordan Valley. Jerusalem: The Israel Academy of Sciences and Humanities.

Tchernov, E., 1986 Les Mammiferes du Pleistocene Inferieur de la Vallee du Jordain a Oubeidiyeh. Paris: Association Paleorient.

Tchernov, E., 1988 La biochronologie du site de Ubeidiya (Valee du Jourdain) et les plus anciens hominides du Levant. L'Anthropologie 92 (3): 839-861.

Tobias, P. V., 1966 A member of the Genus Homo from Ubeidiya. Jerusalem: The Israel Academy of Sciences and Humanities.

סיור ג-3 סטרטיגרפיה וטקטוניקה בפליו-פליסטוקן של בקעת כנרת

דורון בראון

מבוא

בקעת כנרת כחלק מבקע הירדן נתחמת ע"י שני שברים נורמליים ממערב וממזרח. היחידות הנחשפות בה שייכות לחבורת ים המלח, וגילן מפליוקן עד הולוקן. הבקעה נמוכה טופוגרפית כ- 250 מ' מהשוליים המערביים של בקע הירדן וכ- 500 מ' מהשוליים המזרחיים שלו.

בשולי הבקע בצד המזרחי נחשפים סלעים קרבונטים מגיל איאוקן וקרטיקון וסלעים וולקניים שרובם מגיל פלייסטוקן. בצד המערבי קיימת סדרת סלעים סדימנטריים וולקניים מגיל נאוגן.

המסלע החשוף בבקעה מורכב מרצף סדימנטרי יבשתי ומסלעים וולקניים. עובי חתך זה מגיע למספר מאות מטרים וחלקו נטוי בצורה חריפה. הסלעים הסדימנטריים מכילים מספר סדרות קלסטיות של חרסיות, סילטים, חול וקונגלומרטים. לבד מהסלעים הקלסטים קיימות שכבות קרבונטיות של קרטון, גיר וכן אבני חול גיריות. קיימים מספר אופקים עשירים בחומר אורגני.

חלקים ניכרים של החתך הסדימנטרי עשירים במגהפאונה יבשתית של חסרי חוליות (בעיקר צדפים ושבוללים) ובעלי חוליות (בעיקר יונקים, ציפורים ודגים). בחלקים של החתך נשתמרה פלורה, חלקה במצב שימור מעולה. המיקרופאונה אינה עשירה ואולם בחלקים של החתך נמצאו אוסטרקודה (רוזנפלד, 1990 דברים בע"פ), דיאטומאות (Begin et al. 1974) ופורמיניפירה (Siman-Tov et al. 1993). ברוב היחידות הרביעוניות נמצאו כלים ושרידי כלים פרהיסטוריים.

הסלעים הוולקניים כוללים בזלות הנחשפות במספר שפכים מסיביים בגבהים טופוגרפיים שונים, בעיקר לאורך הערוצים הנוכחיים של הירמוך והירדן. עובי הבזלות מגיע למספר מטרים.

מחשוףי חבורת ים המלח חולקו באיזור בקעת כנרת לתצורות הבאות:

1. תצ' ארק אל אחמר.

2. תצ' עובדיה.

3. תצ' נהריים.

4. תצ' הלשון.

5. אלוביום.

מלבד תצורות אלה נחשפת גם בזלת הכיסוי במחשוף יחיד ממזרח לקיבוץ נוה אור.

מבחינה גיאומורפולוגית נחלקת בקעת כנרת לשתי טרסות בולטות. טרסת הע'ור (Ghor) בגובה ממוצע 205- מ' מתחת לפני הים, וטרסת הזור (Zor) שגובהה הממוצע 230- מ' מתחת לפני הים.

Nir and Ben-Arieh (1965) מצאו שרידים לטרסה אמצעית בין טרסות אלה בגובה ממוצע של 218 מ' מתחת לפני הים.

תחנה 1 (נ.צ. 2022/2269) – חתך עמודי טיפוזי בתצורת ארק אל אחמר (פרט תחתון)

בתחנה זו נבקר בחתך העמודי הטיפוזי של הפרט התחתון של תצורת ארק אל אחמר (ציור 1).

עובי החתך 74 מ'+. בסיסו אינו נחשף. רצף השכבות מורכב בעיקר מחרסיות חומות, חואר אפור, סילטים ומעט סילט חולי בצבע חום עד צהבהב. במקומות חוצים את השכבות סדקים מלאים בגבס. אופקים עשירים בחומר אורגאני בעובי שאינו עולה על מספר ס"מ נפוצים בעיקר ב 20 מ' התחתונים של החתך. השיכוב מסיבי ובמספר שכבות חרסיות אפשר להבחין בלמינות. השכבות נגדעות לעיתים באי התאמות שאינן זוויתיות. מעל משורים אלה מצויות שכבות חוליות המאופיינות בשיכוב צולב. פוספטים מופיעים בכמות משנית במספר אופקים בחלק העליון של הפרט התחתון. בבדיקות SEM זוהו אפטיטים אוטיגנים.

תרכיזי גופרית מצויים בחלק התחתון של הפרט. ביוטיט מופיע בשכבה התחתונה של החתך בכמויות של עד 3%. מקורו אינו ברור. הסלעים הבזלתיים באיזור אינם מכילים מינרל זה לבד מקסנוליטים פלוטוניים בטוף הפג'אס המכילים "פירוקסנים גדולים ונציץ שחור" (שולמן 1962). האפשרות, שמקורו של ביוטיט זה בקסנוליטים אלו, אינה סבירה. אפשרות כי חומר זה אינו ממקור דטריטי, צריכה לקחת חשבון תנאי לחץ וטמפרטורה שאינם אפשריים בתצורה, שלא נקברה בעומק רב.

עיקר החלקיקים הדטריטיים הם תוצרי בליה של סלעי בזלת גיר קירטון וגבס ממקור אלוכטוני. מדרום לאיזור החתך הטיפוזי מצויים בפרט זה מספר שכבות קונגלומרט דקות המורכבות מחלקי צור מעוגלים בגודל שלא עולה על 5 ס"מ.

הפרט התחתון של החתך משופע בפאונה מלכולוגית עשירה. Tchernov (1975) מצא 18 מיני רכיכות בפרט זה, שלושה מהם אנדמיים.

מין נוסף שנמצא ע"י המחבר הוא *Unio terminalis*.

Unio subrectangularis הוא המאובן הנפוץ ביותר בפרט התחתון, כן נפוצים מספר מינים ממשפחת המלנופסידים. מינים אחרים נדירים יותר ומופיעים במספר שכבות מצומצם. השכבות הקלסטיות גסות הגרגר יותר עשירות בפאונה מלכולוגית יחסית לשכבות החרסיות דקות הגרגר. עיקר הפאונה בשכבות אלה מתרכזת בחלק התחתון של השכבה. מאסף מאובנים זה אופייני לסביבת חיים של מים מתוקים.

לאורך כל הפרט התחתון במחשוף הטיפוזי ובמחשופים אחרים נפוצים שרידי דגים. עצמות דגים נפוצות בעיקר בשכבות עשירות בחומר אורגאני.

מספר עצמות יונקים וכן גולגולת של פיל נתגלו על ידי צ'רנוב (דברים בע"פ), במחשופים הדרומיים של התצורה ממזרח לקיבוץ גשר.

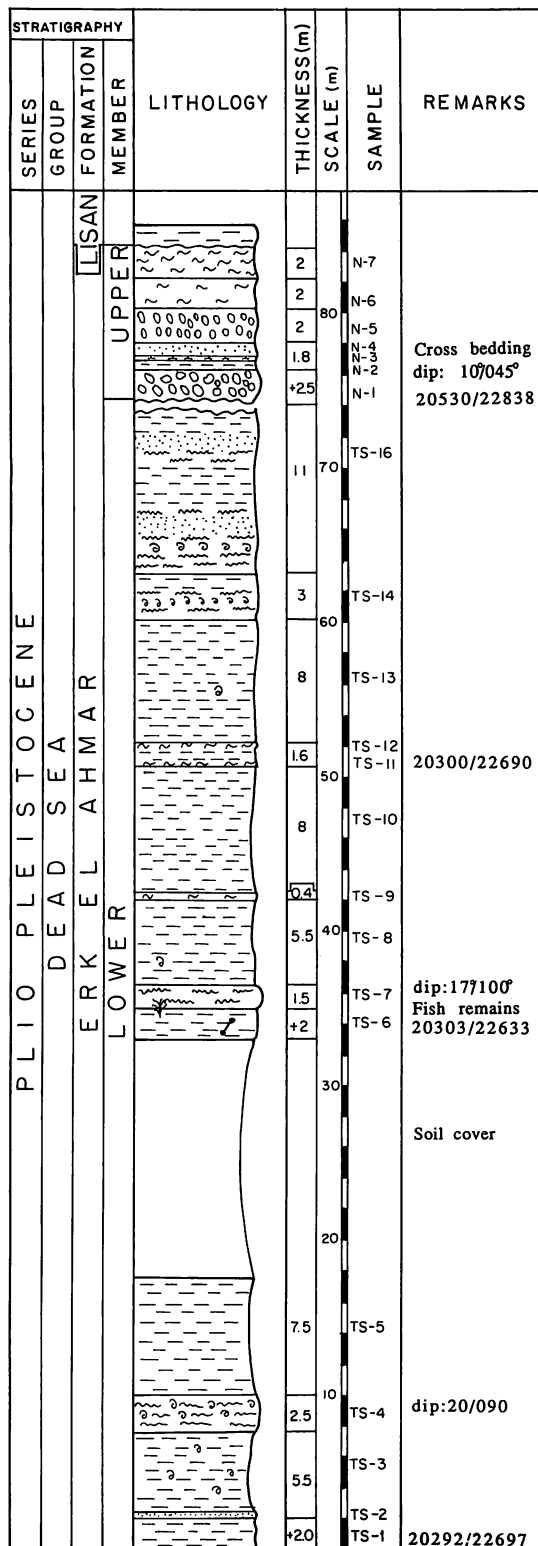


Figure 1. Type section of Erk el Ahmar Formation at central Jordan Valley. Samples TS 1-16 N 1-7. coords: 20292/22697, 20303/22633, 20300/22690, 20530/22838.

בדיקות מיקרופלאונטולוגיות (א. רוזנפלד דברים בע"פ) הראו שפע של אוסטרקודה של מים מתוקים ובהם המינים *Cyprideis torosa* וכן *Candona sp*. כמו כן נמצאו בשכבות שונות של החתך פורמינפרים איאוקנים שעברו השקעה מחדש.

עיקר בדיקות הפולן שנעשו לתצורה נערכו בחומר מקידוח צמח (Horowitz 1983). החתך שייך ל- palinozone Q-III. בבדיקות של שתי שכבות עשירות חומר אורגאני (מדגמים TS-6, TS-1) בפרט התחתון של התצורה הוגדרו ע"י א. הורוביץ בעיקר הסוגים *Quercetalia*, *Conifers*, *Picea*.

עץ שנמצא קבור בפרט התחתון (מדגם TS-6) של התצורה הוגדר כ- מיילת סורית *Fraxinus syriaca* (ליפשיץ דברים בע"פ).

מדידות פלאומגנטיות נערכו בפרט התחתון של התצורה (Braun et al. 1991). חתך זה מכיל את סדר ההיפוכים הבא (מלמטה כלפי מעלה): הפוך-נורמלי-הפוך-נורמלי. בסיס החתך תואם את היפוך reunion התחתון או העליון.

Horowitz (1979) דיווח על מציאת כלים פרהיסטוריים העתיקים ביותר בישראל בתצורה ארק אל אחמר. Verosub and Tchernov (1989) מצאו אף הם כלי צור בתצורה. כלים נוספים נמצאו ע"י המחבר, בפרט התחתון, והם כוללים chopping tools עשויים צור, וכן נתזי צור ובזלת. לא ברור האם כלים אלה היו באתרם. בפרט העליון נמצאו נתזים עשויים צור חלקם באתרם.

בדיקות קרני X של המינרל הקרבונטי בתצורה מראות כי הוא קלציט. לא נמצאו פאזות ארגוניטיות.

תרומת הקרבונט לסלע נובעת משלושה מקורות עיקריים: א. קלציט אוטיגני המהווה מטריקס של הסלע הקלסטי. ב. גרגרים דטריטים בגודל של עד 2 מ"מ של גיר וקירטון, שהם שברי סלעים מהסביבה ג. שברי מאובנים ובעיקר רכיכות למיניהן.

חלקים גדולים של החתך הם חרסיתיים ובעלי כמות קרבונט נמוכה למדי. קיימים מספר אופקים דקים חואריים עשירי קרבונט.

גיל: גיל תצורת ארק אל אחמר לא נקבע רדיומטרית. Tchernov (1975) קבע על פי שיקולים פאונסיטיים כי התצורה קדומה לתצורת עובדיה. Tchernov (1986) קבע כי גיל תצורת עובדיה הוא 1.4 מ"ש. Horowitz (1989), העריך על סמך שיקולים פלינווגיים כי גיל התצורה הוא 1.7-2.0 מ"ש. בהסתמך על גילים אלה, נמצא, על פי מדידות פלאומגנטיות כי גיל בסיס הפרט התחתון הוא כשני מליון שנה (Braun et al. 1991). גיל הפרט העליון של התצ' אינו ידוע.

תחנה 2 (נ.צ. 2036/2277) – תצורת נהריים

בתחנה זו נכיר את תצורת נהריים על שלוש יחידות המשנה המרכיבות אותה (ציור 2).

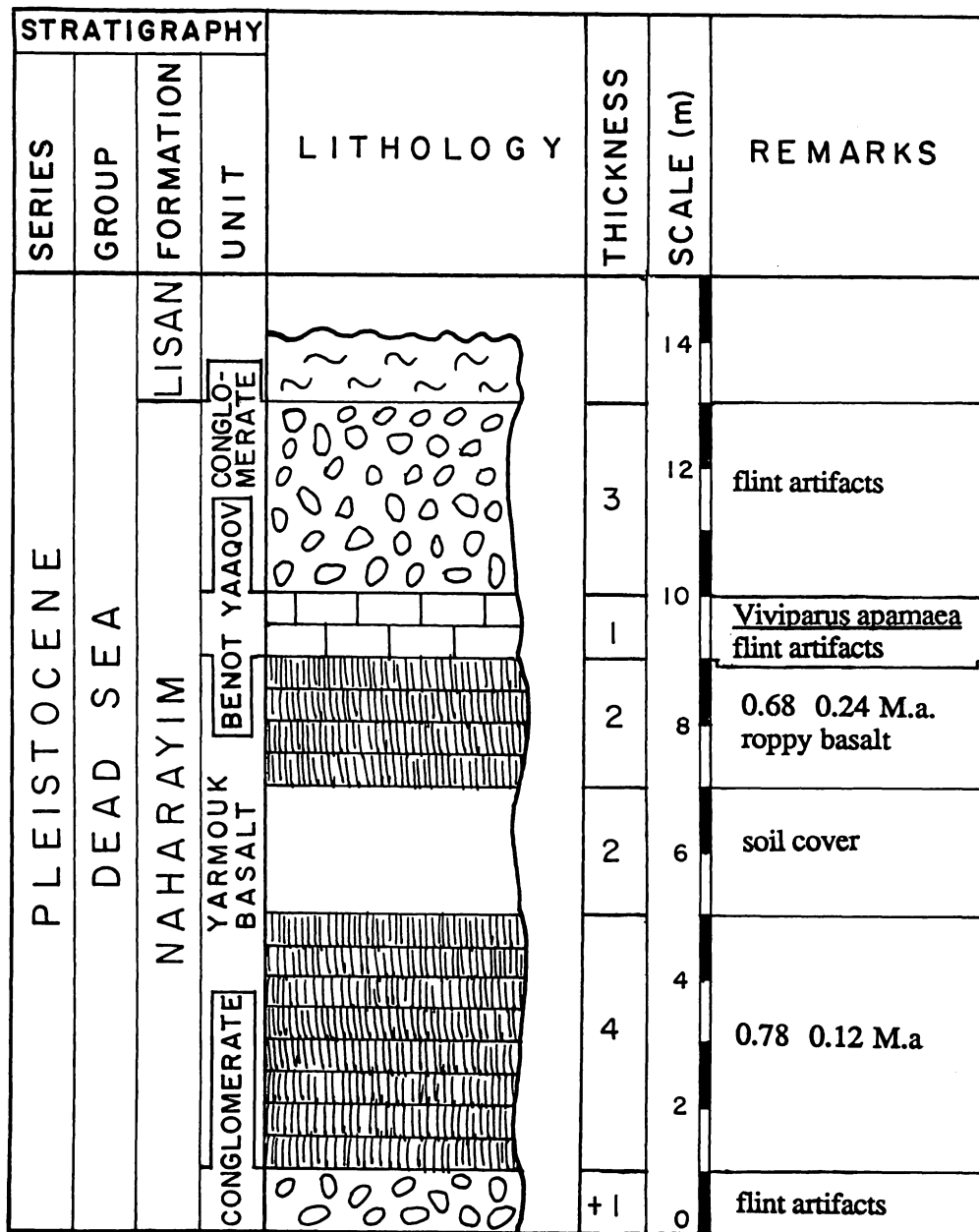


Figure 2. Composite columnar section of Naharayim Formation at central Jordan Valley. coord, 223/227.

תצורת נהריים היא יחידה ליתוסטריטיגרפית המונחת בין תצורות ארק אל אחמר או עובדיה מתחתיה ותצורת הלשון מעליה.

התצורה כוללת יחידת חלוקים (חלוקי נהריים), זרמי בזלת (בזלת הירמוך) ויחידה גירית (בנות יעקב).

יחידת החלוקים

התצורה מופיעה בבקעת כנרות בלבד. מאיזור אום ג'ונה בצפון מערב בגובה טופוגרפי 220- מ' מתחת לפני הים ועד איזור נוה אור בדרום מזרח בגובה טופוגרפי 250- מ' מתחת לפני הים. גם שאר המחשופים בבקעת כנרות נמצאים בגובה טופוגרפי דומה. רובם נחשפים לאורך הירדן או הירמוך. מחשופים רבים של התצורה הנמצאים מעבר לגבול בתוך שטח ירדן תוארו ע"י Picard (1932).

היחידה מונחת באי התאמה זוויתית על תצורות בזלת הכיסוי, ארק אל אחמר ועובדיה. בזלת הירמוך ויחידת בנות יעקב מתאצבעות בתוכה. מעליה מונחת בהתאמה תצורת הלשון.

עובי היחידה משתנה בצורה חריפה. במקומות רבים היא חסרה, ובמקומות אחרים היא מופיעה כשכבה דקה של חלוקים כמו למשל בסמוך לתחנת הכח בנהרים (נ.צ. 2029/2269). ברב המחשופים בבקעת כנרות עוביה הוא מטרים ספורים. עוביה המירבי, לפי Picard (1965) הוא 15 מ' (כנראה בתוך שטח ירדן). העובי המירבי שנמדד מדרום לבקעת כנרות הוא 4 מ' ממזרח לנוה אור. בקידוח נוה אור ת/1 נחדרים 169 מ' של חלוקים בעמדה הסטריטיגרפית של תצ' נהריים. יתכן כי חלק ניכר מחלוקים אלו שייך לפרט העליון של תצ' ארק אל אחמר, וזאת מחוסר אפשרות להבחין בין תצורות אלה במטחן הקידוח. בקידוח צמח, עפ"י האינטרפרטציה הפלינוסטריטיגרפית (Horowitz, 1983), נחדרת התצורה בעומק 16-30 מ'. במחקרים אחרים על קידוח צמח 1, הקונגלומרט אינו מוזכר.

היחידה מורכבת בעיקר מחלוקים מגודל גרנולרי עד גודל של יותר ממטר (בולדרים). החלוקים עשויים בעיקר מבזלות ומצור ומעט חלוקים של אבן גיר וקרטון. החלוקים בדרך כלל מעוגלים היטב, ותמוכי חלוק. בין החלוקים נמצא לעיתים מעט מטריקס חוארי. באיזור שממזרח לקיבוץ נוה אור ישנם חלוקים מתצורת ארק אל אחמר בין חלוקי הבזלת והצור. באיזור אום ג'ונה (נ.צ. 2033/2338) החלוקים עשויים בעיקר מצור מזוות תמוך חול קוורץ. בין שכבות החלוקים נמצאות במספר מקומות עדשות של חרסית אדומה עם מעט תרכיזים קרבונטיים. נראה כי חומר זה עבר תהליכים פדוגנטיים. עובין המירבי של עדשות אלה הוא מטרים ספורים.

הפאונה ביחידה נדירה. מעט שברי *Melanopsis sp.* נמצאו בחתך תל-אור (נ.צ. 20360/22837) וכן שברי *Bythinella sp.* בפלאוסול שביחידה מצא Picard (1965) גסטרופודים יבשתיים: *Helicogena cavata*, *Lucochroa candidissima* וכן *Xerophila vestalis*, אשר חיים היום בסביבה סמיארדית.

Horowitz (1983), בדק, בקידוח צמח דוגמה אחת של פולן מהתצורה ומצא שהיא עשירה בעצים.

ביחידה נתזי צור מלאכותיים רבים. עיקר הנתזים נמצאו באיזור גשר נהריים ומזרח לקיבוץ נוה אור. נתז אחד נמצא בין החלוקים שמתחת לקילוח התחתון של בזלת הירמוך ליד גשר נהריים. Huckried (1966) מדווח על מציאת כלים מתקופת האשל העליון בקונגלומרט דומה בעבר הירדן.

Horowitz (1979) מציע על סמך מחקרים פלינולוגיים ליחידה זו גיל ריס. ממצאיו של Huckried (1966) מהאשל העליון בירדן, תומכים בגיל של מאות אלפי שנה.

בזלת הירמוך (בזלת נהריים)

בזלת הירמוך מופיעה באיזור המזרחי של בקעת כנרת בערוצי הירמוך והירדן או בסמוך להם. בדרום מופיעה הבזלת בקידוח נוה אור ת/1 מצפון מזרח לקיבוץ נוה אור.

Picard and (1965) מתאר את בזלת הירמוך כשכבה שכיסתה את כל בקעת כנרת. Baida (1966a), העלו את האפשרות כי מחשוףי בזלת השייכים לתצורה מצויים גם בחלק המערבי של בקעת כנרת בסמוך לאתר הפרהיסטורי של עובדיה. קידוחים שנקדחו לעומק של 5 מ' אינם מאשרים אפשרות זו. גם בקידוח צמח 1 (Slager and Marcus (1985) לא נחדרה בזלת זו. יתכן כי בזלת Ghawr el Katar בירדן מקבילה לה (Bender, 1974).

המגע התחתון של הבזלת נחשף במקום אחד בלבד (נ.צ. 2235/2278), בו מונחת היחידה מעל קונגלומרט נהריים. בקידוח נוה אור ת/1 נמצאת הבזלת מעל חרסית חומה, שהיא כנראה אופק בתוך יחידת הקונגלומרט של תצורת נהריים, או חלק מהפרט העליון של תצ' ארק אל אחמר. מעל היחידה מונחות יחידת בנות יעקב, יחידת החלוקים, תצורת הלשון או כיסוי אלוביאל.

בקידוח נוה אור ת/1 עובי הבזלת 10 מ'. החתך החשוף העבה ביותר נמצא באיזור גשר נהריים והוא גדול מ-8 מ'. היימן (1990) מזהה שם ארבעה קילוחים. כחצי ק"מ מערבית למחשוף זה נחשפים שני קילוחים, ואילו כ-1.5 ק"מ דרומית מערבית ניתן לזהות רק את הקילוח העליון מבין שניהם.

המסלע מורכב מבזלת אוליבינית (הרכב קרוב לפורסטריט) עם פנוקריסטים גדולים של פלגיוקלז לברדוריטי, וכן פנוקריסטים של קלינואנסטטיט וטיטן אוגט. כמו כן מצויים גבישי אילמניט סיביים רבים ומעט בצרים של מגנטיט. הפנוקריסטים מהווים עד 58% משטח הסלע. סטרוקטורות זרימה אופייניות בהופעת השדה לרבות בזלת חבלים.

בזלת הירמוך בבקעת כנרת, תוארכה רדיומטרית ונמדדה פלאומגנטית, באיזור סכר נהריים בלבד. גילי Ar-K בבזלות סכר נהריים לפי Horowitz (1979), מור (1986) והיימן (1990) הם בתחום 560-790 אלף שנים.

במידות פלאומגנטיות באתר זה נמצאה קטביות פלאומגנטית נורמלית ע"י Freund et al.

(1965), Nur and Helsely (1971) ומור (1986). מיכלסון (1972) מציין קטביות פלאומגנטית הפוכה בבזלת זו בדרום רמת הגולן.

תארוך הבזלת בתחנה זו נערך ע"י בראון והיימן (1993) בשיטת Ar-K, וכן נערכו מדידות פלאומגנטיות. נדגמו שני אתרים האחד בקילוח תחתון (נ.צ. 2235/2287), והשני בקילוח עליון (נ.צ. 2236/2278).

בקילוח התחתון נדגמו שלוש דוגמאות K-Ar, שגילן הנקודתי (model age) הממוצע: 0.78 ± 0.12 מ"ש. בקילוח העליון נדגמו ארבע דוגמאות K-Ar, שגילן הנקודתי הממוצע: 0.68 ± 0.24 מ"ש. שש דוגמאות פלאומגנטיות שנדגמו באתר הראו כיוון קטביות נורמלית. המדידות הרדיומטריות והפלאומגנטיות הראו התאמה לאלה שנעשו בבזלת הירמוך בגולן ובסוריה (מור 1986).

בזלת הירמוך לא עברה הטיה כללית רגיונלית, אולם מקומית היא שבורה.

יחידת בנות יעקב

באיזור בקעת כנרת היחידה מופיעה במספר מקומות מצומצם. החשיפה גרועה למעט מחשוף אחד בסמוך לקיבוץ אשדות-יעקב (נ.צ. 2036/2277) בו היא נחשפת לאורך כ- 20 מ' ובעובי של כ- 1 מ'. כ- 300 מ' מדרום לכאן נמצא מחשוף נוסף בו היחידה נחשפת בעובי של כ- 60 ס"מ לאורך מטרים ספורים.

סטרטיגרפית מונחת השכבה אופקית מעל בזלת הירמוך. בנקודת המגע בין היחידות תוארכה הבזלת בשיטת K-Ar וגילה הוא 0.68 ± 0.24 מ"ש. מעל התצ' מונח קונגלומרט נהריים בעובי שלא עולה באתר זה על 2 מ'.

היחידה מורכבת מגיר צהבהב לבן, מסיבי, קשה, פורוזי מאוד. מעט חלוקי בזלת שלא עולים בגודלם על 5 ס"מ, מלוכדים ע"י הסלע הגירי. עובי השכבות כ- 10 ס"מ והן מכילות שפע של מאובני רכיכות במצב שימור גרוע. דפוסי המאובנים שמורים היטב. בחלקה התחתון של יחידת הגיר נמצאו נתזי צור מסותתים.

Goren-Inbar et al. (1992) מחלקים את התצ' באיזור האתר הפרהיסטורי בגשר בנות יעקב ל-4 ליתופאציאסים. 1- סלע חוארי עם חלוקים בזלתיים עמיד לבליה, 2- חלוקים ובולדרים בזלתיים 3- דומה ל- 4 חרסית וחואר. סלעי התצורה באיזור אשדות יעקב דומים ליחידות 1, 3 אולם הם קשים יותר.

המאסף הפליאונטולוגי מכיל את המין *Viviparus apamaea* כמאובן דומיננטי. סוגים אחרים אשר נמצאו באסוציאציה עם מין זה באותה שכבה הם *Theodoxus sp.* ו- *Melanopsis sp.* וכן *Unio terminalis*. המין *Viviparus apamaea* ידוע כמין מנחה בתצורת בנות יעקב בעמק החולה. כמו כן ידוע מין אנדמי זה בדרום הלבנט מהאורונטס (סוריה).

Picard (1952) יחס גיל מינדל לתצורה זו כיוון שסטרטיגרפית היא מונחת מעל מאסף וילהרפנצ'י. Hooijer (1959, 1960) קבע על סמך מאסף היונקים גיל מינדל-ריס ליחידה.

Horowitz (1973) משיקולים פלינולוגיים, וכן Techernov (1973) ממחקר מלכולוגי קבעו גיל ריס ליחידה.

באתר הפרהיסטורי בגשר בנות יעקב (Stekelis, 1960; Inbar-Goren and Belitzky, 1989) נמצאו יצירי כפיים מהתקופה האשלית התיכונה.

בעמק הירדן התיכון הקילוח העליון של בזלת הירמוך מהווה חסם תחתון לגיל השכבה – 0.68 ± 0.24 מ"ש. הקטביות הפלאומגנטית הנורמלית של בזלת זו מעידה שגילה צעיר מ-0.73 מ"ש.

הקורלציה בין מחשופי התצורה בבקעת כנרות לבין החתך הטיפוסי באיזור גשר בנות יעקב כ-40 ק"מ מצפון מתבסס על הממצאים הפלאונטולוגיים ובעיקר הגסטרופוד *Viviparus apamaea*, וכן על הגילים הרדיומטרים של הבזלות עליהן מונחת התצורה. גיל בזלת ירדה עליה מונחת הצורה באיזור גשר בנות יעקב, הוא 0.9-0.8 מ"ש (היימן, 1990) או 0.64 מ"ש (Horowitz et al., 1973).

תחנה 3 נ.צ. (2045/2284) – אי התאמה זויתית בין תצורת ארק אל אחמר ותצורת נהריים

בתחנה זו ניתן לראות את שכבות תצורת ארק אל אחמר נוטות מזרחה (זהו האגף המזרחי של אנטיקלינת צמח) ושכבות תצורת נהריים מונחות מעליהן אופקית.

הרצף הסטרטיגרפי הנחשף בבקעת כנרות כולל סדימנטים אגמיים בעובי מאות מטרים מגיל 1-2 מ"ש נטויים ושוורים באופן אינטנסיבי, וסדימנטים פלוביאטיליים ובזלות בעובי שאינו עולה על עשרות מטרים מגיל פלייסטוקן תיכון – הולוקן המונחים כללית אופקית וכמעט אינם שוורים.

תצורת ארק אל אחמר נחשפת על פני שטחים נרחבים יחסית ולכן אפשר לעקוב ברציפות אחרי שינוי נטיית השכבות לאורך מחשופיה. השכבות ברב המחשופים נמצאו נוטות בכיוון מזרח. מידת הנטיה משתנה לאורך הציר מזרח מערב. בקירבת שבר השוליים המערבי של בקע ים המלח נטיית השכבות חריפה יותר. יש מקומות בהם היא מגיעה ל 90° ולעיתים יתכן כי קיים היפוך שכבות. בחלק הדרומי של מחשופי התצורה נטית השכבות אינה אחידה בעוד שבחלק הצפוני, במחשופים המרוחקים משבר השוליים, נטיית השכבות הממוצעת היא כ-15°. תצורת עובדיה מחוץ לאתר הארכיאולוגי נחשפת במספר מקומות מצומצם. בתעלות שנחפרו באיזור האתר הפרהיסטורי מצאו (1966) Picard and Baida אנטיקלינה מרכזית, שכיוון צירה הוא צפ' צפ' מז'. נטיות אגפיה בדר"כ באיזור זה הן 40°-50°. במחשף אום ג'ונה כ 1.5 ק"מ מצפון לאתר נטיית השכבות היא 28° לכיוון מזרח.

כל התצורות הצעירות מתצורת עובדיה גודעות באי התאמה זויתית את תצורת עובדיה וארק אל אחמר ומונחות מעליהן בצורה אופקית או תת אופקית.

במחשופי תצורת ארק אל אחמר ובתצורת עובדיה נמצאו 8 העתקים, 5 הפוכים ו 3 נורמלים. שעור ההעתקה בהם אינו עולה על מטרים אחדים. בראש אנטיקלינת עובדיה נמצאו שברים הפוכים. סימני ההחלקה על שברים אלה מראים כי התנועה האחרונה על מישורים אלה היתה אנכית. ביחידות הצעירות יותר נפוצים שברונים נורמלים שמידת העתקה עליהם אינה עולה על עשרות ס"מ. לא נמצאו באיזור בקעת כנרת שברים בהם רכיב התנועה האופקית דומיננטי.

חתכים סייסמיים מראים כי בבקעת כנרת מצויות שתי אנטיקלינות וביניהן סינקלינה שכיוון צירן צפון מזרח דרום מערב (Rotstein et al. 1990). ציר האנטיקלינה המערבית נחשף באתר הפרה-היסטורי של עובדיה בתעלות המלאכותיות וציר האנטיקלינה המזרחית נחשף בתצורת ארק אל אחמר בסמוך לשבר השוליים המערבי בנצ. 20242/22681 (ציור 3).

ממדידות פלאומגנטיות בפרט התחתון של תצורת ארק אל אחמר נראה כי קיימת רוטציה של 12° עם כיוון השעון של השכבות באיזור החתך הטיפוסי (נצ. 2029/2269). נתונים אלה יכולים להתפרש גם כמיצוע לא שלם של השינויים הסקולרים.

בסוף הפליוקן ובפלייסטוקן המוקדם צברו תצורת ארק אל אחמר ועובדיה האגמיות סדימנטים בעובי של מאות מטרים בקצב גבוה. עובדה זו מצביעה על השתפלות מהירה. סדימנטים אלה עברו הרמה וסבלו דפורמציה של לחיצה בפלייסטוקן התיכון. בזלת הירמוך המונחת אופקית מעל תצורות אלה מעידה על כך שתהליך לחיצה זה הסתיים קודם לזרימתה. גילם של שני שפכי בזלת זו נמדד בשיטת אשלגן ארגון. גיל השפך התחתון הוא 0.87 ± 0.12 מ"ש וגיל השפך העליון הוא 0.68 ± 0.24 מ"ש. סדימנטים פלוביאטיליים בעובי של מטרים אחדים בני גיל של פלייסטוקן תיכון עד הפלייסטוקן העליון (תצורת נהריים) מעידים כי האיזור היה מוגבה טופוגרפית בתקופה זו. בפלייסטוקן העליון עם הווצרותו של אגם הלשון הצטברו סדימנטים בעובי עשרות מטרים.

לפיכך ניתן לחלק את ההיסטוריה הטקטונית של בקעת כנרת לארבעה שלבים:

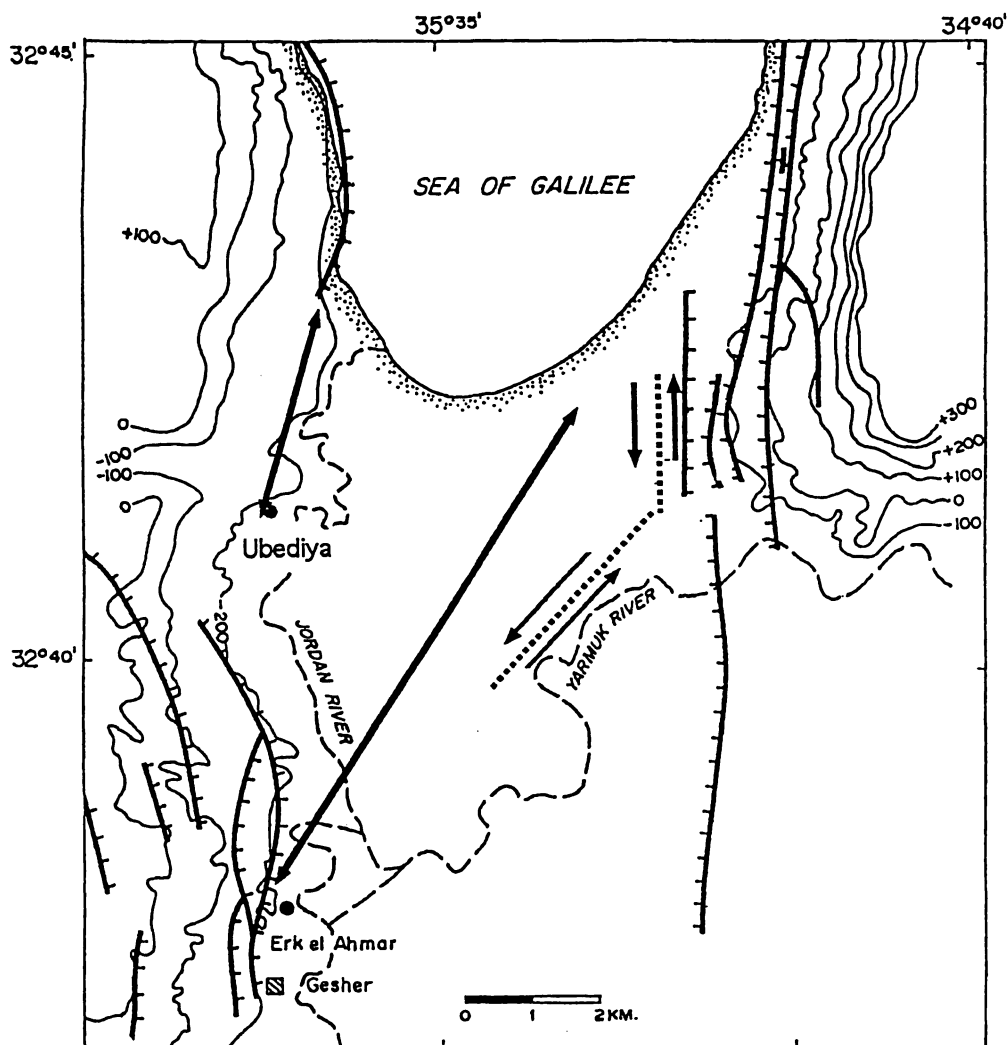
א. השתפלות מהירה בסוף הפליוקן ובפלייסטוקן המוקדם.

ב. הרמה ודפורמציה של לחיצה בפלייסטוקן התיכון.

ג. איזור מורם מהפלייסטוקן התיכון עד הפלייסטוקן העליון.

ד. שקיעה מהירה יותר בפלייסטוקן העליון.

את גיאומטרית האלמנטים הסטרוקורליים בבקעת כנרת ניתן להשוות למודלים תיאורטיים של דפורמציה בחומרים ריגדיים ודוקטיליים. אם השוואה זו נכונה הרי שהאלמנטים הקשורים בלחיצה מראים כי החלק המזרחי של האיזור הוא בעל דפורמציה מסוג הנפוץ בסלעים דוקטיליים בעוד שדגם השבירה בחלק המערבי של האיזור מתאים לזה של סלעים ריגדיים.



Partly after Schulman 1962, Rotstein et al. 1990.

אלמנטים סטרוקטורליים בבקעת כנרת

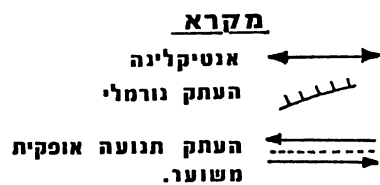


Figure 3. אלמנטים סטרוקטורליים בבקעת כנרת. Partly after Schulman 1962, Rotstein et al. 1990.

ביבליוגרפיה

- בראון, ד. צ'נוב א., 1991, שכבות VIVIPARUS בעמק הירדן המרכזי – המקביל הדרומי לתצורת גשר בנות יעקב. הכינוס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית.
- בראון, ד. והיימן, א., 1993, שלבים בהתפתחות הטקטונית של בקעת כנרת. ברביעון הכינוס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית.
- היימן א., 1990, התפתחות בקע ים המלח ושוליו בצפון ישראל בפליוקן ובפלייסטוקן. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 110 עמ'.
- מור, ד., 1986, הוולקניזם ברמת הגולן. המכון הגיאולוגי דוח מס' GSI/5/86 159 עמ'.
- מיכלסון, ח., 1972, ההידרולוגיה של דרום רמת הגולן. תה"ל, דוח פנימי, HR/72/037 88 עמ'.
- שולמן, נ., 1962, הגיאולוגיה של עמק הירדן המרכזי. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 103 עמ'.
- Begin, B.Z., Erlich, A., Nathan, Y., 1974, Lake Lisan, the Pleistocene precursor of the Dead Sea. Bull. Geol. Surv. Israel No. 63 pp 1–30.
- Bender, F., 1974, Geology of the Arabian Peninsula — Jordan. U.S. Geological Survey professional report. 560-1. 136 p.
- Braun, D., Ron, H., Marco, S., 1991, Magnetstratigraphy of the hominid tool bearing Erk el Ahmar Formation in the northern Dead Sea Rift. Isr. J. Earth Sci. Vol. 40 pp. 191–197.
- Freund, R., Oppenheim, M., Schulman, N., 1965, Direction of magnetization of some basalts in the Jordan valley and lower Galilee. Isr. J. Earth Sci. Vol. 14 no. 2 pp. 37–44.
- Hoojer, D.A., 1959, Fossils mammals from Jisar Banat Yaqub south of lake Holeh, Israel. Bull. Res. Counc. Israel, G 8 pp. 177–179.
- Hoojer, D.A., 1960, A Stegodon from Israel. Bull. Res. Counc. Israel, Gg pp. 104–108.
- Horowitz, A., 1979, The Quaternary of Israel. Academic Press, New York, 394 pp.
- Horowitz, A., 1983, Palynostratigraphy of Zemah 1 borehole. Letter Report to Oil Exploration (Investments) Ltd., 11 p.
- Horowitz, A., 1989, Continuous pollen diagrams of the last 3.5 my from Israel. Vegetation, climate and correlation with oxygen isotope record. Paleo 72: pp. 63–78.
- Horowitz, A., Siedner, G. and Bar-Yosef, O., 1973, Radiometric dating of the Ubeidya Formation, Jordan Valley Israel. Nature, 242: pp. 186–187.
- Huckriede, R., 1966, Das Quater das Arabischen Jordan-Thales und Beobachtungen uber "Pebble culture" und "Pre-Auriganc". Eizeitaler Gegenwart 17: pp. 211–212.

- Marcus, E., Slager, J., 1985, The sedimentary-magmatic sequence of the Zemah 1 Well. Jordan Dead Sea Rift, Israel and its emplacement in time and place. *Isr. J. Earth Sci.*, Vol. 34, pp. 1–10.
- Nir, D. and Ben-Arieh, Y., 1965, Relics of an intermediate terrace between the Ghor and the Zor in The Central Jordan valley, Lake Tiberias – Kfar Ruppim (Israel). *Isr. J. Earth Sci.* Vol. 14, pp. 1–8.
- Goren-Inbar, N. and Belitzky, S., 1989, Structural position of the Pleistocene Gesher Benot Ya'aqov site in the Dead Sea Rift Zone. *Auat. Res.* 31 pp. 371–376.
- Nur, A. and Helsely C.F., 1971, Paleomagnetism of Tertiary and Recent lavas of Israel. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 10 pp. 375–379.
- Picard, L., 1932., *Zur Geologie des Mitteren Jordantales.*
- Picard, L., 1952., The Pleistocene peat of Lake Hula. *Bull. Res. Coun. Israel*, G2(2) pp. 147–156.
- Picard, L., 1965, The geology evolution of the Quaternary in the Central-Northern Jordan Valley. *Amer. Geo. Soc. Sp. papers.* 84: pp. 337–366.
- Picard, L. and Baida, U., 1965, Geological report on the lower Pleistocene deposits of the Ubeidiya excavations. The Israel Academy of Sciences and Humanities. 39 p.
- Siman-Tov, R, Almogi-Labin, A. and Bebar, E., 1993, Diatoms and Foraminefers in the "Ubeidiya Formation" (Jordan Valley): Paleo environmental significance. *Geol. Surv. Rep.* GSI/27/93.
- Rotstein, Y., Bartov, Y. and Frieslander, U., 1990, Evidence for shifting of the Dead Sea Transform and changes in the local structural setting in the rift. The Institute for Petroleum Research and Geophysics REP 874/260b/90. 7p.
- Stekelis, M., 1960, The Paleolithic deposit of Jisar Banat Yaqup. *Bull. Res. Coun. Israel*, G pp. 61–87.
- Tchernov, E., 1973, On the Pleistocene Molluscs of the Jordan Valley. The Israel Academy of Sciences and Humanities 47 p.
- Tchernov, E., 1975, The early Pleistocene Molluscs of Erq el-Ahmar. The Israel Academy of Sciences and Humanities. 35 p.
- Tchernov, E., 1986, Les Mammiferes Du Pleistocene inferieur de La Vallee du Jourdain A Oubeidiyeh. *Association Paleorient.* Paris. 405 p.
- Verosub, K. and Tchernov, E., 1989, Resultates preliminaries de letude magnetostratigraphique dwune sequence sedimentaire a industrie humaine en Israel. 114e Cong. nat. Soc. sav. Paris. pp. 237–242.

רשימות

רשימות

רשימות

- Ramsey, J.G. and Graham, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Can. Journal of Earth Sciences*, 7:786-813.
- Ron, H., Nur, A. and Eyal, Y. 1990. Multiple Strike-Slip Fault Sets: A Case Study From The Dead Sea Transform. *Tectonics*, 9 (6): 1421-1431.
- Rubin, Allan M. 1992. Dike-Induced Faulting and Graben Subsidence in Volcanic Rift Zones. *J. Geoph. Res.* 97: No. B2, 1839-1858.
- Schmidt, C.J. Smedes H.W. and O'Neill, J.M. 1990. Syncompressional Emplacement of the Boulder and Tobacco Root Batholiths (Montana-USA) by Pull-apart along Old Fault Zones. *Geological Journal*, 25:305-318.
- Shimron, Aryeh E. 1989a. Early Cretaceous tectonism on Mount Hermon. *Isr. Geol. Soc. Annu. Meet. Ramot., Abstracts*, 141-142.
- Shimron, Aryeh E. 1989b. Early Cretaceous magmatism along the SE flanks of the Hermon Range. *Isr. Geol. Soc. Annu. Meet. Ramot., Guide to Field Trips (in English)*, 1-17.
- Shimron, Aryeh E. 1992. Tectonic setting of the Late Jurassic-Early Cretaceous intraplate magmatism on Mount Hermon, Northern Israel. 10th International Basement Tectonics Conference, Abst. 127-129.
- Shimron, Aryeh E. and Lang, Barbu. 1989. Cretaceous magmatism along the southeastern flank of Mount Hermon. *Isr. J. Earth Sci.* 38:125-142.
- Shimron, Aryeh, E. and Peltz, Sergiu. 1993. Early Cretaceous Pyroclastic Volcanism On The Hermon Range. *Geol. Surv. of Israel, Bulletin 84*, 43 p.
- Sibley, Duncan F. and Gregg, Jay, M. 1986. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Tikoff, Basil and Teyssier Christian. 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, 20:927-930.

marbles, generation of conjugate microshears and emplacement of syntectonic (deformed) veins was a syngenetic process taking place in the same stress field and during the same deformation event. The marble (micro) tectonites suggest that considerable differential stresses, such as would be present during thrusting, partook in this deformation event.

REFERENCES

Beach, Alastair. 1975. The Geometry of En-Echelon Vein Arrays. *Tectonophysics*, 28: 245-263.

Burkhard, Martin. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Struct. Geol.* 15: 351-368.

Cervato, Cinzia. 1990. Hydrothermal dolomitization of Jurassic-Cretaceous limestones in the southern Alps (Italy): Relation to tectonics and volcanism. *Geology*, 18: 458-461.

Cosgrove, J.W. 1993. The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession. *J. Struct. Geol.* 15: 491-500.

Dewey, J.F. 1965. Nature And Origin of Kink-Bands. *Tectonophysics*, 1 (6): 459-494.

Durney, D.W. and Ramsay, J.G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In "Gravity and Tectonics" (K.A. DeJong and R. Scholten, eds) 67-96. Wiley, New York.

Hancock, Paul, L. 1972. The analysis of en-echelon veins. *Geol. Mag.* 109: 269-276.

Ilani, S., Rosenthal, E., Kronfeld, J. and Flexer, A. 1988. Epigenetic dolomitization and iron mineralization along faults and their possible relation to the paleohydrology of southern Israel. *Applied Geochemistry*, 3:487-498.

Magaritz, M. 1975. Epigenetic Dolomitization And Mineralization In Jurassic Rocks From Mount Hermon And Northern Negev, Israel. *Chemical Geology*, 16:295-306.

May, Paul. 1989. Low-angle overthrusting of Mount Hermon: A working hypothesis. *Isr. Geol. Soc. Annu. Meet. Ramot. Abstracts*, 102.

Ramsey, John G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284:135-139.

is characteristic of overthrust terranes where high fluid pressures are necessary to reduce the large horizontal compressive stress necessary to move thrusts to below the brittle strength of the rock (Cosgrove, 1993). Consequently it seems that thrusting was facilitated by, and confined to, areas of high fluid pressures delineated by zones where active dolomitization was taking place. It appears that, similar to generation of diatremes, such an area was shaped beneath the Kidod Formation marl-shale aquiclude.

Magaritz, (1975) has suggested that the coarse crystalline epigenetic dolomites associated with Pb-Zn mineralization on Mount Hermon are depleted in ^{18}O compared to the country rock limestones, indicating a much higher temperature of formation. On the other hand the carbon-isotopic composition of the dolomite ($+1.6^\circ/\text{oo}$) is *similar* to the limestones and apparently precludes the influence of meteoric or magmatic waters which have more negative $\delta^{13}\text{C}$ values (-5 and $-17^\circ/\text{oo}$). He suggested that dolomitization was caused by saline water from Jurassic formations which after being heated, dissolved carbonate. A somewhat similar, although broader, range of isotopic values was obtained from dolomitized Jurassic and Cretaceous carbonates in the southern Alps of Italy (Monti Lessini, Cervato, 1990). Dolomitization here was suggested to have a hydrothermal origin and the heat flow associated with contemporaneous volcanism allowed marine waters to penetrate the system, circulate in convective cells through tectonic breccias causing dolomitization of the limestones. Structural control was exercised by faults and fractures during a phase of extensional tectonics.

Iron mineralization in the Cretaceous Judea Group in northern Sinai and the Negev was emplaced within epigenetic dolomites (Ilani et al., 1988). Such dolomites are restricted to regional tectonic lineaments and the authors suggest that (a) the Mg-rich brines developed during the Cambrian-Lower Cretaceous continental time-interval and (b) episodic expulsion of pressurized dolomitizing and metal-bearing brines was related to Early Miocene-Pleistocene tectonic and igneous activity.

The latter modeling is analogous and compatible with the various observations presented above. The fabric of the dolomites in general supports the 50-100°C temperature of dolomitization implied by Magaritz. The nonplanar and planar anhedral textures may suggest crystallization above a critical roughening temperature estimated to be in the 50-100°C range (Sibley and Gregg, 1987).

Twinned Calcites. The e-twin-lamellae (Burkhard, 1993) are a deformational feature, and numerous studies have shown the usage of e-twins in stress axes determinations in metamorphic or macroscopically undeformed or weakly deformed rocks (Burkhard, 1993 and references therein). The character of the twinned calcites (coarse and curved twins) indicates that they grew during deformation at temperatures in the 150-300°C range. Such a temperature was easily reached in the limestones recrystallizing next to the basaltic dyke intrusion. This then appears to suggest that the crystallization of the

3. The geometry of the conjugate set of syntectonic veins (ENE-WSW oriented maximum horizontal compression) is compatible with the stress field for emplacement of the magmatic bodies above. Syntectonic veins were preferentially emplaced into second order (tensional) structures and were deformed within Riedel shears.

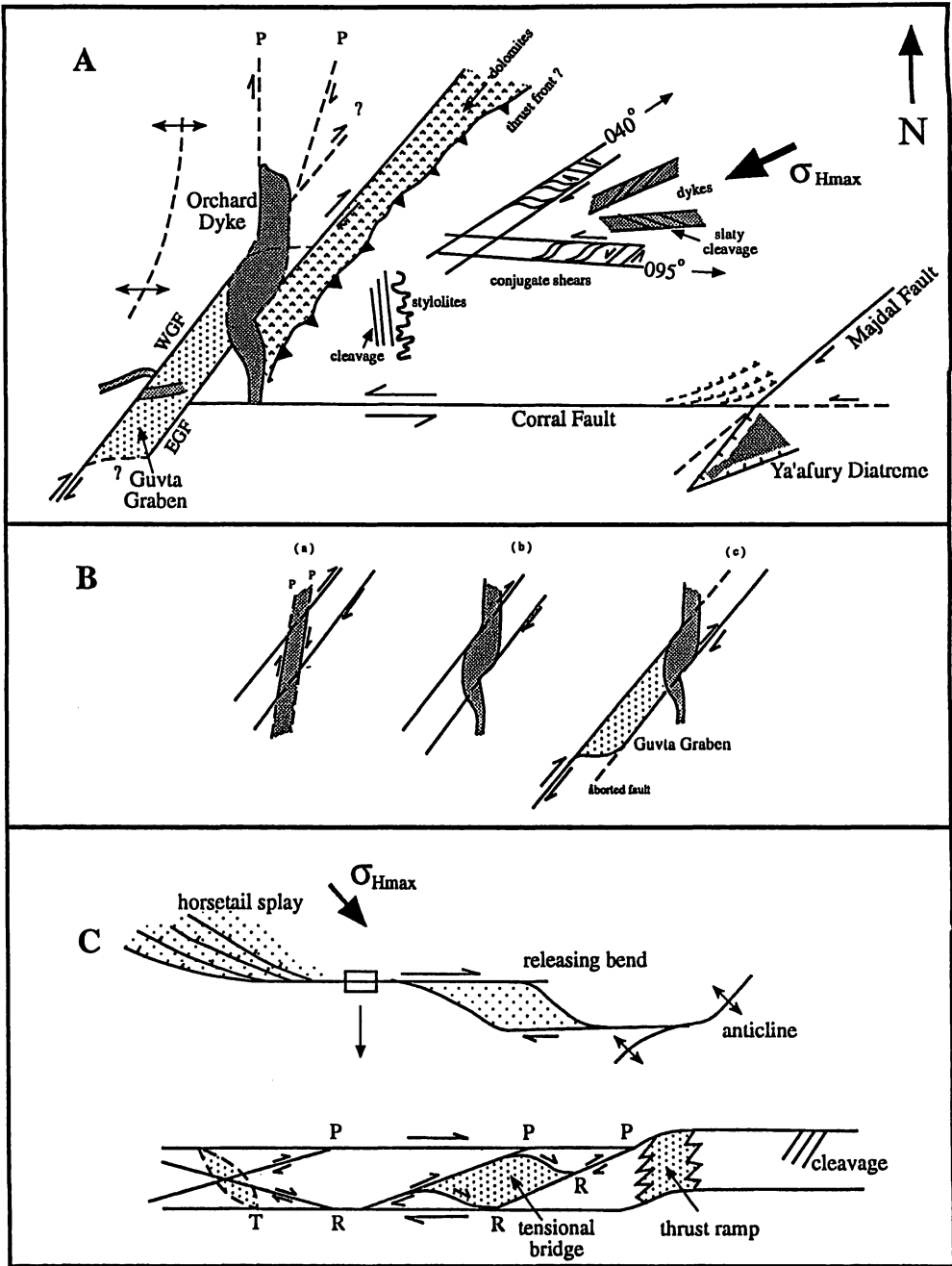
4. The microfabric of contact marbles implies that compressional deformation took place **during** the crystallization of the marbles. The geometry of the microfabric (preferred orientation of calcite twins, microshears) appears to be compatible with the regional stress field orientation (above).

5. The NE-SW trending Guvta fault zone was the focal line which controlled the emplacement of many of the basaltic bodies on the SE Hermon. The apparent 300 m dextral offset on the Orchard Dyke and lack of evidence for **any displacement of significance** on the NE branch of the Guvta Eruptive (emplaced ca. 115-120 MYBP) places clear time constraints on any horizontal movement on this fault line.

The importance of (second order) conjugate shear zones with ENE (ca. 060°) and E-W (ca. 090°) trends was demonstrated. I have also attempted to show evidence pointing to the close time-space relationship of basaltic magmatism, dolomitization and this shearing. In particular, considerable emphasis was placed on the character of compressional deformation characterized by ESE shallow dipping shear zones, a related planar mesofabric and some remarkable recumbent isoclinal mesofolds of dolomite. All of these indicate bedding-plane slip or oblique thrusts with transport from ESE towards the WNW. The orientation of many of the ENE-WSW to E-W trending magmatic bodies (N-S extension), a regional (pre-dolomite) ca. 350° oriented disjunctive solution cleavage and the geometry of the conjugate shears and thrusts are all compatible with an approximately 070° oriented maximum horizontal compression during the Early Cretaceous. This is compatible with a stress field for the Hermon region which has previously been speculated (Shimron, 1989a, 1989b, 1992, and Fig. 3).

Based on the mapping of Dubertret in Syria, low-angle (post Eocene) overthrusting in the Hermon region has been suggested by May (1989). However May emphasized that structures associated with thrusting were not observed on the Israel side of Mount Hermon.

Dolomitization and Hydraulic Fracturing: In the area examined dolomitization of J4 limestones is clearly associated with deformation. Breccias of numerous varieties are in particular characteristic of the dolomite belt, many are clearly not fault (*sensu stricto*)-related breccias but are the result of hydraulic fracturing. Hydrothermal solutions and pore fluids were very likely subjected to tectonic compression, pore fluid pressure increased until fracturing or reactivation occurred along pre-existing fault planes. High fluid pressures must also have overcome the vertical overburden pressures and enabled the formation of the subhorizontal network of carbonate veins with crystals parallel to the direction of vein opening (normal to bedding). This feature



PUTTING IT TOGETHER:

The Case for Early Cretaceous Compressional Deformation

1. Diversity of orientation of magmatic bodies and their relation to E-W and NNE-SSW tectonic lines (summarized in Fig. 10A). Faulting on NNE (dextral) and E-W (sinistral) trends took place during distinct magmatic episodes. Dykes were intruded into tension fractures parallel to the regional ENE-oriented σ_{Hmax} but also into second order E-W oriented extensional fractures and small grabens (Fig. 10C).

It is rationalized that the roughly N-S oriented (Orchard, Guvta and Biq'at Man) dykes, and/or plugs, were emplaced into tensional bridges between P-fractures generated within the Guvta shear zone (Fig. 10B, modelled after Tikoff and Teyssier, 1992), within which they were subsequently deformed and acquired their sigmoidal morphology. Within the strike-slip setting tectonic room for the important Guvta Eruptive Center was provided in a tensile bridge (dilational jog or pull-apart) between right-stepping segments on the Guvta fault line, after wrench faulting ceased.

2. It remains to be clarified whether the E-W and NE-SW “zig-zags” of the bounding faults of the Guvta graben and volcanoclastic complex within it were controlled by older lines of weakness (pre-graben conjugate set of NNE and E-W faults-shear zones) or manifest a younger phase of deformation which offset (sheared) the graben boundaries.

Figure 10A (opposite). Schematic sketch showing the main tectonic and magmatic features in the Neve Ativ area and how these are related in orientation to the postulated Early Cretaceous stress field.

Figure 10B. The model for emplacement and deformation of the Orchard Dyke. It is suggested that (a) the dyke was emplaced into a tensional bridge between P fractures (see also 10C) and was subsequently deformed (b). Shearing was eventually blocked by the refractory dyke and it passed into right-stepping faults (c) concurrent with opening of the Guvta Graben and onset of explosive magmatic activity within this structure.

Figure 10C. Solving the space problem. Tectonic room for magma emplacement during contractional deformation in the strike-slip environment may be generated in localized extensional regimes. Such may be generated within horsetail splays at fault terminations, in tension cracks (T), releasing bends or dilational jogs, in tensional bridges between P fractures and in thrust ramps. T=tension fractures; P=P shears; R=R or Riedel shears. Modified after Schmidt, et al., 1990, Tikoff and Teyssier, 1992 and others.

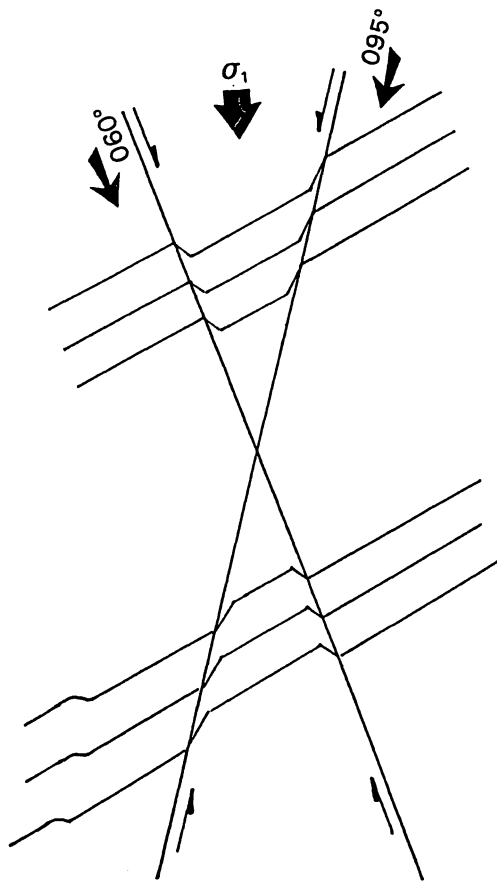


Figure 9. Conceptual interpretation of the Majdal Shams-Kidod Formation outcrop. The limestone-shale unit is cut by a set of NE-SW and ESE-WNW set of shears, apparently of conjugate character. Careful examination of the shear planes will show that most often the NE shears cut across the ESE shears. The open monoclinical structures of bedding indicate bedding-plane (up-dip) slip. It can be observed that the horizontal slip on the ESE planes is dextral rather than the expected sinistral, if the set is truly conjugate with an E-W oriented horizontal σ_1 . Have these shears perhaps formed as secondary (Riedel) shears, as was shown in the Newe Ative outcrop (Figs. 5-6) ?

STOP 8. CONJUGATE SHEAR ZONES IN THE KIDOD FORMATION.

We enter Majdal Shams from the SW and exit through the eastern exit. At our stop, just past the fuel station, we observe a fine road cut of 040°/40° SE dipping Kidod Shales with limestone intercalations. The rock face is cut by a number of upright shear zones. The shears are filled with sheared carbonate veinlets and occur either as individuals or conjugate pairs (Fig. 9). Their general attitudes (with a few exceptions) are;

1. 050-060°/V-75°NW
2. 095-120°/V-70°NE

The NE set generally cuts the ESE set of shears, where distinguishable the latter set are always dextral. Some E-W trending south-dipping faults cut both sets of shears.

On the opposite side of the road, black shales contain narrow zones of spaced slaty cleavage, the cleavage planes dip 30° towards the NW.

Majdal fault. They breccia zones strike about N-S and it is ambiguous if they are compressional or extensional features of the fault zone.

STOP 7. THE YA'AFURY DIATREME AND VICINITY.

At this location the geology of the Ya'fury diatreme (Fig. 8) it's various components and structural setting will be examined. The diatreme is a WSW plunging small explosion pipe, one of a number of satellite-like bodies around the parent Guvta Eruptive (Fig. 1). The pipe appears to be roughly funnel-shaped, about 200 m maximum diameter but rapidly narrowing down towards it's feeder dyke. What probably comprises it's feeder is a basaltic dyke flooring a small graben of Kidod Fm. (J5) shales within the Hermon Fm. (J4) limestones. Similar to some of the other pipe-like explosive volcanic features in the area violent explosive activity was initiated near the Kidod and Hermon formations interface as rising hot basaltic magma passed from aquifer into the impermeable shales and marls of the J5 aquiclude. The small collapse graben, and others in the area, are attributed to fault slip above and in front of the laterally propagating feeder dyke. Such a feature is characteristic of volcanic rift zones where dyke intrusion generates normal faulting and graben subsidence (Rubin, 1992). The orientation of the diatreme and bounding graben was probably influenced by the ENE-WSW orientation of the regional stress field (Fig. 10A).

The diatreme consists of numerous magmatic elements and it's history was long and clearly multiphasal. The eruption history was in the following stages:

1. **Pre-vent Phase;** emplacement of early (pre-diatreme) dykes near the junction of the Corral and Majdal fault zones.
2. **Vent Clearing Phase;** generation of tuffisite (intimate mixture of volcanoclastic and sedimentary (Kidod Fm.) constituents, very likely formed by intense fluidization.
3. **Main Phase;** intrusion of main phase polymict volcanoclastic breccia. It is very likely that at this time a small maar volcano erupted at the paleosurface.
4. **Green Breccia Phase;** a complex mega-breccia with abundant large sedimentary clasts from the Jurassic column and abundant sulphide minerals in the matrix.
5. **Alkali Basalt Phase;** passive emplacement of alkali basalt with abundant kaersutite and plagioclase megacrysts and carrying lower crustal xenoliths of granulite, websterite and spinel gabbro.

The various elements of the diatreme including features of syn-emplacement compressional deformation by fluidization will be shown and, time permitting, discussed.

towards 080°. The dominant trends of the dolomite breccias in this area are E-W/V, NNE-SSW/45° E and SE-NW.

Microscopically the dolomites can be divided into the following dominant varieties, arranged in paragenetic sequence (classification of Sibley and Gregg, 1986 is employed whereas previously referred to idiotopic and xenotopic are presently referred to as planar and nonplanar types):

Type 1. Main Type: unimodal, planar-s, more rarely nonplanar. Most dolomite crystals are subhedral to anhedral with straight boundaries and numerous crystal-face junctions. Porosity is low.

Type 2. Vein Type: these are microveins of unimodal to polymodal dolomite, the crystals are coarse nonplanar to planar-s types passing to saddle dolomite and/or prismatic and fibrous (rarely sigmoidal) varieties. The large crystals are always strained, growing normal to the vein walls.

Type 3. Shear Zone Type: the crystals are polymodal, planar-e types. Most are euhedral, zoned and lie in a matrix of clays, microbreccia and broken crystals. This type may pass into a dolomite tectonite, or dolomite cataclasite, with increasing deformation. The latter is manifested by a strong preferred dimensional orientation of strained, microfractured and broken crystals. Microshears are generally present in this variety.

Late, forcefully, perhaps explosively emplaced, milky white calcite net veins are characteristic of the dolomitic shear zones. The calcites are medium to coarse crystal-line and fine to coarsely twinned, and more rarely are concentrically zoned. They are always associated with meso and microbrecciation and replace the dolomites (dedolomitization ?) to various degrees. In the latter case the calcites comprise zoned rhombs.

At the road turn we see that the Orchard Dyke and the Golany dolomite belt terminate sharply along an E-W trending fault zone (the Corral Fault, see also Fig. 10A). This fault meets a 050° trending fault near the Ya'afury Diatreme (**Stop 7**). The junction of these structures is a spectacular area of dolomitization and generation of complex dolomite (hydraulic) breccias.

The dolomite belt continues and thins rapidly along the NW flank of the NE trending vertical fault (the Majdal Fault, Fig. 10A), roughly paralleling the road entering Majdal Shams, and thins out to nothing near the entrance into the village. A well developed 350° to N-S trending disjunctive cleavage is seen here in the limestones along the fault zone, the cleavage does not transgress into the dolomites and may thus pre-date dolomitization. Often the cleavage appears to parallel stylolite seams. Numerous explosive breccia zones (breccia dykes ?) occur along the footwall limestone to the

STOP 6. The Orchard Dyke, its contact aureole and tectonics.

We stop at the corral, there are many geological features of interest at this site, examine them and observe in particular the following:

1. Faulting on the Orchard Dyke. Walk past the corral towards the edge of the hill. You are presently on the southwest wall of the Orchard Dyke. The view towards the north shows that the dyke appears to have been displaced, or deformed, in a right lateral sense along the eastern bounding fault of the Guvta Fault Zone (the EGF). If a dextral displacement of about 300 m is a correct interpretation of the dyke configuration, then movement on the fault must have taken place previous to the emplacement of the Guvta Eruptive breccia (about 1 km to the SW) whose age is ca. 115 Ma (Fig. 1, 10B and discussion below).

2. Contact Metamorphism and Tectonics. Near the corral, along the contact of the (deeply weathered) dyke against the J4, a deep grey to black coloration passing gradationally into a white (marble) rock defines the contact aureole. The calcite marble is particularly interesting, stylolites are profuse, the columns strike from E-W to ESE-WNW, but ca. 80° pointing columns appear to be dominant. Brown veinlets, many of which microscopically are revealed to be conjugate microshears (Fig. 7), trend NE-SW and SE-NW. One particular set of veinlets (youngest and seen in vertical section only) dips about 25° towards the east. Spaced slaty shear zones dip 30-40° towards 130° with occasional lineations (slickensides) on shear planes plunging down dip and clearly indicating subhorizontal-up dip, transport. Vertical breccia zones of dolomite strike 080 and 130° and a few 090° trending faults with sheared calcite rhombs clearly indicating vertical, E-W sinistral strike-slip faulting.

Microscopically an oriented section cut normal to east-dipping veinlets shows that in discrete microshears rhomb wedges are filled with fibrous calcite and show an up-dip (sinistral) sense of shear. The matrix consists of subelliptical to subpolygonal twinned calcites showing good dimensional and optic (crystallographic preferred orientation of the c-axes) preferred orientation, apparently in two directions. This tectonite foliation trends roughly N-S and collectively with the long axes of stylolitic columns (E-W) and sense of displacement on syntectonic veinlets (Fig. 7) indicates an important phase of compressional deformation with an approximately E-W oriented σ_1 .

3. Dolomites, Shear-Fault Zones, Breccias etc. Along the trail towards the NNE, we can observe that dolomite-limestone contacts are generally sharp and variable in character. Some are along NNE trending mesofaults whereas in some cases coarse bedding parallel stylolite seams may define a sharp contact zone. In most cases however, the dolomites are clearly tectonized in the sense of comprising complex and numerous varieties of breccia. In particular, at the road bend, note one variety of dolomite breccia with coarse white calcite cement. A pseudo foliation dips about 26°

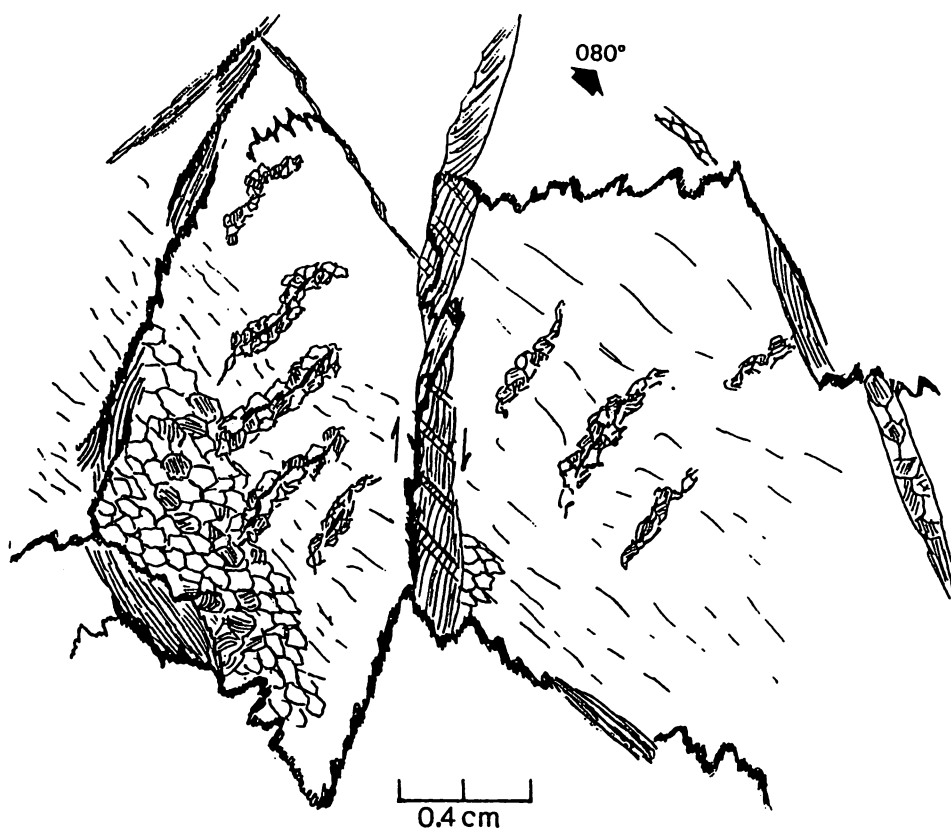


Figure 7. Microscopic sketch of black, contact limestone (incipient marble, Stop 5 at Orchard Dyke) showing the relationship between syntectonic microshears, stylolites and an early tectonite fabric. Fibrous calcites are strongly elongated, curved or warped in micro-kink bands, their elongation is parallel to the microshears and growth was preferential along long arms of some stylolite seams (compression bridges ?).

The orientation of metamorphic-matrix calcite (schematically illustrated in portions of the section) is parallel to one set of microshears. Somewhat folded lenses of coarse, non-deformed calcite, often with a clayey seam in the core may indicate late-kinematic growth of coarse (marble) calcite in extension zones (perpendicular to the direction of maximum incremental stretching) or perhaps relicts of bedding. The orientation of the principle compression axis, based on the field orientation of stylolite columns, is here estimated to have been about 080° . This is compatible with dextral slip on the ENE oriented microshear, the preferred orientation of the long axes of budding metamorphic calcites and orientation of the NNE trending fiber bands. The tectonic stylolites appear to have formed both during and after the compressional deformation here manifested.

The matrix calcite fabric is much exaggerated in size relative to other elements in the section. Section AS93/22a.

with a slaty cleavage strikes $080^{\circ}/V$. Nearby discreet mesoshears have an attitude of ca. $050^{\circ}/\pm 15^{\circ}$ SE. Note that these attitudes of shallow SE dipping shears reappear and are therefore a widespread feature.

The excellent view towards the NNW shows the settlement of Newe Ativ and the NE culmination of the Guvta tectono-magmatic graben, the closure of which is clearly decorated by a broad NNW-SSE trending basaltic dyke (green, terraced area).

Substop 3. At about 300-400 m (until the only tree in the area). Numerous subhorizontal breccia zones in limestone become increasingly more prominent. Slightly sigmoidal en-echelon veins of calcite cut the limestones. Stylolites both cut and are cut by the veins implying they formed simultaneously and are thus related (dissolution-emplacement). Some of the veinlets appear to form a conjugate set, with sinistral shearing on SE trending and dextral on NE trending veinlets. Other veinlets trend E-W and NE (060° and 090°) and with related stylolite columns, in contrast to previous orientation, all these indicate an E-W oriented σ_{Hmax} .

As we again pass into dolomites we observe the following: Most of the dolomites are brecciated, the breccias are monolithologic and clasts appear to define a (pseudo) foliation, individual clast are somewhat linear. The attitude of the breccias zones is about $030^{\circ}/40^{\circ}$ ESE and the clasts plunge approximately down the dip plane. About 50 m further, the dolomites reveal a well developed cleavage and quite spectacular recumbent isoclinal mesofolds. The planar, locally slaty cleavage, is apparently axial planar to the folds, its attitude is about $015^{\circ}/45^{\circ}$ ESE. This is clearly a tectonic fabric, notably it is concordant to most others (which admittedly were somewhat speculative) previously established along this traverse.

Note the broken chert fragments (top J4 ?) lying within the cleavage and also defining a lineation identical to the clasts in the breccias seen above. They clearly indicate fragmentation during dolomitization, within the protolith J4 unit.

An altered amygdaloidal (calcite amygdales) basaltic sill strikes across this deformation zone, notably it does **not** seem to possess the slaty cleavage so well seen in the neighbouring dolomites. **Is it possible that the Early Cretaceous sill was not affected by the deformation described above, and is therefore younger than this tectonic event ?**

The deformation here seen characterizes this whole dolomitized area. Perhaps over 50% of the dolomites are brecciated, or were emplaced as breccias, as well as some of the immediately neighbouring limestones. In general, vertical breccia zones strike E-W and NNE-SSW whereas others dip up to 45° towards the E or ESE. A crude cleavage, or spaced slaty shear zones, are often present and show attitudes similar to the breccias above.

whereas small NNE trending cross faults tend to be all dextral. Numerous altered dykes are present, most trend 070°-080° and fine internal zones of slaty cleavage strike 090°/75° N and ca. 120°/70° N. Near the Ma'ale Golany road intersection the light grey J4 limestones become black near basaltic dykes occasionally passing into white crystalline contact marble.

STOP 5. MA'ALE GOLANY...lower.

Dolomites, Hydraulic Breccias and Recumbent Structures

At the junction of Ma'ale Golany and the Hermon highway we start a 2.0 km walk, down an old (Roman-period ?) road towards Newe Ativ. The traverse will take approximately 2.5 hours (brisk walking) and will include our lunch stop.

Substop 1. J4 limestone dipping gently towards the SE, which is the regional attitude in this area. Note numerous bedding-parallel stylolites. Some stylolites are however of tectonic character and show N-S oriented columns and together with N-S striking calcite veinlets indicate a N-S oriented σ_{1H} . This is interpreted as exhibiting the latest-Neogene maximum compression direction.

We are here at the edge (near the stratigraphic top) of the zone of dolomitization within the Golany Shear Zone. Observe the vertical contact of the dolomite bands against the limestone and some fine shear zones with dolomite breccias implying forced or tectonically controlled dolomitization. The attitude of the 5-10 cm wide shears is 080°/65° S whereas in some fine shears (in the limestone) about 055°/35° SE. Do the latter possibly define shallow SE dipping micro-thrusts?

Substop 2. About 60 m. Note conspicuous zones of en-echelon extension fissures and microbreccia. The fissures and neighbouring stylolite columns trend about N-S indicating a N-S (Neogene) oriented σ_{1H} .

At the road turn we enter the main dolomite horizon. The contact limestone-dolomite at this location appears to be subhorizontal and parallel to the bedding. Many fine calcite veinlets cut the dolomite, their attitude is 090-100°/10-15° S, a direction which subsequently switches to 050-055°/10-15° S dips. Note that crystalline calcite in the veinlets grew inward from the vein walls which curiously is also against the direction of compression of the overlying sediments. At times such veinlets, which are an important regional characteristic of the dolomites, appear to define, or follow, a crude subhorizontal cleavage.

Numerous vertical faults strike about 050°. Calcite wedges and attitude of slickensides indicate oblique sinistral movement took place on this fault set. We pass a large area of late speleothems (flow-stone) filling fractures and cave openings. A clayey dyke

The slaty zones are altered (kaolinitized) and subsequently sheared basaltic dykes. Microscopically the zones of slaty cleavage are clays (kaolin) with some dolomite and opal also present; a very subtle **conjugate** microfabric of the clay fraction minerals may be distinguished under crossed polars. Were emplacement, shearing and alteration of the dykes a synchronous process? Whatever the case, the evidence implies that (a) either kaolinitization took place before the earliest tectonic history of the Hermon (Early Cretaceous?), or (b) that the shearing deformation is very young (Syrian Arc? Neogene?).

STOP 3. GUVTA ERUPTIVE AND SURROUNDINGS....an overview.

The stop affords an excellent view of the stratigraphy of the top Jurassic, the character of the Haluza Fm. erosion surface and some of the magmatic units in the Newe Ativ area. Beneath, the NE segment of the breccias of the Guvta Eruptive complex is seen.

STOP 4. GOLANY SHEAR ZONE

We drive via Newe Ativ past the entrance into Majdal Shams and up Mt. Hermon to just past Ma'ale Golany, about 1 km NE of where the gravel road intersects the highway.

The Golany Shear Zone is a NE (ca. 030-050°) trending highly complex, over 500 m broad fault-shear zone decorated in particular by breccias and cataclasites, dolomitized J4 limestones and many discontinuous bands of altered ENE to E-W trending basaltic dykes. The zone is bound on the NW by the NE continuity of the Guvta tectono-magmatic structure, it parallels Biq'at Guvta and continues via Emeq Bolan into Syria. The Biq'at Guvta dolina is floored by a basaltic plug (with a curious sigmoidal morphology), one example of the numerous magmatic bodies which line this conspicuous deformation zone.

The road along the Guvta fault line towards the NNE is a **chaotic breccia front**. At our stop we observe a number of ca. 070-090° striking vertical dykes, all are kaolinitized and surrounded by dolomites. Notably, above the Ma'ale Golany road and stratigraphically higher, most dykes are **not** kaolinitized or associated with dolomitization. Observe that some dykes appear to have propagated within a certain specific elevation within the J4 with dolomitization mushrooming around the dyke. A cleavage can be seen in many of these clayey dykes, the dominant dyke trends at this location are 065-070°/V.

Along the road cut to the SW we observe the complexity of the deformation and dolomitization. Many generations of fault planes are present, in general one important 050° striking slip plane with megaslickensides shows a phase of sinistral displacement

narrow, tensile fractures followed by infilling of the open spaces by growth inward from the vein walls of crystalline, often prismatic or fibrous calcites. This is the **crack-seal** mechanism of vein formation (Ramsay, 1980). In the present case the growth of crystals is shown to be both syntaxial (growth from the wall inward, Fig. 5C) and antitaxial in the sense that crystals are in optical continuity across the vein and appear to grow from a median suture line toward the walls.

Curving fibers indicate the changing principal strain increment direction during crystallization (tracking the opening direction of the vein) or rotational strain, during vein growth. Remarkable of many undeformed calcite fibers are deformed fine inclusion screens of wall rock material and/or stylolites. Such a relationship suggests recrystallization of calcites following internal deformation.

It is concluded that a regional 070° - 080° oriented principle horizontal stress determined the geometry of the vertical shear zones and secondary stresses set up by shear couples which also generated the fracture (vein) arrays and regionally a conjugate slaty cleavage in some clayey rocks (Stop 2, below).

STOP 2. GREEN GATE SHEAR ZONE

At this location one of the many shears which appear to have controlled the zig zag pattern of the NE trending WGF (Western Graben Fault) is examined. In addition, we shall see shearing-associated dolomitization and the ca. E-W and NE-SW character of highly discrete conjugate shear zones with an associated slaty cleavage.

The shear zone elucidates one of the E-W to ENE trending branches of the WGF while along its strike it appears to pass into the E-W to ENE trending Graben Dyke and thus illustrating an apparent genetic **dyke-(N-S) extension** connection (Fig. 1). The zone of shearing is about 45 m wide characterized by rusty dolomites, bands of micro and mesobreccia, cataclasites and bands of slaty cleavage. The attitudes of the 1/2 to 1 m wide highly discrete zones of slate are 110° - $090^{\circ}/55^{\circ}$ S till vertical, and $060^{\circ}/55^{\circ}$ NW. It is pointed out that these are precisely the main directions of conjugate shears at **STOP 1**.

The dolomites are complex and a number of varieties (dolomitization pulses) are clearly manifested. Calcite veinlets are abundant and these strike from NE-SW to E-W with the NE-SW set predominant. Microscopically the character of calcite twins (thick bands) combined with straining of dolomites and deformed twin lamella implies considerable deformation took place during and subsequent to vein emplacement. In fine microshears deformed large vein calcites are recrystallized into new subpolygonal calcite subgrains with dolomite rhombs apparently formed simultaneously. In numerous shear-crackle zones both calcites and dolomites are strained and broken indicating that deformation outlasted some of the dolomitization.

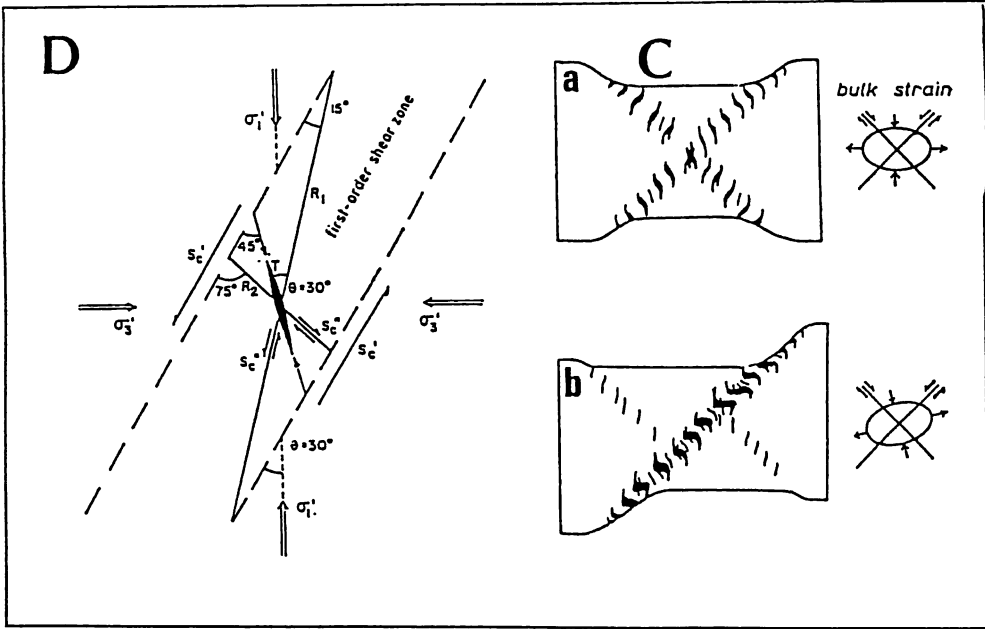


Figure 6C. The geometry of conjugate shear zones after Ramsey and Graham (1970). The type of deformation illustrated is (a) progressive irrotational bulk strain and (b) progressive rotational bulk strain. Compare these sigmoids and sense of shear with those seen at the Stop 1 and illustrated in Fig. 5A.

Figure 6D. Traditional interpretation of en-echelon fractures with respect to primary and secondary stresses (modified after Hancock, 1972). The fracture array is considered a first-order shear zone whereas the en-echelon fractures are thought to be generated by secondary stresses set up by a shear couple acting along the zone. The en-echelon gash veins are considered to have been established as hydraulic fractures and the accumulation of significant strain following the initiation of the en-echelon fracture set resulted in sigmoidally folded tension gashes and faulting on Riedel shears. Veins at about 20° to 40° to an array are according to Hancock viewed to occupy surfaces transitional between shear and extension fractures.

T=tension fracture at 45° to the array, R_1 and R_2 =Riedel shears at 15° and 75° to an array, Sc' =primary shear couple, Sc'' =secondary shear couple, σ'_1 and σ'_3 =primary maximum and minimum principal stresses, Θ =angle between shear fracture and σ'_1 .

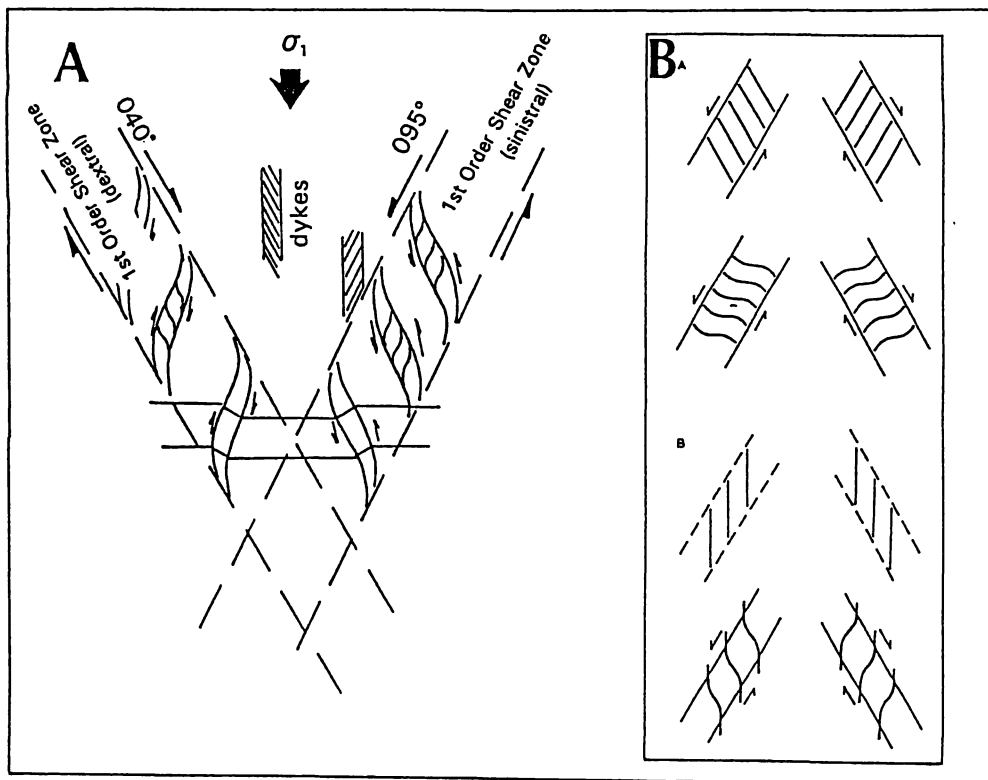
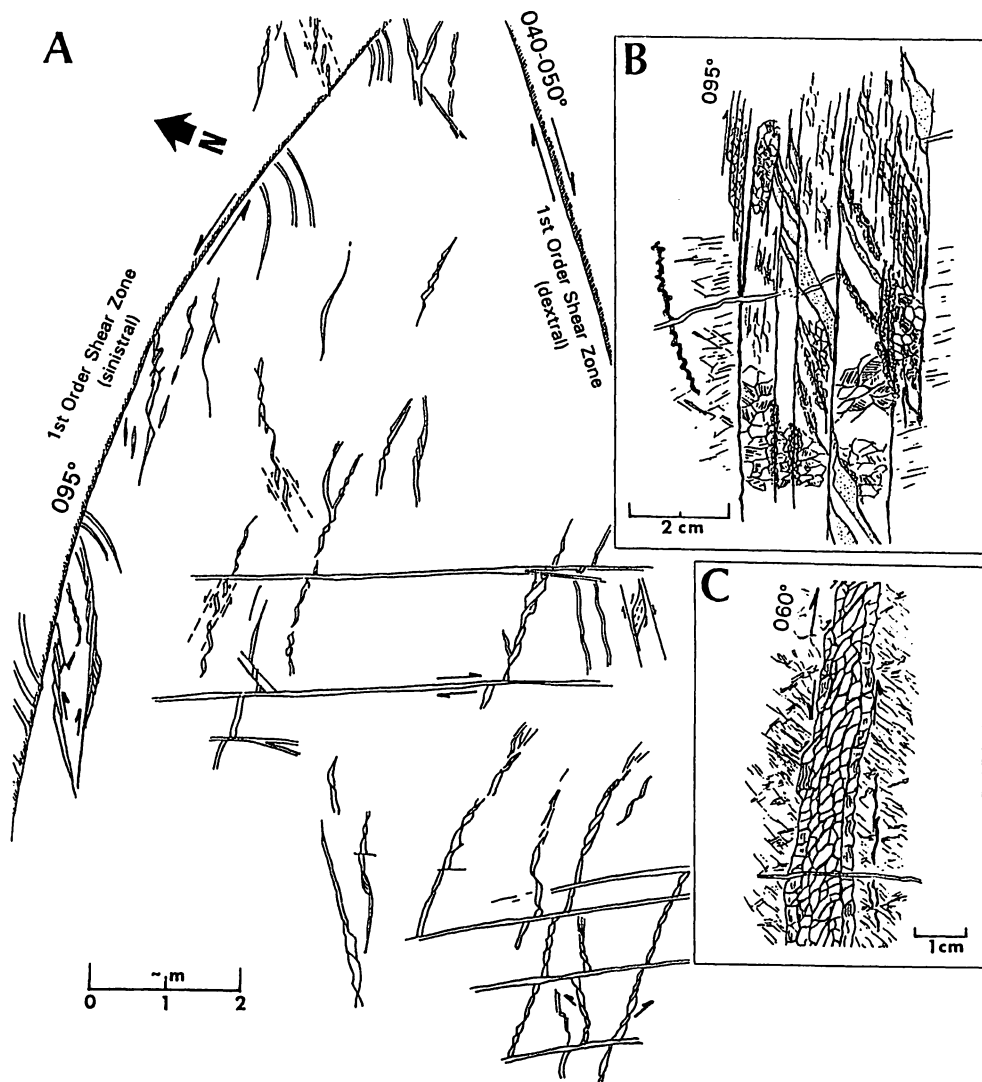


Figure 6A. Explanation to Figure 4, showing a schematic representation of en-echelon sigmoidal vein arrays generated in conjugate shear zones (with opposite sense of shear on shear zones of different orientations). The veins may have initially formed in tension gashes (at about 45° to the primary, 1st order shear direction) and were subsequently deformed (sigmoids and/or faults) along second order Riedel shear directions. Sense of orientation of crystal fibers, inclusion trails or kink-band orientations, are also shown in individual sigmoids. The most frequent orientation of intrusive bodies on the southern Mt. Hermon and the estimated principal horizontal compression axis are shown. This model is a modification of the works of Beach (1975), Dewey (1965) and Hancock (1972).

Figure 6B. Schematic representation of two geometric classes of conjugate en-echelon arrays (before and after deformation). In A, the veins in one set are not parallel to those in the other. In B, the veins in both sets are initially parallel. Note that the veins in one shear zone are parallel to the complementary shear zone, and vice versa. Pressure solution cleavages at right angles to the veins are considered to be an important feature in these shear zones (after Beach, 1975).



Very fine bands trending NNW-SSE across the veins above is an incipient tectonic fabric, microscopically it is seen as a (slightly conjugate) preferred orientation of linear elements in the marly limestone (see below and Figs 5B, C)

The character and geometry of some of the en-echelon segments of veins is consistent with their formation as tensile (dilation) fractures. Nonetheless, most veins are highly deformed occurring as boudins, sigmoids or faulted segments with **the sense of shear in opposite directions**. Such deformation can generally be attributed to either syntectonic emplacement and/or due to deformation which took place subsequent to vein formation. Clearly much of the deformation here seen is shown (microscopically) to have been ductile, extensive in time and accompanied by more than one phase of recrystallization and polygonization (Figs 5B, C).

Close examination of the ca. E-W (050-090°) vein sets shows strikingly complex relationships of the various veins, including bifurcation (a single vein forking into NE and E-W trending branches), en-echelon veins with individual veins showing sigmoidal S and Z-shaped segments and vein pairs in which the NE vein shows sinistral (060°) and the E-W vein dextral (090-110°) meso- and microfaults. Microscopic examinations show that many veins are clearly simple extension veins which formed by opening of

Figure 5A (opposite). Field sketch of calcite veins at Stop 1-The Newe Ativ outcrop. The sketch illustrates the conjugate, bifurcating and occasionally en-echelon character of the 060-090° trending vein network (discussion in text). Master fault-shear zones strike about 095° and 050°. Note some veins showing opposite sense of curvature towards the 090°, breccia filled fault indicating sinistral slip on this shear. The SE-NW vein set, with dextral slip, is much younger and the deformation along these veins was entirely brittle without accompanying or subsequent recrystallization. Scale is approximate.

Figure 5B inset. Microscopic detail on a 095° trending calcite veinlet (Stop 1). The characteristic fabric of the dextrally sheared vein type is shown. Deformation was mostly ductile and accompanied by growth of new calcite grains and subgrains along microshears. A discreet microcleavage in the marly limestone host (fine lines) trends about N-S, which is also parallel to a regional disjunctive cleavage. Wall rock inclusion trails (stippled) and opaque lenses trend about 060°. The N-S oriented stylolite columns reflect a younger-Neogene compression. Section 93/4h.

Figure 5C. Portion of thin section showing 060° trending veinlet. Orientation of calcite crystals indicates syntaxial growth (from walls towards center of vein) and inclination of crystal trails points to sinistral movement on the vein during crystallization. Fine, younger dextral shears (part of conjugate set) on the vein and a slightly conjugate microcleavage in the matrix are also shown. Section 93/4f.

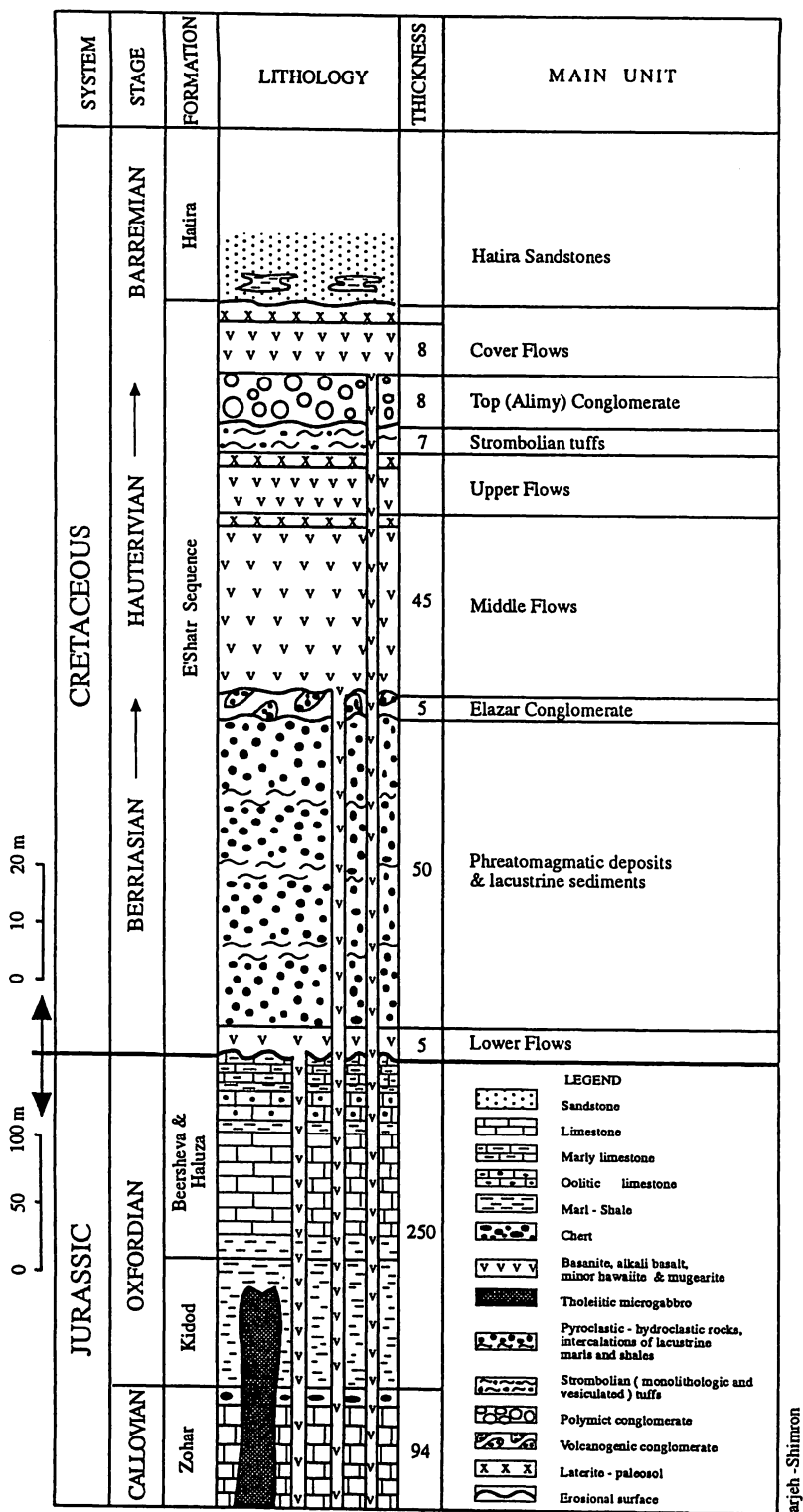


Figure 4. Idealized composite stratigraphic column for the Late Jurassic to Early Cretaceous sedimentary and magmatic units in the SE Mount Hermon area (after Shimron and Peltz, 1993).

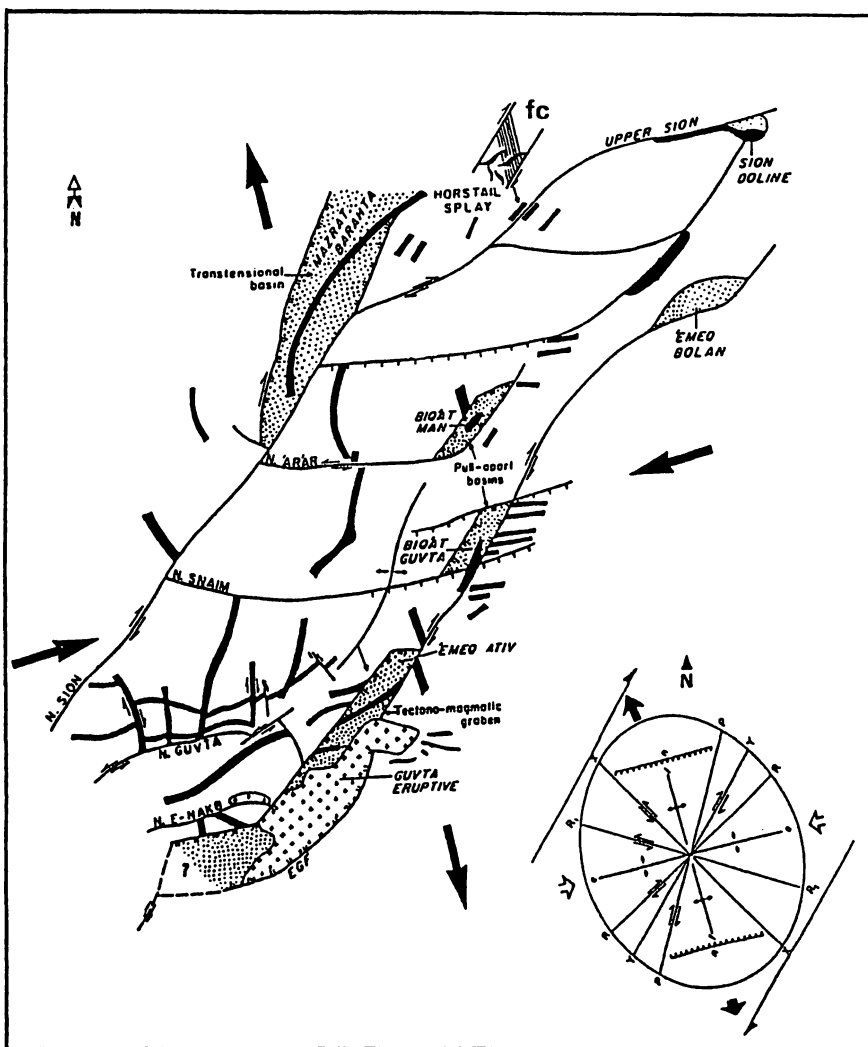


Figure 3. Early (Shimron, 1989) regional interpretation of the tectonic setting of the SE Hermon Range. Large NNE dextral (the Guvta fault) and E-W sinistral structures were interpreted to comprise a conjugate set. Thick arrows are estimated axes of extension and shortening. The approximately NNW-SSE direction of extension is compatible with the predominantly 070-080° trend of most basaltic dykes in the area.

frequently it is seen that the breccia was explosively emplaced into the overlying sedimentary blocks. The overall appearance is of roof pendants of Jurassic sediments lying within an explosive mafic volcanic complex. At least one large slide block (the Maman Slide, Shimron and Peltz, 1993) of ca. 130-110 Ma old volcanic with epiclastic and lacustrine rocks slid into the "graben" implying that a paleo-depression, or some sort of elongated fault-bound crater was already present at the site during the Early Cretaceous. Indeed, it is likely that the oldest intrusive unit in the area, the Snaim (tholeiite) diabase-gabbro mega dyke (Shimron and Lang, 1989) may have played an important early role in defining the geometry of this tectono-magmatic depression.

The bordering (Eastern Graben-EGF, and Western Graben-WGF) faults of the complex are not simple normal faults but show evidence of a complex history with two phases of strike-slip and one phase of normal faulting manifested on many fault surfaces. The faults follow a zig-zag pattern with NNE (030-050°) and E-W (70-90°) trends dominant. Similar NE and E-W trends are also defined by the main segment of the volcanogenic breccia within the graben and a $\pm 080^\circ$ trend is manifested by dykes beyond the eastern periphery of the eruptive (Fig. 1). Based on these data the collapse of the evolving tectono-magmatic graben is attributed to a combination of volcanic and tectonic processes whereas the pattern of its boundaries to pre-existing, or simultaneously generated, lines of tectonic weakness. The latter also reflect a regional tectonic pattern (faults, shear zones, fractures).

EXCURSION STOPS:

Observation Point. We leave from the Banias area, cross Nahal Sa'ar and view the Nimrod Fortress to our left (north). A line of trees, shrubs and brown rocks (dolomites) define a kaolinitized basaltic dyke which extends from beneath the fortress towards the Banias springs. Most of the valley beneath the fortress is occupied by volcanoclastic breccia of the E'Nakeb diatreme (Fig. 1).

STOP 1. THE NEWE ATIV OUTCROP

The Neue Ativ outcrop occurs at the junction of the 040° trending Western Graben Fault and a $\pm 080^\circ$ trending dolomitized shear zone. The outcrop, comprising the top of the J4 formation, is cut by numerous calcite veins, however two vein systems can be seen to stand out prominently (Figs. 5, 6), they are (1) a system which includes ENE (050-065°) and E-W (080-090°) trending veins, and (2) an ESE (145-150°) vein set. The latter (dextral) set is clearly younger than the above and deformation along it was brittle. It was associated with Neogene tectonics and with a complete switch of the horizontal principal stresses from an E-W to N-S direction. This phase will not be dealt with any further during the present discussion.

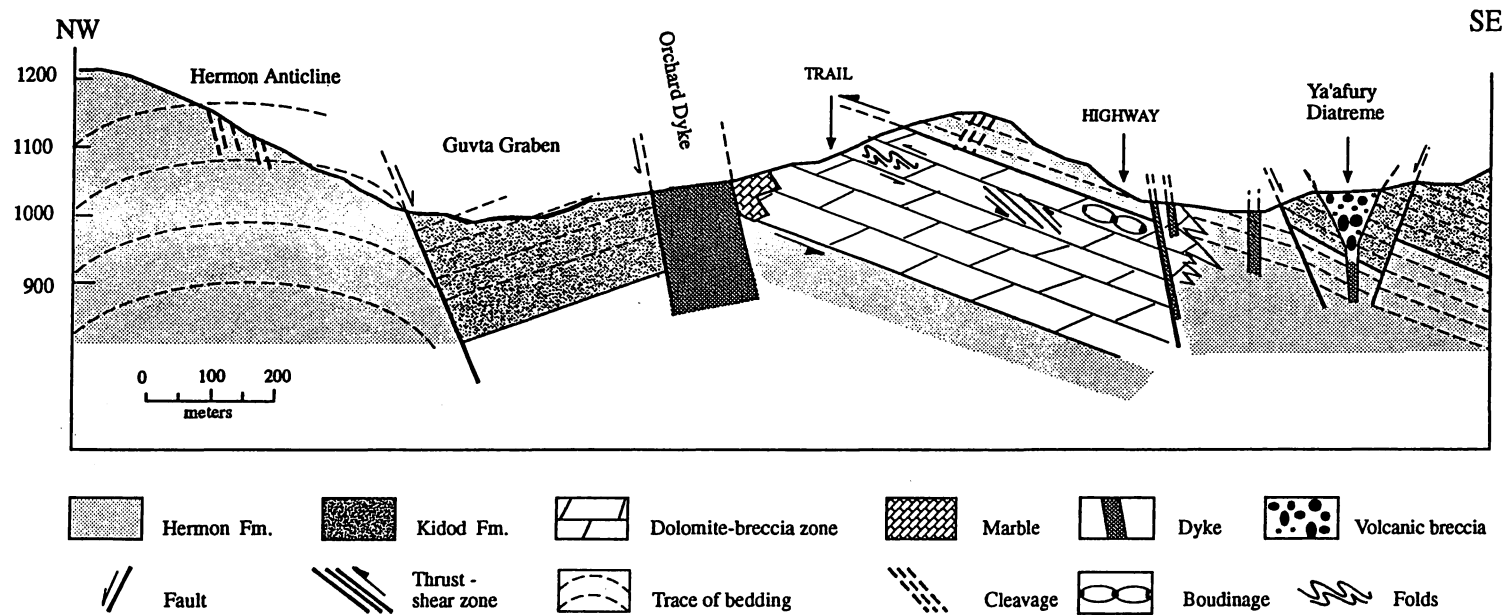


Figure 2. NNW-SSE structural section (A-B in Fig. 1) across the NE segment of the Newe Ativ complex.

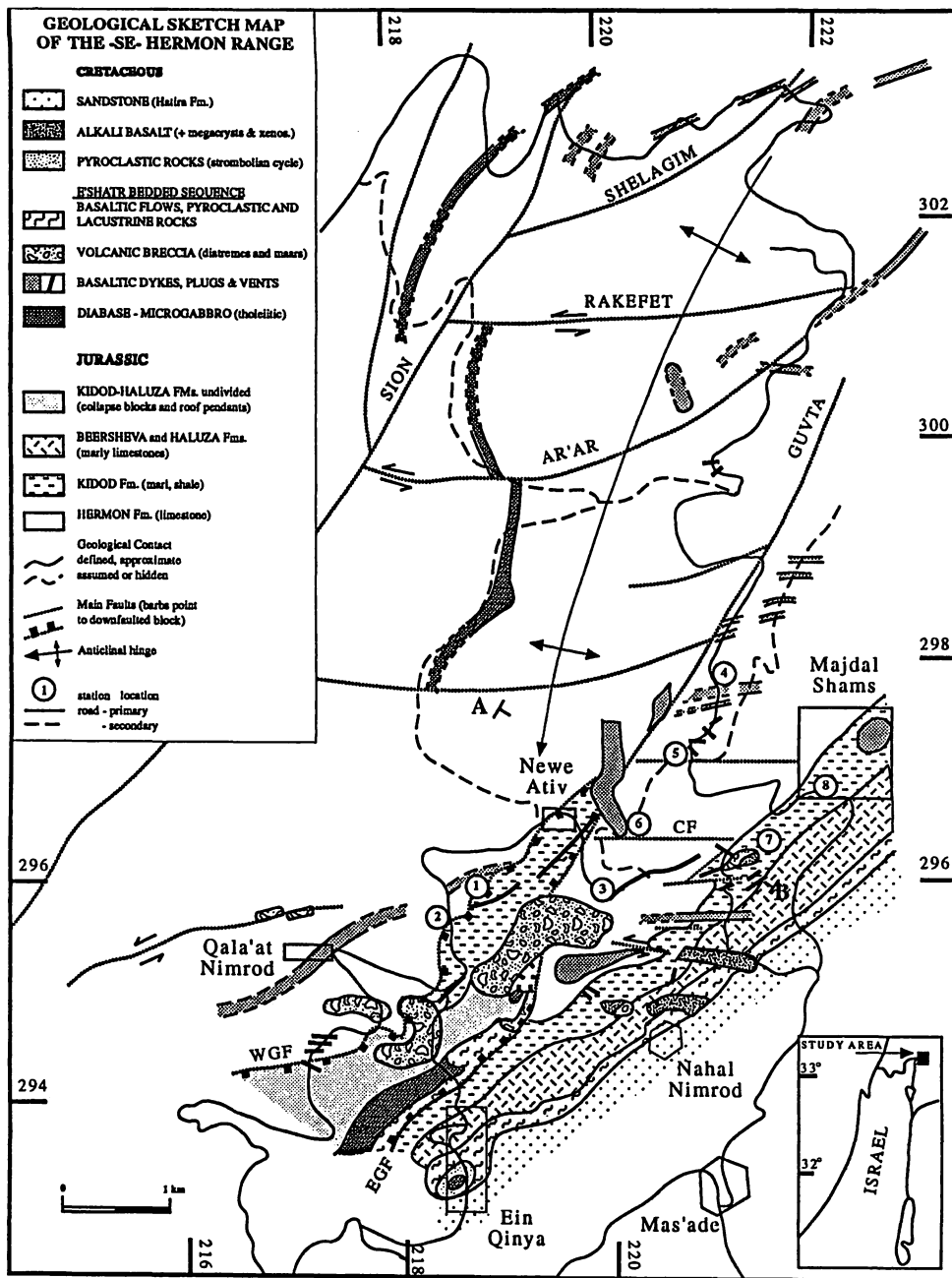


Figure 1. Geological Map of the Newe Ativ Magmatic Complex. Excursion stops 1-8 as indicated.

formation as tensile (dilation) fractures whereas in many tensile veins accumulation of strain culminated in sigmoidal folding and/or faulting in secondary (Reidel) shears. Supporting evidence for syntectonic veins is provided by crack-seal growth of curved antitaxial and syntaxial calcite fibers in deformed veins, indicating rotational strain during deformation, or shearing subsequent to their growth. It is concluded that a regional 070°-080° oriented σ_{Hmax} determined the geometry of the vertical shear zones and secondary stresses set up by shear couples which also generated the fracture (vein) arrays and regionally a subtle conjugate slaty cleavage in some clayey rocks. The orientation of early stylolites, a regional N-S oriented spaced disjunctive cleavage, the geometry of oriented twinned calcite crystals (in contact marbles) within microthrusts, conjugate microshears and subhorizontal shear zones with recumbent mesofolds in dolomite, collectively lend support for the tectonic modelling above.

Discordant linear bodies of dolostone and spectacular dolomite (hydraulic) breccias are spatially associated with vertical NE and E-W and subhorizontal shear zones on the one hand, but also with deeply kaolinitized basaltic dykes on the other. It is speculated that either (1) during cooling of the mafic dykes kaolinitization released large quantities of Mg&Fe in solution promoting widespread dolomitization or (2) high heat flow associated with magmatism and compressional tectonics, facilitated the penetration of hot marine waters into the (shear zone ?) system causing dolomitization. It is proposed that basaltic magmatism, generation of conjugate and subhorizontal shear zones, hydrothermal dolomitization and formation of syntectonic veins were roughly contemporaneous. All are related in space and time, and products of a protracted Mid-Mesozoic phase of magmatism and deformation.

INTRODUCTION

The Mt. Hermon **magmatism and related tectonics** excursion will focus on the area of Neve Ativ where many of the magmatic and tectonic features of the range are well exhibited. We shall examine numerous, apparently related, structural features, some of the magmatic bodies and dolomitization phenomena of J4 limestones. An attempt will be made to discuss the various features from the descriptive and genetic point of view and a common denominator between them will be sought. Hopefully some conclusions will be drawn on the basis of the evidence presented. The main geologic, tectonic and magmatic features of the SE Hermon Range are shown on Figs. 1-3 and a composite stratigraphic column (Fig. 4) summarizes the main stratigraphic features of the area during the Late Jurassic to Early Cretaceous times.

The dominant tectono-magmatic feature in the Neve Ativ area (SE Hermon) is the **Guvta Eruptive Center** (Shimron, 1989a, 1989b, Shimron and Peltz, 1993). Also referred to as the Guvta or Ativ graben it generally comprises a graben, or downsag, of Late Jurassic rocks (Kidod till Haluza Fms.) within the Middle Jurassic Hermon Fm. A major portion of the graben appears to be floored by volcanoclastic breccia and

FIELD TRIP 4

JURASSIC PARK: conjugate shear zones, thrusting, syntectonic veins, basaltic magmatism and hydrothermal dolomitization on the SE Hermon Range

Shimron A. E.

Geological Survey of Israel, 95501 Jerusalem

FOREWORD

The Hermon Range, a rapidly rising horst since the Neogene, has since Late Jurassic times been subjected to a number of complex tectonic and magmatic events. A speculative scenario pertaining to Early Cretaceous tectonism on the Hermon Range was introduced during the 1989 Ramot meeting of the Israel Geological Society which dealt with the geology of northern Israel (Shimron, 1989a). The field characteristics of the magmatic rocks from that Period were examined during an accompanying excursion of the SE Hermon (Shimron, 1989b). The present field trip differs from the former in the sense that it will focus on structural features and evidence interpreted to have influenced the construction of the Hermon Range during the Late Jurassic to Early Cretaceous times. Some of the magmatic bodies and hydrothermal features related to this tectonic activity will also be critically examined and discussed.

On a regional scale, most of the Early Cretaceous intrusive magmatic bodies on Mt. Hermon trend (a) ENE-WSW, (b) NNE-SSW (northern segments) and more rarely (c) NNW-SSE till N-S. Many appear to be concentrated along and in the vicinity of the Guvta fault line. The most conspicuous tectonic manifestations on Mt. Hermon are NNE (040°) and E-W trending major fault sets formerly interpreted as comprising an Early Cretaceous conjugate system with a ENE-WSW oriented principle compression axis (σ_{Hmax} , Shimron, 1989 and Figs. 1-3). The previously described (Ron et al. 1990) Newe Ativ outcrop (21885/29610) occurs at the junction of the important 040° Guvta fault line and a $\pm 080^\circ$ trending dolomitized shear zone. The outcrop is cut by numerous calcite veins, however two vein systems stand out prominently, they are (1) a system with ENE (050-065°) and E-W (080-095°) trends, and (2) an SE-NW (145°-150°) vein set. The latter set is clearly younger and offsets the former in a dextral sense. Set (1) comprises a complex, syntectonic vein system which includes:

- (a) A conjugate set of sheared, frequently bifurcating, veins cut by $060 \pm 10^\circ$ sinistral and 090° - 110° dextral meso and micros shears.
- (b) En-echelon, often sigmoidally deformed vein sets.

The geometry of the conjugate and en-echelon system of veins is consistent with their



ANNUAL MEETING

GINOSAR

FIELD TRIPS GUIDEBOOK

EDITORS:

R. Amit,¹ Y. Arkin,² Y. Bartov,² F. Hirsch²

¹Department of Physical Geography,
The Hebrew University, Jerusalem

²Geological Survey of Israel, Jerusalem

28 FEBRUARY – 2 MARCH 1994

Application of Radar Imaging in Geology

Karnieli, A.,¹ Arkin, Y.²

**1. The Remote Sensing Laboratory, J. Blaustein Institute for Desert Research,
Ben-Gurion University of the Negev**

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

Radar images are of particular interest in geological investigations due to enhanced sensitivity to topography and surface material properties that are related to rock type, tectonics, structure, age, geomorphology and geobotany. The independence of radar images with respect to weather and sun angle is an important factor in many interpretation studies.

The Synthetic Aperture Radar (SAR) image, on the front cover, is from the first European Remote Sensing Satellite (ERS-1). This image of northern Israel is a good example of the capability of monitoring both land and coastal environments. Different landforms and covers, such as mountainous terrain, escarpments, drainage networks and agricultural fields as well as geological structures, such as faults, lineaments, folds and volcanic cones are recognized.

Radar imagery of a water surface depends largely on backscatter influenced by winds at the moment of data acquisition. In the negative image, on the back cover, the observer "faces" the source of the radar illumination beam providing an image processing technique which enables visual detection of surface features not usually recognized on the positive image.

The radar image on the cover was kindly supplied by the Laboratoire de Géologie-Géomorphologie Structurale et Télédétection, Université Pierre et Marie Curie, Paris.



החברה הגאולוגית הישראלית
Israel Geological Society

Israel Geological Society Annual Meeting
Ginosar, 1994

Field Trips Guidebook