

סיוור 1:

העתקה צעירה באגן ים המלח – מבנה pull-apart בתצורת הליסאן

יובל ברטוב ואמיר שגיא

המכון למדעי כדה"א, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

מבוא

סיוור זה מציג אזור בלתי מוכר עד כה במרכז אגן ים המלח (איור 1). מבנה אגן ים המלח נחקר מעבודות מיפוי גיאולוגיות שהתרכזו בשוליו ובעבודות סייסמיות שכללו גם את מרכזו. בסיוור זה נציג עדויות שדה הן מהשוליים והן ממרכז האגן.

אגן ים המלח הוא מבנה pull-apart שנוצר בין שני קטעים של טרנספורם ים המלח (Garfunkel, 1981; Arbenz, 1984; Ten-brink and Ben-Avraham, 1989). אורכו כ-150 ק"מ ורוחבו 10-20 ק"מ. האגן מתפתח תוך מתיחה והידקקות של הקרום, המתבטאים בתהליכי שבירה וקימוט

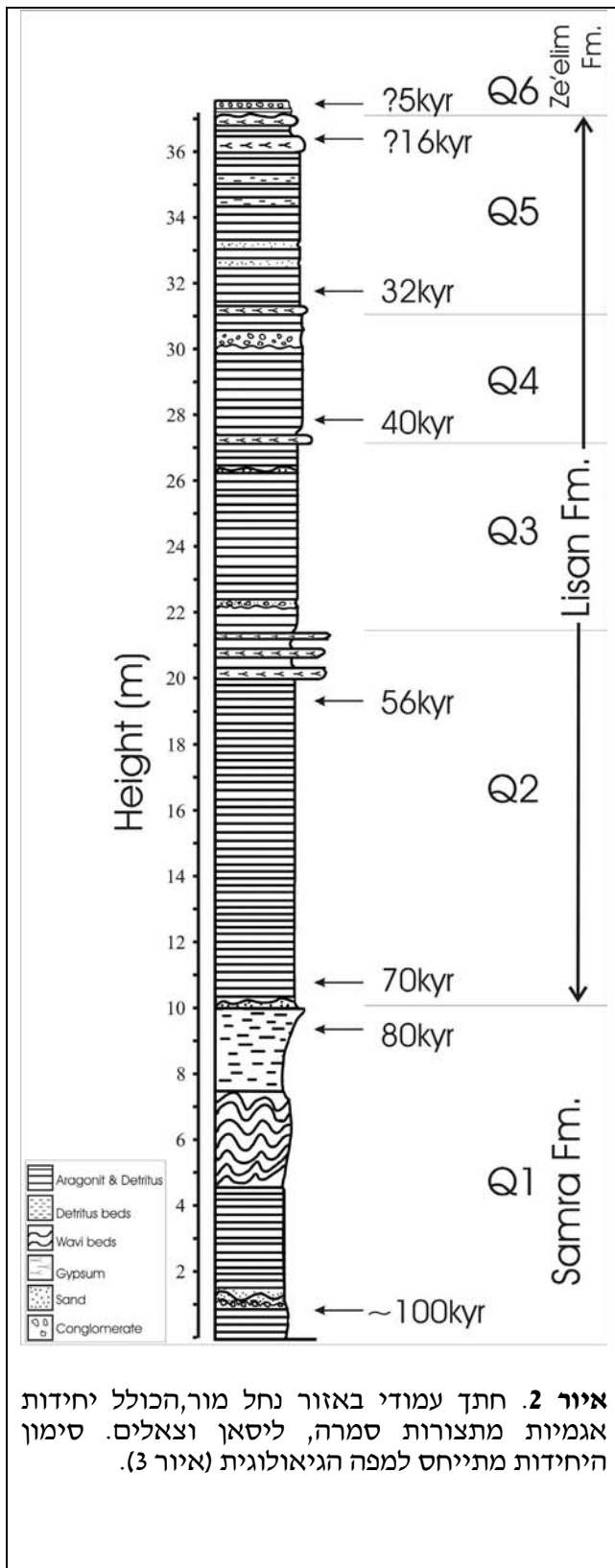


איור 1. צילום לוויין של השוליים המערביים של ים המלח וסימון אזורי הסיוור.

בקרום העליון (Ten-brink et al., 1993). בשוליו חשופים העתקים נורמליים בעלי רכיבי תנועה אופקית (ימנית ושמאלית), היוצרים מתיחה בכיוון מזרח-מערב, ותנועה אנכית (Garfunkel, 1981; Sagy et al., 2003). ההעתקים בתוכו, המוסתרים על ידי משקעים צעירים להם, נצפים בעיקר בחתכים סייסמיים (Ben Avraham, 1987; Neev, 1979, and Hall 1979), ובניטור של אירועים סייסמיים (Shapira, 1997; Shamir, 1997), ומחקר פליאוסייסמי (Reches and Hoexter, 1981; Marco and Agnon, 1995; Ken-Tor et al., 2001). כתוצאה מכך המידע על פעילות ההעתקים באגן מוגבל, והעדויות הישירות לתנועה אופקית, למנגנוניה ולקצביה, מועטות מאוד. בסיוור זה מוצגות תצפיות שדה חדשות על העתקים ומבנים צעירים במרכז האגן ובשוליו.

בתקופת הרביעון התקיימו באגן ים המלח מספר גופי מים המיוצגים על ידי התצורות: סמרה (70kyr) (>), ליסאן (15-70 kyr) וצאלים (15 kyr) (איור 2). משקעי אלה מכסים שטחים נרחבים, וזיהויים מאפשר קביעת מגבלות גיל להעתקים החוצים

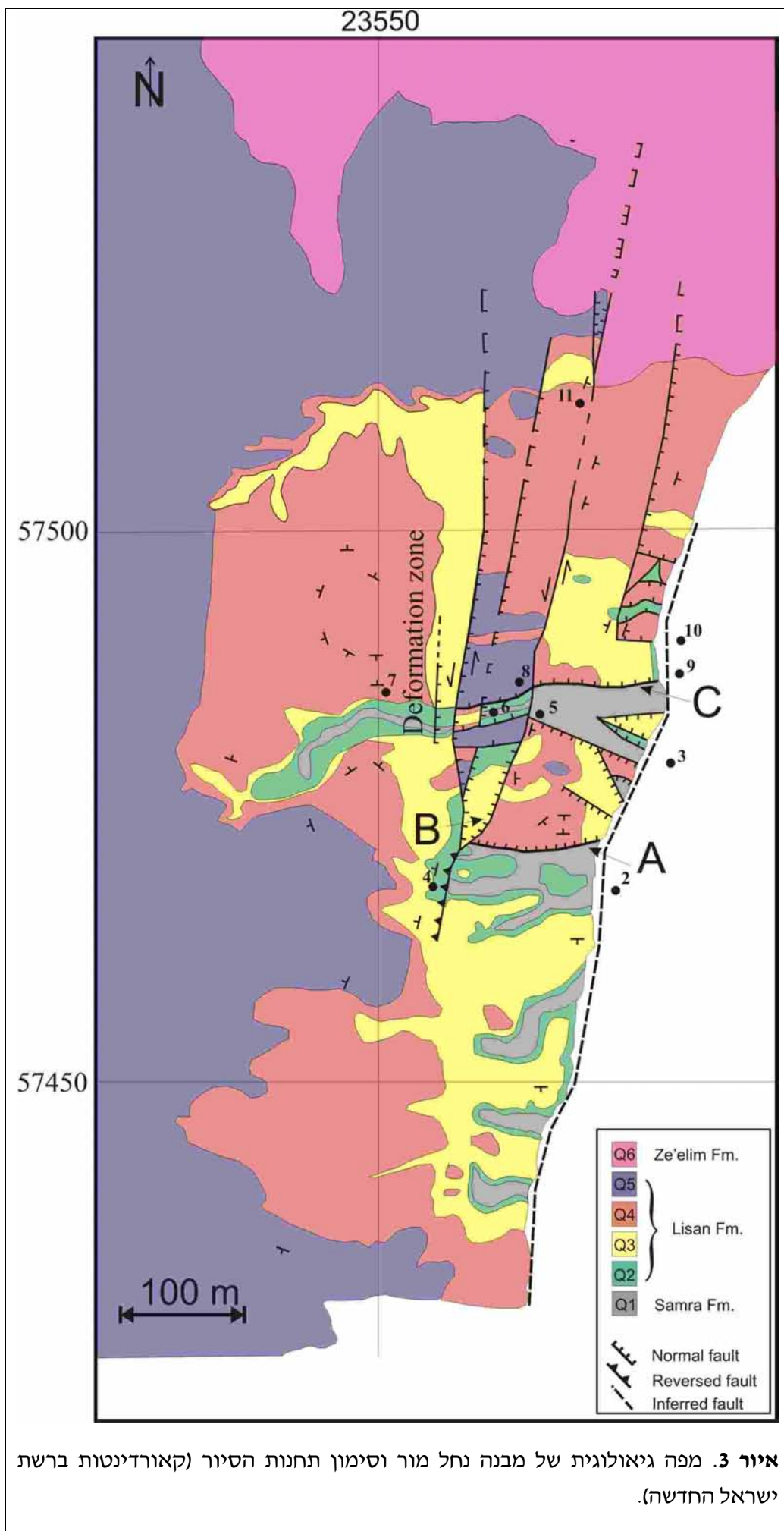
אותם. באזור מצדה ונחל פרסה יוצגו בסיוור העתקים נורמליים צעירים המשתייכים להעתקי השוליים המערביים של ים המלח, ובאזור שפך נחל מור יוצגו תצפיות המצביעות על פעילות בעלת אופי שונה בתוך האגן, הכוללת העתקה בכיוונים שונים, ועדויות לתנועה אופקית.



המבנה החשוף המשתרע על פני שטח של כ- 1 קמ"ר, כולל את העתקי מבנה מור (רוגים) וכיפות בסלעים מגיל פלייסטוקן מאוחר. המבנה מופה בקנה-מידה של 1:5000 (איור 3), נמדדו התנועות היחסיות של הבלוקים על משטחי ההעתקים, ונקבעו זמני פעילותם. בחלקו הדרום מזרחי של המבנה נמצא אגן מקומי שקוע, שגדלו 150X100 מטר, המוגבל מצפון ומדרום בהעתקים נורמלים שטוחים שכיוונם מזרח-מערב (C,A וצפון-דרום B). בין ההעתקים מופיעים בלוקים המופרדים ביניהם בהעתקים נורמלים, תלולים יותר. באזור הגבוה סטרוקטורלית אשר ממערב לאגן, מצויים שני מבנים כיפתיים. מדרום אותר מצוק המהווה ביטוי מורפולוגי להעתק שכיוונו צפון צפון-מזרח. מצוק זה נמשך כ- 300 מ' דרומית לאגן, וביטויו בנוף נעלם בהדרגה. ייתכן והעתק זה הינו המשך להעתק סדום (כמוצג אצל Larsen et al., 2001)

החתך העמודי הצעיר (איור 2) כולל את חלקה העליון של תצורת סמרה, תצורת הליסאן ותצורת צאלים, בעובי של 38 מ'. הוא מאופיין על ידי יחידות אגמיות למינריות (ארגוניט ודטריטוס) המופרדות ביניהן באי התאמות, ובהן מסמנים סטרטיגרפיים של שכבות גבס עבות המגדירות את יחידות המיפוי (איור 3) מ-Q1 ועד Q6. גיל היחידות כאן נקבע על ידי קורלציות סטרטיגרפיות לחתכים מתוארכים

ממישור מצדה ונחל פרצים (Schramm et al., 2000).



היבטים סטרוקטורליים במבנה נחל מור (העתק רוג'ום)

המבנה הסטרוקטורלי באזור שפך נחל מור (העתק רוג'ום) מצביע על קיומו של pull-apart מקומי שפעל בזמן השקעת אגם הלשון ולפניו. להלן סיכום העדויות להבהרת הגיאומטריה של המבנה, והנימוקים לתנועות האופקיות שנקבעו על גבי ההעתיקים.

1. במבנה נחשפים העתיקים אורכיים שכיוונם צפון-צפון-מזרח, והעתיקים רוחביים הניצבים להם, בכיוון מקורב של מזרח-מערב.

2. ההעתיקים הראשיים (A ו C) בכיוון מזרח-מערב הם העתיקים נורמליים, בהם הגוש הרוכב הוא הצפוני. התנועות הורטיקליות המדודות עליהם הם 10-20 מ', ומכיוון שמשטחיהם שטוחים ביותר (12° ו- 20°), מגיעה כמות המתיחה עליהם לכ- 50 מ' ובסה"כ המתיחה בכיוון זה היא כ- 110 מ'.

1. מאחר וההעתיקים הרוחביים ניצבים ונפגשים עם ההעתק האורכי, תנועת המתיחה מתבטאת בתנועה אופקית על ההעתק האורכי (B).

3. ההעתק האורכי (B) נחשף בשלושה מופעי העתיקים: הפוך, נורמלי ואנכי (המלווה בדפורמציה נרחבת). הופעה זו הינה אופיינית להעתיקי תנועה אופקית.

4. ממערב למבנה, ובצמוד לשוליו, נחשפת כיפה סטרוקטורלית הנשענת על העתיקי האורך של המבנה. תופעה סטרוקטורלית זו אופיינית להעתיקי תנועה אופקית.

5. בחתכים סייסמים שנעשו באזור נצפתה העתקה משמעותית בעומק (Grossowicz and Gardosh, 1992).

6. המצוק בחזית המזרחית בולט מדרום למבנה, ונעלם באזור ה pull-apart עם הופעת העתיקי הרוחב. להערכתנו מצוק זה מהווה את המשכו של אזור ההעתק האורכית אל מחוץ למבנה מור, לעבר העתק סדום.

תצפיות אלו מהוות עדות ישירה להעתק תנועה אופקית בתוך אגן ים המלח. מבנה ה- pull apart המוצג מהווה מודל מוקטן (איור 4) לזה שהוצע עבור ים המלח בעבודות קודמות. נדגיש כי העדויות המובאות כאן מצביעות על תנועות אופקיות בפני השטח בלבד, וביטויין בתת הקרקע עשוי להיות שונה. כן יתכן וכמה מן ההעתיקים משנים נטיותיהם או מתלכדים בעומק (מבני פרח?).

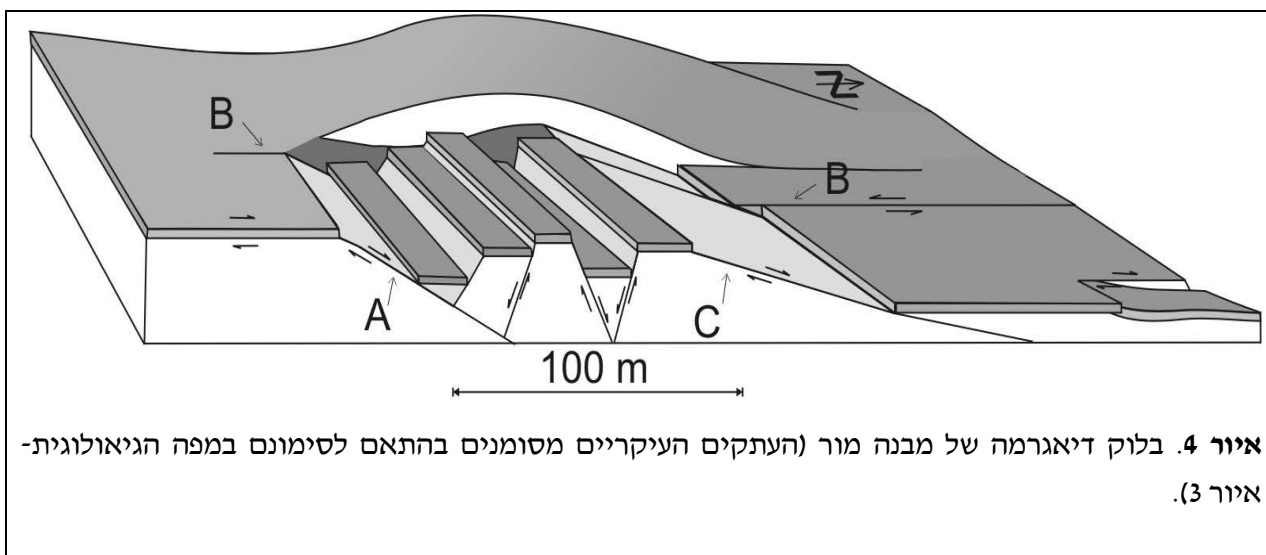
תזמון וקצבי תנועה

סדר האירועים לפעילות באזור הסיור נקבע על פי יחסי השדה בין ההעתיקים והיחידות הסטרוטיגרפיות. הגילים המוחלטים של פרטי תצורת ליסאן נקבעו בעזרת קורלאציה סטרוטיגרפית לחתכים מאזור מצדה ומנחל פרצים.

תצפיות השדה מצביעות על פעילות טקטונית קדומה ל- 50 kyr ב"אזור הדפורמציה" (איור 3) והכיפות הסטרוקטורליות (תחנה 7). לאחר השקעת יחידה Q4 התרחשה פעילות על ההעתיקים האורכיים הנחשפים בוואדי המרכזי (תחנה 6). חלקם חתוכים על ידי העתק הרוחב C ולכן

קדומים לו. העתק האורך B והעתק הרוחב C מציגים יחסי שדה של פעילות משולבת. הכיפה שבשולי המבנה ממשיכה להתרומם לאחר השקעת הגבס של גג יחידה Q4. חישוב קצב התנועה האופקית מבוסס על גיל מינימלי של העתקי הרוחב היוצרים את המתיחה בכיוון צפון-דרום (נקבע על פי בסיס יחידה Q5). עובדה זו מגבילה את גיל התנועה האופקית ששיעורה הכולל 110 מ', להיות צעירה מ-30 kyr. מכאן נובע קצב תנועה ממוצע של 3.5 מ"מ לשנה בפלייסטוקן המאוחר. קצבים אלו תואמים את הקצבים שחושבו עבור בקע ים המלח בעבודות קודמות, הלוקחות בחשבון את מלא התנועה בין הלוחות של ערב וסיני (Eyal et al., 1981).

קצבי התנועה האנכית בתקופת הפלייסטוקן העליון גם היא ניתנת לחישוב. העתקים צעירים שנצפו בשולי האגן באזור מצדה (ברטוב, 1999) מציגים קצבי תנועות אנכיות של 0.3 מ"מ בשנה. בניגוד להעתקי השוליים, במרכז האגן מתרחשת הפעילות הכוללת העתקות אופקיות, ועמן גם תנועות אנכיות בקצבים גדולים יותר. ניתן לחשב את קצב ההשתפלות במרכז האגן על סמך העתקות נורמלית של 20 מ' ב-30 אלף השנים האחרונות, והוא 0.6 מ"מ/שנה. הבדלים אלו בסגנונות ההעתקה והקצבים עליהם תואמים את מודל "ההפרדה" (slip partitioning), לפיו העתקי השוליים הם למעשה ביטוי לתנועות לתוך הבור המתהווה במרכז האגן, ולתנועה האופקית המתרכזת במרכזו (Garfunkel, 1981; Sagy et al., 2003).



תחנות הסיור

תחנה 1: העתקי השוליים בנחל פרסה

בנחל פרסה חשופים גופי סלע המשתייכים לחבורת יהודה, המועתקים וכפופים לכיוון מערב כחלק מרצועת השוליים המערביים של אגן ים המלח. באזור בו חוצה הנחל את מצוק ההעתקים נראים סלעים של תצורת חצרה וסלעים צעירים יותר, עד הפלייסטוקן המאוחר (עגנון, 1983). האזור מחולק לשלושה בלוקים עיקריים: מזרחי, תיכון, ומערבי, המופרדים על ידי העתקים נורמלים וכפיפות (איור 5). החתך כולל את סלעי פרט צפית של תצורת חצרה (קנומן) ותצורת נצר (טורון) מעליהם משוכבים סלעי חבורת הר-הצופים (סנון). משקעי חבורת חצבה מונחים על תצורת ע'רב, ותצורת הליסאן מונחת באי-התאמה על הסלעים העתיקים יותר. בבלוק זה נראית כפיפה אסימטרית הנוטה לכיוון מזרח צפון-מזרח, באורך גל של כמאה מטרים. נטיית השכבות משתנה ומגיעה ל- 60° לכיוון מזרח באגף המזרחי של הכפיפה. העתקים קטנים וסדקים רבים חוצים את השכבות, חלקם יוצרים כפיפות משניות בשכבות שמעליהם. הזריקה הסטרטיגרפית בין הבלוק המזרחי לבלוק התיכון היא של 50-70 מטרים. הבלוקים התיכון והמערבי מופרדים בהעתק המציב את תצורת נצר ממזרח אל מול פרט צפית, כאשר דרומה על גבי אותו העתק, נצפים סלעים מתצורת מישאש מועתקים אל מול פרט אבנון. ההעתקה הסטרטיגרפית של העתק זה היא של כ-300 מ', ולפיכך ההפרש הסטרטיגרפי האנכי המצטבר כאן לאורך אזור העתק השוליים הוא כ-500 מ' (סכום ההעתקה על שני ההעתקים וכפיפה של הבלוק התיכון). נציין כי ההעתקה המצטברת דומה בשיעורה להפרש הטופוגרפי בין גג המצוק לבסיסו. המצב הסטרוקטורלי באזור נחל פרסה מייצג את סגנון ההעתקה בהעתק הגבול המערבי, בהיותו כולל העתקים נורמלים תלולים וכפיפות א-סימטריות. כאמור לעיל נטיית השכבות המועתקות היא אופקית בדרך כלל, או לכיוון מזרח. אופי סטרוקטורלי זה מוכר גם בקידוח אמונה עד לעומק של יותר מ-2.5 ק"מ (שגיא, 1999), נתוני הקידוחים מעידים (רז, 1983) שמירב ההעתקה מרוכזת בקרבת המצוק הטופוגרפי. המנגנון המכני המתאים ביותר עבור סגנון העתקה זה הוא של תנועות אנכיות המתבטאות בכפיפה ובהעתקה, המאפיין מבנה של כפיפה והתמוטטות לבור מתפתח (Sagy et al., 2003).



תחנה 2: הכרת החתך הסטרטיגרפי הפלייסטוקני באזור שפך נחל מור

התחנה ממוקמת לרגלי מצוק שגובהו כ- 25 מ' הבנוי משקעים אגמיים. בחלקו התחתון נחשפות יחידות סלע מחלקה העליון של תצורת סמרה (Q1) ובהמשך נמצא חתך מלא של תצורת הליסאן (Q2-Q5). להלן פירוט גבולות יחידות המיפוי הנראות במצוק בחתך (איור 6):



איור 6. זיהוי החתך העמודי בשולי מבנה מור.

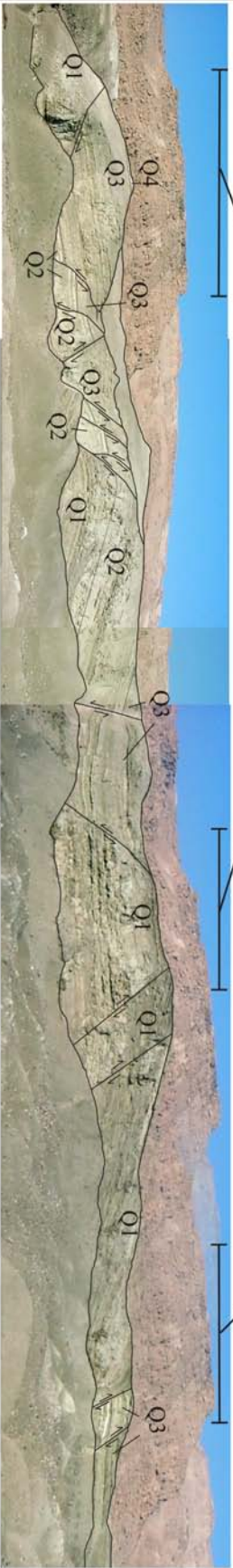
Q1 – תצורת סמרה (70-100 kyr; תוארך על ידי וולדמן, 2002). היחידה בנויה למינות ארגוניט ודטריטוס עם שכבות גבס דקות ומעט אופקי חול קרבונטי. במרכז יחידת מיפוי זו נראית שכבת קמטים סימטרית ("הגלים") הבולטת בנוף ועוביה כ- 2.5 מ'. בגג היחידה אי התאמה (קרומי ארגוניט ושכבות חול דקות) הנמצאת במעבר משכבה חומה דטריטית עבה ליחידות למינות ארגוניט ודטריטוס בהירות. העובי החשוף כ- 10 מ'.

Q2 – בסיס תצורת הליסאן (54-70 kyr) מאופיין בעליה משמעותית בכמות הארגוניט בחתך, המבטאת את עלית אגם הלשון. בגג היחידה שלוש שכבות גבס ("שלושת הגבסים") מהם בולטים כאן שני הגבסים הנמוכים. בסיס "שלושת הגבסים" תוארך בנחל פרצים ל- 56 kyr (Schramm et al. 2000), והם מהווים מסמן סטרטיגרפי המוכר בכל אגן ים המלח. עוביה הכולל של היחידה הוא 11 מ'.

S



N



איור 7 : פגורמה המציגה חתך צפון-דרום של העתקי מבנה מור והליחידות הסטרוטיגרפיות החשובות. העתק השמאלי ביותר הוא העתק השטוח

Q3 – (40-55 kyr) יחידה המורכבת חילופין של יחידות עבות של ארגוניט ודטריטוס ושכבות חול דקות ומעט גבס למינרי. מופיעות כאן לפחות שתי אי-התאמות אירוזיביות המוכרות גם מחתכים במצדה ונחל פרצים (Bartov et al., 2002). עוביה של היחידה הוא 6 מ'.

Q4 – (32-40 kyr) יחידה המוגדרת על ידי שתי שכבות גבס עבות המופרדות על ידי 3-4 מ' של למינות ארגוניט ודטריטוס. כ- 0.5 מ' מתחת לגג היחידה נמצאת אי-התאמה אירוזיבית, הגודעת את החתך בהתאם למיקום במבנה. עובי היחידה כ- 4 מ'.

Q5 – יחידה זו הינה הפרט העליון של תצורת הליסאן, המקביל ל"מצוק הלבן" (Begin et al., 1974). החתך מורכב מחילופין בין ארגוניט דטריטוס ושכבות דקות של חול קרבונטי. גג החתך מאופיין בשתי שכבות גבס עבות בדומה לחתך שבמישור מצדה ונחל פרצים. עוביה הכולל 7 מ'.

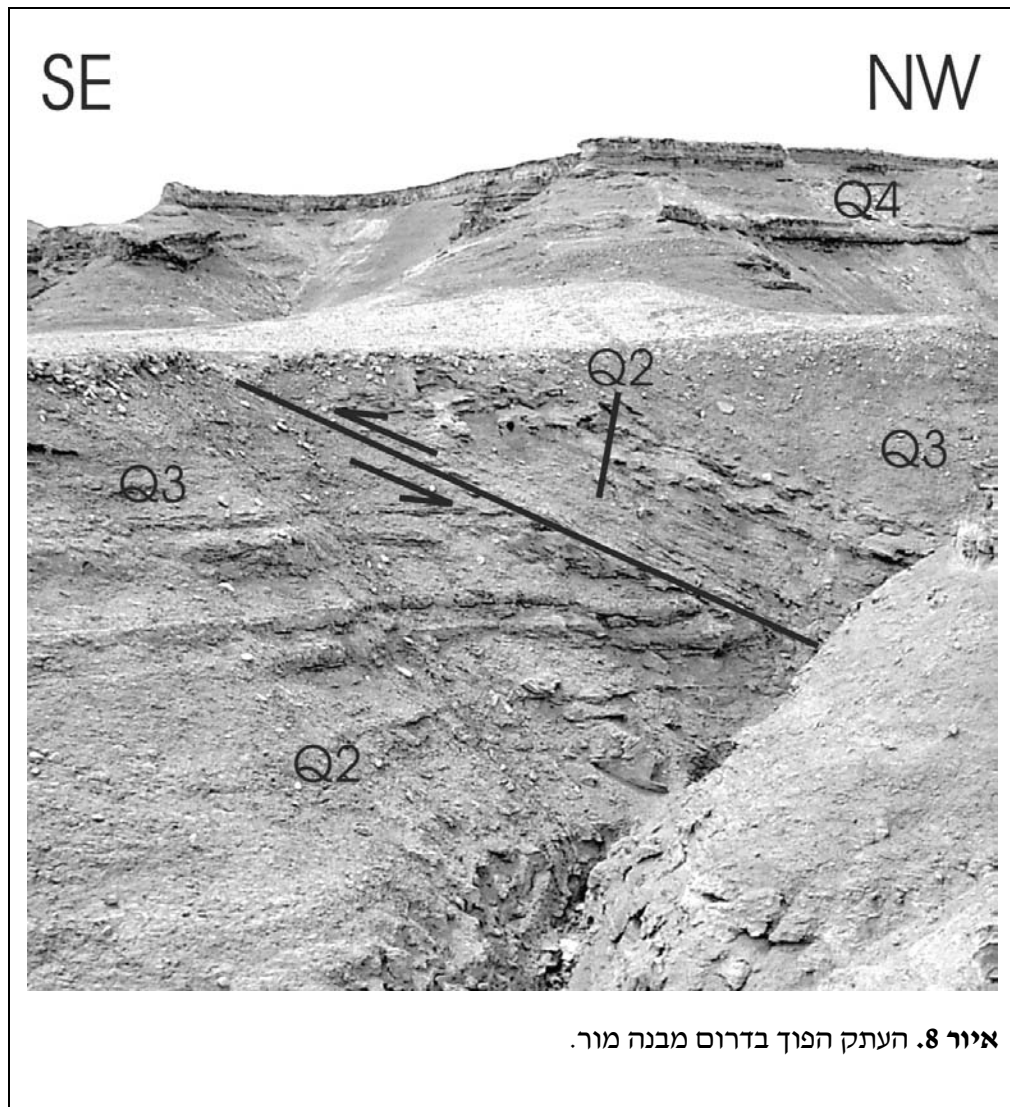
Q6 – יחידה המשתייכת לתצורת צאלים והמכסה חלקים נמוכים בחתך (אינה מופיעה מעל גובה 370- מ'). מורכבת בעיקר מחלוקים וחול קרבונטי המאפיין את החוף ההולוקני. עוביה 1-2 מ'.

תחנה 3: העתקים נורמליים בחזית המצוק

בתחנה זו, בהמשכו של המצוק, תצפית על המבנה הנוצר על ידי משטחי העתקים החוצים את המצוק (איור 7). לאורך קטע של כמאה מטרים, חשופים מישוריהם של יותר מעשרה העתקים נורמליים, שכיוונם מערב-צפון-מערב, והנוטים לצפון צפון-מזרח או לדרום דרום-מערב. היחידה הצעירה ביותר המועתקת כאן היא בסיס יחידה Q4. ההעתק הדרומי ביותר (A) הוא העתק שטוח, שנטייתו $20^{\circ}/010^{\circ}$ והוא מציב את יחידה Q3 אל מול חלקה הנמוך ביותר של יחידה Q1. ההעתקה הסטרטיגרפית על גביו היא של 18 מטרים, שמשמעותה מתיחה אופקית של כ- 50 מטרים. צפונית להעתק זה נצפים העתקים תלולים יותר, רובם בעלי נטיות של 55° - 65° ואף יותר. משטחי ההעתקים הללו הם לרוב מישוריים, ולאורכם אזורי דפורמציה בעובי של עד עשרות סנטימטרים. ההעתקים מחלקים את המצוק לבלוקים שרוחבם מטרים אחדים, חלקם נטויים, או יוצרים מבנים של גרבים והורסטים. מידת הזריקות הסטרטיגרפיות ונטית המשטחים נמדדו בכל העתק, ולפיהן חושבה מתיחה אופקית כוללת של כ- 110 מטר בכיוון $5^{\circ}\pm 18^{\circ}$ (סכום וקטורי).

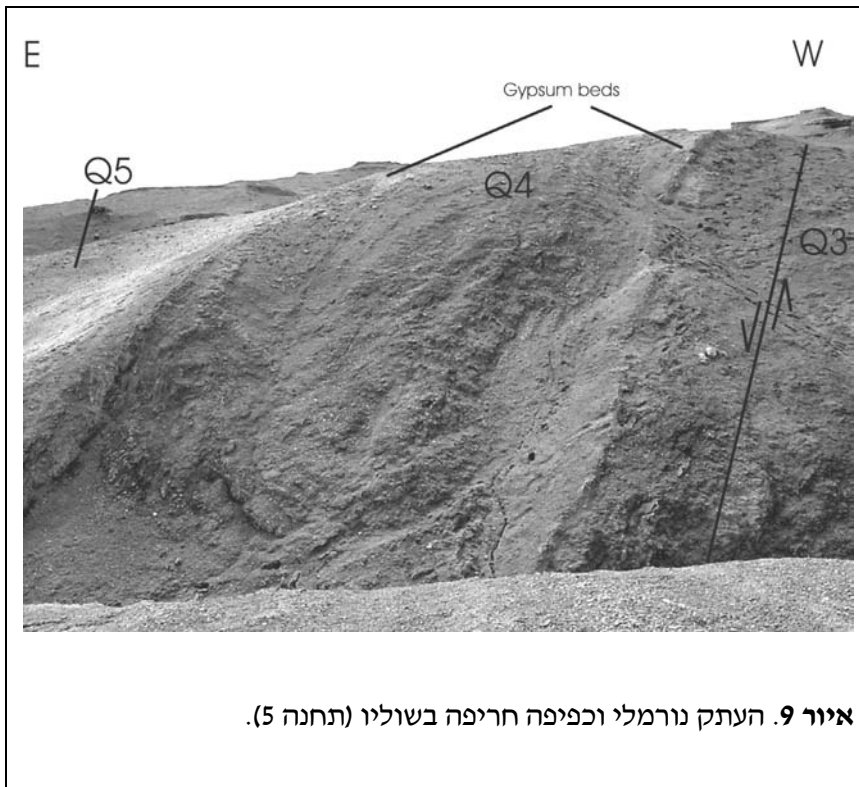
תחנה 4: העתק הפוך (B) בחלקו הדרום מערבי של המבנה

תחנה זו נמצאת בשוליים הדרום מערביים של המבנה. במבט לדרום בשולי הוואדי, מוסטת יחידה Q2 על ידי משטח העתק הפוך (העתק B) בעל זווית מתונה ($30^{\circ}/290^{\circ}$) (איור 8). בצדו המערבי של ההעתק שכבות יחידה Q2 נטויות מערבה, בשיעור של עד 30° . ההסטה הסטרטיגרפית משני צדי ההעתק היא של כארבעה מטרים. כעשרים מטרים מערבית למחשוף מתיישרות הנטיות, עדות לכך שהן מבטאות מעוות מקומי הקשור להעתקה. ניתן להמשיך ולעקוב צפונה אחר ההעתק, כאשר משטחו נחשף פעם נוספת לצד מעוות מקומי חריף של השכבות ביחידה Q2. דרומית למחשוף לא נצפית העתקה, אך ניכרים שינויי בנטית השכבות ביחידה Q4.



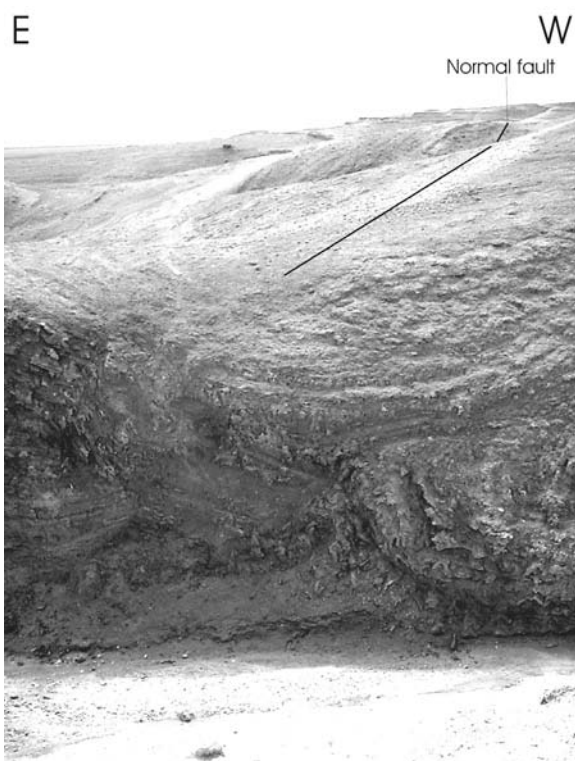
תחנה 5: מבט דרומה במפגש שלשה העתקים (נ.צ. 23569/57487)

לאחר הליכה של כ- 100 מ' בכיוון צפון לאורך ההעתק B נצפה עליו מצפון לדרום. משטחו נטוי מערבה, והוא מציב את בסיס יחידה Q4 (הבלוק הרוכב) מול גג יחידה Q2 (הבלוק השוכב), כלומר ההעתק במקום זה הוא נורמלי, ולאורכו הסטה סטרטיגרפית של יותר מ- 6 מ' (איור 9).



במבט לדרום מזרח נראה העתק נוסף המציב את המשכו של הגוש המזרחי (בסיס Q4) אל מול חלקה העליון של יחידה Q1 (תצורת סמרה). זהו אחד ההעתקים הנורמלים שראינו בתחנה 3, המסתיים כאן אל ההעתק הניצב. גם כאן ניתן לראות פלקסורות חריפות ונטיות אנכיות, המוגבלות למספר מטרים בקרבת ההעתק.

תחנה 6: העתקים בוואדי המרכזי



תחנה זו כוללת הליכה ממזרח למערב בוואדי המרכזי, הניצב לקו ההעתקים. בואדי נראה העתק בעל משטח אנכי המציב את גג יחידה Q1 אל מול חלקה העליון של יחידה Q4 (הסטה סטרטיגרפית של יותר מ-20 מ' עם "מריחה" של שכבות הגבס לצדו (איור 10)). בהמשך הוואדי נראה העתק נוסף המציב את Q4 מול יחידה Q2 ולאחריו אזור דפורמציה הכולל סדרת העתקים ומעוותים ביחידות הנמוכות בחתך (Q1, Q2).

איור 10. העתקים אנכיים בוואדי המרכזי. לכיוון דרום נראה ההעתק כשהתנועה עליו היא נורמלית (איור 9) בעוד שבחתך הוואדי אין תנועות אנכיות משמעותיות (יחידה Q1).

תחנה 7: תצפית מראש הכיפה (נ.צ. 23551/57487)

נעלה על הכיפה (נ.ג. 355-) (איור

11), וממנה נשקיף על המבנה ועל הטור הסטרטיגרפי הנחשף במצוקים הדרומיים של הוואדי המרכזי. בגג הכיפה שכבת גבס עבה המהווה את גג יחידה Q4, אותה ראינו בתחתית הוואדי ממזרח. שכבה זו כפופה לכיוון מערב וצפון בנטיות של כ- 40-50 מעלות.

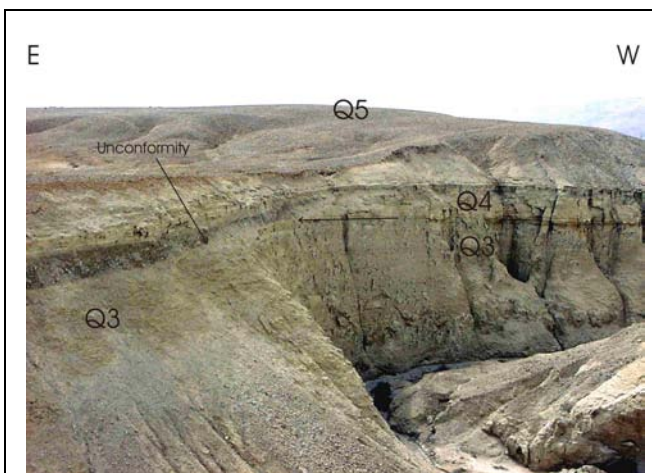
במבט לדרום אל מצוק הוואדי המרכזי נחשף טור הסלעים של החלקים הנמוכים מיחידה Q1 ועד גג יחידה Q4. כחצי מטר מתחת לשכבת הגבס של גג Q4 גודע את החתך מישור אי



איור 11. הכיפה הסטרוקטורלית בשולי מבנה מור. בגג המבנה שכבת גבס קשה (גג Q4). אזור ההעתקים נמצא בצידה המוסתר של הכיפה.

התאמה, עליו שכבת קונגלומרט גס ולא ממוין (איור 12). גדיעת החלקים הסטרטיגרפים הנמוכים בחתך הנחל לכיוון מזרח, מציינת את קיומו של מבנה סטרוקטורלי קדום יותר במקום. מוצגים כאן לפחות שני אירועי התרוממות, אחד קדום לגידוע, והשני מאוחר לאי ההתאמה, הכולל את הרמת גג Q4. התעבות הקונגלומרט בשולי הכיפה, והעובדה שאינו חוצה את קו הכיפות לכיוון מזרח, מהוות עדות נוספת למבנה הקדום.

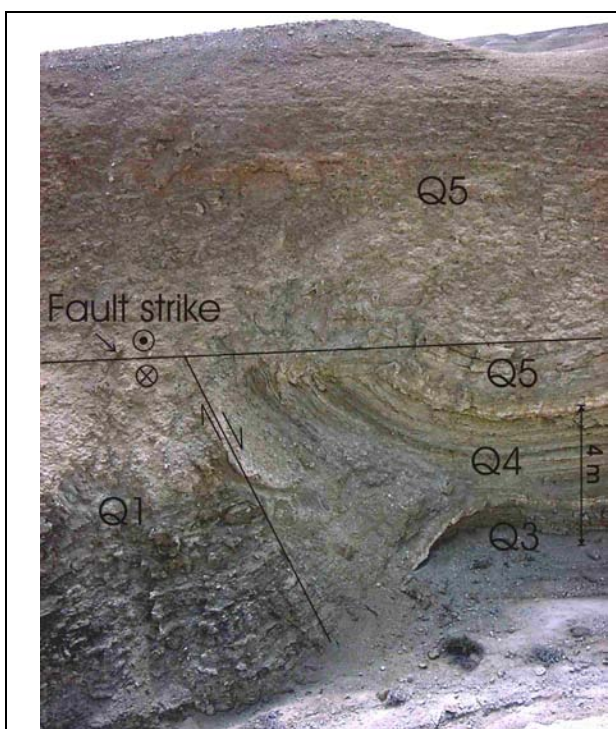
במבט למזרח נראה את אזור מרכז המבנה שעבר השתפלות. במספר נקודות נוכל לזהות את שכבת הגבס, הנמוכה בכ- 30 מ' יחסית לנקודת התצפית.



איור 12. אי התאמה בכיפה הדרומית לוואדי המרכזי, הגודעת את יחידה Q4.

תחנה 8: תצפית על הוואדי המרכזי (נ.צ. 23565/57486)

במורד מהכיפה לכיוון מזרח, על השלוחה שמעל הוואדי המרכזי, נראה כי ההעתקים החוצים



איור 13. העתק נורמלי (מקביל ל-B) בוואדי המרכזי בעל הסטה סטרטיגרפית של 20 מ', הנחתך על ידי העתק נורמלי שטוח הניצב לו (C – איור 14) (ראה איור 14).

מסתיימים כלפי מעלה בחצי הגובה, אל שכבות יחידה Q5. יחסי השדה מצביעים על המצאות העתק במקביל לשכוב, המציב את בסיס יחידה Q5 על גבי חלקה העליון של יחידה Q1 (איור 13).

במקום זה אין רואים הסטה סטרטיגרפית על גבי ההעתק (B) שתואר בתחנה 5 (איור 10). בדרום (תחנה 4) ראינו את ההעתק הנ"ל בהופעתו כהעתק הפוך. בהמשך ראינו אותו כהעתק נורמלי בעל זריקה סטרטיגרפית של כ-6 מ' ואילו בתצפית לכיוון צפון נראה המשך ההעתק כמישור אנכי ללא הסטות סטרטיגרפיות, ובשוליו דפורמציה משמעותית ברוחב של מטרים אחדים. נציין כי האלמנטים הסטרוקטורליים שהצגנו לאורך העתק זה אופייניים להעתקי תנועה אופקית (Sylvester, 1988).

תחנה 9: ההעתק השטוח הצפוני (C)

(נ.צ. 23569/57484)



איור 14. העתק רוחב שטוח (C). העתק זה מסיט את יחידה Q3 מול יחידה Q1.

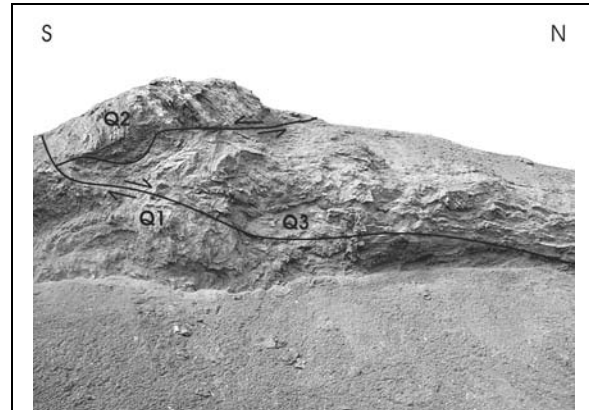
נצא מהוואדי המרכזי אל המחשוף הניצב, בו נראה (איור 14) העתק שטוח נורמלי (C), הנוטה 12° לכיוון צפון. העתק זה מציב את בסיס יחידה Q3 כנגד חלקה העליון של יחידה Q1. העתק זה גורם למתיחה בכיוון צפון-צפון-מזרח, בשיעור של כ-50 מ'. המשכו גודע חלק מהעתקי האורך שראינו בתוך הוואדי, ולכן הוא מאוחר להם.

תחנה 10: העתק ליסטרי (נ.צ. 23584/57489)

בתחנה זו נראה בשלושה מימדים העתק ליסטרי המסיט את גג יחידה Q2 כנגד בסיס יחידה Q4. ההעתק נחשף בחזית המצוק כהעתק נורמלי, כמעט אנכי, אשר נטית המשטח שלו משתנה במהירות לתת אופקית (מבט בניצב לסטרייק, איור 15). נעקוב אחר משטח ההעתק בוואדי החוצה אותו, ונוזה את המשטח במקביל לסטרייק (איור 16). באזור זה נפגש ההעתק עם העתק אורכי, ולכן התנועה על ההעתק האורכי הינה Oblique (אלכסונית – נורמלי ואופקי יחד).



איור 16. מבט בניצב למחשוף המופיע באיור 15.



איור 15. העתק נורמלי ליסטרי (הנמוך יותר) בשוליים הצפוניים של המבנה, מבט מזרח-מערב.

תחנה 11: המשכו הצפוני של העתק C (נ.צ. 23571/57499)

נמשך לכיוון צפון לאורכו של העתק C. באזור זה נראים שני סגמנטים אנכיים מקבילים, ללא הסטה סטריגרפית, היוצרים אזור דפורמציה ברוחב של מספר מטרים. בהמשכו מופיעה גם תנועה אנכית. בדרום המבנה ראינו העתק זה כהעתק הפוך (תחנה 4), ובהמשך ראינו תנועה נורמלית עם הסטה סטריגרפית משמעותית (תחנה 5), מעבר לקו דפורמציה אנכי ללא תנועה ורטיקלית (תחנה 6), ושוב תנועה נורמלית על מישור ההעתק.

תחנה 12: העתק אלעזר - העתק שוליים בנחל מצדה (נ.צ. 23460/58040)

התחנה נמצאת בנחל מצדה החותר במישור מצדה. נראה כאן העתק המציג תנועות אנכיות במשקעי אגן הלשון. ההעתק נורמלי, ומסיט את יחידה Q5 אל מול יחידה Q4 (תנועה אנכית של כ- 7 מ'). משטח ההעתק הוא $50^\circ/005^\circ$ וניתן לעקוב אחריו לכיוון דרום לאורך של כ- 2 קמ'. בהמשכו הדרומי נראה גג יחידה Q5 (גג תצורת ליסאן) כשהיא מוסטת בשיעור של כ- 4 מ'. עובדה זו מצביעה על מספר אירועי העתקה שהאחרון צעיר לנסיגת האגם (<15kyr). במחשוף הדרומי ביותר של העתק זה נצפה ההעתק מסיט את משקעי החוף הנסוג של אגם הלשון (איור 17).



איור 17. העתק שוליים במישור מצדה. ההעתק הנורמלי מימין מסיט את גג תצורת הליסאן ואת היחידות האלוביאליות מתקופת הנסיגה של האגם. ההעתק השמאלי הוא העתק הפוך.

ביבליוגרפיה

ברטוב, י., 1999. הגיאולוגיה של תצורת הלשון במישור מצדה וחצי האי ליסאן. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

עגנון, א., 1983. התפתחות אגני השקעה ומורפוטקטוניקה באזור דרום מצוק ההעתקים המערבי של ים המלח. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

רז, א., 1983. הגיאולוגיה של מדבר יהודה – אזור עין גדי. המכון הגיאולוגי, ירושלים, דו"ח ס/83/3.

שגיא, א., 1999. תהליכי סידוק והעתקה בשוליים המערביים של ים המלח. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

- Arbenz, J.K., 1984. Oil potential of the Dead Sea area. Seismica Oil Exploration, Tel Aviv, Rep., 84/111, 44 pp.
- Bartov, Y., Stein, M., Enzel, Y., Agnon, A., and Reches, Z., 2002, Lake-levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the late Pleistocene precursor of the Dead Sea: Quaternary Research, v. 57, p. 9–21.
- Begin, B. Z., Ehrlich, A. and Nathan, Y., 1974. Lake Lisan - the Pleistocene precursor of the Dead Sea. Geol. Surv. Isr. Bull., 63, 30 pp.
- Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y. and Steinitz, G., 1981. The tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqaba) rift. Tectonophysics, 80: 39-66.
- Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. Tectonophysics, 80: 81-108.
- Grossowicz, G. and Gardosh, M., 1992. Seismic Interpretation of Pleistocene formations in the Southern Dead Sea area. Tel Aviv, Isr. Natl. Oil Co., 31 p., Maps.
- Ken-Tor, R., Agnon, A., Enzel, Y., Marco, S., Negendank, J., and Stein, M. (2001). High-resolution geological record of historical earthquakes in the Dead Sea basin. Journal of Geophysical Research. 106, 2221-2234.

- Marco, S. and Agnon, A. 1995. Prehistoric earthquake deformations near Massada, Dead Sea graben. *Geology*, 23,8:695-698.
- Neev, D., and Emery, K.O., 1967, The Dead Sea: Depositional processes and environments of evaporates: Israel Geological Survey Bulletin 41, p. 147.
- Neev, D. and Hall, J.H., 1979. Geophysical investigations in the Dead Sea. *Sediment. Geol.*, 23:209-238.
- Reches, Z., 1987. Mechanical aspects of pull-apart basins and push-up swells, with applications to the Dead Sea Transform. *Tectonophysics*, 141:75-88.
- Reches, Z. and Hoexter, D. F., 1981. Holocene seismic and tectonic activity in the Dead Sea. *Tectonophysics*, 80: 235-254.
- Sagy, A., Reches, Z. & Agnon, A. in press. Hierarchic 3D architecture and mechanics of the margins of the Dead Sea pull-apart. *Tectonics*.
- Schramm, A., Stein, M., and Goldstein, S.L., 2000, Calibration of ¹⁴C time scale to >40 ka by ²³⁴U-²³⁰Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead Sea): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 175, p. 27-40.
- Shamir, G., 1997. Control of fault structure on the seismo mechanics of the Dead Sea. 13th gif meet. On The Dead Sea rift as a unique global site, dead Sea, Israel, 1997. German - Israeli found. For Sci. res. & dev., 6 p. Terra Nostra.
- Ten brink, U.S. and Ben Avraham, Z., 1989. The anatomy of a pull-apart basin: seismic reflection observations of the Dead Sea basin. *Tectonics*, 8: 333-350.
- Ten brink, U.S., Ben Avraham, Z., Bell, R.E., Hassouneh, M., Coleman, D.F., Andreasen, G., Tibor, G., Coakley, B., 1993. Structure of the Dead Sea Pull-Apart basin from gravity analyses. *J. Geoph. Res.* 98,B12:877-894.
- Waldman, N., 2002. The Geology of the Samra Formation in the Dead Sea basin. Unpublished M.Sc. thesis, Hebrew University, Jerusalem, Israel.

המעבר בין תצורת סמרה לתצורת הלשון: השלכות לפלאוגיאוגרפיה וטקטוניקה בבקע ים המלח

וולדמן ניקולס¹, שטיין מרדכי², סטרינסקי אברהם¹.

1. המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים 91904
2. המכון הגיאולוגי, מלכי ישראל 30, ירושלים 95501

הקדמה

לאחר ניתוק לגונת סדום מהים הפתוח, התקיימו באגן ים המלח - בקעת הירדן, מספר גופי מים אשר השתרעו ומליחותם השתנתה עם הזמן. ב 400 – 200 אלפי השנים האחרונות, התקיימו אגמי עמורה, ליסאן וים המלח מהם הושקעו תצורות סמרה (עמורה), ליסאן וצאלים בהתאמה (זק, 1967; Stein, 2001).

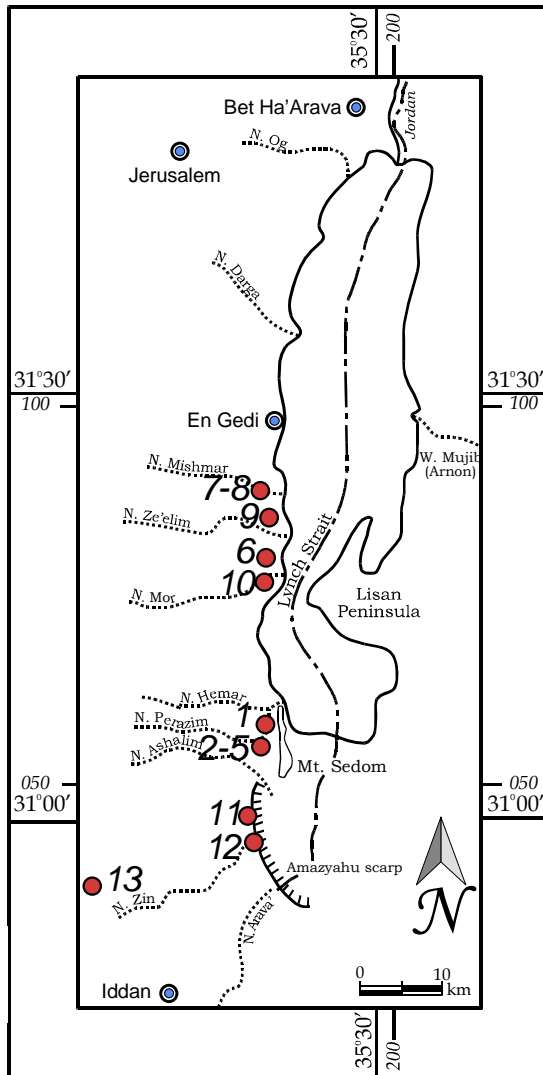
החלוקה לאגמים שונים ולתצורות שונות משקפת את היסטוריה האקלימית של האזור אשר הכתיבה את גדילתם והיעלמותם של האגמים. למשל, בסביבות 12-13 אלף שנה לפני ההווה אגם הליסאן אשר קודם השתרע בין חצבה בדרום עד לכינרת בצפון, וגובה המים הגיעו עד ל כ-160 מ' מתחת לפני הים (מ.ל.ה), הצטמצם וירד ליותר מ- 450 מטרים (מ.ל.ה.) (Stein, 2003). באופן דומה, לפני כ-80 אלף שנה, הצטמצם באופן ניכר אגם עמורה, גובה מימיו הגיע לסביבות 450 מטרים מתחת לפני הים, ובסביבות 70 אלף שנה החלו מימיו של אגם הליסאן לעלות.

תצורת סמרה הוגדרה לראשונה על ידי פיקרד באזור חרבת א-סמרה, כ-6 קילומטרים צפונית ליריחו (Picard, 1943). באזור זה, התצורה מורכבת בעיקר ממשקעים חוליים ממקור פלוביאלי, אשר שויכו על ידי פיקרד למניפת סחף רחבה אשר הורבדה בתקופה קדומה לאגם הליסאן. לעומת זאת, באזור הר סדום חבילת הסדימנטים הקדומים לתקופת הליסאן הוגדרו בשם תצורת עמורה. באזור זה התצורה כוללת חתך סדימנטרי בעובי של כ- 400 מטר, המורכב ממשקעים אגמיים לחלופין עם משקעים פלוביאליים (זק, 1967).

היחס בין תצורת סמרה כפי שתוארה על ידי פיקרד, לבין תצורת עמורה (על פי תיאור זק), איננו ברור ויתכן כי שתי התצורות מתארות פאציאסים שונים אשר הושקעו באותו האגם. בסיוור זה, אנו מכנים את סדרת הסדימנטים שהושקעה באגן ים המלח באגם עמורה וסביבותיו בפרק הזמן של 400~ אלף שנה עד לפני כ- 80 אלף שנה בשם תצורת סמרה. הסיור הנוכחי מתרכז בחלקה העליון של התצורה.

ניתן להגדיר שני טיפוסים משקע עיקריים המורבדים באגם עמורה: סדימנטים קלסטיים ממקור פלוביאלי ואולי אאולי ואבפוריטיים השוקעים מתוך גוף האגם. המרכיב הקלסטי כולל סילט, חול וקונגלומרט, בעוד שהסדימנטים האבפוריטיים מורכבים מלמינות קלציט או ארגוניט, שכבות גבס, ובמקומות שכבות מלח. מקור הסדימנטים הקלסטיים הוא במצוקים המקיפים את אגן ים המלח. כמו למשל חתכים של תצורת סמרה באזור נחל אמציהו ונחל ערבה אשר מכילים אחוז מרכיב קלסטי ממקור קריסטליני, מצידו המזרחי של בקע ים המלח.

בסיוור הנוכחי נכיר את החתך הסדימנטרי של תצורת סמרה ממערב להר סדום (נחל פרצים), ונעקוב אחרי המעבר בין תצורות סמרה וליסאן באזור שבין נחל אמציהו ונחל משמר. נצפה בתופעות הסדימנטריות והטקטוניות המאפיינות את המעבר בין התצורות ונלמד על המשמעות הלימנולוגית ופלאואקלימית של מעבר זה בהקשר להיעלמותם וחידושם של אגמים בבקע.



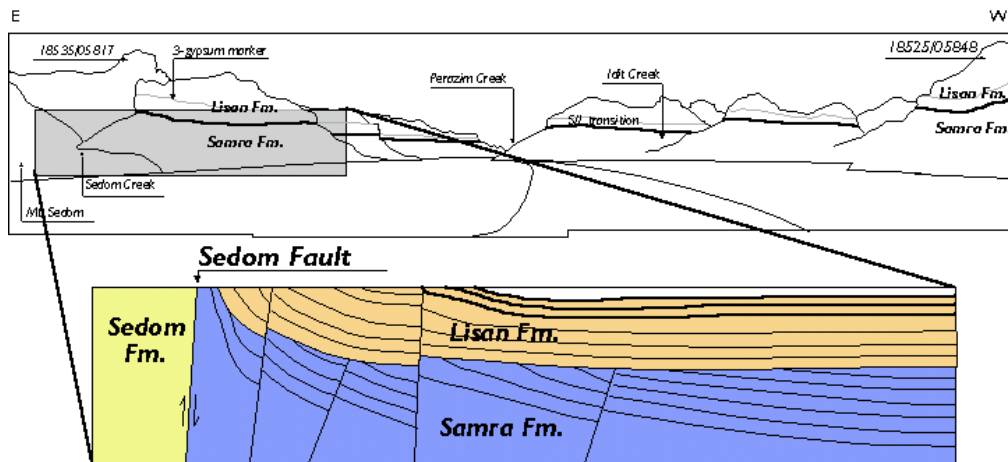
איור 1. מפת התמצאות כללית ותחנות הסיוור. תחנה 1. תצפית ממפגש נחל

סדום ונחל פרצים (נ.צ.: 18531/05842)

מעבר סמרה-ליסאן, סטרטיגרפיה ודיאפיר סדום

מנקודת תצפית זו, דרומה לכיוון מפתח נחל פרצים, ניתן להבחין בבירור במעבר בין תצורת סמרה לתצורת הליסאן (איור 2). המעבר בא לידי ביטוי באזור מישור עמיעז במשטח אי-התאמה ארוזיבי רחב אשר מלווה באתרים רבים באי-התאמה זוויתית בין סדימנטים נטויים מתצורת סמרה לסדימנטים אופקיים של תצורת הליסאן. במבט מזרחה, ניתן לראות את פתחו של נחל סדום הגובל בין סדימנטים אגמיים של תצורת סמרה וליסאן במערב לבין קיר המלח של דיאפיר הר סדום במזרח. בקרבת ההר נטויות השכבות האגמיות של שתי התצורות בחריפות לכיוון מערב בעקבות עלייתו של הדיאפיר. בנוסף לכך, השכבות של תצורת סמרה וליסאן מועתקות ושבורות במקומות רבים על ידי העתקים אנטי-טטים נורמלים בכיוון כללי צפון-דרום.

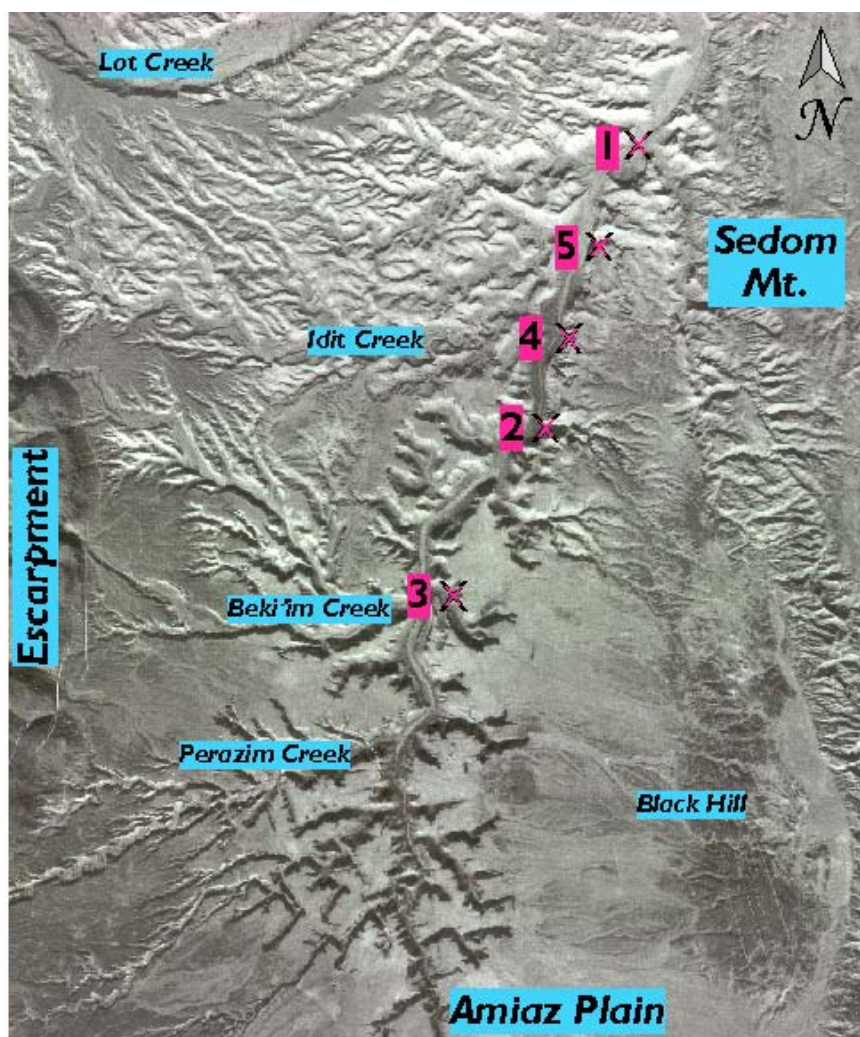
ניתן להבחין בשינוי ליתולוגי ומינרלוגי מובהק במעבר בין תצורת סמרה וליסאן. חלקה העליון של תצורת סמרה כהה בנוף ומורכב בעיקרו ממשקעים קלאסטיים לחלופין עם משקעים אגמיים, תצורת הליסאן צבעה לבן בנוייה מסדימנטים קרבונטים אגמיים.



איור 2. מבט מתחנה 1 לכיוון דרום, לפתחו של נחל פרצים. האיור התחתון מראה את יחסי השדה בין התצורות השונות והמבנים הטקטוניים.

תחנה 2. החתך הטיפוסי של תצורת סמרה בנחל פרצים (נ.צ.: 18450/05580)
סביבות השקעה, אי התאמות, גילים, ביוטורבציה, מעבר סמרה-ליסאן, קימוט והקשר
להר סדום

החתך העבה ביותר של תצורת סמרה שנראה בסיור הנוכחי ממוקם בנחל פרצים
וכינויו PZ7 (איור 3). עובי החתך כ-60 מטרים והוא מורכב מחילופין של סדימנטים
קלסטיים ואבפוריטיים (איור 4). יש לציין כי מצידו המזרחי של הר סדום נחשף חתך
תצורת עמורה (זק, 1967) המייצג בעיקרו את הפציאס האגמי של אגם עמורה ומקביל
כנראה בחלקו העליון לחתך PZ7.



איור 3. מפת התמצאות תחנות הסיור במישור עמיעז ונחל פרצים.

אתר PZ7 ממוקם במפגש בין יובל קטן עם נחל פרצים. בהסתכלות מזרחה מנקודה זו, ניתן להבחין בזווית הנטייה של משקעי תצורת סמרה (כ-17°) מערבה לעומת משקעיה האופקיים של תצורת הליסאן. זווית נטיית הסדימנטים הולכת וגדלה ככל שמתקרבים להר סדום.

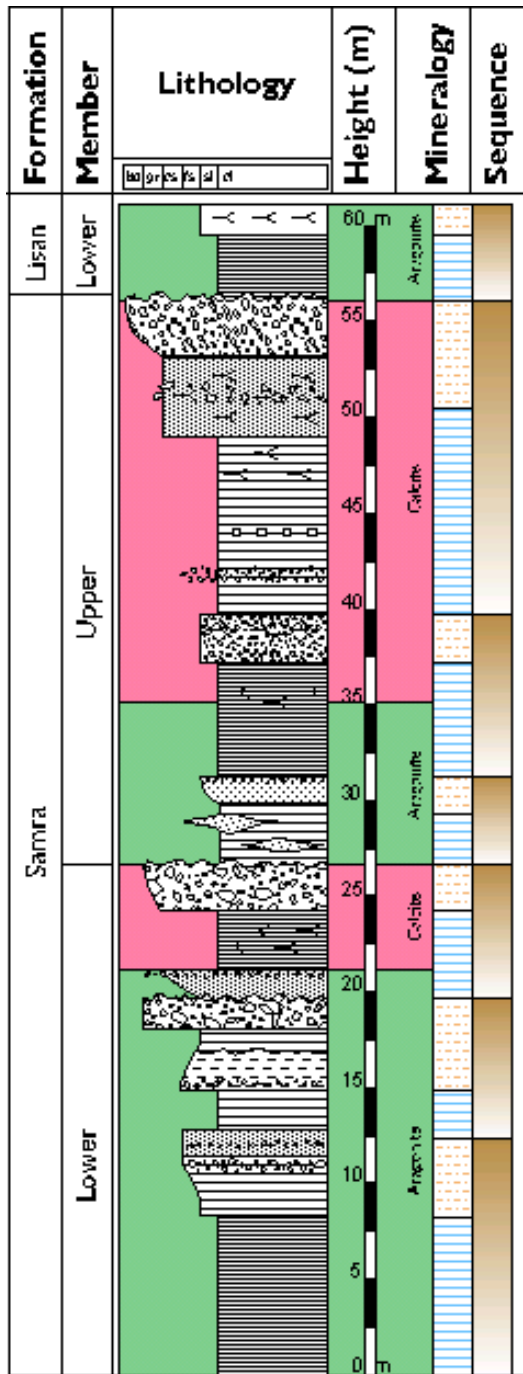
המרכיבים הקלסטיים בחתך מיוצגים על ידי שכבות סילט, חול וקונגלומרט. הסדימנטים האבפוריטיים מורכבים בעיקר מלמינות של ארגוניט או קלציט, שכבות גבס ולעיתים גם מלח. הרכב הלמינות האבפוריטיות בחתך זה משתנה באופן הדרגתי מארגוניט בחלק התחתון של החתך לקלציט בחלקו העליון.

ניתן לחלק את חתך PZ7 לשני מחזורים סדימנטריים (מצוינים upper and lower באיור 4) המאופיינים בשינויים הדרגתיים בהרכב המינרלוגי, בכמות החומר הקלסטי ובגודל הגרגר. זיהוי הגבולות בין המחזורים נעשה בעזרת קריטריונים ליתולוגיים ותופעות גיאומורפולוגיות כגון רכסי חוף ומשקעי מניפת סחף המעידים על חשיפה או ירידה משמעותית בגובה מי האגם.

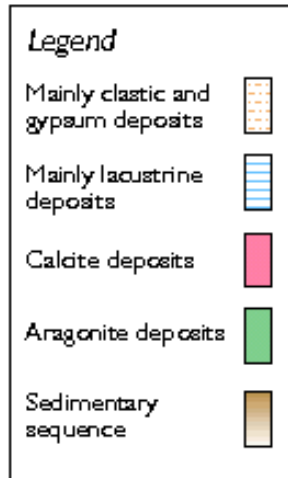
בנוסף לשני מחזורים אלו, ניתן לחלק את החתך לשישה תת-מחזורים סדימנטריים נוספים. ארבעת המחזורים הראשונים מורכבים בחלקם התחתון מחלופין בין למינות ארגוניט ודטריטוס עם אחוז גבוה של תרכיזי גופרית, ובחלקם העליון משכבות חול ממקור קרבונטי ומעט גבס. המעבר בהרכב המינרלוגי מלווה בעלייה בגודל הגרגר ומציין ירידה במפלס האגם. חלקו העליון של חתך הסמרה מורכב משכבות גבס בעלות עובי כולל של 5 מטרים (מחזור חמישי), ומעליהן חתך קלסטי של 10 מטרים המורכב סדימנטים הבונים מניפת סחף (מחזור שישי). סדימנטים אלו מצביעים על ירידת מפלס משמעותית בסיומה של תקופת השקעת תצורת סמרה. המחזור הראשון, השני והרביעי מאופיינים בהשקעה של ארגוניט בעוד שבשאר המחזורים שוקע קלציט. המחזורים הסדימנטריים והשינויים הליתולוגיים מציינים כנראה שינויים במפלס האגם.

בסביבות גובה 30 מטרים מבסיס החתך ניתן להבחין בעדות לקיום פעילות בעלי חיים באגם עמורה. עדות זו באה לידי ביטוי בפעילות נברנים בסדימנטים חוואריים משוכבים של תצורת סמרה. לפי סוג הסדימנטים ניתן לשער שפעילות הביוטורבציה התרחשה בשוליו של האגם, בקרבת החוף. לכן, ניתן להעריך שאזורי השוליים של האגם איפשר פעילות ביולוגית.

חתך PZ7 מייצג תקופת זמן המתחילה כ-400 אלף שנה לפני ההווה ונגמרת כ-80 אלף שנה לפני ההווה (גילי U/Th & TL) תרם עלייתו של אגם הליסאן (וולדמן, 2002).



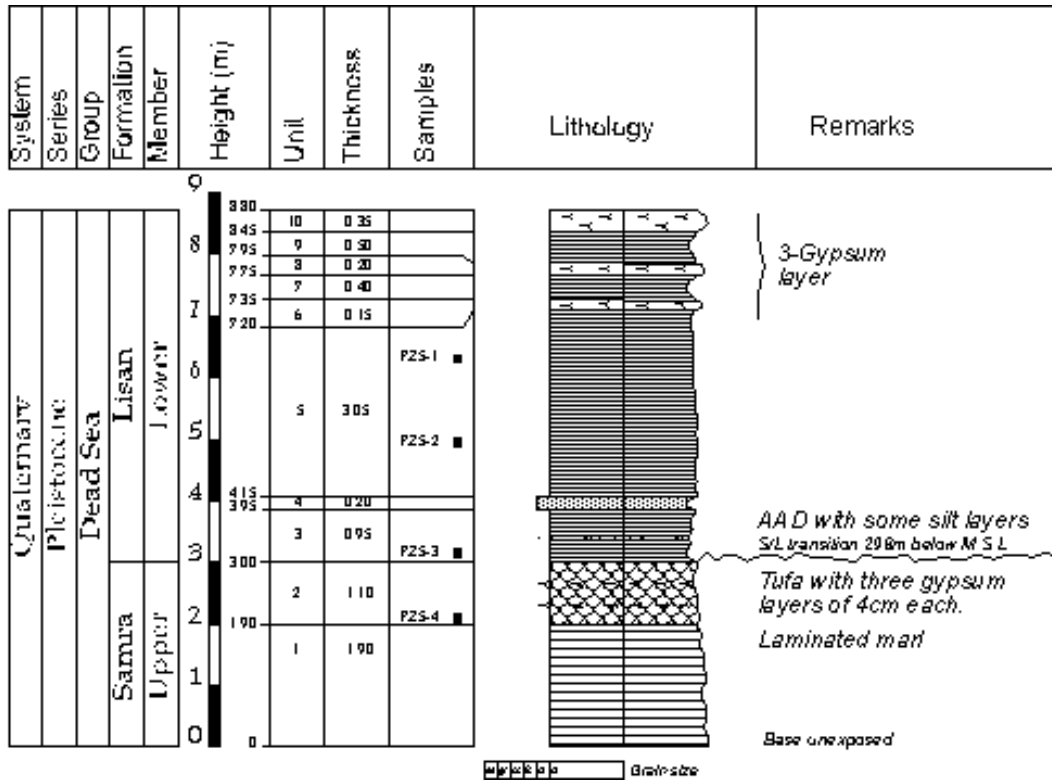
איור 4. חתך עמודי של תצורת סמרה וחלקו התחתון של הליסאן באתר PZ7.



תחנה 3. טרוונטינים בנחל פרצים (נ.צ.: 18470/05635)

משקעי טרוונטין, מעבר סמרה-ליסאן

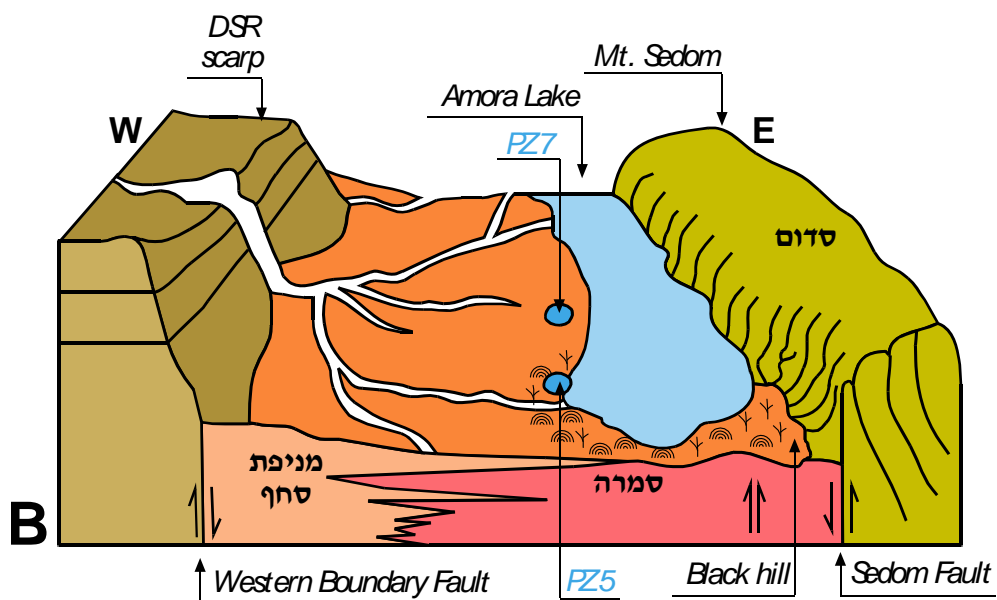
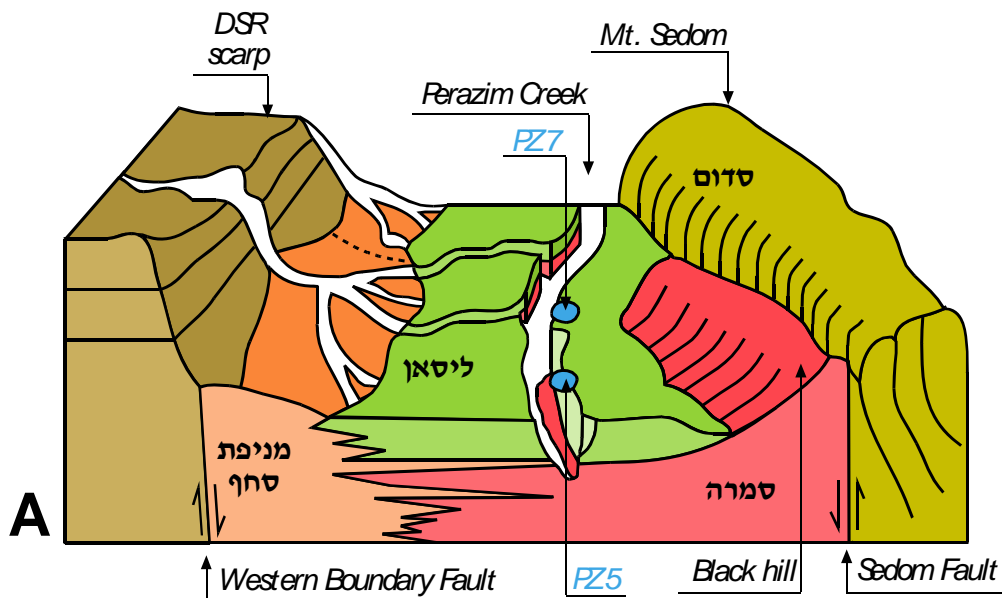
בחתך PZ5, נחשפים סדימנטים מתצורת ליסאן המונחים באי התאמה ארוזיבית מעל ל-3 מטרים של סדימנטים מתצורת סמרה. המעבר בין תצורת סמרה לליסאן ממוקם בגובה של 298 מטרים מתחת לפני הים, והוא בא לידי ביטוי בהשקעה של כ-1 מטר של טרוונטין* עשיר בחוואר ומעט גבס (איור 5).



איור 5. חתך עמודי של תצורות סמרה וליסאן באתר PZ5 בנחל פרצים.

הטרוונטין קורלטיבי לשכבת הקונגלומרט המופיעות בחתך PZ7. בנוסף לכך, קורלציה סטראטיגפית מראה ששכבת הטרוונטין בחתך PZ5 מתאימה לטרוונטינים הבונים את "הגבעה השחורה" הבולטת כ-30 מטרים מעל מישור עמיעז ובצמוד לצלעו המערבית של הר סדום (ראה Black hill באיור 2). איור 6 משחזר את הפלאוגיאוגרפיה של מישור עמיעז והר סדום לפני הצפת אגם הליסאן בסביבות 70 אלף שנה.

* נושא השקעת הטרוונטין יפורט בהרחבה בתאור תחנה 13.



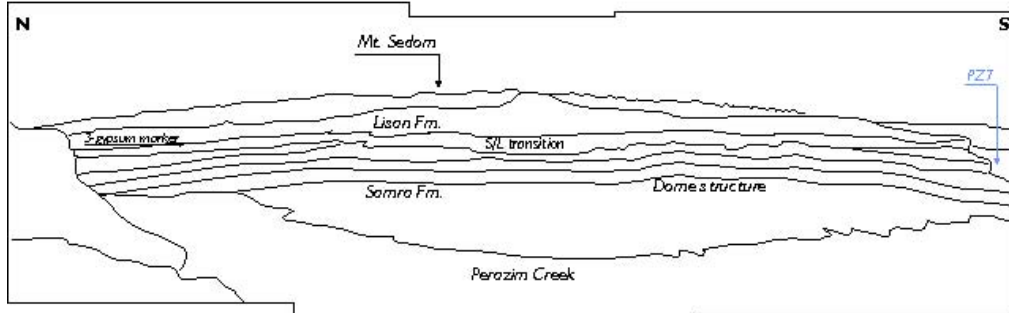
איור 6. A) איור סכמטי של יחסי השדה בין תצורות סמרה וליסאן במישור עמיעו (B) שחזור הפלאוגיאוגרפיה של אזור מישור עמיעו בסוף תקופת השקעת תצורת סמרה. הסימנים ☉ מסמנים השקעת סלעי טרוונטין צמחי קנה.

בזמן שבחתך PZ7 שוקעות שכבות עבות של קונגלומרטים המשוייכים למניפת הסחף של נחלי לוט או חימר הקדומים, בחתך PZ5 שוקע טרוונטין חווארי. גבולות אותה מניפה קדומה אינם ברורים, אך ניתן לשער שהאזור החופי של המניפה היה בקרבת חתך PZ5. שהוא אזור נביעת המעיינות שבהם נוצרו סלעי הטרונטין. "הגבעה השחורה" מורמת כ- 60 מטרים לעומת הטרונטין ב PZ5 דבר הקשור כנראה להתרוממות הר סדום.

תחנה 4. הלוקינזה בנחל פרצים (נ.צ.: 18490/05744)

כיפה סטרוקטורלית בסדימנטים של תצורת סמרה, מבנים טקטוניים הקשורים להלוקינזה

מנקודת התצפית ניתן לראות לכיוון מזרח, (צדו המזרחי של נחל פרצים) מבנה כיפתי רחב בסדימנטים של תצורת סמרה (איור 7). תצורת הליסאן מונחת אופקית על המבנה הכיפתי ואף גודעת אותו. מבני כיפה כמו זה המצוי בנחל פרצים, מוכרים באזורים של אחרים בהם חדרו דיאפירים של מלח (Vendeville and Jackson, 1992). בסמוך להר סדום, בצידו המזרחי של ים המלח, תוארה כיפה סטרוקטורלית מעל לדיאפיר מלח המצוי בתת הקרקע של חצי האי ליסאן (ברטוב, 2000). תופעות דפורמציה הקשורות לחדירת דיאפירים של מלח מכונות בשם הלוקינזה (halokinesis). מלבד מבנה הכיפתי, מצויות בנחל פרצים תופעות נוספות אותן ניתן לקשור להלוקינזה. אלה כוללות: סדקים, העתקים נורמלים והמסת לחץ (Ismail-; Davison et al., 2000; Zadeh et al., 2001). מרבית התופעות הללו מצויות בחתך הסדימנטרי של תצורת הסמרה, דבר היכול להצביע על פעילות משמעותית של הדיאפיר בתקופה זו. יחידת שלושת הגבסים, המצויה בחלקה התחתון של תצורת ליסאן, מורמת במישור עמיעז (נחל פרצים) בכ- 30 עד 40 מטרים לעומת מיקומה של יחידה זאת מצפון ומדרום למישור זה. יתכן והדבר מצביע על התרוממותי יחסית של מישור עמיעז בתקופת הסמרה, התרוממות הקשורה לעליית דיאפיר מלח המצוי מתחת למישור עמיעז. דיאפיר עמיעז קשור קרוב לודאי לדיאפיר הר סדום. קצב התרוממותו של הר סדום היה גבוה בפרק הזמן שבין 150 ועד 70 אלף שנה לפני ההווה (כ- 4.4 מ' לשנה) והיה נמוך בין 70 ל-26 אלף שנה לפני ההווה (1.6 מ' לשנה) (וולדמן, 2002).



Scale vary in this perspective

איור 7. מבנה הכיפה בתצורת הסמרה בנחל פרצים.

תחנה 5. רכסי חוף בחלקה העליון של תצורת סמרה (נ.צ.: 18514/05818)

סביבות השקעה, מפלסים באגם הסמרה

תצורת סמרה, כמו התצורות האחרות בים המלח, בנויה מסדימנטים ממקור אלוביאלי, וסדימנטים אוטיגניים השוקעים מגוף המים. המרכיב הקלאסטי כולל סילט, חולות, וקונגלומרט, בעוד שהסדימנטים האוטיגניים כוללים ארגוניט, קלציט גבס ומלח. בסביבה החופית שוקעים בעיקר חולות וחלוקים ממויינים היטב, המגיעים ממניפות הסחף והנחלים שבשולי האגם. משקעי הסביבה החופית משמשים לזיהוי וקביעת גובהם של מיפלסי האגם הקדומים. תארוך ישיר של משקעים אלו, או התאמה סטראטיגרפית ליחידות ברות תארוך (למשל ארגוניט) מאפשרת שחזור עקומת מפלס (לדוגמה Bartov et al., 2002).

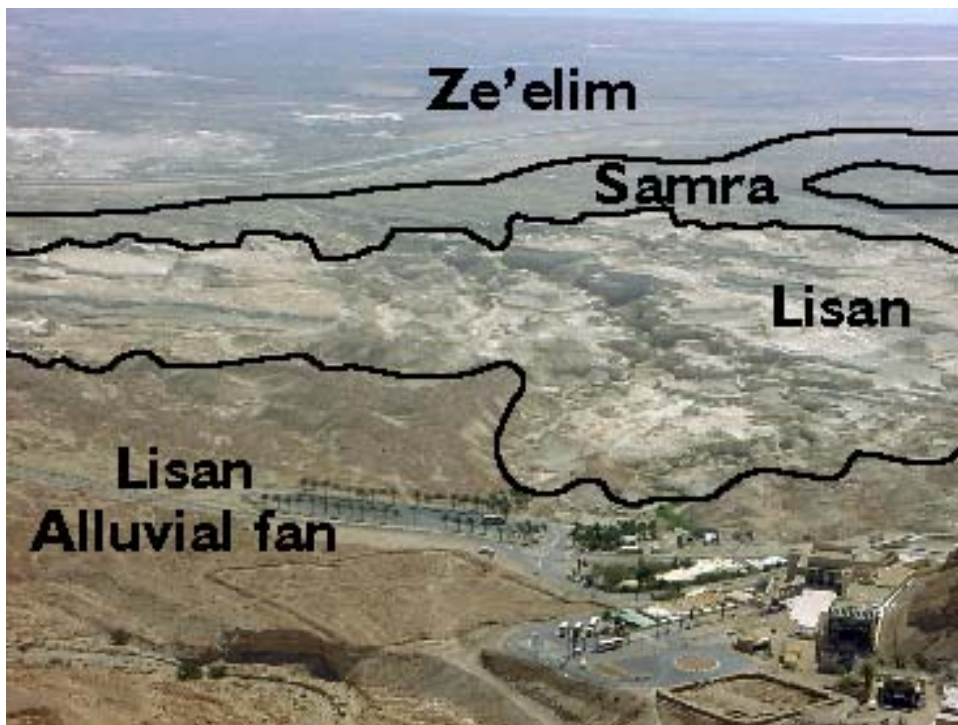
רכסי חוף הם גופים סדימנטרים המורכבים מחול וחלוקים קטנים הממויינים היטב והיוצרים שיכוב צולב בסדרות נטויות לכיוון גוף המים (Otvos, 2000). בהרבה מקרים מכוסים החלוקים הבונים את רכסי החוף בקרומי ארגוניט ובתחמוצות ברזל הקשורים לפעילות בקטריאלית בנביעות קטנות בשולי האגם (Abrahão and Warne, 1990).

בתחנה הנוכחית נראה רכסי חוף החלקה העליון של תצורת סמרה. גובה רכסי החוף כ- 309 מטרים מתחת לפני הים. אולם מיקומו של מפלס האגם הבא לידי ביטוי ברכס זה נמוך ב לפחות 30 מטרים בהתחשב בהתרוממות היחסית של מישור עמיעז. גיל רכס חוף זה הוא משואר לכ- 150 אלף שנה לפני ההווה.

תחנה 6. תצפית ממצדה (נ.צ.: 18460/08000)

מגעים ארוזיביים בין תצורות סמרה, ליסאן וצאלים

נקודת התצפית (למרגלות תחנת הרכבל במצדה) צופה על מישור מצדה. ניתן לראות את משקעי תצורת הליסאן (בלבן) מונחים על המשטחים האפורים-ירוקים של תצורת סמרה אליהם מגיעים בסביבות כביש ים המלח המשקעים החומים של תצורת צאלים (איור 8).



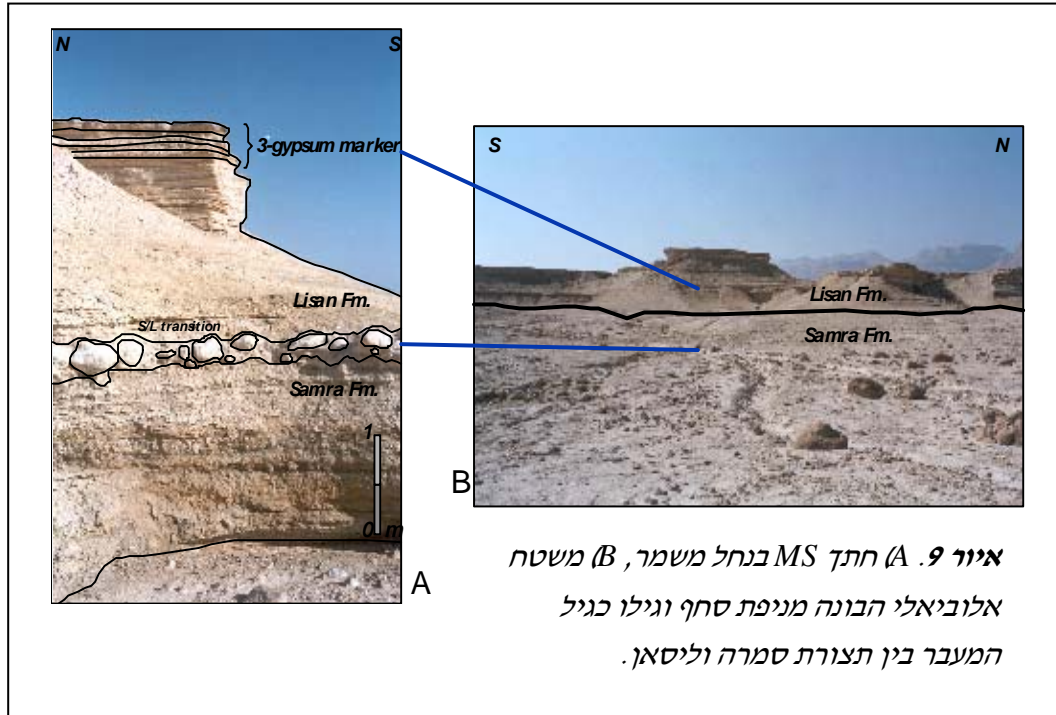
איור 8. תצפית ממצדה לכיוון דרום מזרח.

נקודות העניין העיקריות בתצפית זו: משטחי הארוזיה הנרחבים בתצורת סמרה וליסאן וכן המבנים הטקטוניים העיקריים משברי השוליים דרך המבנים התוך-ליסאניים (העתקים נורמלים וגרבנים קטנים) במישור מצדה ועד העתק מור המגביל את מישור מצדה ממזרח.

תחנה 7. תצורות סמרה וליסאן באזור נחל משמר (נ.צ.: 18600/08615)

מניפת סחף קדומה, חתך עמודי ומעבר סמרה-ליסאן

החתך הסדימנטרי בנחל זה כולל כ- 1.8 מטר של סדימנטים מתקופת הסמרה ומעליהם מונחים באי התאמה ארוזיבית חריפה משקעי תצורת הליסאן (איור 9). אי-ההתאמה באה לידי ביטוי בשכבת חלוקים ובולדרים (עד כ- 30 סמ') המצופים בקרומי ארגוניט וחול קרבונטי גס עד דק.

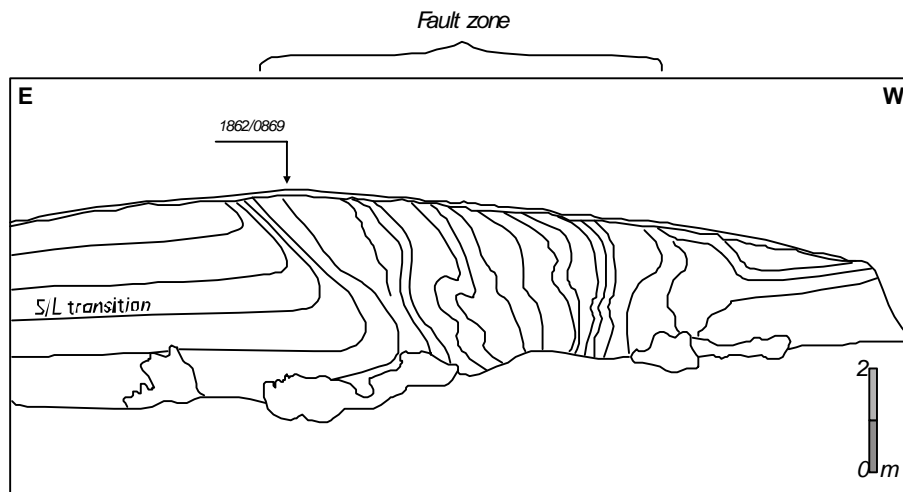


משקעי תצורת סמרה כוללים שכבות דקות עד עבות של חוואר לחלופין עם סילט וחול דק ומעט למינות ארגוניטיות המפוזרות בחתך. משקעי תצורת הליסאן כוללים שכבות סילטיות וחוליות המשתנות בהדרגתיות ללמינות של ארגוניט ודטריטוס. חתך הפרט התחתון של הליסאן מסתיים בשלוש שכבות גבס ("הגבס המשולשי") היוצרות דרגשים בולטים בנוף. חתך הליסאן מראה מחזוריות של הקטנת גודל הגרגר כלפי מעלה (-FUS fining upward sequence), המשקף את נדידת קו החוף כלפי המערב ועלייתו המהירה של מפלס אגם הליסאן.

תחנה 8. תופעה טקטונית בנחל משמר (נ.צ.: 18620/08654)

פעילות טקטונית בתקופת הסמרה

המעבר סמרה-ליסאן בא לידי באתר זה בשכבת חול דקה. בהשוואה לחתך במעלה הנחל, אתר זה משקף סביבה עמוקה יותר באגם.



איור 10. ההעתק בנחל משמר.

בקר הנחל נחשף קימוט חריף של הסדימנטים של שתי התצורות. המעוות כולל אלמנט מסויים של דחיסה ושבירה הפוכה (איור 10). כיוון הליניאמנט הוא צפון מזרח-דרום מערב. גיל הפעילות אינו ברור, אך ניתן לשער שהוא התרחש לפני ההולוקן, מכיוון שתצורת צאלים אינה מועתקת.

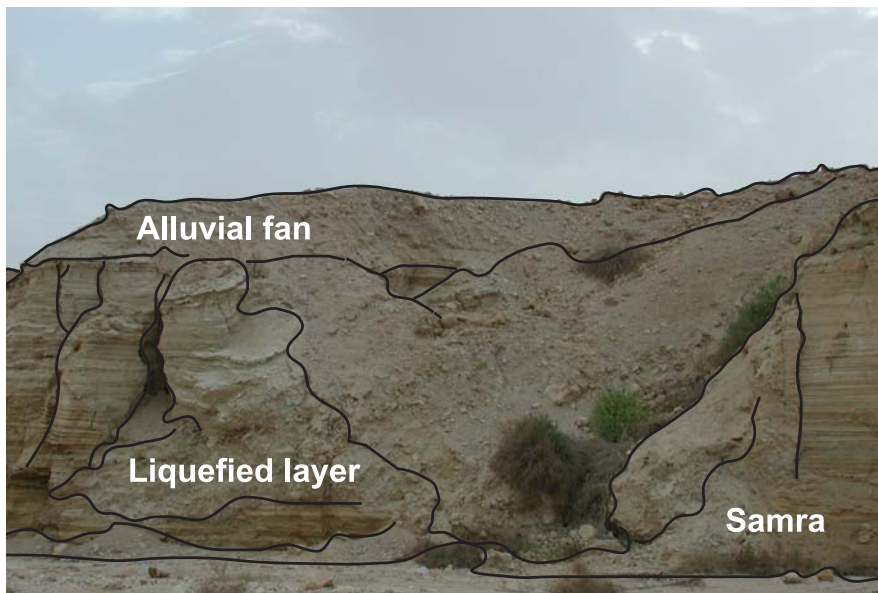
עדויות להמשכו של העתק זה מצויות מצפון מזרח ומדרום מערב. למשל בחתך סדימנטרי המרוחק כ-150 מטרים דרום מערבית לתחנה 8, ניתן לצפות בקימוט נוסף של הסדימנטים האגמיים של תצורת סמרה.

תחנה 9. תצורת סמרה, ליסאן וצאלים בשפך נחל מפלט (נ.צ.: 18650/08620)

אי התאמות ארוזיביות בין הסדימנטים של התצורת סמרה, ליסאן וצאלים במחשוף כביש 90 ניתן לראות את משקעי תצורת צאלים מונחים באי-התאמה ארוזיבית מעל סלעי תצורת ליסאן ומשקעי תצורת סמרה. משקעי תצורת צאלים כוללים את רכסי החוף העליוניים של ים המלח ההולוקני, בסביבות 370 מטר מתחת לפני הים (Ken-Tor, et al., 2003). המעבר בין תצורת ליסאן וסמרה בא לידי ביטוי בשכבת חול גס, ממויין היטב היוצר צנור בנוף.

תחנה 10. מניפת נחל רחף (נ.צ.: 18595/07810)

בורות ארוזיבים במעבר סמרה-ליסאן, לגונת הצפה בהולוקן



איור 11. בורות ארוזיבים בתצורת סמרה כפי שמופיעים בנחל רחף.

בקיר הארוזיבי הדרומי הנוצר כתוצאה מהתחזרות הנחל במניפת הסחף של נחל רחף, נחשפים מבנים מורפולוגיים הדומים בצורתם לבורות קארסטיים עגולים עם תחתית

ברורה (איור 11). המבנים ממוקמים במעבר סמרה-ליסאן, מעבר המלווה בירידה משמעותית במפלס האגם. בנוסף לבורות אלו, ניתן לראות גם תופעות התנזלות (liquefaction) כ-100 מטרים מערבה מאתר זה.

תחנה 11. תצפית איזור עין חמרמר (נ.צ.: 18500/05050)

תצפית על הר סדום, מבנים טקטוניים בתצורת סמרה והגבעה השחורה

מנקודת תצפית זו, ניתן לראות לכיוון צפון את דיאפיר הר סדום וממערבו את מישור עמיעז עם הגבעה השחורה ביניהם. הגבעה השחורה הינה מבנה הרמה הנוצר עקב התרוממות דיאפיר סדום. הסדימנטים המורמים שייכים לתצורת סמרה, וכוללים שכבות מאסיביות של טרוונטין ומשקעים חוואריים ממקור אגמי. לכיוון מזרח נראים מבני מפעלי ים המלח וברכות האידוי, ולכיוון דרום ודרום מערב נראים הסדימנטים הבהירים של תצורת הליסאן היושבים מעל הסדימנטים הכהים של הסמרה. המעבר בין תצורת סמרה לליסאן בולט בנוף במישור אי-התאמה ארוזיבי הבא לידי ביטוי בשכבות חול וקונגלומרט. בנוסף לכך, ניתן לראות לכיוון צפון מזרח, במבנים טקטוניים ושברים רבים הפועלים בתצורת סמרה בלבד. ניתן לשער שמבנים אלו קשורים להתרוממות דיאפיר הר סדום בקרבת המקום, ולהשפעתו הרחבה בסביבתו הקרובה.

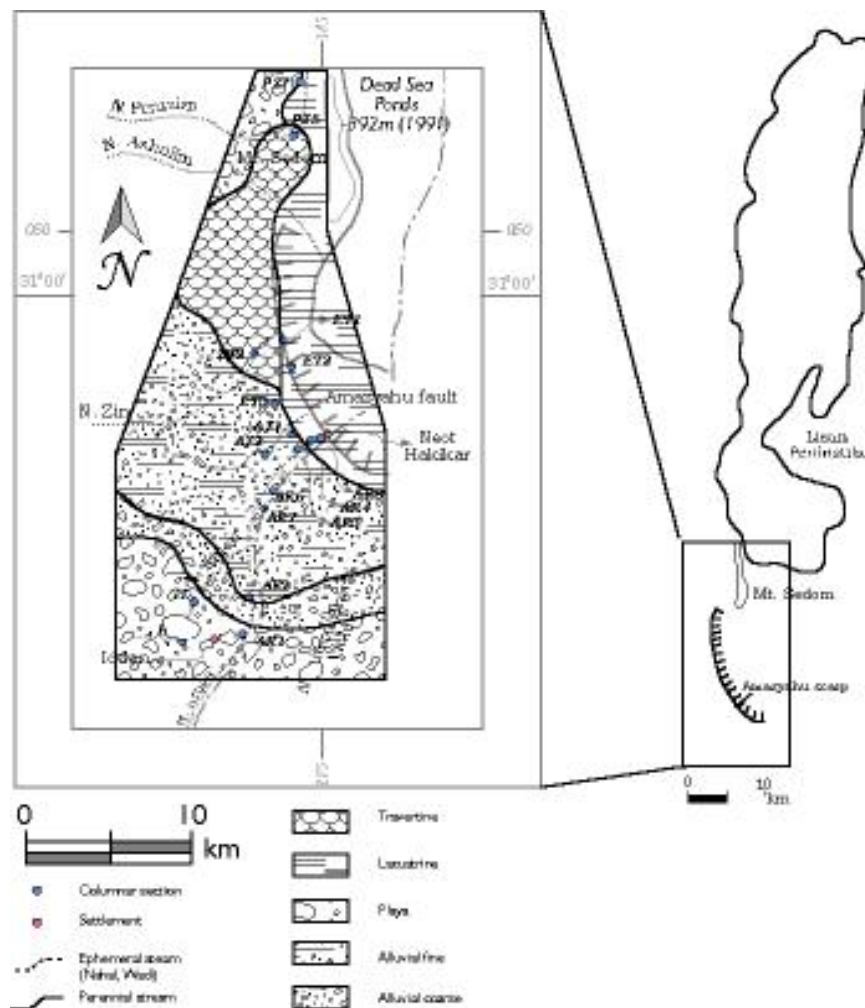
תחנה 12. מחשוף שפך נחל תמר (נ.צ.: 18265/04534)

מעבר סמרה ליסאן וטרוונטינים, קונבולוטים בסמרה

באתר זה, ניתן לראות חתך של כ-14 מטרים של תצורת סמרה. תצורת הליסאן יושבת מעליהם באי-התאמה ארוזיבית בגובה של 335 מטר מתחת לפני הים. המעבר בין תצורת סמרה וליסאן בא לידי ביטוי במקום זה בהשקעת טרוונטינים עשירים במאובני צמחי קנה (*Juncus bufonius*) ואואוליטים.

משקעי הטרוונטין במעבר סמרה-ליסאן משתרעים על שטח נרחב בין שפך נחל תמר בדרום לשפך נחל חימרית בצפון, שטח הכולל את שפכי נחלי אדמון ופרס. ניתן לשחזר את הפלאוגיאוגרפיה של אזור זה בזמן סוף תקופת הסמרה בעזרת מיפוי השתרעות משקעים אלו (איור 12). האזור הרחב והשטוח יחסית המשתרע בין מפתח נחל תמר לבין מפתח נחל חימרית, היה מכוסה במשטחי אצות וצמחי קנה אשר צמחו לצד עצי דקל וצמחים נוספים. האזור היה מוצף לרוב במים, כדומה לאזור הביצתי והבוצי הקיים כיום צפונית לאזור מצוק אמציהו, ודרומית לאזור ברכות ההידוי של ים המלח. אזור זה כוסה לעיתים על ידי אואוליטים וחומר ממקור אאולי (לס).

בנוסף לכך, כ- 4.4 מטרים מגג החתך, נחשפת שכבה, חצי מטר עוביה, המורכבת מדטריט למינרי ומפותל (convolute structure). שכבות דומות תוארו כתוצר התנולות הקשורה לתזוזות קרקע וסידור מחדש של סדימנטים קלאסטים הניגרמים בעקבות רעידות אדמה. אך אין לפסול אפשרות שיצירתם קשורה לגלישות תת-אגמיות, או קשורות ליצירת בורות ארוזיביים.

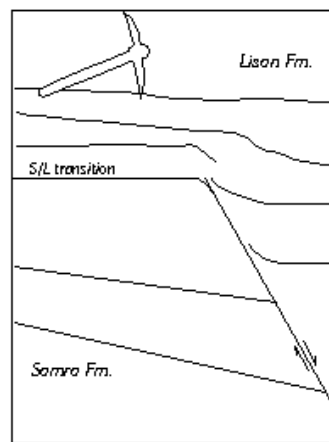


איור 12. מפה ליתופאציאלית של אזור דרום ים המלח.

תחנה 13. תצורות סמרה וליסאן באזור עין תמר (נ.צ.: 18316/04432)

מעבר סמרה-ליסאן, משקעי טרוונטין, מלנופסידים, העתק אמציה, חלוקים קריסטליניים בסמרה

מצוק אמציה זכה להתייחסות החל מעבודות שנעשו באזור כבר בסוף המאה התשע-עשרה. הוא פורש כחוף ארוזיבי של ים המלח (Quennell, 1959; בן תור ופרומן, 1957), וכשבר טרנסברסלי משני בבקע (Neev and Emery, 1967). גרפונקל (1981) דן בהעתק אמציה כגבולו הדרומי של אגן ים המלח ואילו בן אברהם (1997) הגדיר את העתק אמציה כהעתק ליסטרי מתקופת הפלייסטוקן על סמך נתונים סייסמיים. גיל הפעילות הטקטונית בהעתק אמציה אינו ידוע בבירור. מחקים קודמים מציאים שהפעילות הטקטונית על העתק אמציה חלה כתוצאה מתזוזה ובריחה של מלח סדום בעומק עקב עליית הדיאפירים בהר סדום ובחצי האי ליסאן (Larsen et al., 2002). באומן (1993) הראה פעילות טקטונית רצנטית לאורכו של ההעתק והצביע על המצאותו של ההעתק צפונית למצוק אמציה.



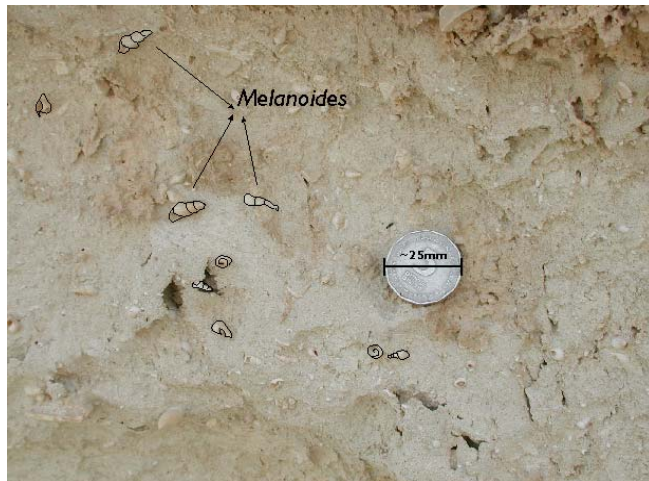
בתחנה זאת, נראה עדויות לפעילות העתק אמציה בסוף תקופת הסמרה, טרם עלייתו של אגם הליסאן. נמדדה הסטה של יותר מ-2 מטר על מספר העתקים נורמלים שכיוונם מקביל למצוק אמציה (איור 13). המעבר בין תצורת סמרה לתצורת הליסאן בא לידי ביטוי בתחנה זו במשקעי

איור 13. העתקה בתצורת סמרה באזור עין תמר.

טרורטין עשירים במאובני מלנופסידים (*Melanoides tuberculatus*) וצמחי קנה (*Juncus arabicus*) (איור 14). טרוונטין הוא סלע משקע כימי הנוצר במקווי מים כתוצאה משקיעת קלציט ביוגני (Ford and Pedley, 1996). סלעי הטרונטין מכילים בדרך כלל מאובנים מיקרוביים מקרופיטים (microbial micro- and macrophytes) (remains), צמחים, וחסרי חוליות. הסלע בדרך כלל נקבובי.

סלעי טרוונטין נוצרים במקווי מים באזורי שבירה וסדקים לאורך בקע ים המלח - עמק הירדן, מאזור דן ובניאס בצפון (Heimann and Sass, 1989; גור וחובריה, 2002) עד לאזור עין יהב בערבה (Livnat and Kronfeld, 1985; אנמר, 1999). אקוויפר ההר נחשף במקומות רבים לאורך בקע ים המלח בנביעות, נחלים, וגבים אשר בדרך כלל נובעים באזורי סדקים, שברים והעתקים (Buchbinder et al., 1974). גופי מים אלו הם בעלי הרכב מים משתנה, החל ממים ברקיים עד למים היפרסלינים גופריתיים הנובעים בטמפרטורה גבוהה. הבקטריות והאצות האחראיות ליצירת סלעי הטרונטין מתנחלות בקשת רחבה מאוד

של הרכבי מים, לכן אפיון סלע הטרונטין לפי הרכב מי המקור הינו מסובך. כמו כן סיווג סלעי הטרונטין לפי ליתופאציאס הוא גם בעייתי. בעבר תוארו סלעי הטרונטין לפי חמש הקטגוריות הבאות: מפל, מילוי אגם, מניפה, רכסי סידוק, ובורות מדורגים. במחשופים מסויימים ניתן למצוא סלעים המתאימים לחמש הקטגוריות הללו.



איור 14. הטרונטין במעבר בין תצורות סמרה וליסאן בעין תמר

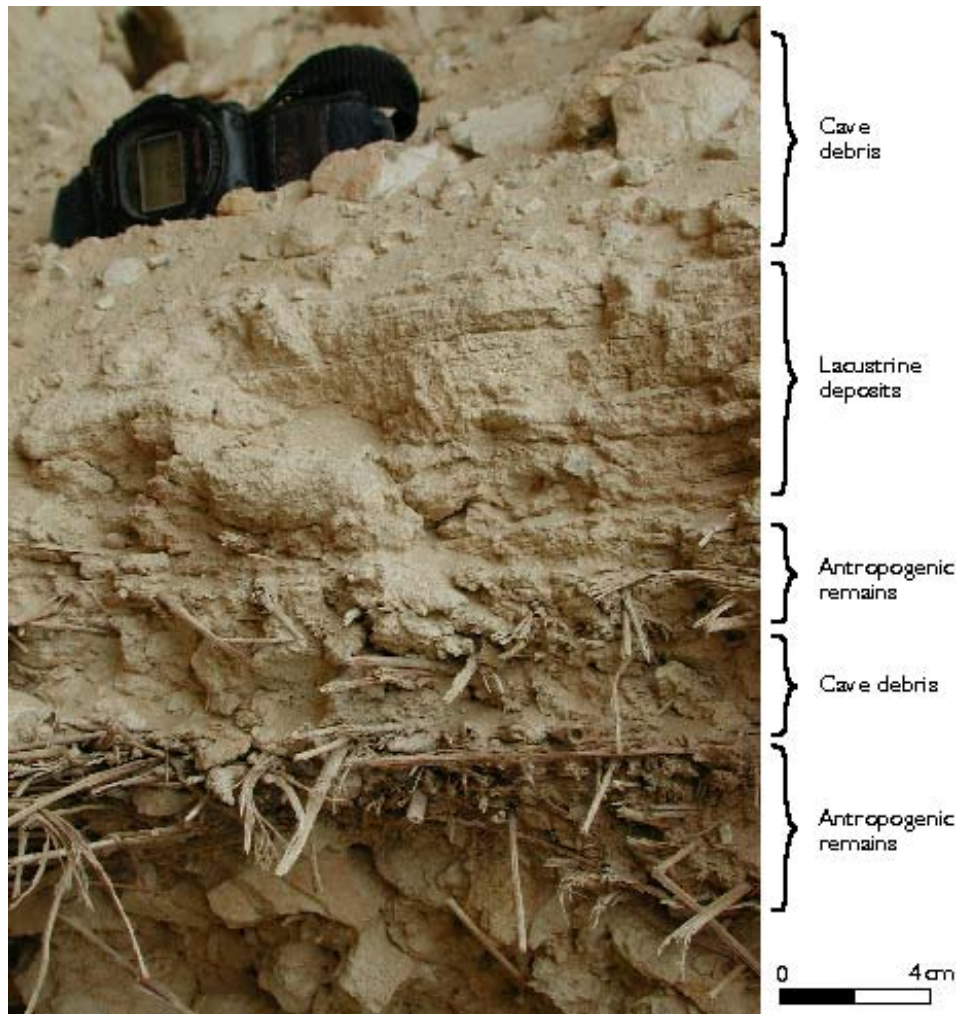
תחנה 14. מערה ארכאולוגית (נ.צ.: 18390/04250)

מערה, הצפות של אתר ארכאולוגי

באזור עין תמר, נמצאה מערה החצובה בתוך הסדימנטים של תצורת סמרה הבונים את מצוק אמציה.

יובל נחל קטן חוצה את המערה ומאפשר הסתכלות בסדימנטים הבונים את רצפת המערה. גובה המערה הוא כ- 1.7 מטרים, ורוחבה כ- 60 סמ' בלבד. הסתכלות מדוקדקת בחתך הסדימנטים ברצפת המערה, מגלה שכבות ממקור אנטרופוגני (רצפת קש, וגללי כבשים), לחלופין עם שכבות הבנויות מהרכב הטרונטין המציינות מפולות של תקרת המערה אשר התרחשו בתקופות שונות. בנוסף לכך, קיימת שכבה בעלת עובי של כ- 5-10 סמ' של סדימנטים משוכבים היטב ממקור אגמי (איור 15). נראה שהמערה

הוצפה בעבר על ידי האגם אשר הגיע מהצפון (ים המלח? הליסאן?), אך גיל הסדימנטים האגמיים והשכבות הארכאולוגיות טרם נקבע.



איור 15. קטע מחתך המערה במצוק אמציה.

תחנה 15. תצפית מצומת הערבה (נ.צ.: 17955/04430)

סביבות השקעה

מנקודת תצפית זו, ניתן לראות לכיוון דרום ודרום מזרח, אזור נרחב הבנוי כולו ממשקעי תצורת ליסאן וסמרה. באזור הנרחב המשתרע בין מלחת סדום ומצוק אמציה בצפון ועד לאזור עידן בדרום, שקעו סדימנטים אגמיים באיצבוע (interfingering) לחלופין עם סדימנטים יבשתיים ממקור פלוביאל. תופעת האיצבוע של משקעים

ממקור יבשתי ואגמי למרחק רב, מרמז על השקעה בסביבה דמויית playa. סביבת השקעה זו מתקיימת באזור רדוד ורחב כאשר שינוי מינורי בגובה מפלס האגם מציף אזורים נרחבים. בזמן רגרסיה, האזור נחשף לבלייה נוצרים ערוצי התחתרות רבים ושוקעים סדימנטים קלאסטים ממקור פלוביאלי.

מקורות

- באומן, ד., 1993. ניאוטקטוניקה בערבה הצפונית. כנס החברה הגיאולוגית, ערד.
ברטוב, י., 2000. הגיאולוגיה של תצורת הלשון במישור מצדה וחצי האי ליסאן. עבודת מאסטר, האוניברסיטה העברית בירושלים.
גור, ד., שש, א., בר-מטיוס, מ., והיימן, א., 2002. סלעי טופה ומי המעיינות והנחלים בצפון החולה. כנס החברה הגיאולוגית הישראלית, מדריך סיורים.
וולדמן, נ., 2002. הגיאולוגיה של תצורת סמרה בבקע ים המלח. עבודת מאסטר, האוניברסיטה העברית בירושלים.
זק, י., 1967. הגיאולוגיה של הר סדום. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית בירושלים, 200 עמ'.

- Abrahão, D., and Warme, J. E., 1990. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos basin, offshore Brazil. In: Katz, B. J. (Ed.), Lacustrine basin exploration, case studies and modern analogs, AAPG Memoir 50, Tulsa, pp. 287-306.
- Bartov, Y., Stein, M., Enzel, Y., Agnon, A., and Reches, Z., 2002. Lake levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the Late Pleistocene precursor of the Dead Sea, Quaternary Research, 57, pp. 9-21.
- Ben-Avraham, Z., 1997. Geophysical framework of the Dead Sea: structure and tectonics. In: Niemi, T. M., Ben-Avraham, Z., and Gat, J. R. (Eds.), The Dead Sea, The lake and its setting. New York, Oxford Univeristy Press. 36, pp. 22-35.
- Bentor Y. K., and Vroman, A., 1957. The geological map of Israel 1:100,000; series A, The Negev, sheet 19, 'Arava Valley.

- Buchbinder, B., Begin, Z. B., and Friedman, G. M., 1974. Pleistocene algal tufa of Lake Lisan, Dead Sea area, Israel. *Israel Journal of Earth Sciences*, **23**, pp. 131-138.
- Davison, I., Alsop, G. I., Evans, N. G., and Safaricz, M., 2000. Overburden deformation patterns and mechanisms of salt diapir penetration in the Central Graben, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, pp. 601-618.
- Enmar, L., 1999. The travertines in the Northern and Central Arava: stratigraphy, petrography and geochemistry (in Hebrew, English summary). MSc. dissertation, The Hebrew University of Jerusalem.
- Ford, T. D., and Pedley, H. M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world, *Earth-Science Reviews*, **41**, pp. 117-175.
- Garfunkel, Z., Zak, I., and Freund, R., 1981. Active faulting in the Dead Sea Rift. *Tectonophysics*, **80**, pp. 1-26.
- Heimann, A., and Sass, E., 1989. Travertines in the northern Hula Valley, Israel. *Sedimentology*, **36**, 1, pp. 95-108.
- Ismail-Zadeh, A., Huppert, H. E., and Lister, J. R., 2001. Analytical modeling of viscous diapirism through a strongly non-Newtonian overburden subject to horizontal forces. *Journal of Geodynamics*, **31**, pp. 447-458.
- Larsen, B. D., Ben-Avraham, Z., and Shulman, H., 2002. Fault and salt tectonics in the southern Dead Sea basin. *Tectonophysics*, **346**, pp. 71-90.
- Ken-Tor, R., Enzel, Y., Agnon, A., and Stein, M., 2003. Late Holocene lake levels of the Dead Sea and their historical connotation. ILIC 3 congress, Tucson, Arizona.
- Livnat, A., and Kronfeld, J., 1985. Paleoclimatic implications of U-series dates for lake sediments and travertines in the Arava Rift Valley,

- Israel. Quaternary Research, **24**, pp. 164-172.
- Neev, D., and Emery, K. O., 1967. The Dead Sea, depositional processes and environments of evaporites. Geological Survey of Israel bulletin, **41**, pp. 1-147.
- Otvos, E. G. 2000. Beach ridges - definitions and significance. Geomorphology, **32**, pp. 83-108.
- Picard, L., 1943. Structure and evolution of Palestine (with comparative notes on neighboring countries). Geological Department Bulletin, The Hebrew University, Jerusalem, **4** (2), pp. 3-4.
- Quennell, A. M., 1959. Tectonics in the Dead Sea Rift. 20th International Geological Congress, Mexico.
- Stein, M., 2001. The sedimentary and geochemical record of Neogene-Quaternary water bodies in the Dead Sea Basin - Inferences for the regional paleoclimatic history. Journal of Paleolimnology, **26**, pp. 271-282.
- Stein, M., 2003. The fall and rise of the Dead Sea during the post-Glacial and Younger Dryas event. Goldschmidt Conference. Davos.
- Vendeville, B.C., and Jackson, M. P. A., 1992. The rise of diapirs during thin-skinned extension. Marine and Petroleum Geology, **9**, (4), pp. 331-353.

Excursion 3:

Formation of sinkholes along the shore of the Dead Sea

**Yechieli¹, Y., Abelson¹, M., Wachs¹, D, Shtivelman², V., Crouvi¹, O.,
and Baer¹, G.**

1 – Geological Survey of Israel

2 – Geophysical Institute of Israel

Introduction

Hundreds of sinkholes have formed along the Dead Sea (DS) coast during the past ten years. Sinkholes have started to occur in several parts of the DS coast already since the 80's (Arkin, 1993). Sinkholes also occur in the eastern Jordanian side of the DS (Taqieddin et al., 2000), though only in its southern part. The dimensions of the sinkholes reach up to 13 meters in depth and 25 meters in width. These sinkholes represent dangers both to life and property, disrupt life in the area, and adversely affect building and development. The formation of the sinkholes is a dynamic process continuing to the present day, and which result in their development in unexpected sites.

The preliminary study aimed at understanding and recognizing the subsurface geological mechanisms leading to the formation of sinkholes. This research incorporates fieldwork and geophysical tools in order to study sinkholes formation. Boreholes were drilled in order to get geological and hydrological information and to verify some of the data obtained by geophysical methods. The combination of field and aerial photographic studies, together with data obtained from the subsurface, allowed the preparation of a preliminary conceptual hydrogeological model that presents most of the factors involved in the formation of the sinkholes.

Evolution of sinkholes' sites

Early studies (Raz, 2000; Itamar and Reizmann, 2000) showed that the sinkholes are not uniformly scattered on the Dead-Sea shores, but rather occur as clusters.

Nowadays about 30 sinkholes sites are known (Fig. 1). In order to monitor the sinkholes development, we used aerial photographs as well as ortho-rectified aerial photographs, from various time-series (Abelson et al., 2002). The data sets from the rectified photographs were incorporated in the geographic information system (GIS) recently built for this project. The GIS enables a more quantitative processing of the data acquired from the monitoring of the sinkholes development (Fig. 2).

From the monitoring by aerial photographs it appears that sinkholes tend to develop along lineaments in most of sinkhole sites. The linear development occurs in two modes: new sinkholes occur between older sinkholes without prolongation of the lineament, while in the second mode sinkholes occur at the edges of the lineament, hence extending the sinkhole lineament.

Parameterization of sinkholes development were made by the GIS in two sites, taken as case studies, the sites of Hamme Shalem and Hever north (Fig. 2). The temporal differences between these two sites can be assessed by comparing several sinkholes parameters, such as their number and aerial size (Yechieli et al., 2002). The number of sinkholes present at a given time is a problematic parameter for assessing the sinkholes development since often several small sinkholes merge into one big sinkhole. The total area of the sinkholes seems to better represent the sinkholes development which shows an exponential growth rate (Fig. 2). Another interesting observation is that the abrupt growth in sinkholes total area starts at different times: during 1999 at Hamme Shalem, and during 2000-2001 at Hever north. These differences are probably related to the local geologic and hydrogeologic conditions of each site.

Sinkhole Lineaments along Cryptic, Likely Active, Young Faults

The sinkholes around the DS cluster in some 30 sites, where each site includes from 5 to more than 50 sinkholes. Almost all sinkhole clusters display a linear shape. Comparison between the trends of the sinkhole lineaments, the exposed faults, and the zigzagging rift wall segments shows a striking similarity (Fig. 3a and 3b). All features show a predominantly bimodal distribution with NNE and NW principal directions (Fig. 3b). No relations are found between sinkhole lineaments and other surface

features such as ancient or current DS shorelines, or alluvial fans. These observations suggest that sinkhole formation is controlled by faults concealed within the rift fill.

To confirm this linkage between buried faults and sinkhole lines we conducted profiles of seismic reflection across and along sinkhole lines in five different sites. In the examined sites the sinkhole lineaments were found to overlie prominent discontinuities. For instance, profiles across the sinkhole lines in the Neve Zohar and Hever-south sites (Fig. 1) display clear discontinuities interrupting the reflectors beneath the sinkhole lines (Fig. 3c and 3d) that offset young sediments several thousands of years old. In the Hever-south site layers shallower than 20 m are offset beneath the sinkhole line (Fig. 3d). ¹⁴C dating of the salt layer at depth of 27 m (sampled from a borehole in this site) indicates 10 kyr (Fig. 3d), suggesting that the offset layers are younger than 7500 years. This implies that the faults are young and likely active, but bear no surface manifestation other than the sinkhole lineaments.

Sinkholes and land subsidence observed by radar interferometry (InSAR)

Subtle land subsidence along the DS coast was recently detected by InSAR (Baer et al., 2002). Sixteen SAR scenes obtained by the European Remote Sensing satellites ERS-1 and ERS-2 during 1992 to 1999 were analyzed, spanning periods of 2 to 71 months. Gradual subsidence features, a few hundred meters to a few kilometers long, with subsidence rates of 0-20 mm/yr, were found in association with most sinkhole sites (Fig. 4). This subsidence was attributed to the consolidation of the clayey (and/or silt) layers within the alluvial fill due to the level-drop of the DS and the associated drop of groundwater level (Baer et al., 2002).

Sinkhole lines occur either within the subsiding areas, or along the boundaries of these areas (Fig. 4). For example, in the En-Gedi south area, a sinkhole line oriented 062° (Fig. 4b) is located within the subsiding area sub-parallel to its straight northwestern boundary; the southwestward continuation of the sinkhole line coincides with another straight boundary further to the west (Fig. 4b). This configuration may be interpreted as two sub-parallel ENE trending faults, suggesting that both sinkhole lines and linear boundaries of the subsiding area reflect buried faults.

Seismic refraction and drilling results – A salt layer beneath sinkholes

Geophysical methods, such as seismic refraction, allowed the recognition of the salt layer, which is essential condition for the formation of sinkholes on the surface. The subsurface extension of the salt layer has yet to be mapped. In the northern part of the Dead Sea area (north of Zukim), no evidence was found for the salt layer in the subsurface, and no sinkholes were observed on the surface.

The borehole in Nahal Hever alluvial fan (Hever 1), located among sinkholes about 1 km south of the Hever North site, encounter a salt layer (11 m thick), penetrated at a depth of 24 m (Fig. 5), as predicted by the geophysical data. The age of the salt layer was found to be ~10,000 years, similar to salt layer in the Zeelim area (Yechieli et al., 1993). Another borehole (Hever 3), that was drilled 40 m to the south of Hever 1 to a depth of 37 m, did not encounter the salt layer. At depth interval of 23-29 m a cavity was found, at the same stratigraphic level as the salt layer in Hever 1 (Fig. 5). This observation strongly supports the hypothesis that dissolution within the salt layer is the primary cause for the formation of the DS sinkholes.

Mechanism of the sinkholes' formation

The rapid formation of sinkholes in the last years has been suggested to be related to the rapid drop of the Dead Sea level during the past decades (Arkin, 1993; Arkin and Gilat, 2000, Wachs et al., 2000). This drop resulted in rapid and drastic changes in the hydrogeological conditions in the near-shore subsurface. During the past thirty years, the sea level dropped by some 20 m (at the rate of ~80 cm/year). As a result of this lowering, the level of the regional groundwater has dropped (Yechieli et al., 1995), as expected. The drop of sea level is accompanied by the retreat of the shoreline toward the center of the basin. The shoreline retreat and reduction in the size of the sea are accompanied by a change in the location of existing springs, and in the appearance of new springs along the shoreline. In the subsurface, the drop in groundwater level is accompanied by changes in the location of the fresh-saline water interface, which also retreats toward the center of the basin.

Considering all observations mentioned above, we suggest a mechanism that combines gradual land subsidence and sinkhole-fault linkage with the formation of the DS sinkholes (Fig. 6). The trigger for the land subsidence is also the drop of the DS level and of the surrounding groundwater levels. This drop decreases the pore pressure in the aquifer system and increases the effective stresses in the rock column (Amelung et al., 1999; Galloway et al., 1998; Terzaghi, 1925). Consequently, areas of higher clay content are differentially compacted (Baer et al., 2002). The eastward migration of the saline-fresh water interface brings water sub-saturated with respect to halite towards the buried salt layer, causing salt dissolution and formation of cavities. This notion is strongly supported by a recent finding of sub-saturated water below and above the salt layer in boreholes near the sinkhole site of En-Gedi plantations (see Fig. 1 for location). Several-meter-thick aquiclude layers above and below the salt layer (as indicated in several boreholes, Fig. 3d) may restrict access of the sub-saturated water to the salt layer. However, differential compaction could generate and localize shear strain within the clayey layers along or parallel to pre-existing faults. These faults may then serve as conduits for the sub-saturated water to the salt layer (Fig. 4) hence forming cavities in the salt layer. With time, the ceiling of the cavity collapse followed by the collapse of the overlying unconsolidated sediments into the empty spaces. Temporary ceilings may occur in a relatively consolidated layer within the unconsolidated sedimentary section. The process ends in the formation of sinkholes on the surface. It should be noted that dissolution of rocks is the major cause of sinkholes' formation in many parts of the world (e.g., Martinez et al., 1998; Galloway et al., 1999; Beck and Herring, 2001). Another effect of the decrease in water level could be the decrease in hydrostatic pressure in the subsurface, in pre-existing cavities, which could also be responsible for formation of sinkholes.

The system of the evaporation ponds of the Dead Sea Works in the southern basin of the Dead Sea apparently presents different conditions that require special consideration. The water level in the ponds is higher today than that of the Dead Sea level of the 1980's. Moreover, the nature of the hydrological relationship between the pond water and the regional aquifer that occurs at greater depth is not clear and is currently under study. It is also possible that another process is responsible for the sinkholes' formation in this area, which could coincide with the process of the dissolution of salt.

Field trip stops

Stop #1 - A lookout at the exposed Lintch strait

The sinkholes sites in this area are very large, with more than 100 sinkholes, along distinct lineaments. These sites occur east of the open canal of the Dead Sea Work where the sediment consists mainly of clay and silt layers. The strait is an area of subsidence bounded between two long lineaments (several kilometers long) of sinkholes, Lisan site in the east and Metsada-Rachaf sites in the west (Abelson et al., 2002).

Stop #2 - Zeelim Wadi

This is an Hydrogeologic station where the geological and hydrological feature of the Holocenic Zeelim Formation can be observed.

a – In the small creek draining into the DS the Zeelim Formation is build mainly of clay and silt layers with some gravel layers. In this site, a 34 meter borehole was drilled, where a 6 meter salt layer was found at depth of 24-30 meter whose is about 10,000 years. Refraction survey indicate that this salt layer does not extend much farther to the west.

b – In the coastal area the wet clayey sediments can be observed. The high moisture content in these sediments is explained by the relatively high clay content and, more important, by the high salinity of the sediment, containing large concentration of hygroscopic salts.

c – Near the shoreline, sedimentary phenomena of halite precipitation are found. The salt was precipitated in the last years since the DS had reached saturation with respect to halite. The halite appears in hard salt layer and/or in spheres very near the shoreline.

Stop #3 - Hever-south site

This is one of the major sinkholes sites where deep sinkholes can be found. The geological section here is mainly gravel of different gravel size. The deepest sinkhole here is 13 meter, where the monitoring borehole collapsed. This borehole revealed a geological section of gravel and clay to depth of 24 m and under 35 meter (Fig. 5) and in the middle a salt layer whose age is around 10,000 years. In a nearby borehole, about 40 meters to the south, a cavity of 6 meters was found at the same stratigraphic level of the salt layer (Fig. 5).

The alignment of sinkholes in this site displays a preferred orientation trending 340°. This trend is at same direction and at the continuation of the sinkhole lineament of the more southerly-located Asa'el site (Fig. 7). This trend also meets the single sinkhole of Hever-central site in the center of Hever alluvial fan. Two lines of seismic reflection were conducted in this site exposing clear discontinuities beneath the sinkholes (Fig. 3e). This suggests that the sinkholes in this site occurred above a fault zone oriented ~340°. According to aerial photographs from various time series it appears that the sinkholes development has propagated from Asa'el site (1987) to Hever-south (~1997) and then to Hever alluvial fan (2000). From the InSAR images, it is seen that only Asa'el site is located in the subsidence area. These observations may suggest that the activity along the concealed NW-trending fault was initiated due to the subsidence and then migrated northwestward into the Hever alluvial fan.

Stop #4 - An outlook from Kibbutz En-Gedi on the sinkhole site of En-Gedi-south (Yesha)

The sinkholes of this site form two linear fjord-like trenches that are filled with the DS water. The trends of the two sinkhole lines are 348° and 62° (Fig. 4). In the last 3 years sinkholes have been occurring along these two lineaments between older sinkholes without extension of the northern limb, and moderate extension of the southern limb. The open area south of the sinkhole site is subsiding, as observed by InSAR. The boundaries of the subsidence area are straight and parallel and/or at the continuation of the sinkhole lines of En Gedi-south site (Fig. 4b). As presented in Fig. 4b, the sinkhole lines and the subsidence area expose the young tectonic fabric buried within the rift fill.

Stop #5 - En Gedi camp site, and Stop #6 – En Gedi date plantation

These sites are located in a man-active region that severely suffers from the collapse-sinkholes. The sinkholes in this area develop within sediments of alluvial fan (conglomerate and fine detritus), hence forming deep sinkholes which has caused severe damage to the camp site and the plantation. The sinkholes in this area are distributed among ~7 clusters comprising 2-10 sinkholes in each cluster. These clusters form a lineament oriented ~348°, parallel to the northern limb of En-Gedi-south site (Fig. ??). The sinkhole lineament defines a ~150 m wide risk-belt, where the probability of sinkholes occurrence is culminated. The sinkhole-risk-belt is stretched from the present DS shoreline near the military camp, through the camping site, across the main road northeastward to the date plantations. Three profiles of seismic reflection crossing the risk-belt indicate that the sinkhole risk-zone is a surface expression of a concealed fracture zone.

Several boreholes were drilled in this area, east and west of the sinkholes-risk-belt; and one borehole was drilled within the risk belt within the risk-belt near a sinkhole cluster in the date plantation. The boreholes east of the risk belt encountered a ~20 m thick salt layer in a depth of 50 m, whereas, the boreholes west of the risk-belt showed no indication for salt. The borehole within the risk-belt penetrated a ~2 m thick salt layer in a depth of ~50 m. The results from the boreholes imply that the sinkhole risk-belt may be the western boundary of the salt layer. However, this notion should be further verified by more drillings in this area.

Stop #7 – Hamme Shalem (Mineral Beach)

The sinkhole site of Hamme Shalem is located about 2 km south of Mitzpe-Shalem (Fig. 1) on a mud plain (Fig. 2), which consists of alternating clays and aragonite layers. The sinkholes at Hamme Shalem site are distributed along a distinct lineament whose direction is similar to that of the main tectonic features of the DS rift, as was noted by Raz (2000) and Abelson (2001). While only few sinkholes are present at Hamme Shalem site until 1999, covering limited area, a significant growth in their coverage has occurred during the following years (Fig. 2). The recent sinkholes filled the gaps between the older ones, and stretched beyond them to the north and to the

south. Yet, the clear orientation of the sinkholes is still preserved. A seismic reflection profile indicates that the sinkhole lineament overlies a fracture, where eastward the subsurface is intact. InSAR images indicate that the mud plane is subsiding. A recent drilling, 50 m east of the sinkhole line, revealed a salt layer at depth of 19 m as predicted by the seismic refraction survey.

Stop #8 – Einot Zukim (En Feshcha) – optional

The Feshcha springs – looking toward the Dead Sea to the east, a large area with vegetation can be seen. This is the discharge zone for large amounts of groundwater the alluvial aquifer to the Dead Sea. There are large variations in salinity and chemical composition among the numerous springs in this area ranging from relatively fresh water (<2 g/l Cl) to concentrated brines (>45 g/l Cl).

Reference

- Abelson, M., 2001, The relationships between major tectonic faults and sinkholes' development in the Dead Sea area. Geological Survey Report GSI/24/2001 (in Hebrew) , pp. 7.
- Abelson, M., Kurzon I., Crouvi O., Wachs D., Yechieli Y., 2002, Development of the Dead Sea sinkholes – Detection from aerial photographs up to 2001, Geological Survey Report GSI/30/2002 (in Hebrew), pp. 30.
- Arkin, Y. 1993, “Karstic” sinkholes in alluvial fans. Isr. Geol. Soc. Annu. Meet. Israel. Field trip guidebook, pp 71-80.
- Arkin, Y. and Gilat, A. 2000. Dead Sea sinkholes – an ever-developing hazard. Environmental Geology 39 (7): 711-722.
- Baer, G., et al. 2002, The lowest place on Earth is subsiding – An InSAR (interferometric synthetic aperture radar) perspective. Geol. Soc. Am. Bull. 114: 12-23.
- Beck, B.F. and Herring, G.J. (editors) 2001, Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrology. Proceeding of the 8th interdisciplinary conference on sinkholes and the engineering and environmental impacts of karsts. Publisher: Balkema, The Netherland, 437p.
- Galloway, D., Jones, D.R. and Ingberitsen, S.E. 1999, Land subsidence in the United States. U.S. Geological Survey Circular 1182, 177p.

- Galloway, D.L., Hudnut, K.W., Ingebritsen, S.E., Phillips, S.P., Peltzer, G., Rogez, F., and Rosen, P.A., 1998, Detection of aquifer system compaction and land subsidence using interferometric synthetic aperture radar, Antelope Valley, Mojave Desert, California: *Water Resour. Res.*, v. 34, p. 2573-2586
- Itamar, A. and Reizmann Y. 2000, Air photo survey of sinkholes in the Dead Sea, area. *Curr. Res. V. 12*: 21-24.
- Martinez, J.D., Johnson, K.S. and Neal, J.T. 1998, Sinkholes in evaporite rocks. *American Scientist* 86: 38-51.
- Raz, E. Formation of sinkholes in the Dead Sea area – a surface survey. Geological Survey Report GSI/31/2000 (in Hebrew).
- Sagy, A., Z. Reches, and A. Agnon, Multiscale 3D architecture and mechanics of the margins of the Dead Sea pull-apart, *Tectonics, In the press*, 2002
- Taqieddin S.A., Abderahman, N.S. and Atallah, M. 2000, Sinkhole hazards along the eastern Dead Sea shoreline area, Jordan: a geological and geotechnical consideration. *Environmental Geology* 39: 1237-1253
- Terzaghi, K., 1925, Principle of soil mechanics, V - Settlement and consolidation of clay: *Engineering News-Record*, v. 95, p. 874-878.
- Wachs, D., Yechieli, Y., Stiebelman, V., Itamar, A., Bear, G., Goldman, M., Raz, E., Riebekov, M. and Shatner, U. 2000, Formation of sinkholes along the shore of the Dead Sea – summary of finding from the first stage of research. Geological Survey Report GSI/41/2000 (in Hebrew) , 49p.
- Yechieli, Y., Magaritz, M., Levy, Y., Weber, U., Kafri, U., Woelfli, W. and Bonani, G. 1993, Late Quaternary geological history of the Dead Sea area, Israel. *Quat. Res.* 39: 59-67.
- Yechieli, Y., Ronen, D., Berkovitz, B., Dershovitz, W.S. and Hadad, A. 1995, Aquifer characteristics derived from the interaction between water levels of a terminal lake (Dead Sea) and an adjacent aquifer. *Water Resources Research* 31(4):893-902
- Yechieli, Y., Wachs D., Abelson M., Crouvi O., Shtivelman V., Raz E., Baer G., 2002, Formation of sinkholes along the shore of the Dead Sea – Summary of the first stage of investigation, *Geological Survey Current Research*, V. 13, 1-6.

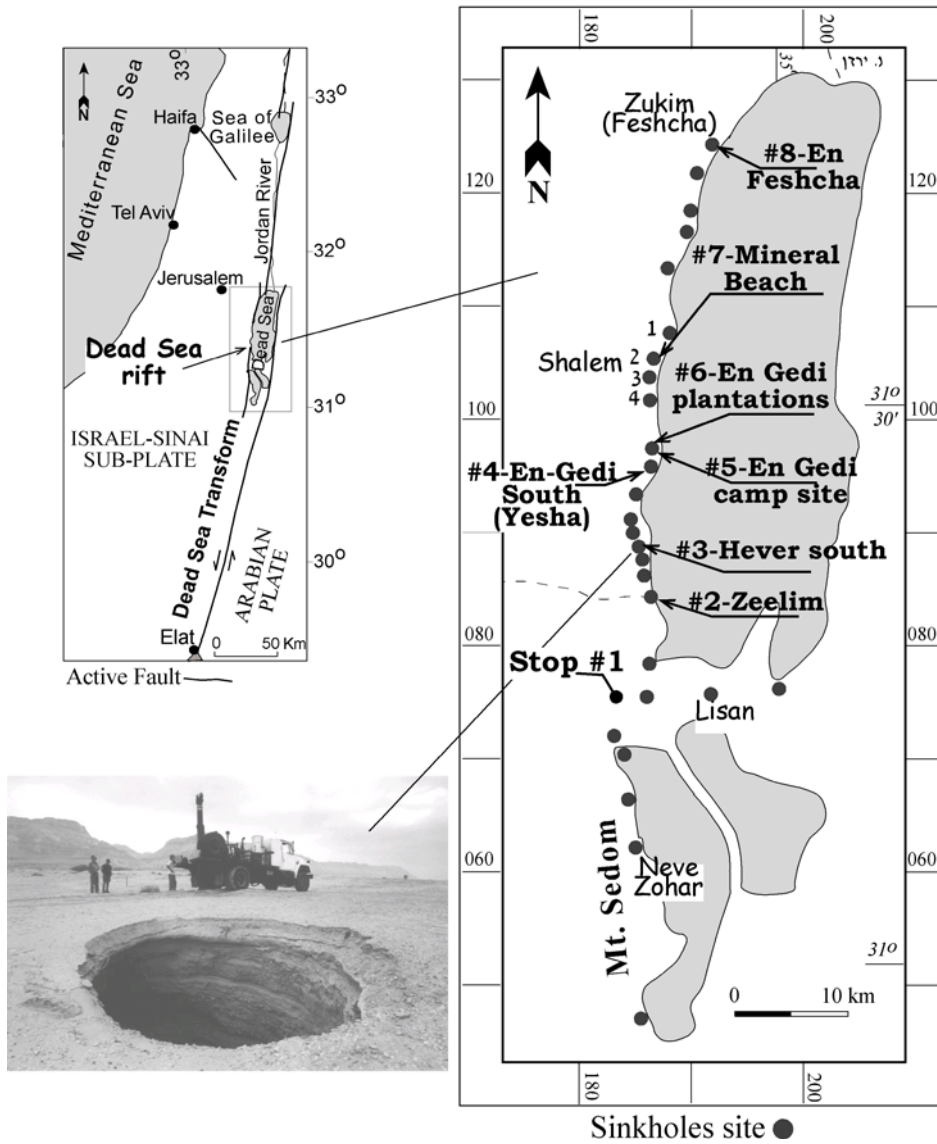


Figure 1. Sinkhole sites along the Dead Sea shore and stops of field trip.

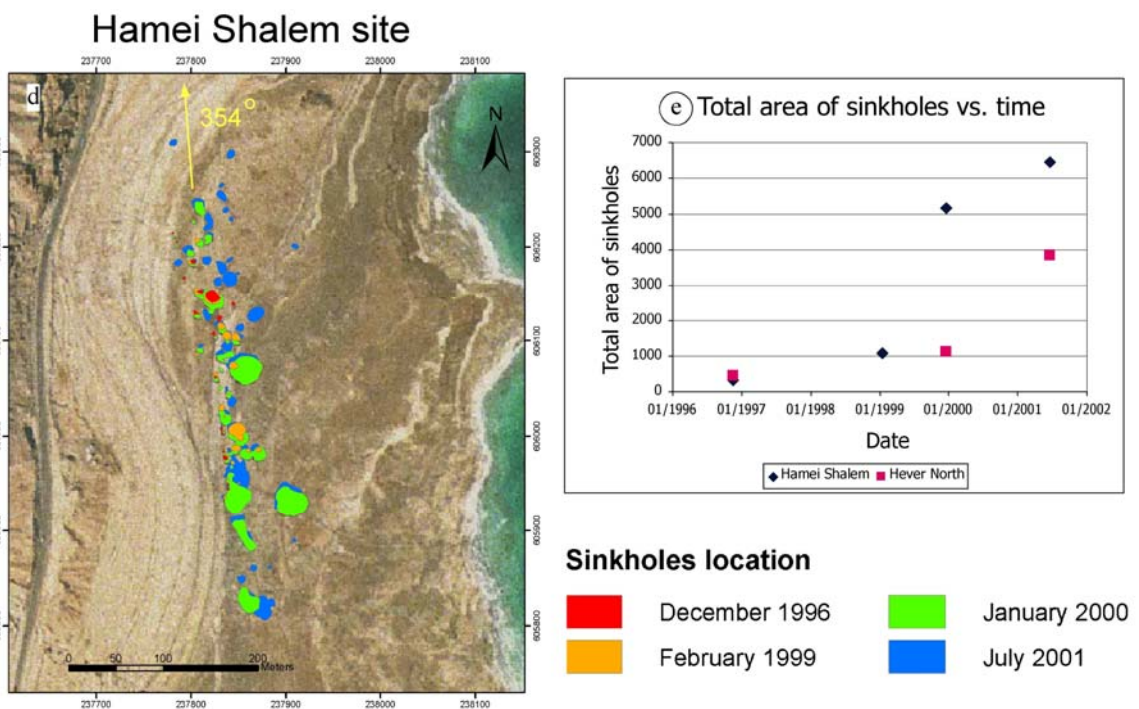


Figure 2. Two types of sinkhole appearances: (a,b) sinkholes on mud plains at Hamme Shalem site and (c) sinkhole on alluvial sediments at Hever South site. (d) The development of sinkholes at the Hamme Shalem site mapped by rectified air-photos, and (e) growth rate of two sinkhole sites calculated by the GIS.

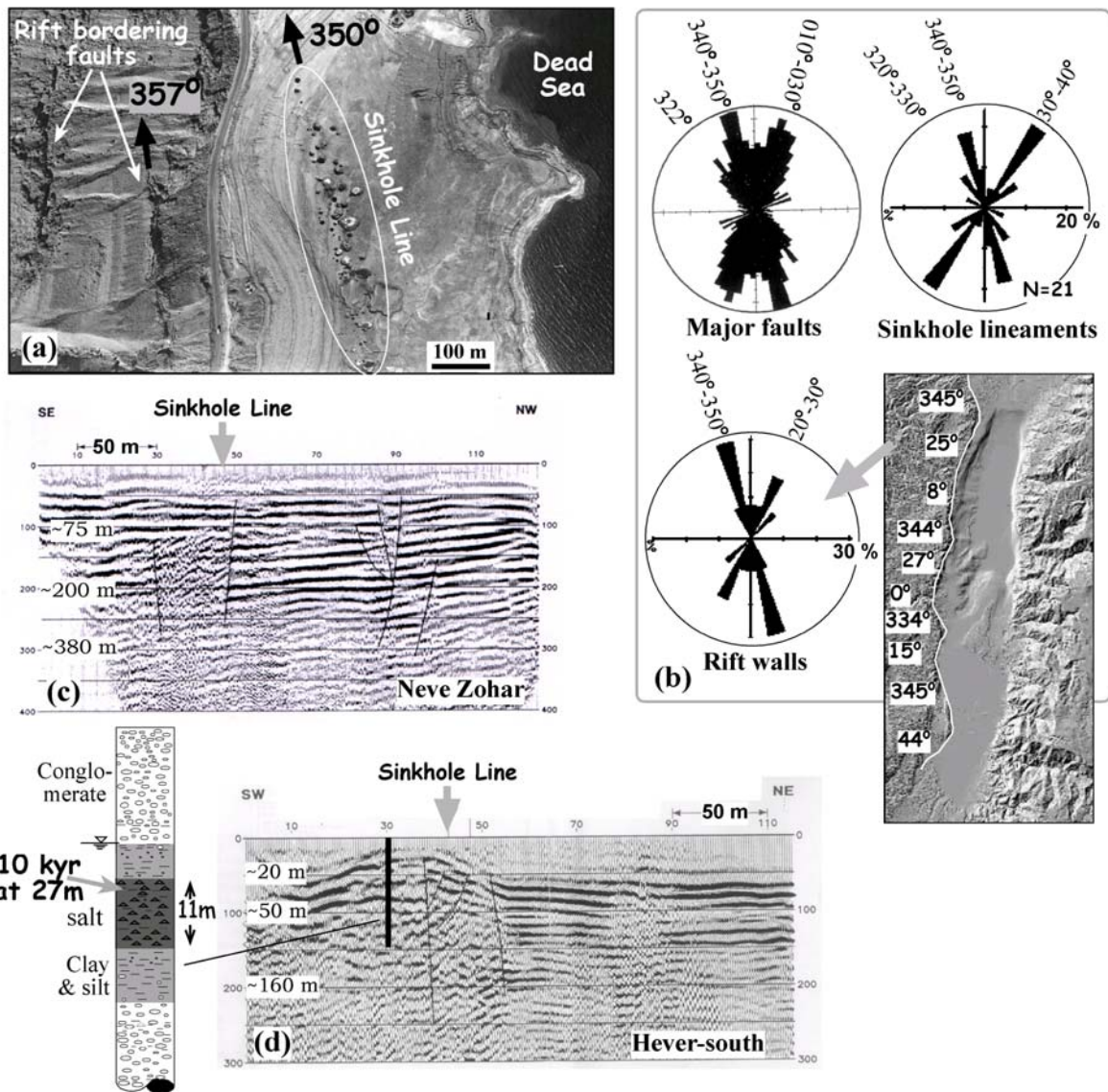


Figure 3. Sinkhole lineaments and buried faults. (a) A rectified air photograph from 1999 showing the sinkhole site of Hamme Shalem (Fig. 1). The sinkholes are aligned sub-parallel to the local rift-margin faults. (b) Area weighted rose-diagrams of strikes of major faults on the western margin of the DS rift (Sagy et al., 2002) (cumulative length 322 km), sinkhole lines, and strikes of the western rift wall segments displayed on a digital shaded-relief map (Hall, 1994). Note the similar bimodal distribution of the various populations, implying a tectonic control on the sinkhole lines. (c) and (d) Seismic reflection profiles across the Neve Zohar and Hever-south sites (see Fig. 1 for location) showing prominent discontinuities beneath the sinkhole lines. In Neve Zohar (c), a sequence of disturbed layers is bounded by the two discontinuities interpreted as faults. The northwesterly discontinuity is beneath the sinkhole line. A seismic reflection profile parallel to the sinkhole line at this site shows no discontinuity, suggesting that the buried discontinuities/faults are parallel to the sinkhole line. Summary of borehole findings (80 m deep) from Hever-south site is presented in (d); ^{14}C dating from a 27m-deep clay horizon within the salt layer indicates age of 10,000 years, suggesting that the observed offsets shallower than 20 m are younger than 7500 years.

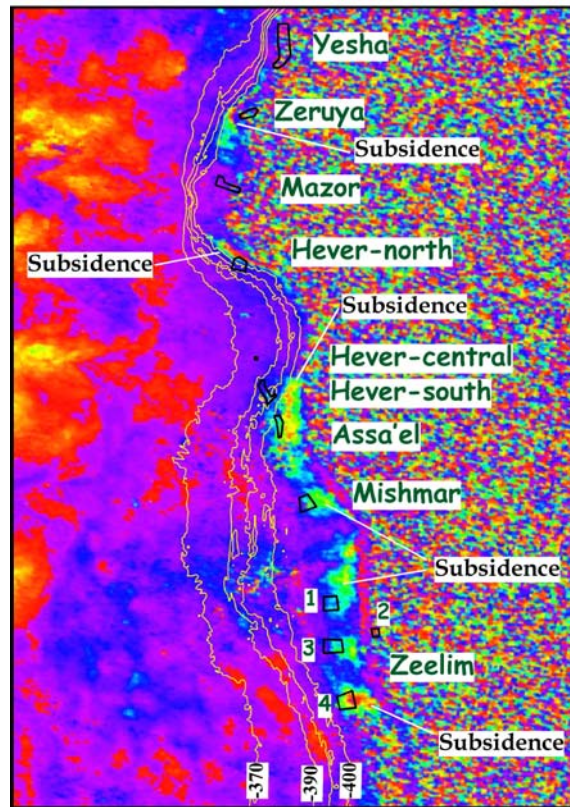


Figure 4a. Relations between sinkhole sites and land subsidence recorded by InSAR. Note that most sinkhole sites correlate with the subsidence features.

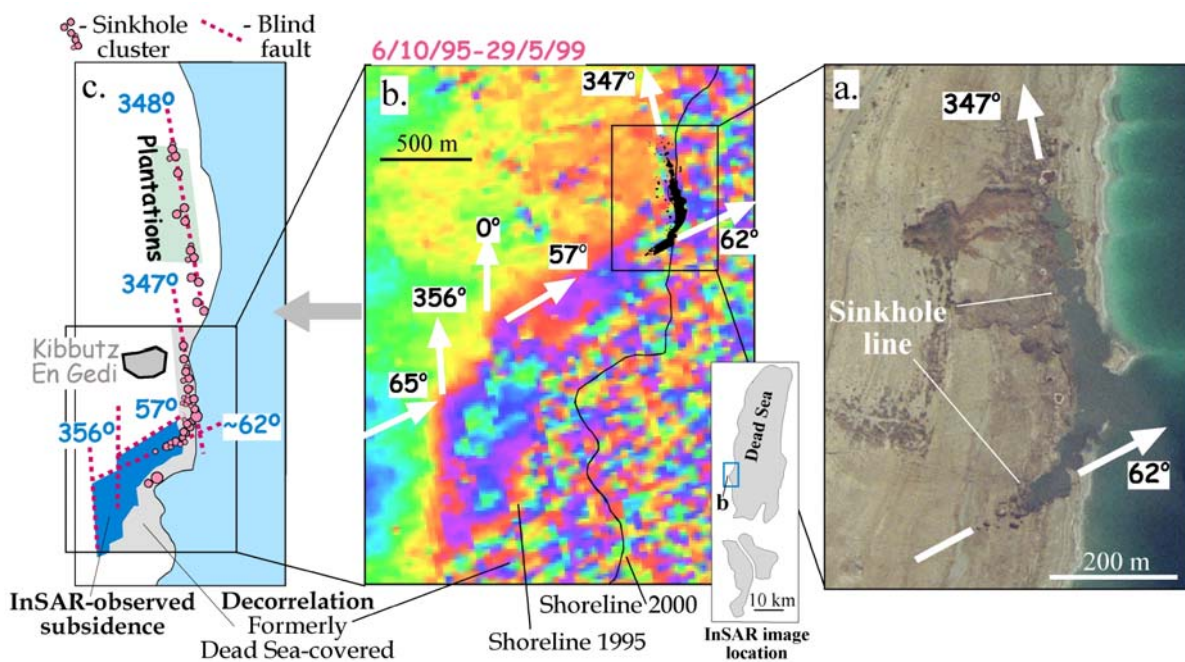


Figure 4b. The concealed tectonic fabric of En Gedi area is revealed by sinkhole lines and straight boundaries of subsidence features.

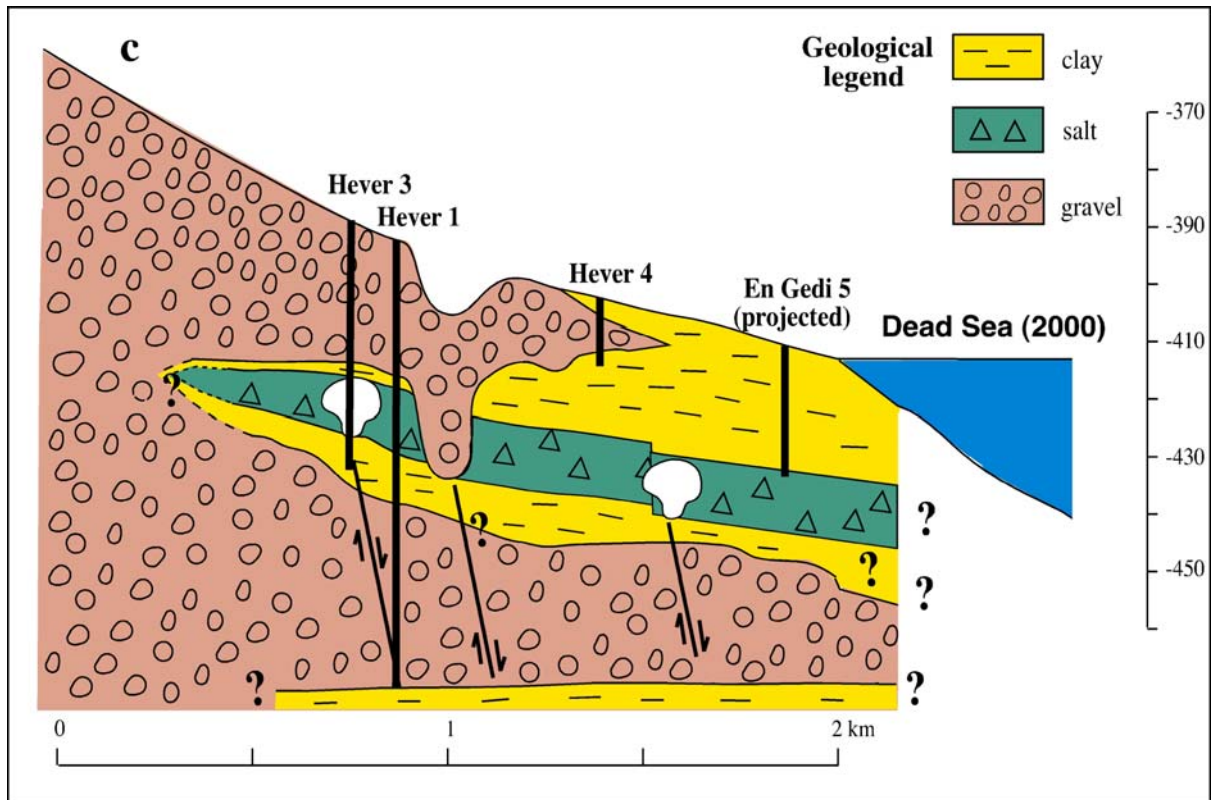


Figure 5a. Geological cross section in the Hever-south site.

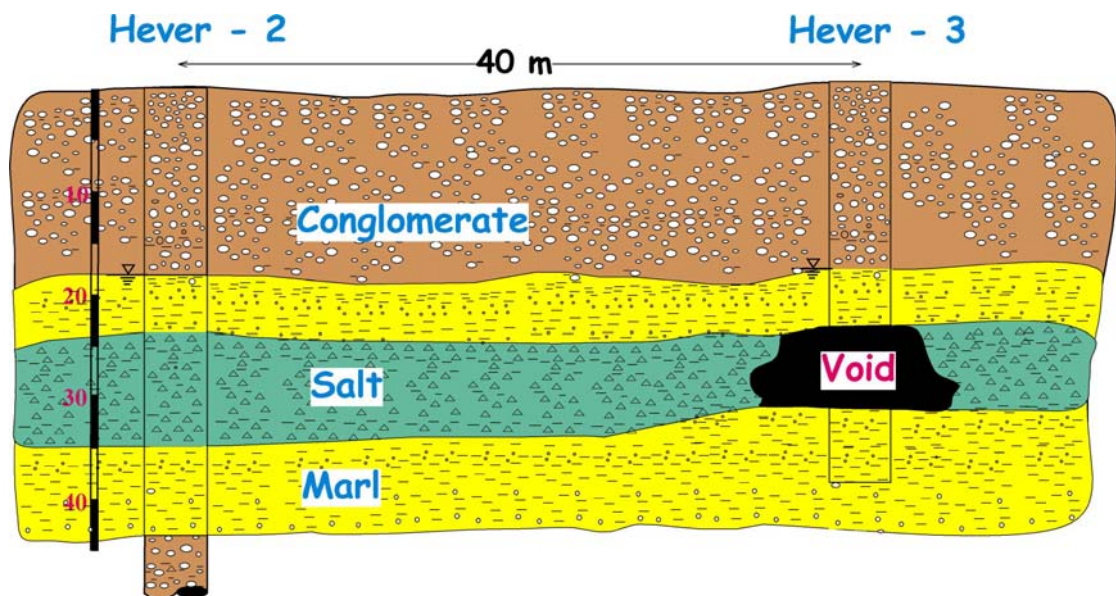


Figure 5b. Schematic cross section between two boreholes in Hever-south. Note that borehole Hever-3 encountered a void at the same stratigraphic level of the salt layer found in Hever-2.

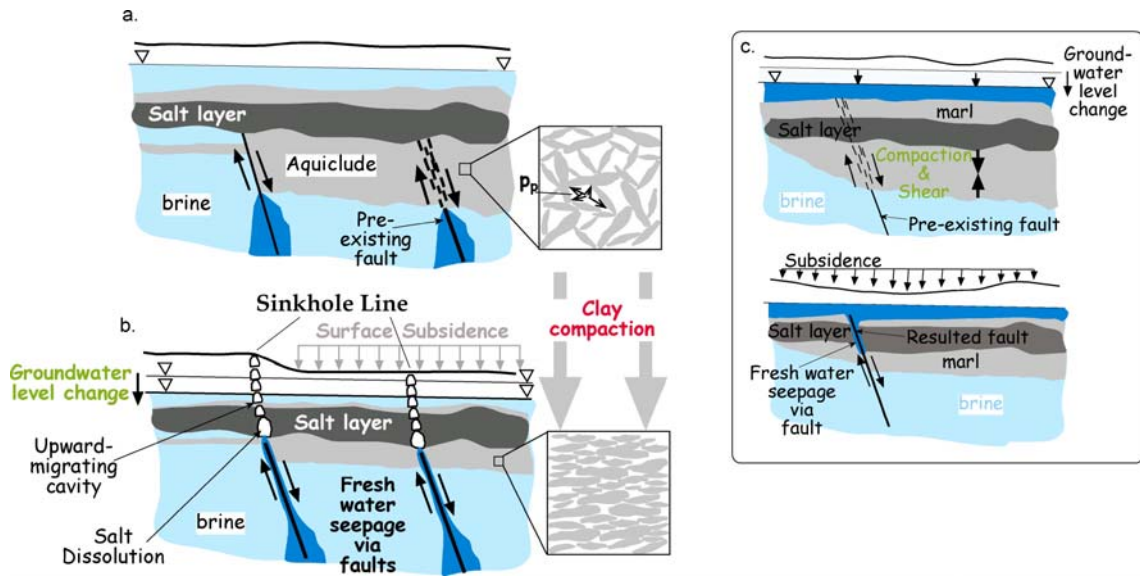


Figure 6. A model for formation of the Dead Sea sinkholes incorporating flow of fresh water via faults, clay and silt compaction, land subsidence, and salt dissolution: localized shear along pre-existing faults generated by differential compaction enhances the access of fresh water to the salt layer. Salt dissolution forms a cavity, which migrates towards the surface to form a sinkhole. (a-b) Groundwater penetrates from below, whereas, (c) sub saturated water may penetrate from above.

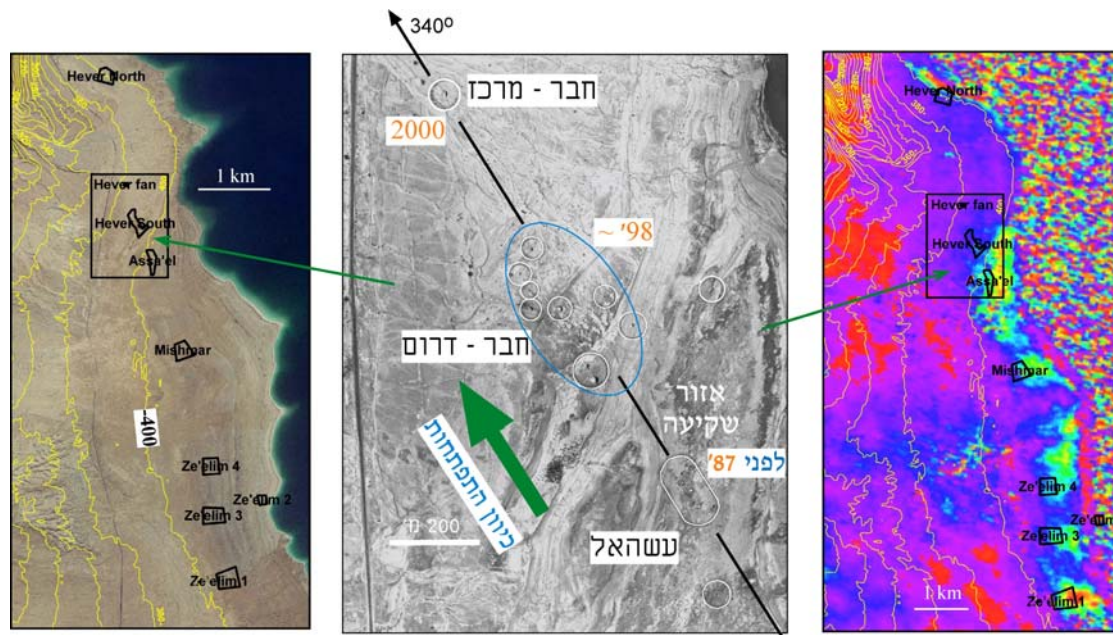


Figure 7. Location (left) and evolution of Hever-south site (center) presented on aerial photograph, and InSAR image (right) with respect to Asa'el, Hever-south, and Hever-central sites.

סיור מס' 4:

תופעות גיאולוגיות במישור רותם ובבקעת חתרורים

בורג, א.,¹ וולין, ס.,² איל, ע.,² קולודני, י.³

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

2 רותם אמפרט נגב, ת.ד. 187 ירוחם

3 המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים

מטרות הסיור:

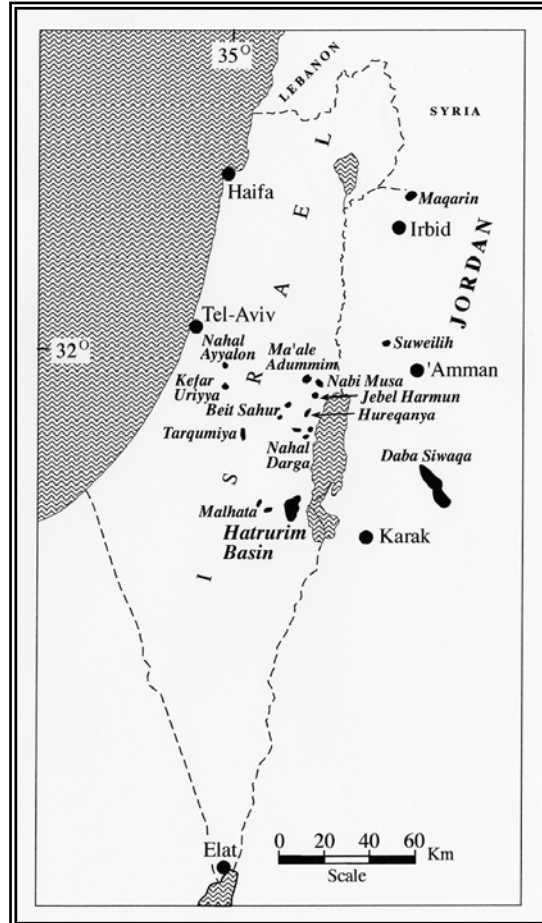
1. להציג את המאפיינים הליתולוגיים והטקסטורליים של ה"אזור המגוון" באזור החשיפה הנרחב ביותר בישראל - בקעת חתרורים.
2. להראות שניתן לחלק יחידה מטמורפית זו ליחידות מיפוי בעלות משמעות סטרטיגרפית ולחבר בין יחידות אלה לסלעי המקור (פרוטוליתים).
3. להציג עדויות שדה למנגנון ההתמרה המקובל ולתת הערכות לגיל או גילי ההתמרה, משך הבערה והמגבלות ההכרחיות להתרחשות התהליך.
4. להציג את פעילות חברת רותם אמפרט נגב באזור תוך התייחסות לנושא שמירת הטבע.

מבוא:

סיור קודם לבקעת חתרורים ולתופעות הגיאולוגיות המיוחדות הנחשפות בה נערך בכנס החברה הגיאולוגית, ערד 1993. מאז אותו סיור הלכו לעולמם פרופ' בן תור - האיש ששמו נקשר יותר מכל בזיהוי המנגנון האחראי ליצירתם של הסלעים הנחשפים בשטח הבקעה, ופרופ' פיקרד שהיה הראשון שנתן ליחידה את שמה המקובל כיום - ה"אזור המגוון" - (Picard, 1931) Mottled Zone.

סלעי ה"אזור המגוון" (או בשמם הנוסף - תצורת חתרורים, Gross, 1977) נחשפים במספר מקומות בישראל ובירדן (תרשים 1). בכל המחשופים סלעי היחידה מופיעים מעל גג תצורת משאש ובמגע ישיר איתה, כלומר קורלטיביים לתצורת עירב, ובבקעת חתרורים גם לתצורת טקיה. הצבעוניות הרבה המאפיינת סלעים אלה והמבנה האירגולרי של המחשופים משכה חוקרים רבים להציע הצעות שונות, חלקן משונות, למנגנון היצירה. Wyllie et al. (1923) ו-Lees (1928) היו הראשונים שהציעו את המנגנון המקובל כיום של שרפת ביטומן בסלעים קרבונטיים כמקור חום להתמרה. פריצת דרך בהבנת המנגנון נעשתה במהלך שנות ה-60, אז זוהו לראשונה מינרלים של טמפי גבוהה בסלעי ה"אזור המגוון" (Bentor et al., 1963a, b). במקביל נעשה ניסיון ראשון לחלוקה סטרטיגרפית של התופעה ולמיפוייה (Bentor and Vroman, 1960). בהמשך התפרסמה עבודתה המינרלוגית המקיפה של ש. גרוס (Gross, 1977), בה תוארו תכונותיהם של 123 מינרלים, חמשה מתוכם נמצאו לפני כן באתר בודד בעולם, שמונה אחרים היו ידועים רק כתוצרים סינתטיים בתעשיית המלט (כולל C_3S שהוא מרכיב עיקרי בתעשיית המלט וכונה ע"י ש. גרוס - Hatrurite). בהמשך תארה ש. גרוס שני מינרלים חדשים בעולם: בנתורייט (לכבודו של פרופ' בן תור) ויעלימיט (Gross, 1980, 1984). ככל הידוע לנו המינרל בנתורייט לא נמצא עד לאחרונה *insitu*

במי ממחשופי ה"אזור המגוון". בנובמבר 2002 נמצא המינרל לראשונה באתרו במחשוף כביש ב"אזור המגוון" שבמעלה אדומים וכיום נעשה מאמץ לשמר את האתר הייחודי הזה משיני הדחפורים. פזה נוספת שזוהתה לראשונה ע"י ש. גרוס תוארה לפרטיה מאוחר יותר ע"י Weber and Bischoff (1994) וכונתה לכבודה Grossite.

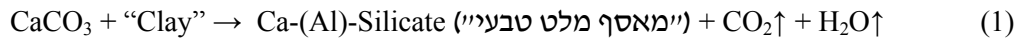


תרשים 1: מפת מחשופי ה"אזור המגוון" בישראל ובירדן.

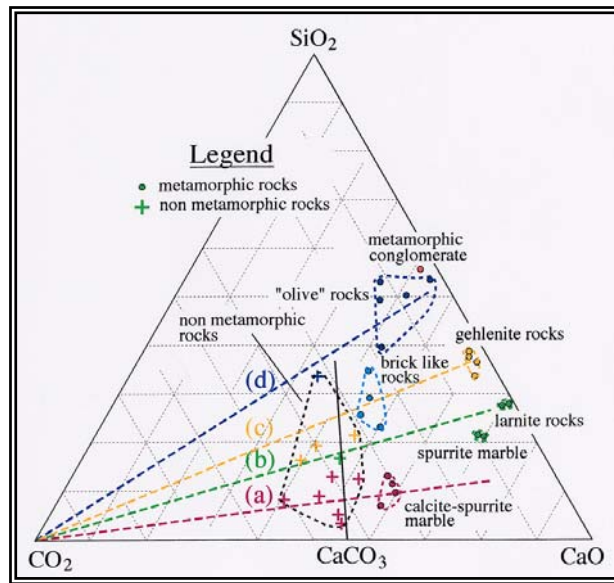
על בסיס עבודתה המקיפה של ש. גרוס נערכו במהלך העשורים הבאים מחקרים פטרולוגיים, גיאוכימיים, איזוטופיים ופלאומגנטיים (Bentor et al., 1972; Kolodny and Gross, 1974; Matthews and Nathan, 1977; Matthews and Kolodny, 1978; Matthews and Gross, 1980; Ron and Kolodny, 1992) וכן עבודות מיפוי ותיארוך במגוון שיטות (בורג, 1990; Burg et al., 1992; Gur et al., 1995; Kolodny et al., 1971; Porat et al., 1991). בעבודות אלה גובש המודל ליצירתם של סלעי ה"אזור המגוון". מודל זה יוצג בקצרה בתחנות הסיור השונות. ראוי להזכיר ש-Gilat (1998) חולק על המודל שיוצג במהלך הסיור ומקשר את תהליך ההתמרה לתהליכים הידרותרמליים.

על פי המודל, בערת החומר הביטומני שהיה ספוג בסלעי הקירטון והחואר מגיל מסטריכט ופלאוקן (תצורות עירב וטקיה בהתאמה) גרמה להתמרה וליצירת סלעי ה"אזור המגוון". התהליכים הכימיים העיקריים שהתרחשו בזמן הבערה היו דקרבוניזציה, דהידרציה ויצירת

מאספי מינרלים בהרכב Ca-Silicate ו-Ca-Al-Silicate, השייכים לפציאס המטמורפיים הסנידיניט והפירוקסן-הורנפלט (טמפ' גבוהה, לחץ נמוך). את תהליך ההתמרה אפשר לסכם בנוסחא הכללית הבאה:



המינרלים העיקריים שנוצרו בהתמרה הם Spurrite, Larnite, Gehlenite, Brownmillerite, Anorthite, Garnets, Wollastonite, Diopside (הרכב כימי ראה אצל Gross, 1977 או Burg et al., 1992). חלק מהפזות המותמרות מוכרות כמוצרים בתעשיית המלט (Kolodny, 1979). מנוסחא (1) ברור שככל שתהליך ההתמרה מתקדם יותר תכולת ה- CO_2 בסלע הולכת ויורדת עד היעלמות מוחלטת. דקרבוניזציה שלמה הושגה בסלעי גהלניט ולרניט (תרשים 2).



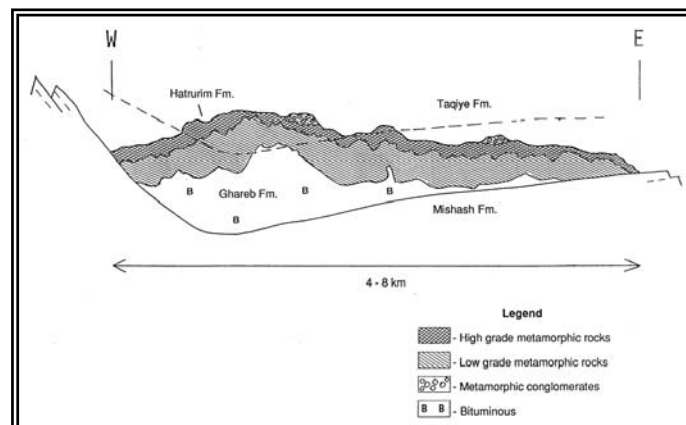
תרשים 2: יחסים (משקליים) בין המרכיבים CaO , SiO_2 , CO_2 בדוגמאות סלע שונות, מותמרות (בדרגה בינונית או גבוהה) ושאינן מותמרות. ככל שהסלע עבר דקרבוניזציה חזקה יותר הוא ימוקם קרוב יותר לציר SiO_2 - CaO . קיים יחס ישר בין דרגת ההתמרה לעוצמת הדקרבוניזציה ולכן סלעים שיופיעו בסמוך לציר SiO_2 - CaO הם אלה השייכים לפציאס ההתמרה הגבוה ביותר. הדוגמאות הלא מותמרות מופיעות סמוך לקו הערבוב CaCO_3 - SiO_2 , הפיזור לאורך הקו מציין יחסים שונים בין קרבונט לחרסיות. מספר דוגמאות סוטות לכיוון קודקוד CO_2 וזאת בגלל תכולת החומר האורגני שבהן. מקודקוד CO_2 נמתחים ארבעה קוים החוצים את השטח המכיל את הסלעים הלא מותמרים. המעבר לאורך קוים אלה מציין את השינוי שחל בתכולת ה- CO_2 בסלעי המקור עם התמרתם ואת מידת הדקרבוניזציה שהתרחשה.

קשה להעריך את טמפ' ההתמרה, זאת הן בשל השונות העצומה של מינרלים וסלעים מותמרים והן בשל הקושי להעריך את הלחץ החלקי של ה- CO_2 ששרר בזמן ההתמרה. מצד שני, אין כל עדות להתכה ולכן ברור שהטמפ' לא הגיעה ל- $1,280^\circ\text{C}$, שהיא הנקודה האאוטקטית של המאסף mayenite-brownmillerite-larnite (Matthews and Kolodny, 1978). על סמך מאספי המינרלים, הטמפ' בשיא הבערה הגיעה ל- 550 - 900°C (Bentor et al., 1972, Kolodny and Gross, 1974) ובמקרים נדירים עד לכ- $1,100^\circ\text{C}$, וזאת על סמך הופעת המינרל Pseudowollastonite.

מאזן חום (Burg et al., 1999) מראה ששרפת החומר האורגני שבפרוטולית יכולה להעלות את טמפי' הסלעים לערכים גבוהים בהרבה מאלה ששררו בפועל ($300-900^{\circ}\text{C}$). מסתבר אם כן שרוב החום שנוצר בזמן הבערה (50%-80%) לא השתתף בחימום הסלעים והתמרסם אלא נוצל בתהליכי הדקרבוניזציה האנדותרמיים או סולק אל מחוץ למערכת ע"י גזים - אדי מים ובעיקר CO_2 שמקורו בתהליכי הדקרבוניזציה וחמצון החומר האורגני. בדרכם החוצה חיממו הגזים סלעים רחוקים יחסית ממוקדי הבערה. ניתן לכן לשער שמעבר לתכולה מינימלית של חומר אורגני, ההכרחית לקיום הבערה (ככל הנראה מספר אחוזים), אין לריכוז החומר האורגני בסלע השפעה ישירה על טמפי' ההתמרה ועוצמתה. זו הסבה לחוסר הקשר בין אזורי ההתמרה הגבוהה לבין כמות החומר האורגני שהיתה במקור בפרוטוליתים (בהנחה שריכוז החומר האורגני בפרוטוליתים בבקעת חתרורים היה דומה לזה שבאגנים אחרים בנגב). הבדלים בעוצמת התמרה לאורך החתך הסטרטיגרפי נובעים מייעילות אספקת החמצן למוקדי הבערה, ממשך הבערה, מהיחס בין כמות החום ששימשה להתמרה לבין הכמות שסולקה אל מחוץ למערכת, מתכולת הקרבונוט בסלע ומהלחץ החלקי של ה- CO_2 (המשפיע על הטמפי' בהן מתרחשות ראקציות ההתמרה).

אין ספק שהתנאי ההכרחי הראשון להצתה ובערה הוא אספקת חמצן סדירה. מצד שני, חימצון החומר הביטומני החשוף בפני השטח לא יכול להביא לחימום יעיל; הכרח שחדירת החמצן תהיה דרך סדקים לעומק הסלע הביטומני. ניתן לכן להניח שארוזיה וחשיפת החתך הביטומני שבאה בעקבותיה, אולם גם סידוק ראשוני, הם אלה שהניעו את התהליך. להערכתנו תהליכים אלה קשורים, לפחות ב"אזור המגוון" שבבקעת חתרורים, לפתיחת בקע ים המלח. באזורים בתוך בקעת חתרורים בהם אספקת החמצן נמנעה בגלל כיסוי אלוביאלי עבה לא התרחשה כל התמרה והחומר הביטומני נותר בלתי נגוע. ההגבלה באספקת חמצן לעומק היא הסיבה לכך שה"אזור המגוון" הוא תופעה של פני שטח בעובי עשרות מטרים לכל היותר, המונחת על סלעים לא מותמרים, חלקם אף ביטומנים (תרשים 3). עובי התופעה משתנה ממקום למקום כפונקציה של עומק הסדקים שהחדירו חמצן. יותר מכך, ככל שההתמרה התרחשה בעומק רדוד יותר אספקת החמצן, בבד בבד עם סילוק ה- CO_2 שנוצר, היו יעילים יותר. לפיכך, עיקר מסת הסלעים של פציאס ההתמרה הגבוהה מרוכזת סמוך לפני השטח. לא מפתיע לכן שהמחצבות של שיש הקלציט-ספוריט (שיש ערדי) מסתיימות בעומק שאיננו עולה על 20 מ'. בסיום ה"קילוף" של "שכבת" השיש המחצבה ננטשת.

החסרון הכמעט מוחלט של חומר אורגני שאריתי בסלעים המותמרים מצביע על יעילות אספקת החמצן והבערה.



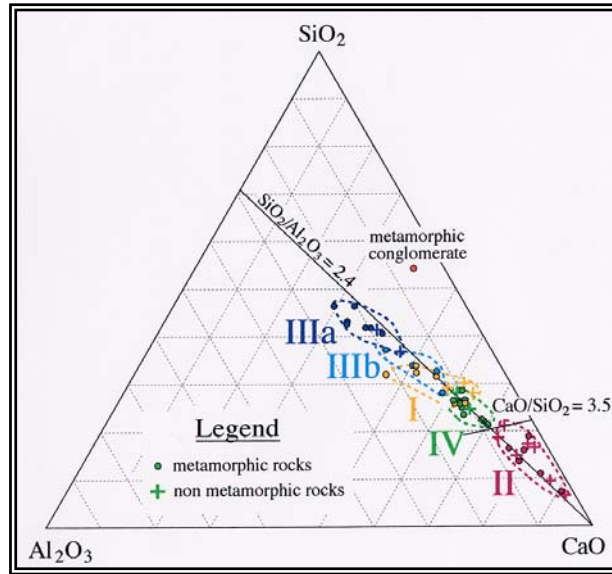
תרשים 3: חתך גיאולוגי דרך בקעת חתרורים, כפי שנראתה מיד בתום ההתמרה. סלעי ה"אזור המגוון" מהווים תופעת פני שטח בעובי עשרות מטרים הדועכת בעומק בשל אספקת חמצן לקויה. מגע בין סלעים מותמרים מעל לסלעים לא מותמרים מתחת נראה היטב בואדיות עמוקים שהתחתרו מאז הסתיים תהליך ההתמרה.

גורם ההצתה של סלעי הביטומן הוא כנראה ריאקציות חימצון אקזותרמיות של החומר הביטומני והפיריט המתאפשרות כאשר חמצן חודר דרך סדקים לעומק הסלע הביטומני. החום המשתחרר בריאקציות החימצון מעלה את הטמפ' של סלעי הסביבה עד הצתה. הצתה ובערה של פחם וסלעים ביטומנים בתת הקרקע היא תופעה נפוצה בעולם. עדויות באזורינו לקיומו של תהליך זה נראות כיום בערמות פצלי השמן הנכרות במכרה פמ"א שבמישור רותם, בערמות הפחם שבתחנת הכוח בחדרה, בכבול שבעמק החולה ובמכרות סלעי הביטומן במקרין שבירדן (Clark et al., 1993).

הבערה התרחשה במוקדים. עדויות לאלה נמצאו ביחסי שדה שונים (בורג, 1990), שאחד מהן יוצג בסיוור הנוכחי, בסמנים מינרלוגיים, כגון שינויי בתכולת ה- CO_2 במינרלי אפטיט בגג תצורת משאש (Matthews and Nathan, 1977), בשינויים בסוג וצבע החומר האורגני הספוג בסלעים וברקריסטליזציה של ננופלנקטון (וולין, 1998). החמצן למוקדים הגיע כאמור דרך סדקים, חלקם טקטוניים, ואחרים שנוצרו תוך כדי קריסות סלע בזמן ההתמרה. קריסות אלו נגרמו הן משחרור אגרסיבי של הגזים שנוצרו בזמן הבערה (בעיקר CO_2 ואדי מים) והן מצמצום נפח הסלע המותמר, הנובע מצידו מיצירת פזות חדשות צפופות יותר, מסילוק חומר אורגני ומסילוק CO_2 בתהליך הדקרבוניזציה (Kolodny and Matthews, 1978). קריסות הסלע איפשרו פתיחת תעלות חדשות לחמצן והצתת מוקד חדש סמוך. הסדקים שנוצרו בעת ההתמרה נעלמו בשל תהליכי הרקריסטליזציה, קריסות הסלעים ויצירת המינרלים והסלעים המטמורפיים. עדות אפשרית לסדקים שנפערו תוך כדי התמרה נראית ב"דיקי החול" (Burg et al., 1992); כאן קריסת חול פריך אל תוך הסדקים הפעורים מנעה סגירתם לאחר ההתקררות.

מודל הבערה קיבל חיזוק בעבודות איזוטופיות (Bentor et al., 1972; Kolodny and Gross, 1974; Matthews and Kolodny, 1978; Clark et al., 1993). ההידלדלות באיזוטופים הכבדים ^{13}C ו- ^{18}O שנצפתה בקרבונטים עם העלייה בדרגת ההתמרה הוסברה ע"י דקרבוניזציה מתמשכת וכנראה גם ע"י אינטרקציה עם CO_2 שמקורו בחומר האורגני המתחמצן. Matthews and Kolodny (1978) תארו מודל של זיקוק ריילי עבור ההידלדלות השיטתית באיזוטופ ^{18}O במינרלים הסילקטיים עם העלייה בטמפ' ובדרגת ההתמרה.

Bentor et al. (1972) ו-Gross (unpublished) קבעו על סמך ניסיונות חימום של סלעי תצורות עירב וטקיה שתהליך ההתמרה היה איזוכימי (פרט לשחרור CO_2 ומים). כלומר יצירת הפזות המותמרות לא הביאה לשינוי בהרכב הכימי הכללי של הסלע. חיזוק לכך בדמיון הרב בין הרכב הפרוטוליתיים לתוצרים המותמרים המצויים לטרלית להם ובאותה עמדה סטרטיגרפית (תרשים 4) (Burg et al., 1999).



תרשים 4: יחסים (משקליים) בין המרכיבים CaO , SiO_2 , Al_2O_3 בדוגמאות סלע שונות, מותמרות ושאינן מותמרות. הדוגמאות המותמרות כוללות בעיקר סלעים השייכים לפציאס ההתמרה הבינוני-גבוה, בודדות שייכות לפציאס ההתמרה הנמוך. לזיהוי סטרטיגרפי של היחידות המותמרות ראה תרשים 5.

שדה I: סלעי גהלניט ולרניט השייכים לחלק התחתון של ה"אזור המגוון" וסלעי חוואר קירטוני ביטומנים לא מותמרים השייכים לפרט התחתון של תצורת ע'רב.

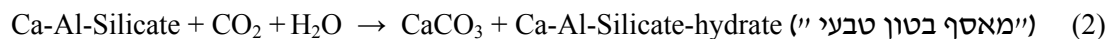
שדה II: סלעי שיש קלציט-ספוריט הבונים את יחידה KuPh2 וסלעי קירטון לא מותמרים השייכים לפרט העליון של תצורת ע'רב.

שדה III: שדה a: סלעי "אוליב" (שם שדה שניתן ע"י בן תור, 1949) הבונים את יחידה KuPh3 וסלעים חוואריים לא מותמרים השייכים לפרט התחתון של תצורת טקיה. שדה b: סלעים מותמרים הדומים ללבנים שרופות, ושייכים אף הם ליחידה KuPh3.

שדה IV: סלעי לרניט המופיעים ביחידה KuPh4, סלעי לרניט ושיש ספוריט המהווים את החלק העליון ביותר של יחידה KuPh2 וסלעי קירטון חרסיתי לא מותמרים המופיעים במעבר בין תצורות ע'רב וטקיה וכן בפרט העליון של תצורת טקיה - פרט חפיר.

היחס CaO/SiO_2 הולך ויורד ככל שהפרוטולית חרסיתי יותר. במקביל לירידה ביחס זה ומאותה סבה חלה עליה בתכולת האלומיניום.

בשלב ההתקררות של הסלעים המותמרים (השלב הרטרוגרדי) וגם לאחר מכן (ולמעשה עד היום), החלו לפעול על הסלעים המטמורפיים תהליכי רקרבוניזציה, הידרציה ולעיתים סולפטיזציה. התוצאה מכך היא התגבשותם של מינרלים קרבונטיים (בעיקר קלציט וכן Vaterite וארגוניט) וכן מאספי מינרלים בהרכב Ca-Silicate-hydrate ו-Ca-Al-Silicate-hydrate. התהליך הזה, שניתן להגדירו כבליה, מסוכם בנוסחא הכללית הבאה:



המינרלים העיקריים בקבוצה זו, פרט לקרבוניטים, הם:

1. זאוליטים (בעיקר Thomsonite ו-Gismondite), Hydrogarnets וכן Apophyllite המופיע בקג"ל ובאבני חול מותמרים. כל אלה נוצרו בשלב הרטרוגרדי בנוכחות מים, כאשר טמפי הסלעים היתה עדיין חמה (פחות מ-300°C) (Gross, 1977; Matthews and Gross, 1980).

2. Portlandite ונוספים אשר נוצרו לאחר ההתקררות (הרכב כימי ראה אצל Gross, 1977 או Burg et al., 1992). חלק ממינרלים אלה ידועים בבטון, שהוא כידוע תוצר הידרציה וקרבוניזציה של מלט פורטלנד.

מאסף מינרלים זה יוצר גופי סלע אירגולריים, שכיח בשולי הגופים המותמרים בפציאס בינוני וגבוה וממלא עורקים החוצים את הסלעים המותמרים השונים. במקרים רבים עורקים אלה מכילים ריכוזים גבוהים יחסית של מתכות אשר רוכזו לתוכם בשלבים הרטרוגרדים ובשלבי הבליה המאוחרים. כך לדוגמא כרום, שהוא המובילי ביותר בשלבים אלה, שכיח מאוד בעורקים החוצים את החלק התחתון של ה"אזור המגוון" ואת סלעי שיש הקלציט-ספוריט. הכרום מופיע במספר מינרלים צבעוניים, כגון Ettringite, Volkonskoite (Cr-rich smectite) ו-Bentorite. ה-Ettringite, הצהוב בהופעתו, נפוץ מאוד בסלעים רטרוגדיים ברוב מחשופי ה"אזור המגוון", הוא ממלא סדקים וחללים ובמקומות אף מופיע כבונה גופי סלע קטנים. מקור המתכות הוא ככל הנראה בסלעי תצורת משאש ובביטומן.

לסיכום: סלעי ה"אזור המגוון" מחולקים על פי הרכבם המינרלוגי לשלוש קבוצות המצינות תנאי יצירה שונים:

1. סלעים המורכבים מהמינרלים המקוריים שלא עברו כל שינוי וכוללים בעיקר קלציט וחרסיות, מעט אפטיט ופיריט, ועד 25% חומר אורגני.

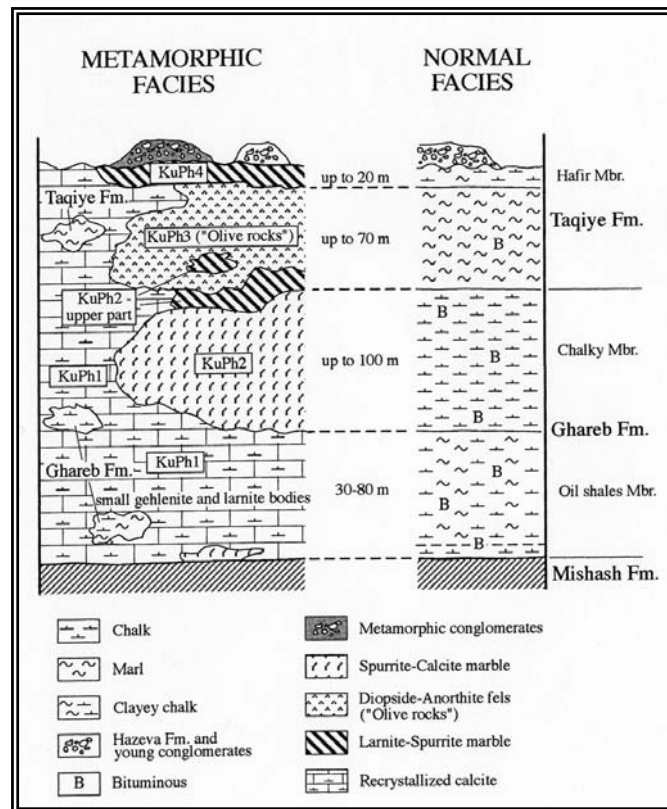
2. סלעים המורכבים ממינרלים מטמורפיים שנוצרו בתנאי טמפי גבוהה ולחץ נמוך (מטמורפיזם פרוגרדי) והם למעשה מאסף מלט טבעי (Kolodny, 1979).

3. גופים המורכבים ממינרלים שנוצרו בשלבים הרטרוגרדים של ההתמרה וכן כתוצאה מבליית הסלעים המותמרים והם למעשה מאסף בטון טבעי. ראוי לציון העניין בעולם במאסף זה בהקשר של עמידות ממושכת לבליה של בטון האמור לאחסן ולבודד בתוכו פסולת גרעינית (Nagra, 1992). המינרלים הרטרוגרדים ומינרלי הבליה ב"אזור המגוון" מהווים אנלוג טבעי לבטון מלאכותי ויכולים לעזור בחיזוי התנהגותו לאורך זמן.

ניסיון ראשון לתארך את מאורע ההתמרה נעשה בתחילת שנות השבעים באמצעות מדידת Fission tracks בגבישי אפטיט מותמרים שלוקטו ממחשוף קטן מדרום מזרח לירושלים - Jebel Dakhdash (Kolodny et al., 1971). הגיל שנמצא היה $16.8-13.6 \pm 2.0$ מליון שנה. בורג (1990) העריך בעזרת יחסי שדה, שקבלו תמיכה מגילי K-Ar, שגיל ההתמרה בבקעת חתרורים הוא פליוקן (כ-3 מליון שנה) והציע שכל מחשוף ומחשוף של סלעי ה"אזור המגוון" הותמר בתקופה שונה כפונקציה של ארוזיה וחשיפה לאטמוספירה. עדויות לגילי התמרה שונים במחשופים שונים התקבלו במדידות פלאומגנטיות (Ron and Kolodny, 1992). Gur et al. (1995) הגיעו על סמך מדידות גיל רדיוגנטיות למסקנה שההתמרה בבקעת חתרורים נערכה בשני אירועי זמן שונים (המעידים על שני אירועי

חשיפה): במיוקן (לפני כ-16 מליון שנה) ובפליוקן (לפני כ-3 מליון שנה), אז חלה ארוזיה חריפה לכיוון בקע ים המלח. גילים צעירים יותר (1.0-1.7 מליון שנה וכן 0.2 מליון שנה) נמדדו בבקעת חתרורים בשיטת ESR (Porat et al., 1991).

סלעי ה"אזור המגוון" בבקעת חתרורים חולקו ע"י Burg et al. (1992) למספר יחידות ליתולוגיות, כאשר הקריטריון הבסיסי לחלוקה הוא בראש ובראשונה דרגת ההתמרה (תרשים 5): מסלעים לא מותמרים השייכים לתצורות עירב וטקיה, דרך יחידה KuPh1, הכוללת סלעים מגוונים, ברובם קרבונטיים, שהם תוצר התמרה תרמלית קלה (פחות מ-300°C) וכן סלעים רטרוגרדים שונים, ועד קבוצת היחידות KuPh2-4 הכוללת מגוון סלעים שעברו התמרה תרמלית בינונית וחזקה (עד 900°C ובמקרים בודדים אף יותר). סלעי יחידה KuPh1, שהם הנפוצים ביותר בכל מחשופי ה"אזור המגוון" בכלל ובבקעת חתרורים בפרט, ומצויים לאורך כל החתך (תרשים 5), היו במקורם סלעים של תצורות עירב וטקיה. ההתמרה החלשה גרמה לרקריסטליזציה, גיוון רב, הקשיית הסלעים, העלמות המיקרופאונה ובמקומות ליצירת מעט מינרלים מטמורפיים, כגון גרנטים. ההתמרה החלשה גרמה לביטול הבדלים ליתולוגיים הקיימים בין סלעי המקור השונים, ולכן לא ניתן להבחין בתוך יחידה KuPh1 בחלוקה הפנימית המקורית ליחידות משנה.



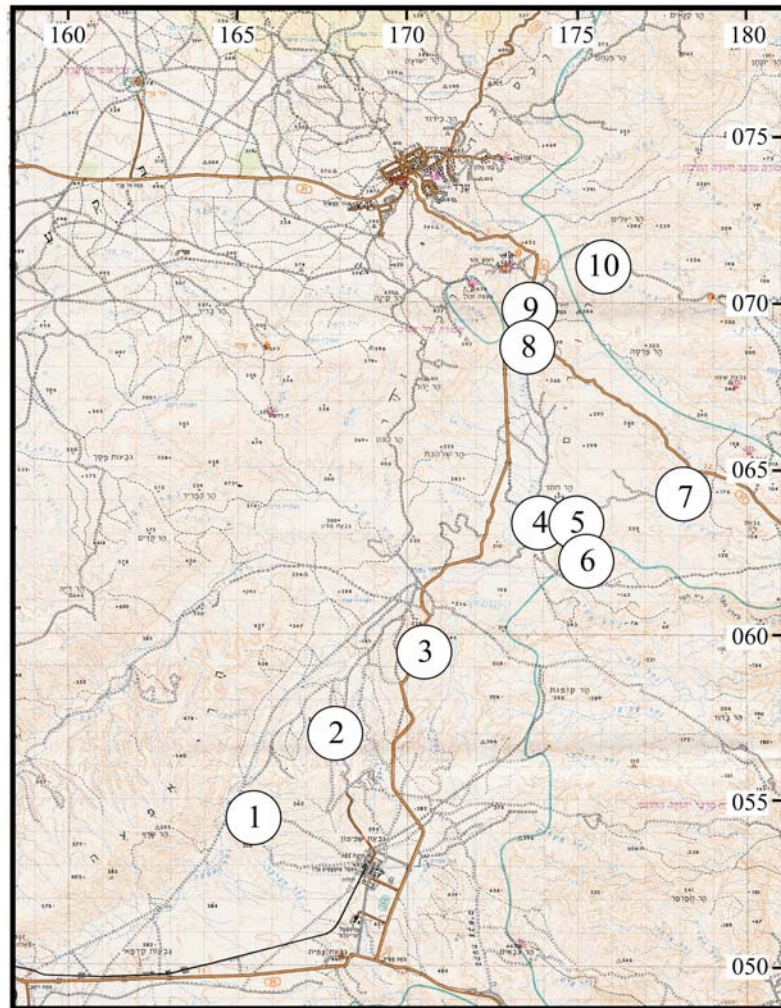
תרשים 5: חתך גיאולוגי מוכלל המציג קורלציה בין הפרותוליטים ליחידות המותמרות שנוצרו מהם. שים לב שליחידות של פציאס ההתמרה הבינוני והגבוה יש משמעות סטרטיגרפית.

בניגוד להתמרה החלשה, ההתמרה הבינונית והחזקה דווקא חידדה הבדלים ליתולוגיים, אפילו קטנים (כגון ביחסי קלציט/חרסית), בין פרוטוליטים קרבונטיים שונים. כך ההבדל בין היחידות המטמורפיות KuPh2, KuPh3, KuPh4 וכן גופי הגהלניט-לרניט שבבסיס ה"אזור המגוון" (שלא

הופרדו כיחידה ליתולוגית עצמאית בגלל גודל מחשופיהם הקטן והם נבלעים בתוך החלק התחתון של יחידה KuPh1, מציין הבדלים בהרכב הפרוטוליתים. הבחנה מינרלוגית-ליתולוגית בין סלעים השייכים לפציאס ההתמרה הבינוני-גבוה היא על כן הבחנה בעלת משמעות סטרטיגרפית. היחידות המטמורפיות משמשות לכן גם כיחידות מיפוי (Burg et al., 1992). תוצאה ישירה מכך היא האפשרות לשרטט מפה סטרוקטורלית על בסיס מחשופי היחידות המטמורפיות הללו. מפה כזו שורטטה על בסיס מחשופי יחידה KuPh3 והיא אנלוגית למפה סטרוקטורלית של בסיס תצורת טקיה (Burg et al., 1992).

הקורלציה בין היחידות של פציאס ההתמרה הבינוני והגבוה לפרוטוליתים מוצגת בתרשים 5. קורלציה זו נעשתה על סמך יחסי השדה בין היחידות השונות, על פי גילים פלאונטולוגיים של הסלעים הלא מותמרים הנחשפים לטרלית למותמרים ועל פי אלמנטים ליתולוגיים (תרכיזים למשל) וסמנים פאוניםטיים וטקסטורליים אופייניים שהשתמרו למרות תהליכי ההתמרה. חשוב להדגיש שעצם המשמעות הסטרטיגרפית הניתנת לכל אחת מהיחידות המטמורפיות של הפציאס הבינוני או הגבוה כמוה כהכרה באיזוכימיות התהליך.

תחנות הסיור (מיקומן ומיספורן בסדר כרונולוגי נתונים בתרשים 6):



תרשים 6: תחנות הסיור.**תחנה 1: מכרה פמ"א (נ.צ. 1655/0546)**

נסיעה ממפעל רותם מערבה בדרך עפר עד למכרה פמ"א.

מכרה פמ"א מספק פצלי שמן למתקן שרפת הפצלים הנמצא באתר רותם, בו מייצרים קיטור וחשמל. פצלי השמן ניכרים מפרט פצלי השמן שבבסיס תצורת עירב. הגיאולוגים של רותם מחלקים את הפרט לשלוש יחידות, על פי אחוז החומר האורגני שבהן:

1. 10%-12% חומר אורגני, פצלים דלים,

2. 16% - 12% חומר אורגני, פצלים בינוניים,

3. מעל 16% חומר אורגני, פצלים עשירים,

פצלים המכילים פחות מ 10% חומר אורגני נחשבים כטפל.

כחלק מתהליך הכרייה קודחים חורים בשכבות הפצלים ובהם נעשים פיצוצים. בקידוחים הקיימים מספר שבועות, מתרחשת התחממות, בעיקר בחורף לאחר ימי גשם. ככל הנראה, הרטיבות מחדירה חמצן לעומק הסלע. החמצן מתחמם את החומר האורגני תוך כדי שיחרור חום. מאחר ובור הקידוח איננו מאוורר, החום מתחיל להצטבר בקידוח. תהליך זה אנלוגי ככל הנראה למה שהתרחש בבקעת חתרורים לאחר חשיפת הסלעים הביטומניים לפני השטח; מים חדרו לתוך סדקים טקטוניים, החל תהליך חימצון אקזותרמי של החומר האורגני וזאת עד הצתה. ראוי להזכיר שגם Bentor and Vroman (1960) ראו במים כגורם שמחדיר חמצן ומאפשר התחלת חימצון החומר האורגני לקראת הצתה והתמרה.

תחנה 2: בור פוספטים (נ.צ. 1679/0569)

נסיעה למכרה רותם.

מכרה רותם החל את פעילותו בשנות השבעים והוא אחד משלושה מכרות הפוספט השייכים לחברת רותם אמפרט נגב, שהנה חלק מחטיבת הדשנים של כימיקלים לישראל. הפוספט במכרה רותם נכרה מפרט הפוספוריט שבג תצורת משאש. הכרייה של הפוספט נעשית בבורות פתוחים ולכן יש צורך להסיר שכבות טפל שמעל שכבות הפוספט. השכבות המוסרות הן חווארים של תצורת עירב וכן חלוקים, חול וקונגלומרט של תצורת חצבה.

במהלך הביקור במכרה נכיר את שיטות הכרייה במכרה פתוח ונתאר את הסקר הגיאולוגי ותכנון הכרייה המקדים לתחילת הפעילות בשטח.

תחנה 3: תצפית מזרזים על בקעת חתרורים (נ.צ. 1704/0595)

נסיעה ממפעלי רותם צפונה לכיוון צומת חתרורים.

מצפוננו בקעת חתרורים, בה חשופים סלעי ה"אזור המגוון" על פני שטח נרחב של כ-50 קמ"ר. סלעי ה"אזור המגוון" אינם משוכבים ויוצרים נוף מבוהר מאוד. החתך המותמר כולל את תצורות

עירב וטקיה, גג תצורת משאש וקונגלומרטים צעירים. ממערב לבקעה נראה האגף הנוחת של קמר זוהר; הנחיתה היא מזרחה אל תוך סינקלינת חתרורים. שכבות חבורת יהודה ותצורת משאש נוחתות אל מתחת לסלעים הבהירים של ה"אזור המגוון". סינקלינת חתרורים מחולקת ע"י אנטיקלינת גורים לשני צירים - ציר מורג המערבי וציר חתרורים המזרחי. צירי הקמר וצירי שתי הסינקלינות שלצידו הם בכיוון כללי דרום מערב-צפון מזרח. אנטיקלינת גורים נראית היטב באמצעות חשיפה בעלת מבנה כיפתי של סלעי תצורת משאש. בין מחשופי ה"אזור המגוון" ממזרח ואגפו הנוחת של קמר זוהר בולטת בקעה אלוביאלית - בקעת גורר. קידוחים שנקדחו בבקעה חדרו סלעים לא מותמרים של תצורת עירב.

תחנה 4: תופעות התמרה בגג תצורת משאש (נ.צ. 1747/0633)

נסיעה בדרך עפר היוצאת מזרחה מכביש צומת חתרורים-צומת צפית, סמוך לנחל חימר. דרך זו נפרצה ע"י מפעלי רותם בעת חיפושיהם אחר מרבצי פוספטים חדשים בדרום בקעת חתרורים.

תופעות התמרה חלקיות קיימות בפרט הפוספוריט שבגג תצורת משאש, המהווה את הבסיס של ה"אזור המגוון". Matthews and Nathan (1977) זיהו מוקדי בערה בגג תצורת משאש על סמך שינויים לטרלים בתכולת ה- CO_2 . וולין (1998) מצא שההשפעה של כל מוקד בעירה הוא לאורך כמה עשרות מטרים. הבדיקה נעשתה על בסיס השינויים הלטרלים בתכולת ה- CO_2 בסלעי הפוספוריט ושינויים בצבע החומר האורגני.

המעבר ממוקד בערה לאזור לא מותמר נראה היטב במחשופי הדרך שנפרצה כאן ע"י מפעלי רותם; כתמים שחורים הם הביטוי הנראה לעין של שולי המוקד. כל מספר מטרים או עשרות מטרים עוברים מוקד אי רגולרי שקוטרו מספר מטרים. למרות הצבע הכהה בשולי המוקד, כמות החומר האורגני נמוכה מאוד ולא עולה על 0.5%. מדובר בחומר אורגני אשר עבר תהליך של פירוליזה (חימום ללא נוכחות חמצן) כתוצאה מהולכת חום מהסלעים המותמרים שמעל בהם החומר האורגני עבר חימצון מלא. ההשחרה מציינת גבול חדירת החמצן ומעבר מהתמרה ע"י חימצון להתמרה הנגרמת מהולכת חום (פירוליזה). סמוך למרכז המוקד נראים היטב הבדלים בעוצמת ההתמרה: ההתמרה החלשה (עד $500^{\circ}C$; אקסלרוד, 1980) מתבטאת רק בהשחרה של הסלע ובאבדן הריח האופייני לסלעי הפוספוריט, אולם ללא שינוי טקסטורלי, הסלעים שעברו התמרה חזקה יותר (מעל $550-600^{\circ}C$; Gross, unpublished) הם קשים מאוד, בעלי גוונים אדומים או ירוקים, יוצרים מצוק או דרגש בנוף ובעלי טקסטורה גבישית צפופה (בניגוד לטקסטורה הגרגרית המאפיינת את סלעי הפוספוריט המקוריים). טקסטורה חדשה זו מצביעה על רקרסטליזציה של סלע המקור. מינרל האפטיט העיקרי בסלעים שעברו התמרה חזקה הוא פלואור אפטיט. מינרל זה נוצר לאחר דקרבוניזציה מלאה של מינרל האפטיט המקורי - הפרנקוליט. המעבר המינרלוגי מפרנקוליט לפלואור אפטיט מתרחש בטמפ' $550-600^{\circ}C$ וזו לכן הטמפ' המינימלית שבה נוצרו הסלעים המותמרים בפציאס גבוה. גבישי האפטיט המותמרים הם הנותנים לסלע את הגוון הירקרק. סלע ירקרק זה מוכר לבנאי ירושלים המסורתיים בשם "מיזי אחר". גבישי קלציט שאריתיים (בסלעים שלא עברו דקרבוניזציה מלאה) הם הנותנים את הגוון האדום.

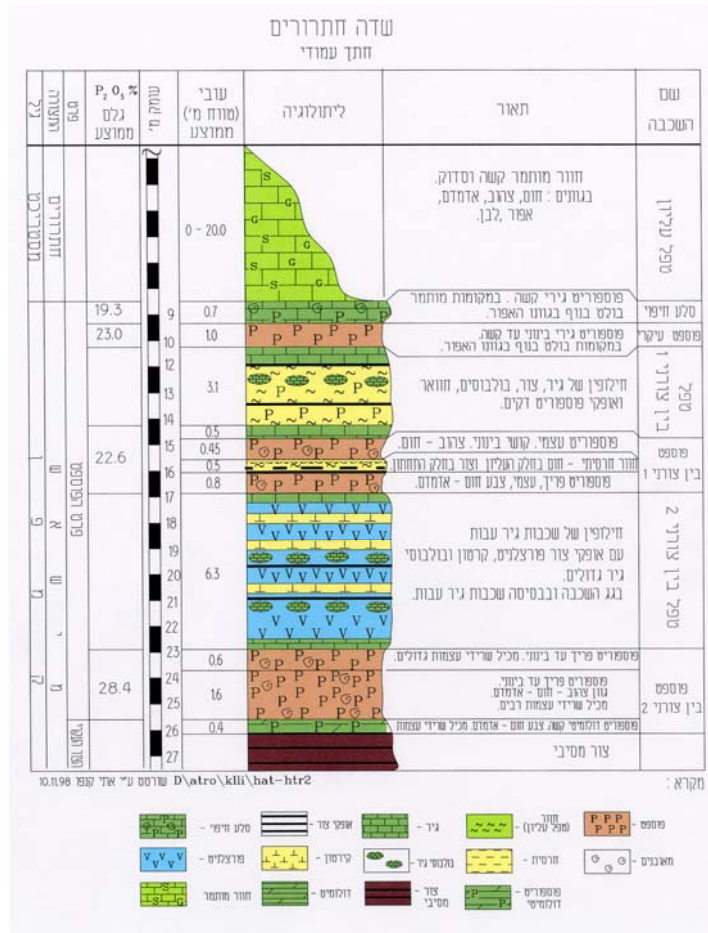
תחנה 5: סוגי הסלעים המאפיינים את החלק התחתון של ה"אזור המגוון" (נ.צ. 1744/0633)

המשך נסיעה בדרך העפר של מפעלי רותם צפון מזרחה לכיוון כיפת חלמיש. החלק התחתון של ה"אזור המגוון" מאופיין בנוף מבוטר מאוד, לא משוכב כלל ובעל הופעה טרשית הנובעת מכיסוי נרחב של קרומי גבס. הסלע העיקרי הבונה נוף זה הוא קרבונט שעבר רקריסטליזציה וצבעיו במחשופים טריים מגוונים מאוד (למשל בחתכי הכביש שבמעלה אדומים). סלע זה, המכונה מטה-גיר או מטה-קירטון, נוצר בעקבות התמרה חלשה (פחות מ-300°C) של הפרוטולית (חלק תחתון של תצורת ע'רב) והוא דל במינרלים מטמורפיים.

בתוך הנוף הטרשי בולטים גופי סלע כהים אי רגולריים, בקוטר מטרים ספורים, המורכבים בעיקר משני מינרלים מטמורפיים - גהלניט ולרניט. מינרלים אלה נותנים לסלעים הנושאים אותם את שמם. גופי סלע אלה קשים מאוד, דקי גביש ויתכן ומציינים מוקדי בערה מקומיים בהם הושגה התמרה בפציאס גבוה. סלע הגהלניט הוא בעל גוון חום או ירקרק וחצוי ע"י עורקים בהירים רבים. נדיר למצוא בו את המינרל פסאודוולסטוניט המצויין טמפ' התמרה של כ-1,100°C, שהיא הגבוהה ביותר הידועה במחשופי ה"אזור המגוון". סלע הלרניט מופיע לרוב בעדשות אליפסואידיות שחורות וקשות מאוד. הצורה העדשתית היא תוצאת של בליה. טמפ' היצירה של שני סלעים אלה היא ככל הנראה 400-700°C. גופי הגהלניט-לרניט אינם ברי מיפוי ולכן נבלעו בתוך החלק התחתון של יחידה KuPh1 (תרשים 5).

תחנה 6: פעילות חברת רותם בדרום בקעת חתרורים (נ.צ. 1752/0628)

המשך נסיעה לאורך דרך העפר של חברת רותם עד לאזור הכרייה הניסיונית שנערכה בשנת 2001. החתך הפוספטי המקומי מוצג בתרשים 7.



תרשים 7: חתך גיאולוגי עמודי של גג תצורת משאש והחתך הפוספטי בדרום בקעת חתרורים.

באתר מתוכננת כריה סלקטיבית של 3 שכבות: עליונה וסלע חיפוי, בינצורני 1 ובינצורני 2, שהיא שכבת המטרה העיקרית וזאת בגלל עובייה ובעיקר איכותה, המתאימה לייצור דשנים, בנוסף לייצור חומצה זרחתית. ניתן לראות את שלוש השכבות ואת טפלי הביניים במחשופים ובתעלות.

שדה הפוספטים של חתרורים מהווה רזרבה אסטרטגית חשובה למכרה רותם. הוא מכיל כ-50 מליון טון פוספט, מתוכם מתוכננים לניצול כ-25 מליון טון, המרוכזים באזור הדרומי של השדה. אזור הכרייה נמצא כולו בשטח המיועד לכרייה וחציבה על פי תוכנית המתאר והוא תופס פחות מ-10% מהשטח הכולל של בקעת חתרורים. תכנית הכרייה והתכנית המפורטת להסדרה ושיקום של השטח לוקחות בחשבון את ייחודו וחשיבותו של האזור. הכרייה תעשה בעיקר באזורים הרדודים של השדה תוך הקפדה על שמירת המעטפת החיצונית שלו, כך שהיא לא תראה מנחל חימר ומבקעת גורר. בנוסף לכך תהיה התחשבות בקינון עופות דורסים בנחל חימר בזמן הפעילות בחלק הדרומי של השדה.

תחנה 7: עמודונים פריזמתיים בבסיס ה"אזור המגוון" (נ.צ. 1782/0643)

המשך נסיעה בדרך העפר מכיפת חלמיש מזרחה לכיוון כביש צומת זוהר-צומת חתרורים. במטרים התחתונים ביותר של ה"אזור המגוון" שכיחים מחשופים של עמודונים פריזמתיים קטנים הבנויים מקירטון קשה. העמודונים בכל המחשופים מונחים פחות או יותר אופקית אם כי חלקם מעוותים. אחרים משנים כוונם במרחב ויוצרים אז מבנה דמויי מניפה. במקומות בהם קיימים סדקים בסלע, ציר האורך של העמודונים ניצב לסדק. העמודונים הם תוצאה של התקררות והתכווצות הסלעים בתהליך דומה ליצירת משושי הבזלת. הכיוונים האקראיים הנראים לעיתים באותו מחשוף מעידים על בערה לא מסודרת.

תחנה 8: מחצבה ודייקי החול (נ.צ. 1734/0687)

נסיעה מערבה על כביש צומת זוהר-צומת חתרורים. כחצי ק"מ לפני צומת חתרורים פנייה שמאלה בדרך עפר לכיוון הר בן נשר.

אנו כעת סמוך לציר סינקלינת מורג (המערבי משני הצירים הסינקלינריים שבבקעת חתרורים) ולכן ממוקמים גבוה יחסית בחתך הסטרטגרפי. מולנו אחת ממספר רב של מחצבות המפוזרות ברחבי הבקעה. הסלע הנחצב במחצבות, ומשמש בעיקר בתעשיית המרצפות, מכונה 'שיש ערד' והוא מורכב בעיקר מהמינרלים ספוריט וקלציט. סלעי השיש יוצרים גופים גדולים יחסית ולכן הופרדו כיחידת מיפוי עצמאית - $KuPh_2$ שלה גם משמעות סטרטיגרפית (תרשים 5); היחידה קורלטיבית לפרט העליון הקירטוני של תצורת עירב. סלע השיש הוא חום או שחור, דק עד בינוני גביש ומציין פציאס התמרה גבוה (טמפ של $600^{\circ}C-800$). השיש חצוי ע"י עורקים בהירים המורכבים ממינרלים קרבונטים והידרטים שונים שהם תוצרי בליה של השיש. המינרל האקזוטי והנדיר בנתורית זוהה מספר פעמים בעורקים החוצים את השיש. בסלעי השיש נפוצים תרכיזי המטיט קטנים, חלקם פסאודומורפיים אחרי מאובנים המציינים גיל של מסטריכט תיכון-עליון.

ראוי להדגיש שהכרייה במחצבות השיש היא תמיד לרוחב ולא לעומק, זאת מכיוון והשיש מסתיים בעומק 20 מ' לכל היותר. זוהי כאמור אחת העדויות לכך שסלעי ה"אזור המגוון" מהווים תופעת פני שטח בעובי עשרות מטרים.

ממערב למחצבה, בתוך סלעים מותמרים המציינים פציאס התמרה גבוה, מצויים מספר "דייקים" המורכבים מחול מותמר אדום-חום או אפור, קשה מאוד ובעל צמנט קלציטי. גבישי אפופיליט (הבולטים בשקפים בצבעם הכחול האנומלי) מצויים בין גרגרי החול ואף מחליפים אותם. האפופיליט מצביע על התמרה בטמפ' נמוכה מ-300°C בנוכחות מים (Gross, 1977). ה"דייקים" מכילים במקומות שברי סלעים מותמרים שקוטרם מגיע למספר ס"מ. מגע ה"דייקים" עם סלעי הסביבה חד. ה"דייקים" מתפצלים לעורקים רבים בכיוונים שונים ול"כיסים" שקוטרם עשרות ס"מ. חלק מ"הכיסים" מורכבים מסלע אדום-חום קשה, מנוקד בנקודות לבנות וחצוי ע"י עורקים. סלע אדום זה מורכב מטוברמוריט, קלציט ואפופיליט והוא תוצר החלפה של החול המותמר בשלב הרטרוגרדי. ל"דייקים" כיוונים כללים שונים: 340° ו-205°. "דייקים" במקומות אחרים בבקעה מראים כיוונים אחרים. להערכתנו "דייקי" החול מציינים סדקים שנפערו בזמן ההתמרה ודרכם חדר חמצן למוקד הבערה ו/או נפלטו גזים לוחטים. הסדקים ברוב מוקדי הבערה קרסו ונסגרו בסיום התהליך. רק במקומות בהם נלכד חול פריך יחד עם חתיכות מסלעי הסביבה בתוך הסדקים נמנעה קריסת הסדק וסגירתו בסיום הבערה. החול והסחף שנלכדו בסדק הותמרו כתוצאה מהחום הרב ששרר באזור. יש יסוד לשלול את הטענה שהסדקים בהם נלכד החול הם סדקים טקטוניים וזאת הן בשל הכיוון השונה מכיוון הסדקים הטקטוניים המוכר באזור, הן בשל המבנה האי רגולרי, הכולל התפצלויות, "כיסים" ושינויי כיוון אקראיים, והן בשל רוחב גדול בהרבה מרוחב סדקים טקטוניים המצויים בסלעי הקירטון והחואר.

תחנה 9: צומת חתרורים - תופעות ביחידה KuPh3 ומחשוף קג"ל מותמר (נ.צ. 1737/0699)

נסיעה עד לצומת חתרורים, הליכה לגבעה שמצפון מזרח לצומת.

אנו ממוקמים בתוך סינקלינת מורג ולכן גבוה עוד יותר בחתך הסטריטיגרפי, יחסית לתחנה הקודמת. הסלעים הבולטים בנוף בצבעם הכהה מכונים בשם השדה "אוליב" (בן תור, 1949). סלעי ה"אוליב" יוצרים מחשופים גדולים יחסית, ברי מיפוי ולכן הופרדו כיחידת מיפוי עצמאית (יחידה KuPh3; תרשים 5). יחידה זו קורלטיבית לפרט התחתון החווארי של תצורת טקיה. קשה להבחין מרחוק, אולם כאשר נתקרב נראה שבתוך מחשוף ה"אוליב" הסמוך משולב גוף של קג"ל מותמר. ההתמרה גרמה להקשייתו, לשינויים טקסטורליים בחלוקים (התכהות וריסוק), להופעת מינרלים מטמורפיים בחלוקים ובמטריקס (למשל אפופיליט) ולעלייה במידת הגיבוש של חלוקי הצור (גינות, 1990). התמרת הקג"ל היתה פסיבית (בשל חוסר חומר אורגני, קרי דלק לבערה) ונגרמה בשל בערת הסלעים הביטומנים שמתחת. הקג"ל פולימיקטי ומכיל בכל המחשופים המותמרים בכלל, ובמחשוף שכאן בפרט, חלוקי צור ופוספוריט של תצורת משאש, חלוקי גיר של חבורת יהודה, חלוקים מסלעי הסביבה הסמוכים וגם מעט חלוקי "צור יבוא". חלק ניכר מגופי הקג"ל המותמר מופיעים מצפון לכביש צומת חתרורים-צומת זוהר ובונים טרסה בעלת מפלס ברור הנוטה לדרום מזרח (בורג, 1990). הנטייה והרכב החלוקים מצביעים ככל הנראה על משטר זרימה לכיוון בקע ים המלח; מקור החלוקים - ברכס זוהר שממערב. גיל הטרסה הוא לכן לא עתיק מפליוקן, גיל התמרה הוא בהתאם.

סלעי יחידה KuPh3 (סלעי ה"אוליב") הם בעלי גוונים בהירים ברוב המקרים. הצבע הכהה הבולט למרחוק הוא פטינה. בתחנה זו נכיר שני סוגי "אוליב", האחד קשה מאוד, מסיבי ויוצר מצוק ("אוליב מסיבי") והשני פרוזי ובעל הופעה טרשית ("אוליב נקבובי"). ה"אוליב המסיבי" מורכב בעיקר מהמינרלים: דיופסיד, אנורתית, גרנטים, וולסטוניט ולעיתים גהלניט; ה"אוליב הנקבובי" בעיקר מהמינרלים: זאוליטים, גרנטים, דיופסיד וקלציט. הראשון מציין התמרה חזקה יותר, כאשר ההבדל המורפולוגי בין השניים נובע מהופעתם של מינרלים זאוליטים בסלעי ה"אוליב הנקבובי". סלעי ה"אוליב", בעיקר זה הנקבובי, עשירים בתרכיזים שונים:

1. תרכיזים שחורים המורכבים מהמינרלים מגהמיט והמטיט. המגהמיט מקנה לתרכיזים אופי מגנטי (ראו תגובת ברנטון לתרכיז המונח עליו), דבר הגורם לאנומליה מגנטית חזקה בצפון מערב בקעת חתרורים (Ron and Kolodny, 1992; Domzalski, 1967), שהוא האזור בו מופיעים עיקר מחשופי ה"אוליב". תרכיזי המגהמיט-המטיט הם פסאודומורפיים אחרי תרכיזי הפיריט השכיחים בתצורת טקיה.

2. תרכיזי בריט.

ב"אוליב הנקבובי" נראים מבנים דמויי ברקציה הנובעים כנראה מגלישות בזמן ההתמרה. בסלעי ה"אוליב הנקבובי" מופיעים אופקים אדומים דקים. אלה מכילים פלדספר אשלגני. תיארוך K-Ar שעל פיו נקבעו גילי ההתמרה נעשה בין השאר על סלעים אלה (Gur et al., 1995).

בראש הגבעה ומעל מחשופי ה"אוליב" בולטת יחידה משוכבת. מחשופים משוכבים דומים הם מעטים מאוד ומוגבלים לראשי הגבעות שבצפון הבקעה. מחשופים אלה הם ברי מיפוי ולכן הוגדרו כיחידת מיפוי עצמאית (KuPh4; תרשים 5). היחידה קורלטיבית לפרט חפיר של תצורת טקיה. הסלעים העיקריים הבונים יחידה זו הם סלעי לרניט ושיש ספוריט חסר קלציט. נטיית השכבות בכל אחד ממחשופי היחידה, כולל במחשוף שכאן, משתנה בכיוונה ובמידת נטייתה. הנטייה המקסימלית שנמדדה היא 34° , נטייה שבודאי איננה טקטונית. הגורם לעיוות זה של השכבות ואף לקריעתן במספר מקומות הוא ככל הנראה אבדן התשתית המוצקה כתוצאה מגלישות שהתרחשו תוך כדי התמרה בסלעי החוואר הפלסטיים שמתחת.

מראש הגבעה נצפה צפונה: מתחתינו בקעת נחל מורג. הסלעים בבקעה שייכים לתצורת עירב ואין בהם עדויות להתמרה. קידוח של פמ"א שנקדח במרכז הבקעה (נ.צ. 1741/0708) חדר 101 מ' של סלעים לא מותמרים, 60 המטרים העמוקים עשירים בחומר אורגני. אפשר שהסחף שכיסה את הבקעה בזמן ההתמרה מנע פתיחת סדקים וחדירת חמצן החיוני לבערה. הקשר בין אזור מכוסה סחף לאי התמרה קיים במקומות נוספים בבקעה ובולט מאוד במחשוף ה"אזור המגוון" שבנבי מוסא (צפון מדבר יהודה).

תחנה 10: נחל מורג - מוקד בערה (נ.צ. 1758/0711)

נסיעה מזרחה בדרך עפר היוצאת מהכביש לערד, כק"מ וחצי מצפון לצומת חתרורים. נסיעה עד לחיבור עם נחל מורג והליכה דרומה לאורך הערוץ.

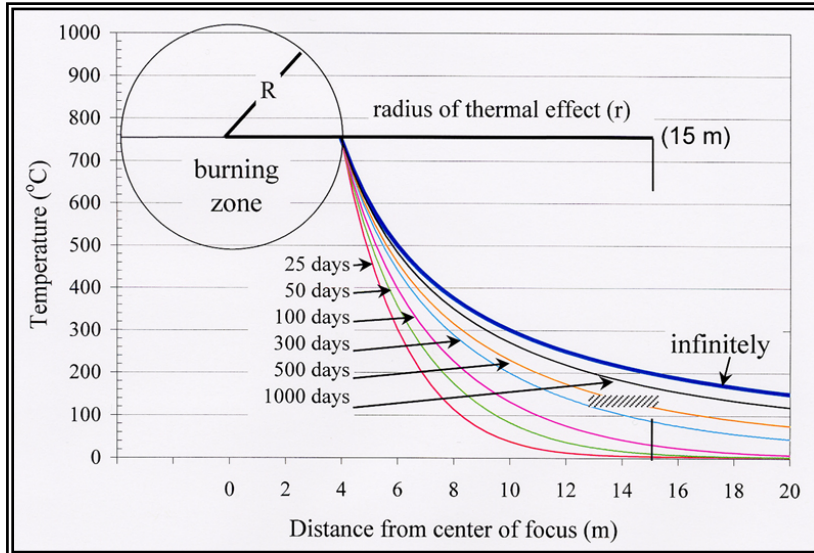
אנו בערוץ נחל מורג המתנקז לים המלח. ממערב לנו גבעת נ.ג. 370. פסגת הגבעה מורכבת מסלעים משוכבים, מעוותים וקרועים של יחידה KuPh4. נטיית השכבות במחשוף הולכת וגדלה מ-16° עד ל-34°.

מצד דרום בולט מחשוף של שיש קלציט-ספוריט. השיש שחור ומדיף ריח של H₂S בעת שבירתו או התססתו בחומצה. מקור הריח - המינרל גרייט (Fe₃S₄). מינרל זה הוא הנותן כאן לשיש את הגוון השחור.

ההתמקדות בתחנה זו היא על חישוב משך הבערה במוקד בודד. משך הבערה במוקד בודד כמו גם בכל שטח בקעת חתרורים איננו ידוע; האם הוא ימים, חודשים או שנים? למרות הקושי ניתן להניח מספר עקרונות יסוד לגבי משך זה: בערה חלשה וממושכת (כתוצאה מאספקת חמצן לקויה) גורמת להתמרת נפח סלע גדול סביב המוקד, אולם הטמפ' המתקבלות נמוכות, ולהפך אם ההתמרה במוקד הבודד חזקה ומהירה (אספקת חמצן יעילה). ברור גם שזמן הבערה לא יכול להיות ממושך מאוד מאחר והדבר יהיה משול לחימצון של חומר אורגני ללא עלייה בטמפ'. משך הבערה הוא אם כן גורם המשפיע הן על עצמת ההתמרה והן על הנפח המותמר. Gross (1977) קבעה על סמך הרכב המאספים המינרלוגיים והטקסטורה הדקה של סלעי ה"אזור המגוון" שהתחממות הסלעים היתה מהירה וטמפ' מקסימלית הושגה לזמן קצר. הגרדיאנטים התרמליים התלולים המתבטאים במעבר מהיר מסלע מותמר ללא מותמר (מטרים עד עשרות מטרים בודדים לכל היותר) מצביעים גם הם על תהליך בערה מהיר.

הקושי הגדול בחישוב משך הבערה הוא זיהוי של מוקד **בודד** המוקף בסלעים לא מותמרים עליו אפשר להפעיל חישוב פיסקלי. התחנה הנוכחית היא המקום היחיד בכל מחשופי ה"אזור המגוון" בו זוהה עד כה מוקד בודד כזה; כאן מצוי גוף שיש קלציט-ספוריט בלוי שצורתו חרוטית-כדורית, קוטרו 8 מ' והוא מוקף סלעים מותמרים בעוצמה נמוכה העוברים בהדרגה לסלעים לא מותמרים, חלקם אף מעט ביטומנים. החרוט היה קבור מתחת לפני השטח בזמן ההתמרה שכן מדרום קיימת טרסה גבוהה ממנו שאיננה מותמרת. כלומר חתירת נחל מורג חשפה את החרוט. המרחק ממרכז החרוט (המוקד) לסלעים הלא מותמרים הוא 15-18 מ'. מצידו השני של החרוט ובמרחק דומה נמצאים סלעים שעברו התמרה חלשה מאוד; נוכחות חומר אורגני בהם מקנה לסלע גוון כהה ומצביעה מצידה על התמרה פסיבית. הטמפ' ששררה במוקד על פי מאסף המינרלים היא 800-650°C, לשם פשטות נקבעה טמפ' חישוב של 750°C. כמו כן נקבעה טמפ' של 120-150°C כטמפ' המקסימלית בה הסלעים המקוריים עדיין אינם מראים או כמעט אינם מראים כל אפקט תרמלי (יצירת מינרלים חדשים, הקשיה וצביעת הסלעים). בעזרתו של ו. ליחובסקי נערך חישוב משך הבערה במוקד החרוטי וזאת על בסיס נתוני השדה המדודים ועל בסיס מספר הנחות יסוד, ביניהן: הבערה התרחשה במערכת סגורה, החום עבר בהולכה בלבד, נלקח בחשבון רק החום הנוצר עקב שריפה מוחלטת של החומר האורגני שבסלע, לא נלקחו בחשבון אובדני חום בריאקציות דקרבוניזציה ואובדני חום לסביבה כתוצאה מתנועת גזים ותמיסות. תוצאות החישוב מוצגות בתרשים 8 ועל פיהן ניתן להסיק שזמן הבערה במוקד היה בתחום 300-1,000 ימים. יש לשים לב שקיימות בחישוב מספר הנחות יסוד בעייתיות, אחת מהן - הטמפ' המקסימלית בה הסלע המקורי אינו מראה כל השפעה. אם טמפ' זו גבוהה מ-150°C אזי משך הבערה יהיה ארוך בהרבה, ולהפך אם היא נמוכה יותר.

ככל הנראה בערת סלעי הביטומן בבקעת חתרורים לא התרחשה בו זמנית בכל המוקדים ואיננה אירוע אחד קצר. הבערה התפשטה באופן הדרגתי ממוקד למוקד, תוך כדי קריסות סלע ופתיחת תעלות חדשות לחמצן. זמן הבערה של כלל הסלעים הביטומנים בבקעת חתרורים היה על כן ממושך והגיע לאלפי ואף עשרות אלפי שנים. לאורך זמן זה התרחשו דלקות קיצרות זמן במוקדים שונים וכשאלו כבו החלה בערה במוקדים חדשים.



תרשים 8: פיזור הטמפ' סביב גוף כדורי חם, דמויי זה המצוי בנחל מורג, עבור זמני בערה שונים. רדיוס הכדור (R) - 8 מ', המרחק ממרכז הכדור לסלעים הלא מותמרים (r) - 15 מ', טמפ' הבערה במוקד - 750°C. הטמפ' המקסימלית שיכולה לשרור ולא תגרום להשפעה כל שהיא על מבנה והרכב הסלע המקורי (150-120°C) מסומנת בשטח המקווקו.

ביבליוגרפיה

אקסלרוד, ש., 1980. השפעת הטמפרטורה על תכונות פיזיקו-כימיות של אפטיט טבעי מישראל. חיבור על מחקר לשם מילוי חלקי של הדרישות לקבלת תואר דוקטור למדעים, הטכניון, חיפה, 101 עמ'.

בורג, א., 1990. הגאולוגיה של תצורת חתרורים. עבודה לשם קבלת תואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים (תקציר אנגלי) וכן המכון הגיאולוגי, 1991, דו"ח GSI/18/91, 118 עמ'.

בן תור, י., 1949. מיפוי הנגב 1949, יומני השדה, כרכים א-ב: ירושלים, המכון הגיאולוגי, 1985, דו"ח GSI/10/85, 206 עמ'.

גינות, י., 1990. יחסי גומלין צור-פורצלניט ודיאגנזה של סיליקה בקרטיקון המאוחר ובאיאוקן - ישראל. עבודה לשם קבלת תואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים (תקציר אנגלי), 73 עמ'.

וולין, ס., 1998. פרמטרים סטרוקטורליים ואופטיים של מיקרואורגניזם וחומר אורגני כאינדיקטור לשחזור דרגות התמרה נמוכות בתצורת חתרורים, בבקעת חתרורים. עבודה לשם קבלת תואר מוסמך, אוניברסיטת בן גוריון, באר שבע (תקציר אנגלי) 58 עמ'.

Bentor, Y.K. and Vroman, A., 1960. The geological map of Israel 1:100,000, Sheet 16 – Mount Sedom (with explanatory notes). Geol. Surv. Isr.

Bentor, Y.K., Gross, S. and Heller, L., 1963a. High temperature minerals in non-metamorphosed sediments in Israel. Nature, V. 199, No. 4892, pp. 478-479.

Bentor, Y.K., Gross, S. and Heller, L., 1963b. Some unusual minerals from the "Mottled Zone" complex. Israel. Am. Mineral., V. 48, pp. 924-930.

Bentor, Y.K., Gross, S. and Kolodny, Y., 1972. New evidence on the origin of the high temperature mineral assemblage of the "Mottled Zone" (Israel). 24th Int. Geol. Congr., Montreal, Section 2, pp. 265-274.

Burg, A., Starinsky, A., Bartov., Y. and Kolodny, Y., 1992. Geology of the Hatrurim formation ("Mottled Zone") in the Hatrurim basin. Isr. J. Earth Sci., V. 40, pp. 107-124.

Burg, A., Kolodny, Y. and Lyakhovsky, V., 1999. Hatrurim - 2000: The "Mottled Zone" revisited, forty years later. Isr. J. Earth Sci., V. 48, pp. 209-223.

Clark, I.D., Fritz, P., Seidlitz, H.K., Trimborn, P., Milodowski, T.E. and Pearce, J.M., 1993. Recarbonation of metamorphosed marls, Jordan. Appl. Geochem., V. 8, pp. 473-481.

Domzalski, W. 1967. Aeromagnetic survey of Israel. Inst. for Petrol. Res. and Geophysics, SMA/482/67, 54 p.

Gilat, A., 1998. Hydrothermal activity and hydro-explosions as a cause of natural combustion and pyrolysis of bituminous rocks: the case of Pliocene metamorphism in Israel (Hatrurim formation). Geol. Surv. Isr, Current Research, V. 11, pp, 96-102.

Gross, S., 1977. The mineralogy of the Hatrurim formation, Israel. Geol. Surv. Isr. Bull. 70, 80 p.

Gross, S., 1980. Bentorite. A new mineral from the Hatrurim area, west of the Dead Sea, Israel. Isr. J. Earth Sci., V. 29, pp. 81-84.

Gross, S., 1984. Occurrence of Ye'elimite and Ellestadite in an unusual cobble from the "pseudo-conglomerate" of the Hatrurim basin, Israel. Geol. Surv. Isr., Current Research, 1983-84, pp, 1-4.

Gross, S., Petrography of the Hatrurim formation, manuscript + appendixes (unpublished).

Gur, D., Steinitz, G., Kolodny, Y., Starinsky, A. and McWilliams, M., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of combustion metamorphism ("Mottled Zone", Israel). *Chem. Geol.*, V. 122, pp. 171-184.

Kolodny, Y., 1979. Natural cement factory, A geological story. In: J. Skalny, (editor), *Cement Production and Use*, Conference Proceedings sponsored by the Engineering Foundation, U.S. Army Research Office, Rindge, New Hampshire, 24-29 June, 1979, pp. 203-216.

Kolodny, Y. and Gross, S., 1974. Thermal metamorphism by combustion of organic matter: isotopic and petrological evidence. *J. Geol.*, V. 82, pp. 489-506.

Kolodny, Y., Bar, M. and Saas, E., 1971. Fission track age of the "Mottled Zone Event" in Israel. *Earth Planet Sci. Lett.* V. 11, pp. 269-272.

Lees, G.M., 1928. The chert beds of Palestine. *Proc. Geol. Assoc., London*, V. 39, No. 4, pp. 445-462.

Matthews, A. and Nathan, Y., 1977. The decarbonation of carbonate-fluorapatite (Francolite). *Am. Mineral.*, V. 62, pp. 565-573.

Matthews, A. and Kolodny, Y., 1978. Oxygen isotope fractionation in decarbonation metamorphism: the Mottled zone event. *Earth Plant. Sci. Lett.*, V. 39, pp. 179-192.

Matthews, A. and Gross, S., 1980. Petrologic evolution of the "Mottled Zone" (Hatrumim) metamorphic complex of Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, V. 29, pp. 93-106.

Nagra, 1992. A natural analogue study of the Maqarin hyperalkaline groundwaters. Nagra, NTB 91-10, Wettingen, Switzerland.

Picard, L., 1931. *Geological research in the Judean Desert*. Jerusalem: Goldberg press, 108p.

Porat, N., Kolodny, Y. and Schwarcz, H., 1991. Timing of metamorphism in the Hatrumim basin – new evidence from ESR dating. *Isr. Geol. Soc. Annu. Mtg*, p. 82 (Abstract).

Ron, H. and Kolodny, Y., 1992. Paleomagnetic and rock magnetic study of combustion metamorphic rocks in Israel. *J. Geophysics. Res.*, V. 97, No. B5, pp. 6927-6939.

Weber, D. and Bischoff, A., 1994. Grossite (CaAl_4O_7) – a rare phase in terrestrial rocks and meteorites. *Eur. J. Mineral.*, Vol. 6, pp. 591-594.

Wyllie, B.K.N., Campbell, K.A. and Lees, G.M., 1923. Unpublished report. Anglo-Persian Oil Co.

סיור 5 חלק א'

יציבות מדרונות וסיכונים סייסמים במצוקי המצדה

יוסף ח. חצור

מעבדת הנגב למכניקת הסלע, המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון, ב"ש

תקציר

מחקר מקיף בנושא יציבות מצוקי המצדה בוצע בהזמנת רשות הטבע והגנים בין השנים 1998 – 2001 ועיקרי הממצאים מוצגים כאן. שני מצוקים טבעיים נחקרו – המצוק המזרחי ובפרט מצוק שביל הנחש, המצוק הצפוני ובפרט המדרגה העליונה של ארמון הורדוס. סגנונות הכשל בשני המצוקים שונים לחלוטין ולפיכך גויסו שיטות פתרון שונות עבור כל מצוק.

במצוק המזרחי שכחים סדקים בעלי השתרעות נרחבת וצפיפות נמוכה. חיתוך מישורי הסידוק לפיכך גורם להיווצרות בלוקים של סלע בעלי ממדים גדולים ומשקל כולל של 500 עד 1500 טון. במקומות בהם הבלוקים הללו מנותקים ממסת הסלע העיקרית תתכן תנועת בלוקים בודדים, אם בהחלקה לאורך מישורי שיכוב או ברוטציה (קדימה או אחורה), אשר עלולה לסכן מתקנים במצוק שביל הנחש כגון תחנת הרכבל, הגשר, והמדרגות המובילות אל ראש ההר. פתרון בעיית היציבות במצוק המזרחי כרוך בחישוב יציבות של בלוק בודד באנליזת שווי משקל גבולי. החישוב במחקר זה בוצע תוך שימוש בפתרון תלת ממדי, והבאה בחשבון כוחות מים בסדקים וכוחות אינרציה כתוצאה מרעידת אדמה. החישוב אפשר קביעת כוחות התמוך הנדרשים (באמצעות כבלים) עבור כל בלוק בלתי יציב אשר מופה בשטח.

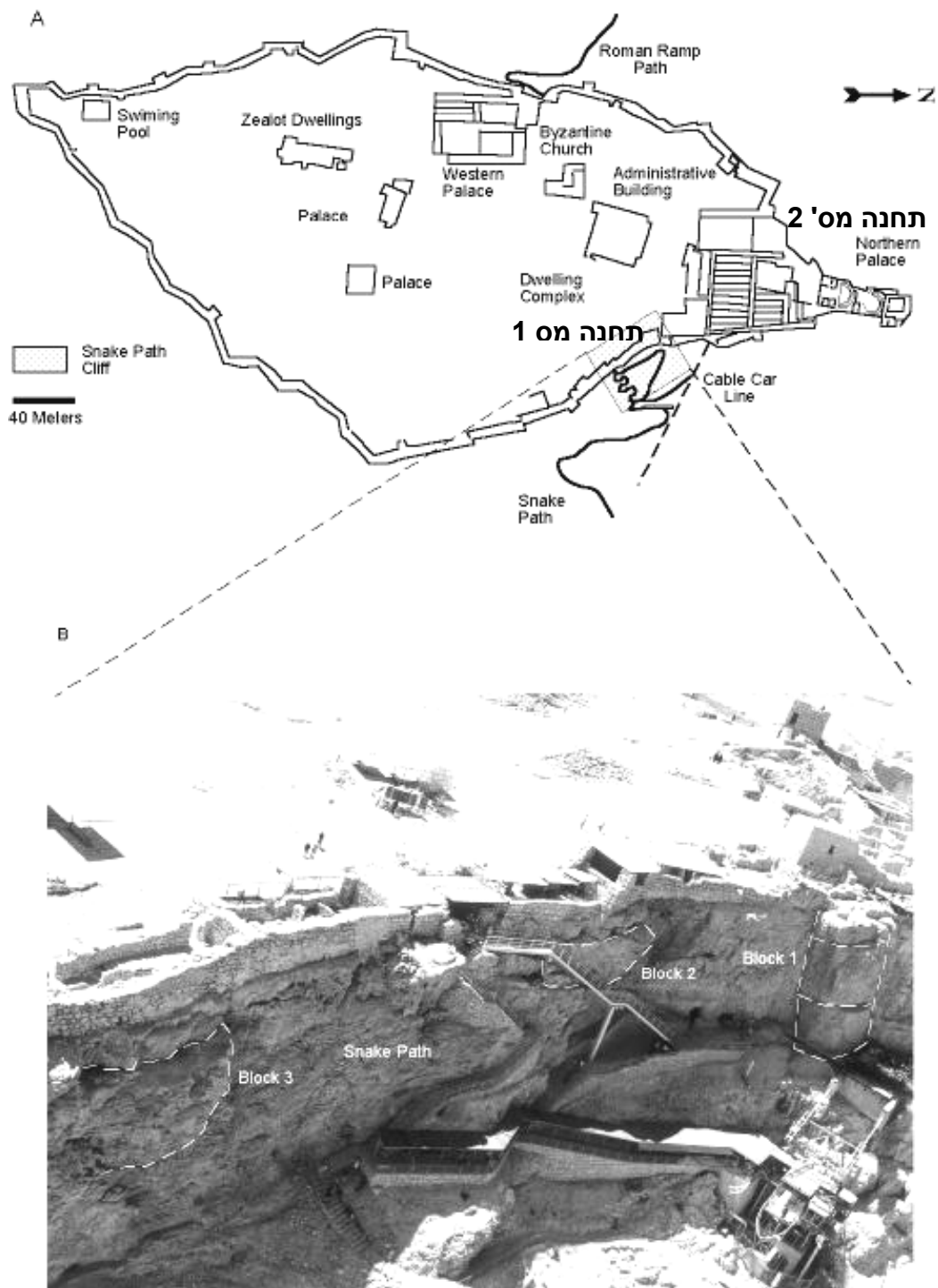
המצוק הצפוני מתאפיין בסידוק אינטנסיבי בצפיפות גבוהה ביותר. לפיכך מסת הסלע בנויה למעשה ממאות בלוקים קטנים הנמצאים באינטראקציה זה עם זה לאורך נקודות ומישורי מגע. לא ניתן לפתור את בעיית היציבות במצוק הצפוני בשיטת אנליזת שווי משקל גבולי שכן יש להביא בחשבון את יציבות כל מערכת הבלוקים. חישוב היציבות בוצע בשיטה נומרית לניתוח דפורמציה במדיום בלתי רציף – שיטת DDA. החישוב בוצע עבור חתך דו ממדי, ללא הבאה בחשבון של כוחות מים בסדקים, אך בגישה דינמית מלאה, כלומר חישוב תגובת מערכת הבלוקים לעומס דינמי אמיתי באמצעות הזנת תאוצת קרקע תלוית זמן. החישוב אפשר קביעה של תגובת המצוק לרעידת אדמה בעצמת שונות ומשך שונה ומידת ההחלשות והניתוק בין הבלוקים אשר מתקבלת תוך כדי הרעידה. כמו כן אופני הכשל באזורים שונים של המצוק נחזו באמצעות המודל הנומרי. לבסוף, למודל הנומרי הוזנו כוחות תמוך באמצעות סימולציה של ברגיי סלע (קפיצים בעלי קשיחות) והדפורמציה במצוק הכולל מערכת תמוך חושבה באנליזה דינמית מלאה.

תחנה מס' 1 – מצוק שביל הנחש

מבוא

במצוק שביל הנחש מופו שלושה בלוקים גדולים בקרבת השביל העולה אל ראש ההר. בלוק מס' 1, בעל גובה 15 מטר ומשקל 1,400 טון מונח מעל מתקני הרכבל הישן ונמצא בתוואי הגשר המחבר את תחנת הרכבל החדשה אל ראש ההר. בלוק מס' 2 מונח מעל המדרגות העולות אל במת ההר, ובלוק מס' 3 מצוי במדרון הטבעי ואיננו מהווה סכנה בטיחותית (איור 1).

הבלוקים נוצרים כתוצאה מהצטלבות סדקים תת אנכיים בעלי השתרעות נרחבת ביותר עם מישורי שכוב. מישורי השכוב באתר בעלי נטייה ממוצעת של 14 מעלות לכוון דרום מזרח (אזימוט 124), אך יתכנו נטיות גדולות וקטנות מהממוצע בכ – 10 מעלות. לצורכי תכנון זווית הנטייה של השכבות היא 20 מעלות. הסדקים מתחלקים לשתי מערכות עיקריות: האחת בעלת נטייה ממוצעת של 82 מעלות לכוון אזימוט 290 והשניה בעלת נטייה ממוצעת של 87 מעלות לכוון אזימוט 220 (איור 2).



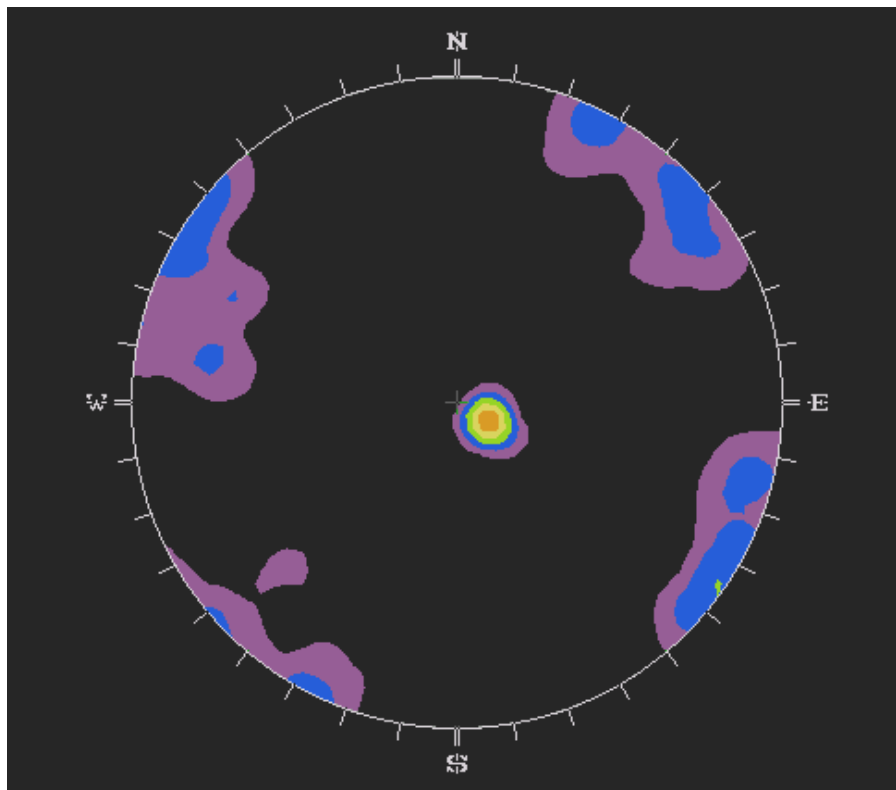
איור 1. שלושה בלוקים בלתי יציבים במצוק שביל הנחש.

התכונות המכניות של המסלע במצדה

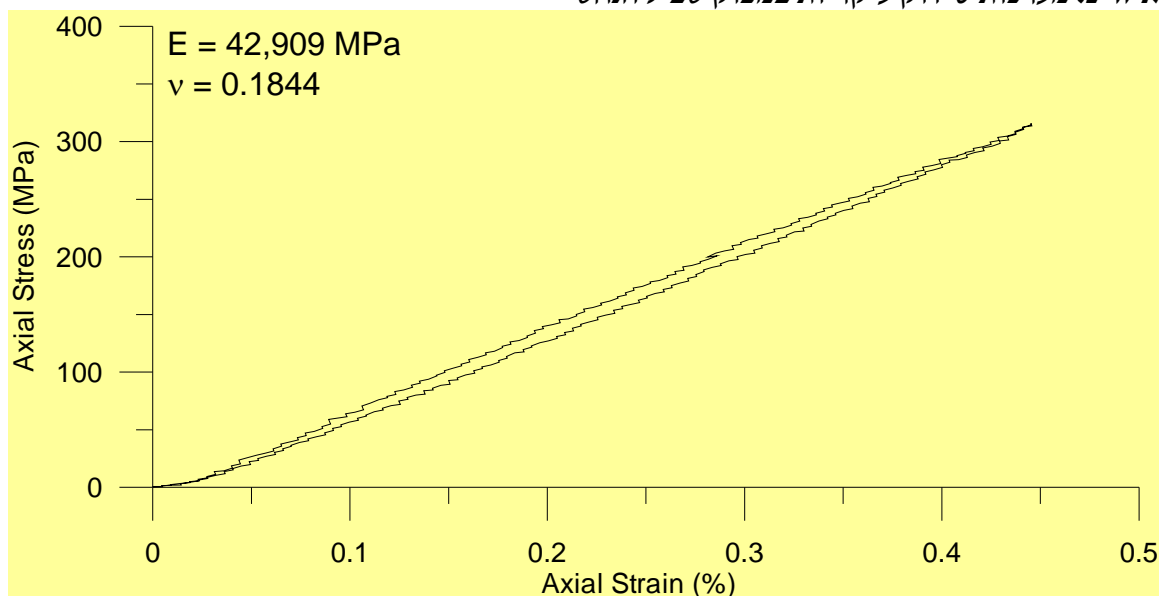
חוזק הסלע הרציף

החוזק המכני והמקדמים האלסטיים של הסלע הרציף נבדקו במכבש הטריאקסיאלי במעבדת הנגב למכניקת הסלע. צפיפות הסלע כ- 2730 ק"ג/מ^3 והנקוביות מוערכת בכ- 2.5% . מודול האלסטיות כ- $42,000 \text{ MPa}$, ויחס פואסון כ- 0.12 . החוזק של הסלע הרציף ללחיצה חד צירית

גבוה מ – 300MPa (למעלה מ 3,000 ק"ג/סמ"ר). באיור 3 מופיע עיבוד של מבחן לחיצה חד צירית אשר בוצע בסלע הרציף.



איור 2. מערכות סידוק עיקריות במצוק שביל הנחש



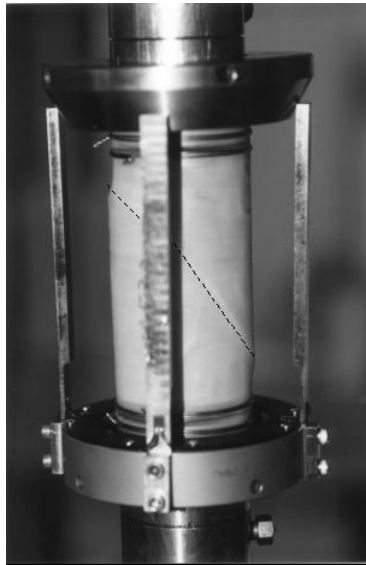
איור 3. דיאגרמת מאמץ-עיבור של מדגם גלילי (קוטר 54 מ"מ) של הסלע הרציף. הדגם לא הועמס עד כשל ולפיכך חוזק הלחיצה החד-צירי גדול מ – 300 MPa.

חוזק מישורי אי רציפות

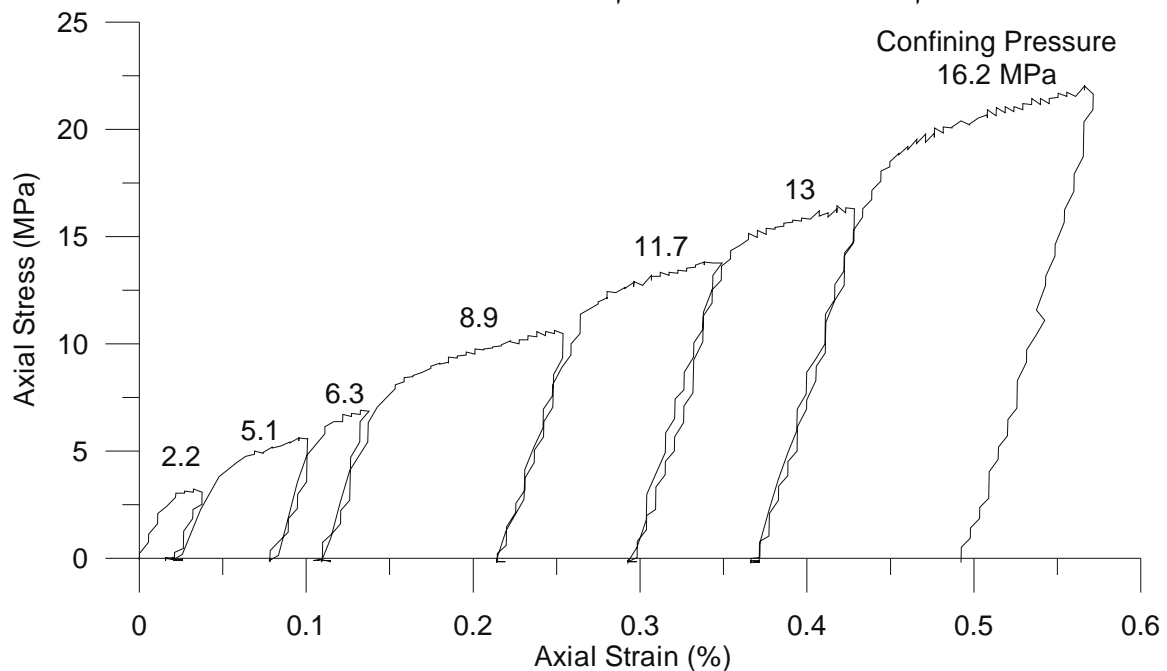
חוזק הגזירה של מישורי אי רציפות הוערך בשלושה אופנים: (א) מבחני הטיה של מדגמים מנוסרים ומושחזים (ב) בדיקת גזירה מרחבית (טריאקסיאלית) של מדגם גלילי המכיל סדק נטוי, (ג) בדיקות גזירה ישירה של סדקים מחוספסים.

בוצעו 20 מבחני הטיה של מישורים מנוסרים ושל מישורים מושחזים. מתקבל שזווית החיכוך במקרה של מדגמים מנוסרים אך בלתי מושחזים כ – 28 מעלות. במקרה של מדגמים מושחזים זווית החיכוך המתקבלת היא למעשה זווית החיכוך השיורית בדלומיטי. הערך המתקבל הוא 23 מעלות.

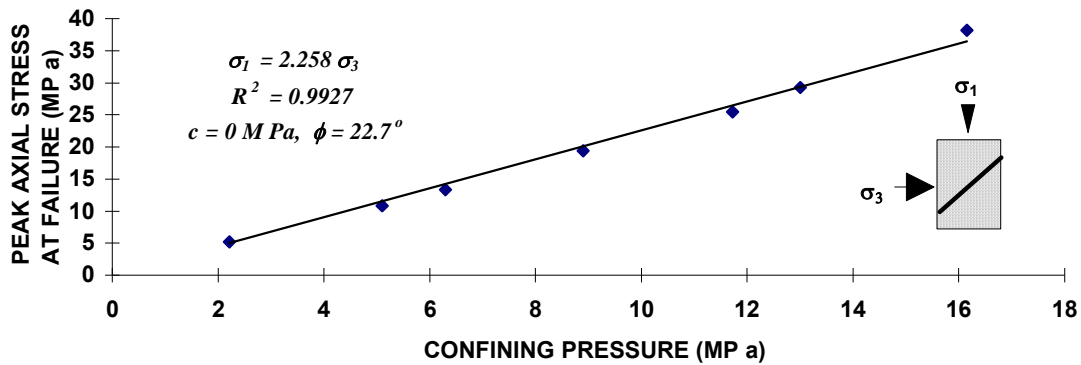
לצורך הערכה של חוזק הגזירה של מישורי שכוב טבעיים המכילים חומר מילוי בוצע מבחן גזירה מרחבית של מדגם גלילי המכיל סדק נטוי (איור 4א). בתוך מישור הסדק הונח חומר מילוי מהסוג אשר נצפה בשדה – גרגירי רסק דלומיטי. המדגם הוכנס למכשיר הטריאקסיאלי והופעל עליו לחץ כליאה ראשוני בעצמה של 2.2MPa. תחת לחץ כליאה זה בוצע מבחן הגזירה עד שהסדק החל להחליק. הבוכנה הצירית בנקודה זו הורמה מהדגם, לחץ הכליאה הועלה לערך חדש ושוב בוצע מבחן גזירה. בשיטה זו בוצעו 7 מחזורי העמסה כך שהתקבל קרטיון חוזק עבור הסדק. תגובת הסדק למחזורי ההעמסה מופיעה באיור 4ב. קרטיון ההרס של הסדק מופיע באיור 5. זווית החיכוך המתקבלת בשיטה זו היא 22.7 מעלות, בדומה לזווית החיכוך השיורית אשר נתקבלה במבחני הטיה של סדק חלק. בניתוח היציבות עבור בלוקים בודדים במצוק המזרחי נלקחה בחשבון לפיכך זווית החיכוך השיורית.



איור 4א' – מודל סדק המכיל חומר מילוי לבדיקת גזירה מרחבית

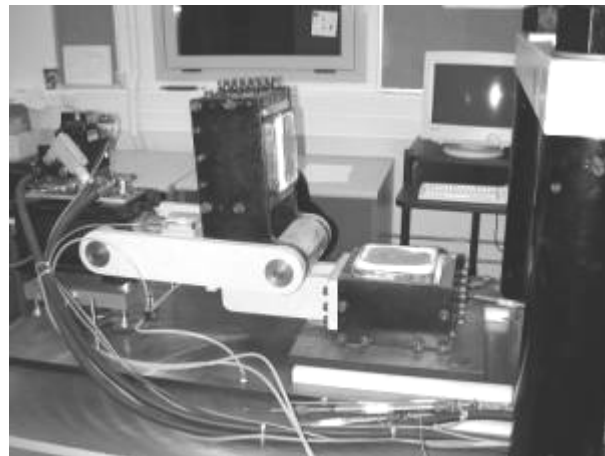


איור 4ב' – מחזורי ההעמסה בגזירה מרחבית עבור סדק בודד

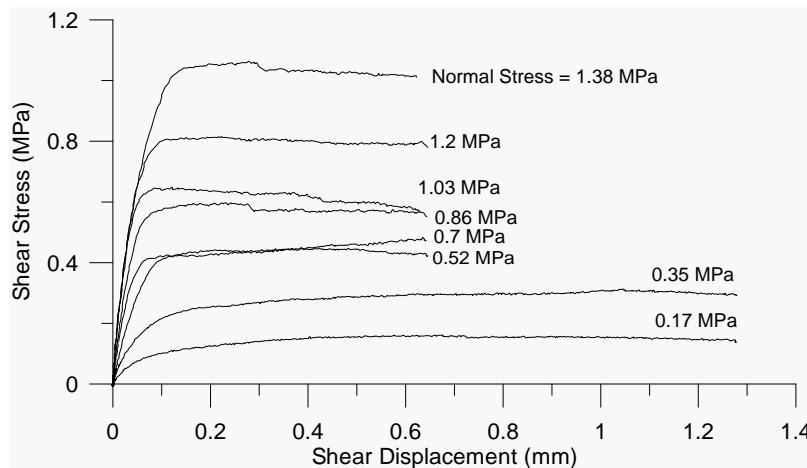


איור 5. עיבוד תוצאות מבחן הגזירה המרחבית על גבי סדק ממולא ברסק דלומיטי מראה קרטיון כשל ליניארי עם זווית חיכוך של 22.7 מעלות ואפס קוהזיה.

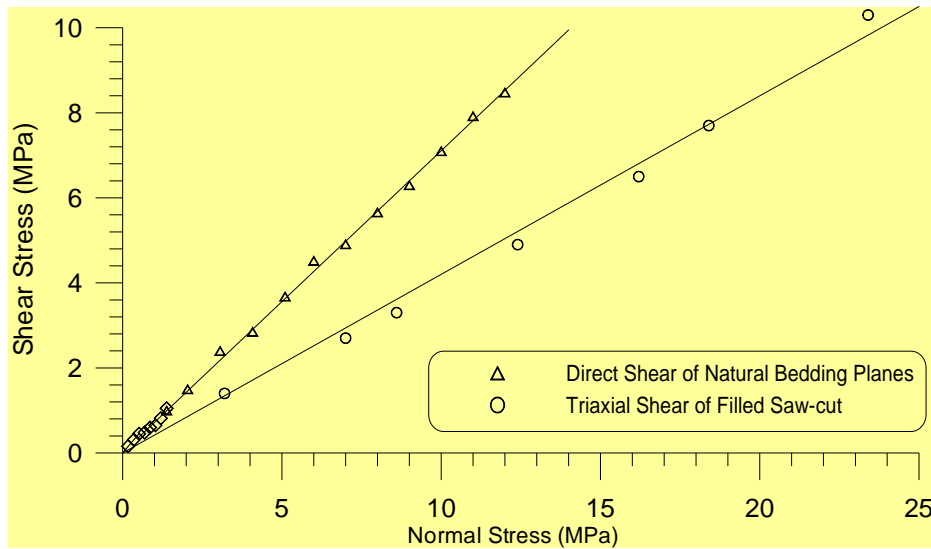
מדגמים של מישורי שיכוב נבדקו גם בבדיקת גזירה ישירה במעבדת הנגב למכניקת הסלע. באיור 6 מוצגת מערכת הבדיקה, באיור 7 מוצגת סדרת בדיקות גזירה ישירה אשר בוצעו על גבי מדגם בודד ובאיור 8 מוצג קרטיון הכשל אשר הושג בבדיקות גזירה ישירה של מישור שיכוב מחוספס.



איור 6. מערכת בדיקת גזירה ישירה בסדקים באוניברסיטת בן - גוריון בנגב. רוחב קופסאת הגזירה 15 ס"מ.



איור 7. תוצאות סדרת בדיקות גזירה ישירה במישור שיכוב ממצדה



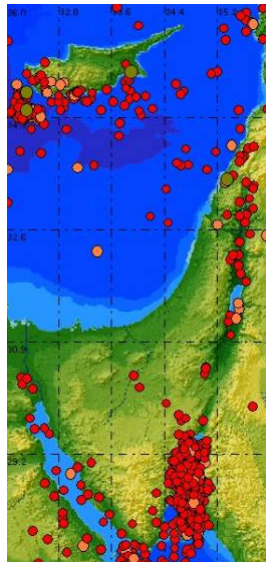
איור 8. מעטפות הרס עבור מישורי חולשה (סדקים, משורי שכוב) במצדה

ניתן לסכם אם כן כי חוזק הסלע הרציף במצדה גבוה ביותר, מעל 300 MPa, אך חוזק מישורי אי הרציפות נמוך. חוזק גזירה שיורי בסדקים נמוך עד כדי זווית חיכוך של 23 מעלות. זווית החיכוך המרבית ניתנת להערכה באמצעות בדיקות גזירה ישירה על גבי סדקים מחוספסים ועומדת ככל הנראה של 41 מעלות.

הסיכון הסיסמי במצדה

עדויות לרגישות סיסמית גבוהה של מצוק המצדה

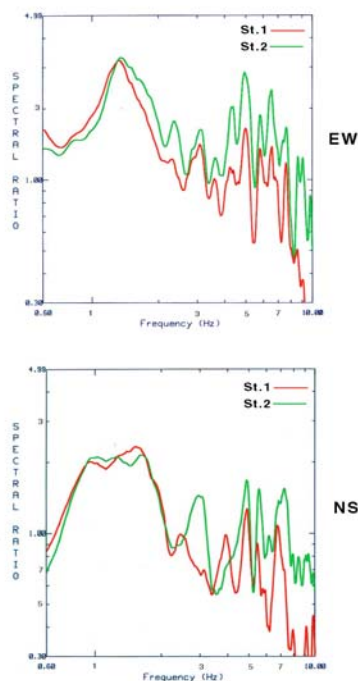
אתר המצדה מצוי על שולי בקע ים המלח הפעיל מבחינה סיסמית. ריכוז מוקדי פעילות סיסמית לאורך הבקע משנת 1950 עד 2000 עבור עצמת של $M_L = 4 - 8$ מופיע באיור 9 להלן.



איור 9. מוקדים סיסמיים בין 1950 ל 2000 עבור מגניטודה 4 עד 8 (הבולטין הסיסמי – מכון גיאופיזי לישראל – אגף סיסמולוגיה)

לצורך קביעת תגובת האתר במצדה בוצע סקר סיסמי על ידי צוות מאגף הסיסמולוגיה במכון הגיאופיזי בתאריכים 10 – 13 לאוקטובר, 1998. במהלך העבודה הותקנו ארבע תחנות של מדי

מהירות, תחנות 1 ו- 2 בראש ההר, תחנה 3 במדרון, ותחנה 4 למרגלות ההר. בכל התחנות נמדדו שני רכיבי תנועה אופקיים (N-S, E-W) ורכיב אנכי. אפקט ההגברה נמדד ביחס לרעש רקע (פעילות מיקרו-סיסמית) ובנוסף נרשמה תגובה לרעידת אדמה אמיתית אשר התרחשה בדרום מזרח קפריסין ב 13 לאוקטובר 1998 בשעה 12:28 במגניטודה 2.9. באיור 10 (מתוך Zaslavsky et al., 1998) מובא היחס הספקטרי בין תאוצות הקרקע אשר נרשמו בתחנות 1, ו- 2 בראש ההר לעומת תחנה 4 בתחתיתו במהלך רעידת האדמה. מוצגים שני הרכיבים האופקיים. ניתן לראות שאכן קימת הגברה לכאורה בתדר 1.4Hz. בכוון צפון דרום ההגברה היא פי שתיים בקירוב. בכוון מזרח מערב ההגברה היא פי 3.5 בקירוב.



איור 10. תגובת אתר כפי שנמדדה במצדה עבור תחנות בראש המצוק (תחנות 1, 2) ביחס לתחנה בבסיס המצוק (תחנה 4) (מתוך Zaslavsky, et al, 1998)

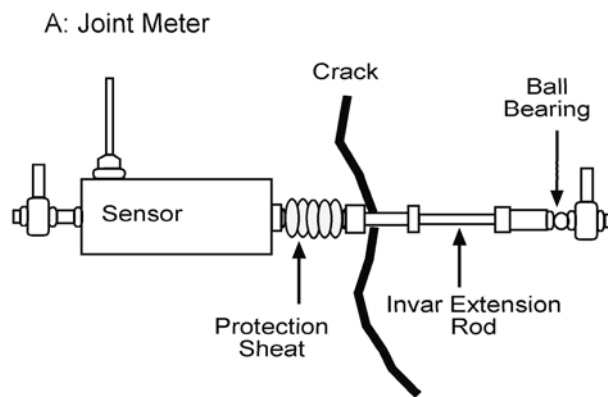
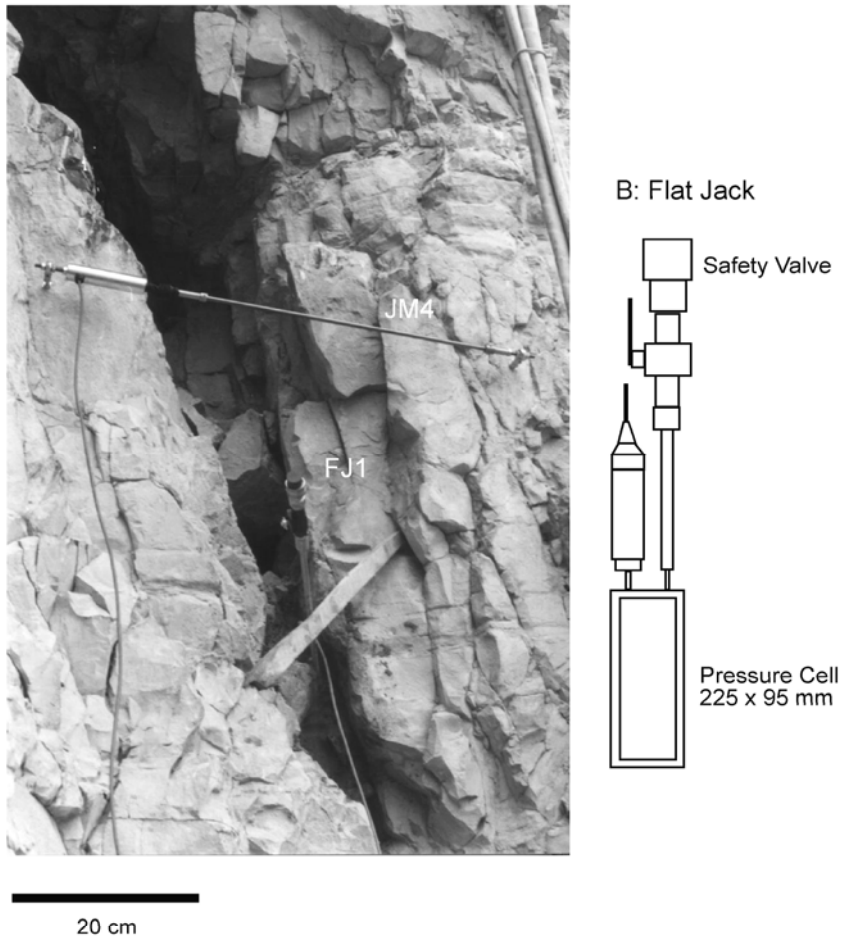
ניטור תזוזת בלוקים במצוק שביל הנחש

במהלך מחקרנו על יציבות המצוק המזרחי במצדה בוצע ניתור של תנועת בלוקים באמצעות מדי סדקים (joint meters) ומדי לחץ (flat jacks) מתוצרת חברת דינה בע"מ. דוגמאות של מד סדקים ומד לחץ מופיעות בתרשימים 11 להלן. מספר מדי סדקים הותקנו בכל בלוק בניצב לסדק המתיחה, בין הבלוק לגוף הסלע, במקביל לכוון ההחלקה הצפוי. בשיטה זו החלקה של הבלוק התבטאה בהתארכות מד הסדקים. מד לחץ בודד הותקן בבסיס כל בלוק כך שעם החלקת הבלוק עלתה רמת הלחץ במדיד. באיור 12 מודגמת הפעולה המשולבת של מדי הסדקים ומד הלחץ אשר הותקנו בבלוק 3 במהלך אירוע החלקה שעבר הבלוק.

באיור 13 מוצגים נתוני תזוזה אשר נאספו במשך שישה חודשים בכל אחד משלושת הבלוקים ולשם השוואה מובאים גם נתוני תזוזה אשר נאספו באותה תקופה ממדיד אשר הותקן על גבי הסלע הרציף (Bedrock). ניתן לראות באיור 13 שקצב התזוזה בשלושת הבלוקים הוגבר באורח פתאומי בשני תאריכים סמוכים (7 ו- 10 לאפריל, 1998).

שאלת השאלה האם תזוזות אלו מקורן סיסמי או שמא המדובר בתגובה לשינויי אקלים. האירועים הסיסמיים היחידים אשר נרשמו באותם ימים בהם התקבלה התזוזה הפתאומית בבלוקים הנם במגניטודה של 4.4 במרחק של למעלה מ 250 ק"מ מהאתר – במפרץ אילת. לאור הידוע לנו על שינוך אנרגיה סיסמית כתלות במרחק מהמוקד (Abrahamson and Silva, 1997)

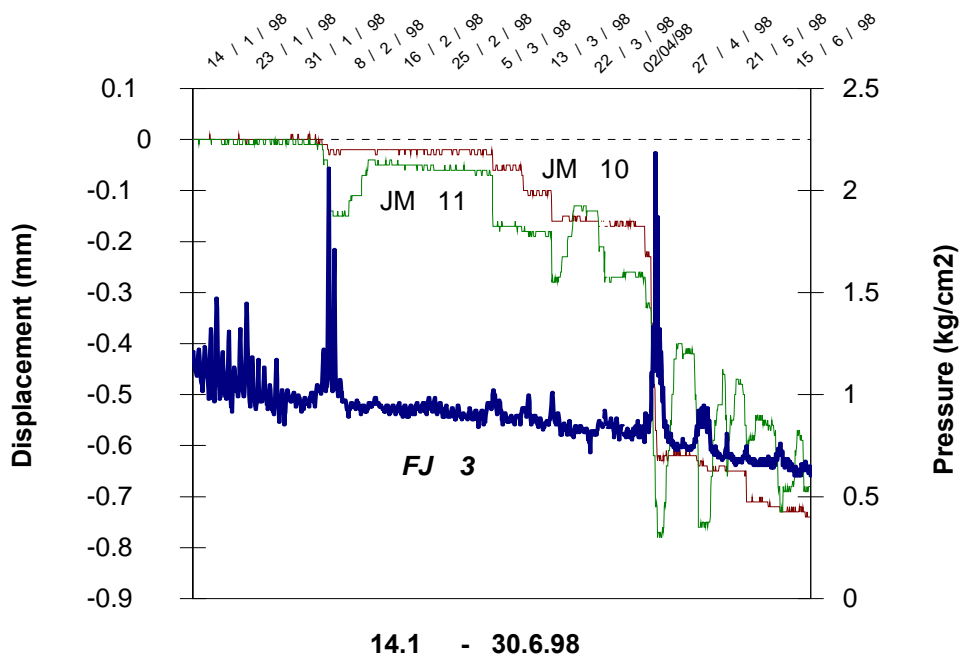
ברור שאירועים אלו לא היו יכולים לגרום לתנודות קרקע משמעותיות במצוק המצדה. יתכן אם כן שאירוע הפתיחה אשר נרשם במדידים מבטא תגובה של מישורי אי הרציפות לשינויים אקלימיים.



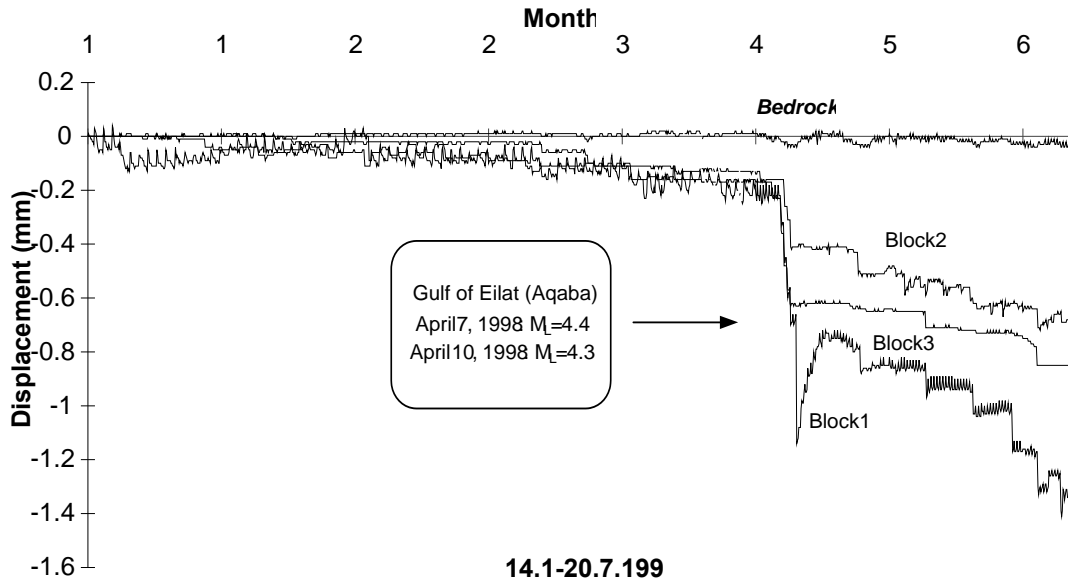
איור 11. א דוגמא למד סדקים (בתצלום ושרטוט למטה) ומד לחץ (שרטוט מימין) מתוצרת חברת דינה בע"מ.



(ב) דוגמא למד לחץ (תוצרת חברת דינה) אשר מוקם בבסיס הבלוקים (FJ בתרשימים).



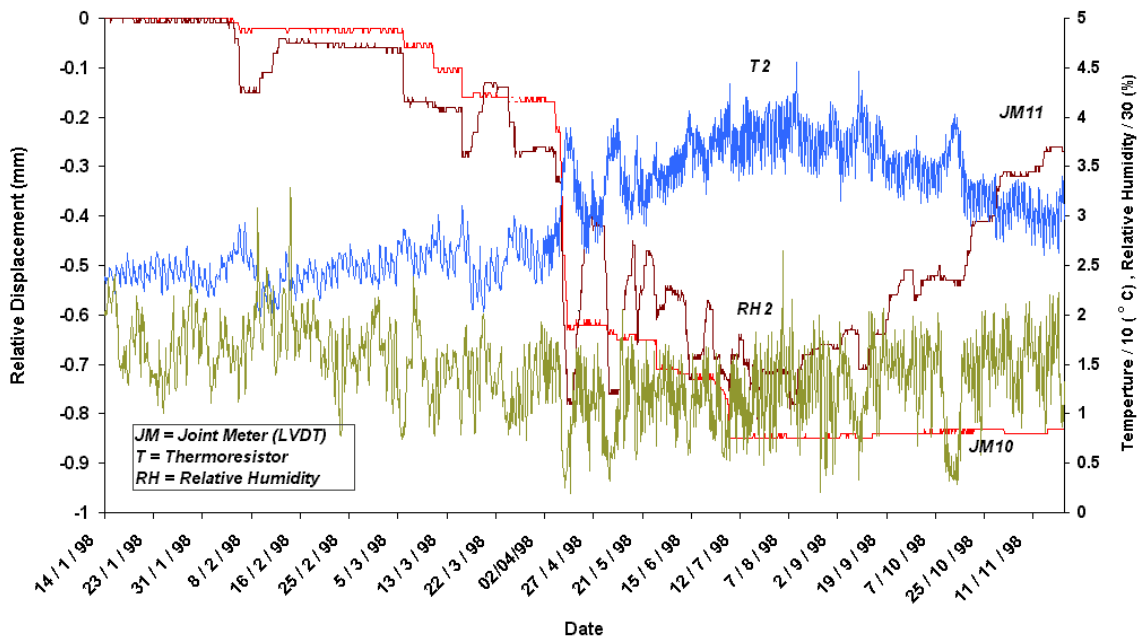
איור 12. תגובת שני מדי הסדקים (JM) ומד הלחץ (FJ) אשר הותקנו בבלוק 3 לתווה.



איור 13. תגובת שלושה בלוקים במצוק שביל הנחש לפעילות סיסמית במפרץ אילת.

באיור 14 מוצגות תוצאות המדידים בבלוק מספר 3 ביחד עם תוצאות לחות וטמפרטורה אשר נמדדו בתוך חלל הסדק בבלוק מס' 2 עבור תקופת ניטור של שנה בקירוב. אכן נראה שלאחר אירוע הפתיחה אחד המדידים נסגר (JM11) במקביל לירידת הטמפרטורה. מדיד שני (JM10) נותר פתוח, אך זאת ככל הנראה עקב כוון הצבתו לרוחב סדק המתיחה בבלוק 3 בניטייה תת – אנכית.

ניתוח נתוני התזוזה לאור נתוני האקלים מרמז על אפשרות כי התנועה המחזורית של הסדקים בגב הבלוקים ("סדקי המתיחה") מקורה אקלימי ולא סיסמי. תנועה מחזורית זו של פתיחה וסגירה של סדקים באזור מדברי בהחלט יכולה לגרום להחלשות חוזק המתיחה או הקוהזיה של הסדק עם הזמן.



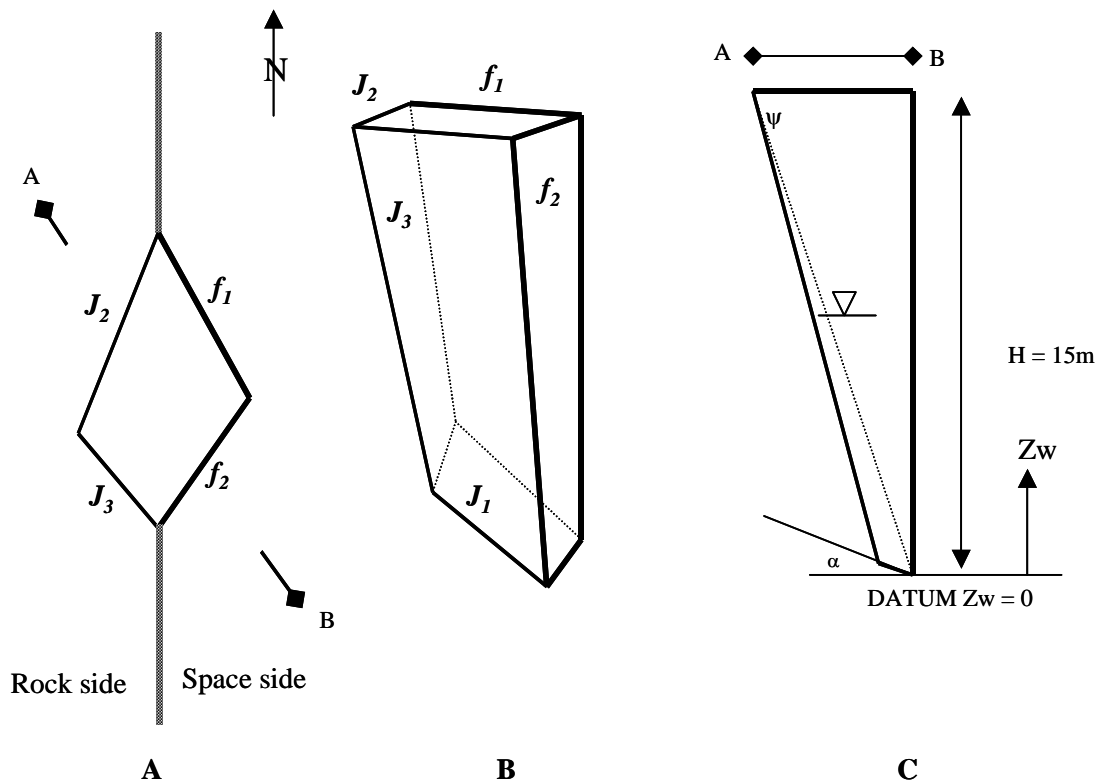
איור 14. מחזור שנתי של תזוזות ושינויי אקלים כפי שנמדד בבלוק 3

ניתוח יציבות של בלוק קריטי במצוק שביל הנחש

בלוק מס' 1 מונח מעל תחנת הרכבל הישנה ומסכן את גשר הלכי הרגל החדש אשר הותקן לאחרונה בין אתר הרכבל החדש וראש ההר (איור 1). הבלוק חופשי לנוע מגוף הסלע שכן הוא מנותק מהמצוק על ידי שני סדקים תת-אנכיים המצטלבים מאחורי המישור החופשי של המדרון. המישור החופשי של הבלוק אף הוא בנוי למעשה משני סדקים השייכים למערכות הסידוק הראשיות באתר (איור 16). היציבות המכנית של הבלוק תלויה בזווית החיכוך של מישור השכוב עליו הבלוק מונח (דוגמא למישור שכוב באיור 15) ובכמות הנטייה של אותו מישור. הטיפול המלא של בבעיית יציבות בלוקים סופיים במצוק שביל הנחש מובא על ידי Hatzor (in press).



איור 15. דוגמא למישור שכוב עם חומר מילוי במצדה



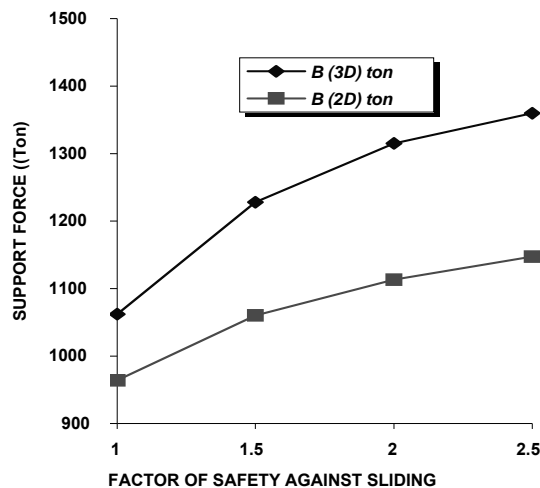
איור 16. בלוק מס' 1 במצוק שביל הנחש (A – מבט מפה, B – מבט תלת ממדי, C – חתך דו ממדי).

כאמור למעלה מישורי השכוב מחוסרי קוהזיה וזווית החיכוך שלהם מוערכת בכ- 22.7 מעלות. הנטייה הממוצעת של מישורי השכוב היא 14 מעלות לכוון אזימוט 124 אך יתכן פיזור של עד 10 מעלות סביב כמות הנטייה הממוצעת. לצורכי ניתוח ותכנון נטית מישור השכוב מוערכת בכ- 20 מעלות לכוון אזימוט 124. מקדם הביטחון כנגד החלקה איננו גדול אם כן מ – 1.15 עבור מצב יבש.

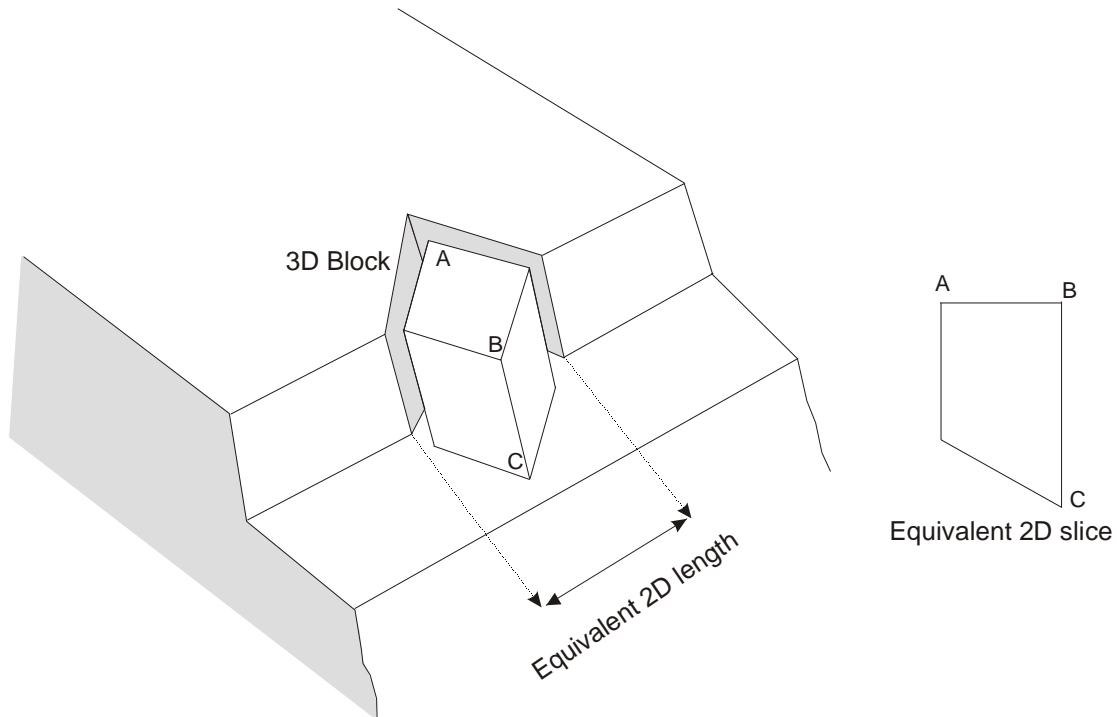
פתרון דו ממדי לעומת פתרון תלת מימדי – מצב רווי

כוח התמוך הטוטאלי הדרוש לקבלת מקדם ביטחון מסוים במצב יבש ועבור לחץ מים בסדקים חושב עבור פרוסה דו-מימדית מייצגת של בלוק מס' 1 בהתאם לפתרונות מקובלים במכניקה של סלעים (למשל Hoek and Bray, 1981). אותו חישוב אך בשלושה ממדים בוצע לפי הפתרון הגראפי של Londe et al., 1970. יישום הפתרון התלת ממדי של Londe et al., 1970 עבור לחץ מים משתנה בסדקים מתואר על ידי Hatzor and Goodman, 1997. השוואה בין תוצאות החישוב הסטטי עבור מצב רווי (עומד מים מלא בסדקים) בשניים ובשלושה ממדים מוצגת באיור 17. ניתן לראות שכוח התמוך הדרוש עבור פתרון תלת ממדי גבוה בכ- 15% מהכוח הדרוש עבור פתרון דו – ממדי.

תוצאה זו מנוגדת לציפיות שכן בבעיות של יציבות מדרונות בקרקע מקובל להניח שההצגה התלת ממדית של הבעיה יציבה יותר בגלל תרומת כוחות צד. הנחה זו איננה תקפה ביציבות מדרונות בסלעים כאשר גיאומטריית הבלוק לא ניתנת להצגה נכונה בשני ממדים. באיור 18 מוצגת סכימה של בלוק מהטיפוס שמנותח כאן. לקבלת פתרון דו ממדי עבור כוח התמוך הטוטאלי הדרוש יש לנתח דיאגרמת גוף חופשי (פוליגון ABCD) ולהכפיל בממד האורך של הבעיה. במקרה שלפנינו גישה זו גורמת להגדלה מלאכותית של נפח הבלוק בעוד ששקול כוחות המים בגב הבלוק נותר כמעט ללא שינוי. עקב כך הפתרון הדו-ממדי לכאורה יציב יותר. לפיכך, נקיטה בגישה זו בניתוח יציבות מדרונות בסלעים איננה שמרנית.



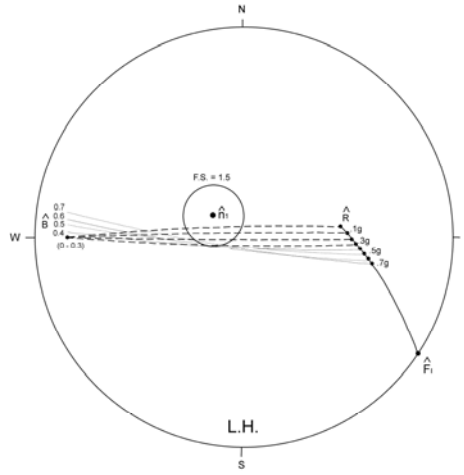
איור 17. השוואה בין פתרון דו – ממדי ופתרון תלת ממדי בניתוח היציבות של בלוק מס' 1 עבור עומד מים מלא בכל הסדקים הגובלים את הבלוק (שני סדקים בגב ומישור השכוב בבסיס).



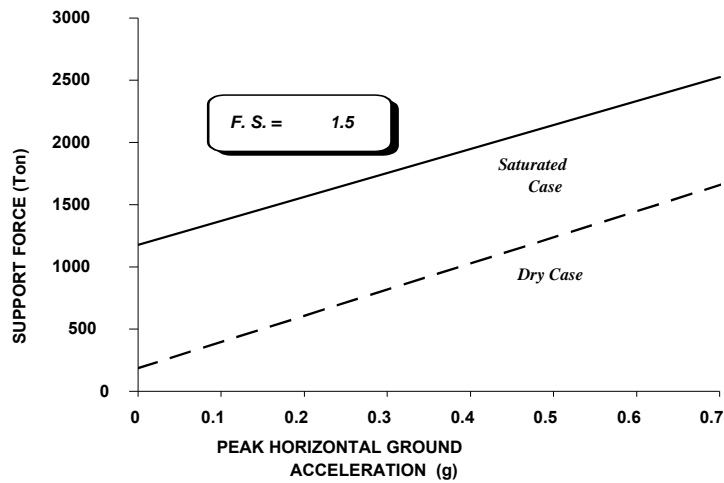
איור 18. סכימה של בלוק תלת ממדי והצגה דו ממדית מקובלת. במקרים רבים של בלוקים פריזמטיים הצגה דו ממדית של הבעיה איננה מבטאת כראוי את הגיאומטריה האמיתית ויכולה להיות בלתי שמרנית.

ניתוח יציבות פסאודו - סטטי

לצורך הערכת כוח התמוך עבור תאוצת קרקע כלשהי בוצע חישוב תלת ממדי עבור מצב יבש ומצב רווי בשיטת הפתרון הגראפי שננקטה גם בפתרון הקודם. למערכת הכוחות הפועלים על הבלוק (כוח הכובד W , כוח המים מסדק 1 – $U1$, כוח המים מסדק 2 – $U2$, כוח המים ממישור השכוב - $U3$) נוסף כוח האינרציה כתוצאה מתאוצת קרקע אופקית בכיוון מקביל לכיוון הנטייה של מישור השכוב - I . כך שקול הכוחות החדש הוא: $R = W + U1 + U2 + U3 + I$. בפתרון עבור מצב יבש כוחות המים שווים לאפס. כוח התמוך B , שכוונו הוגדר מראש, הופעל על השקול R וגודלו הועלה עד לקבלת מקדם ביטחון מספק בהתחשב בזווית החיכוך של מישור השכוב. שיטת הפתרון כולל חישובים באמצעות פוליגון כוחות במקביל להשלכות סטריאוגרפיות של הוקטורים הרלוונטיים ומתוארת אצל Goodman (1989) (ראה איור 19). תוצאות החישוב עבור מצב רווי ומצב יבש מוצגות באיור 20 עבור ערכים של תאוצת קרקע אופקית מרבית מ-0 עד 0.7g ועבור מקדם ביטחון של 1.5.



איור 19. ניתוח יציבות פסאודו-סטטי עבור מצב רווי למקרה של החלקה על גבי מישור בודד – פתרון גראפי. כוון כוח האינרציה מקביל לכוון הדיפ של משור ההחלקה (במקרה זה משור השכוב).



איור 20. כוח התמוך הטוטאלי הדרוש עבור בלוק 1 כתלות בגודל תאוצת קרקע אופקית מרבית – פתרון תלת ממדי.

תאוצת הקרקע האופקית המרבית החזויה עבור אזור ים המלח היא $0.2g$ לפי תכן ישראל 413. בהתחשב בהגברה הספקטרלית באתר יש להביא בחשבון ערכים של תאוצת קרקע אופקית של עד $0.6g$. כמובן שבמידה ומותקן ניקוז הולם ניתן להשתמש בכוח התמוך הטוטאלי המספק מקדם ביטחון של 1.5 במצב יבש.

סיכום ומסקנות – מצוק שביל הנחש

- חוזק הסלע הרציף במצדה גבוה ביותר כך שאין להביא בחשבון כשל מדרונות במצוקי המצדה דרך החומר הרציף.
- חוזק מישורי אי הרציפות במצדה נמוך ביותר. המישורים על פי רוב מחוסרי קוהזיה או חוזק מתיחה. זווית החיכוך השיורית מוערכת בכ – 23 מעלות בלבד. זווית החיכוך המרבית נמדדה באמצעות בדיקות גזירה ישירה וערכה ככל הנראה 41 מעלות עבור לחץ נורמלי של עד כ – 1MPa .

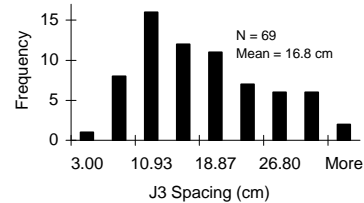
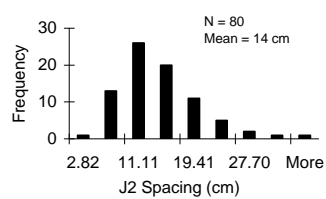
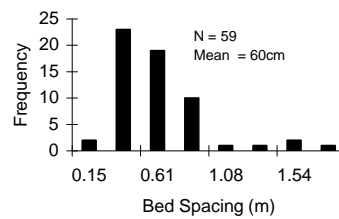
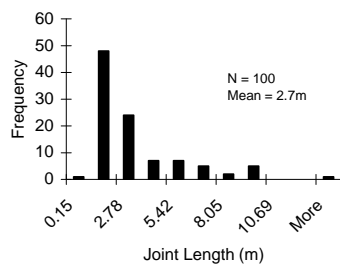
- מישורי הסידוק במצוק המזרחי של המצדה בעלי השתרעות נרחבת ובעלי צפיפות נמוכה. החיתוכים בין מישורי הסידוק לפיכך יוצרים בלוקים רחבי ממדים בעלי משקל כולל של 500 עד 1500 טון.
- סגנון הכשל השכיח במצוק המזרחי של המצדה הוא החלקה או רוטציה של בלוקים בודדים.
- במעקב אחר יציבות מדרונות בסלעים באזורים רגישים מבחינה סיסמית מומלץ להתקין מערכת מעקב (ניתור) אשר מאפשרת הערכת יציבות הבלוקים כנגד הזמן.
- במחקר זה הומחשה השפעת פעילות סיסמית על יציבות בלוקים במצוק שביל הנחש – אך גם הומחשה חשיבות השפעות אקלימיות על יציבות בלוקים במצוקים תלולים.
- במדרונות סלע בעלי גרדיינט טופוגראפי חריף מומלץ לבצע סקר סיסמי להערכת תגובת האתר. במחקר זה נמצאה הגברה ספקטרלית של עד 3.5 בתדר 1.4Hz במצדה.
- בניית יציבות בלוקים בעלי גיאומטריה פריזמטית פתרון דו ממדי יכול להיות בלתי שמרני במידה וכוחות המים בסדקים מובאים בחשבון.

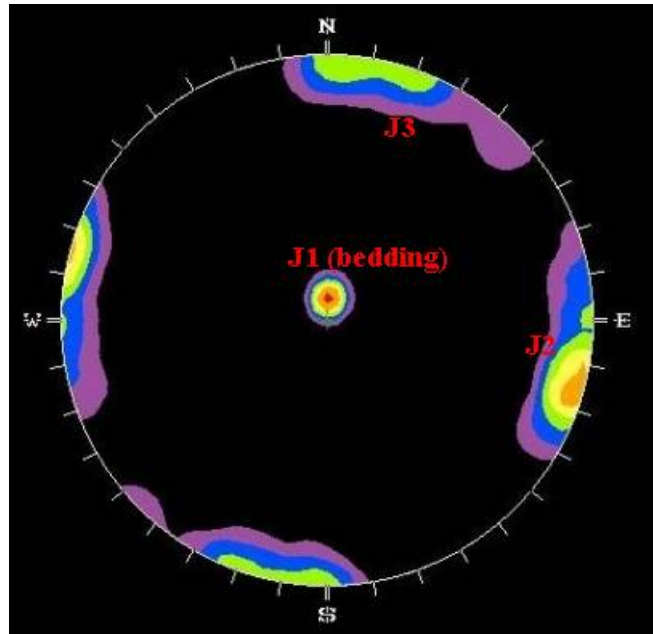
תחנה מס' 2 – יציבות המדרגה העליונה במצוק הצפוני של המצדה

במצוק הצפוני בעיית יציבות המדרונות סבוכה יותר שכן מסת הסלע בנויה מאות בלוקים הנוצרים כתוצאה מחיתוך סדקים בעלי צפיפות גבוה במיוחד. מבנה המדרגה העליונה מומחש באיור 21. צפיפות הסידוק, מישורי השיכוב, וכוון נטית מערכות הסידוק הראשיות מובאים באיור 22.



איור 21. מבנה המדרגה העליונה במצוק המצדה

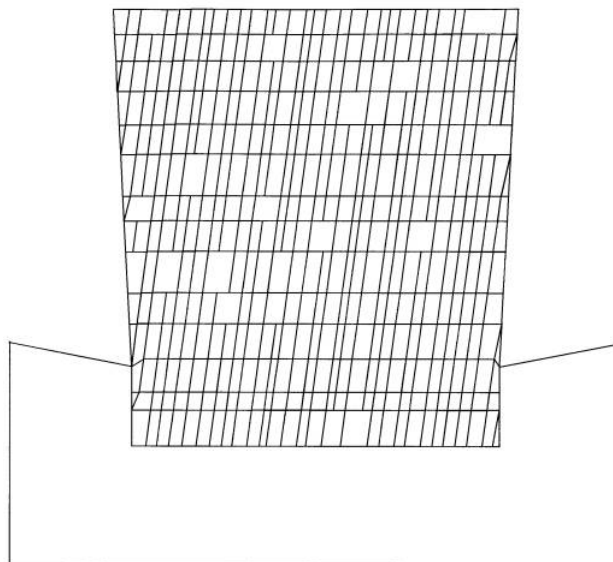




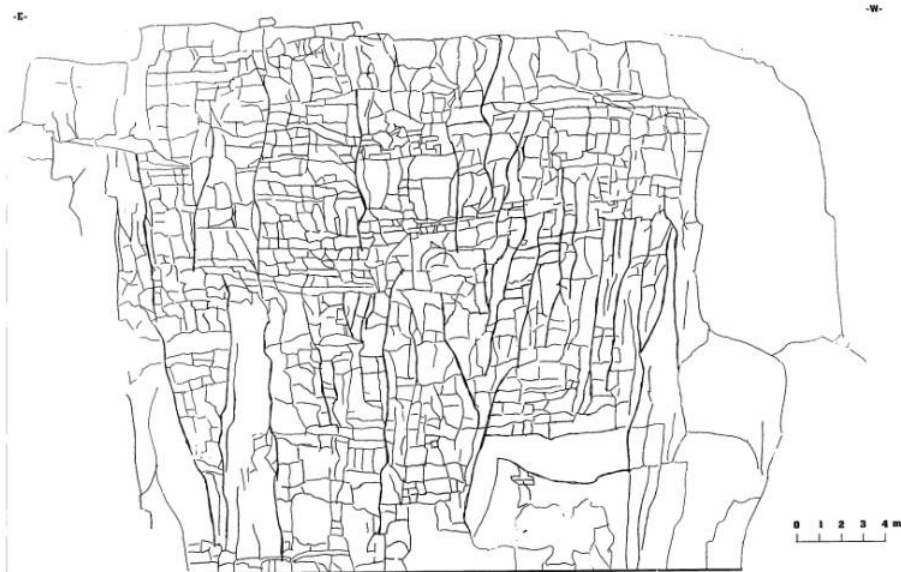
איור 22. צפיפות וכוון מערכות הסידוק הראשיות במצוק הצפוני במצדה

באמצעות נתוני הסידוק ניתן ליצר רשת בלוקים סינטטית בשיטות סטטיסטיות לצורך חישוב נומרי של יציבות המצוק. דוגמא לרשת מסוג זה מובאת באיור 23. הבעיה העיקרית בחישוב יציבות נומרי באמצעות רשת זו היא שהמודל הגיאומטרי איננו ריאלי ורחוק מאד מהמציאות המוצגת באיור 21 לעיל. הרצת הבעיה הדינמית תוך שימוש במודל הגראפי באיור 23 תהיה שמרנית יתר על המידה שכן כל תוספת החוזק של מסת הסלע כתוצאה מנעילה בין סדקים איננה מובאת בחשבון עקב המשטחים החלקים של הסדקים והמגעים הישרים בין הבלוקים.

ראוי יותר לייצג את המודל הגיאומטרי באמצעות מיפוי מדויק של הסדקים בשדה כפי שמובא באיור 24.

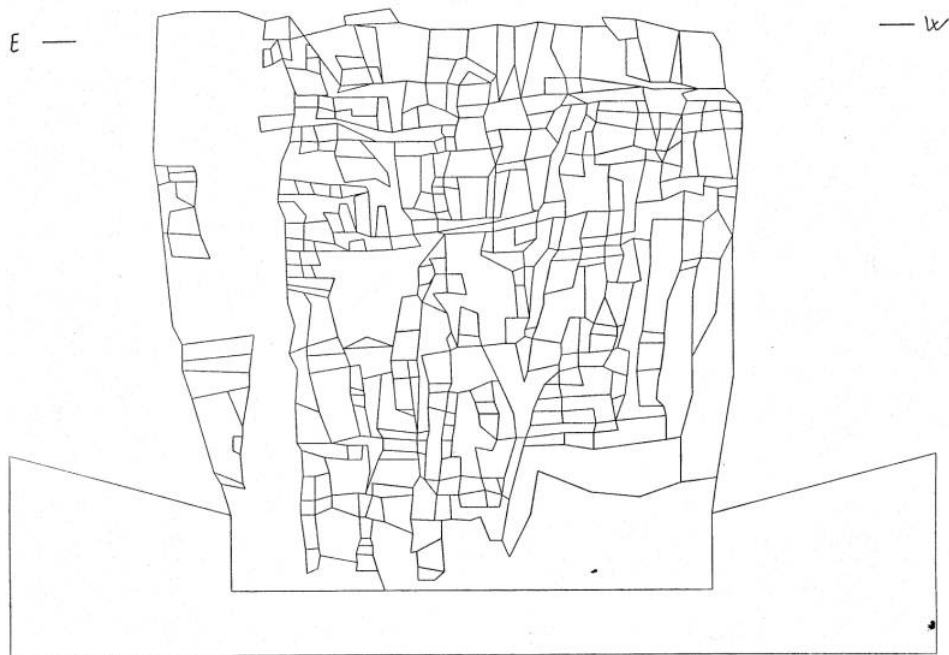


איור 23. רשת בלוקים סינטטית אשר חושבה סטטיסטית באמצעות נתוני הסידוק המובאים באיור 22 למעלה.



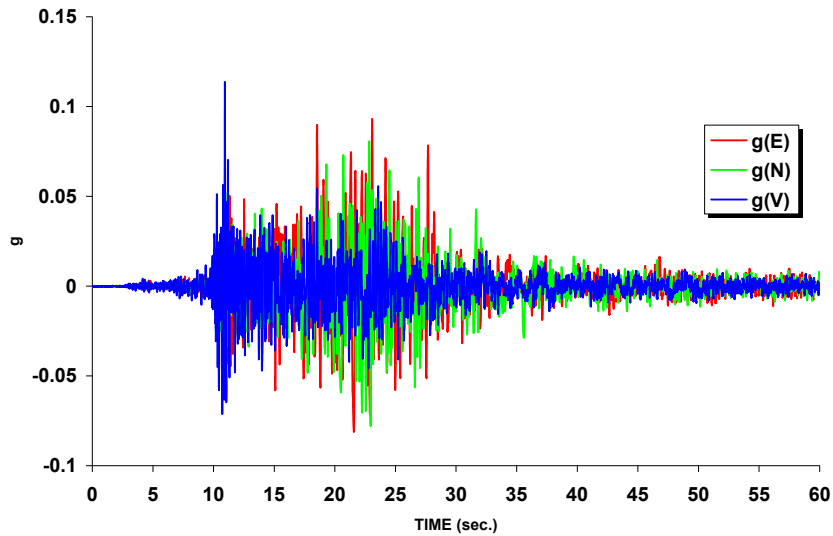
איור 24: מיפוי פוטוגיאולוגי מדויק של הסדקים הבונים את המדרגה העליונה במצוק הצפוני

המפה הפוטוגיאולוגית באיור 24 שימשה ליצירת רשת בלוקים אמיתית, באופן דטרמיניסטי, על ידי דיגיטציה של כל הקווים וחישוב כל הבלוקים הנוצרים עקב חיתוך בין קווים. תוצאות החישוב מוצגות באיור 25.



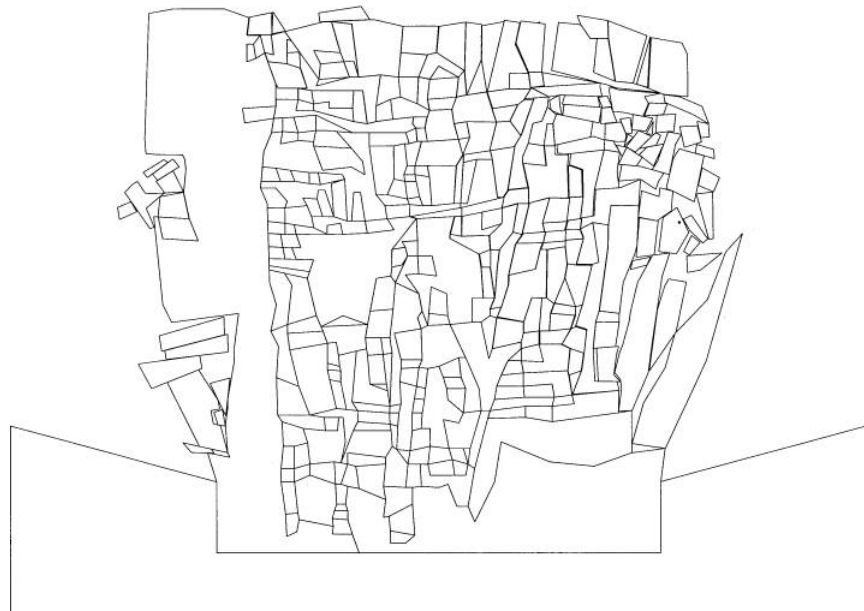
איור 25. חישוב רשת בלוקים ריאלית מתוך המפה הפוטו-גיאולוגית באיור 24

לאחר קבלת רשת בלוקים ריאלית ניתן להפעיל את העומס הדינמי של רעידת אדמה לחישוב כמות הנזק אשר תתפתח במהלך רעידת האדמה. הרקורד בו נעשה שימוש במחקר זה הוא רקורד רעידת האדמה אשר התרחשה בנואיבה בחודש נובמבר 1995 ואשר מוצגת באיור 26 להלן.



איור 26: רעידת האדמה של נואיבה כפי שנרשמה בעיר אילת

חישוב הנזק אשר מתקבל כתוצאה מהפעלת רעידת האדמה על המדרגה העליונה של המצוק הצפוני בוצע בשיטת DDA (Shi, 1993) אשר מאפשרת חישוב תזוזות באורך דינמי מלא במסת סלע בלתי רציפה. התכונות המכניות הן של הסלע הרציף והן של מישורי החולשה הוזנו למודל בהתאם לתוצאות בדיקות המעבדה. זווית החיכוך בין הסדקים אשר נלקחה בחשבון היא 41 מעלות, כפי שנתקבל מבדיקות גזירה ישירה של מישורי שכוב. באיור 27 מוצגות תוצאות החישוב הנומרי של DDA עבור הרעידה המוצגת באיור 26.



איור 27. הנזק המתקבל במדרגה העליונה של המצוק הצפוני במצדה כתוצאה מהרעדה בהתאם לרקורד של נואיבה (5% ריסון דינמי)

מסקנות תחנה 2 – מדרגה עליונה בארמון הורדוס, מצדה

- מישורי החולשה במצוק הצפוני בעלי צפיפות גבוהה ביותר והשתרעות נרחבת. לפיכך חיתוך משורי החולשה יוצר רשת צפופה של בלוקים קטנים הנמצאים באינטראקציה הדדית תחת הפעלת עומס סטטי, ולא כל שכן עומס דינמי.
- שימוש בכוונים ראשיים של מערכות הסידוק ליצירת רשת הבלוקים מניב רשת בלתי ריאלית המתעלמת הכוחות הנעילה בין הסדקים עקב כוונם הבלתי רגולרי במרחב
- לקבלת רשת סדקים ריאלית מומלץ לבצע מיפוי מדויק של היטלי הסדקים על גבי המישור החופשי ולהשתמש בנתוני הקווים באורח דטרמינסטי לחישוב רשת הבלוקים
- באמצעות תכנת DDA הופעל עומס דינמי אמיתי על המדרגה העליונה תוך שימוש ברקורד של רעידת האדמה בנואיבה משנת 1995.
- הנזק אשר התקבל כתוצאה מהחישוב בשיטת DDA תואם את הנצפה בשטח – נפילת בלוקים (toppling) במצוק המערבי והחלקת בלוקים במצוק המזרחי
- שיטת DDA נבחנה במחקר זה ונמצאה כמתאימה ביותר לחישוב יציבות מדרונות בסלע סדוק תחת עומס סטטי או דינמי

הכרת תודה

מחקר זה מומן עי ידי רשות שמירת הטבע והגנים ותודתנו מובאת בזאת. למהנדס אהרון לויתן תודה מיוחדת על שיתוף הפעולה ולאנשי הגן א. טובול ז"ל איתן, ואילן קמפבל על הגשת הסיוע היעיל בשטח. לחברת תיק פרויקטים תודה על תיאום פרויקט יציבות מצוק שביל הנחש. לתלמידי המחקר מאוניברסיטת בן-גוריון: רן הולצמן, מאיה אלימלך, ומיכאל צסרסקי על עזרה בביצוע עבודת השדה, עיבוד נתוני הניטור, ועיבוד דיגיטלי של נתוני הסידוק. לאבנר ארזי, יולי זסלבסקי, ואבי שפירא תודה על שיחות מועילות.

מקורות

- Abrahamson, N. A., and Silva, W. J. (1997). Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 1, 94-127.
- Goodman, R. E. 1989. *Introduction to Rock Mechanics*. 2nd ed. New York: Wiley
- Hatzor Y. H. & R. E. Goodman, 1997. Three dimensional back analysis of saturated rock slopes in discontinuous rock - a case study. *Geotechnique*, 47(4): 817-839.
- Hatzor, Y. H. (in press). Keyblock stability in seismically active rock slopes – the Snake Path cliff – Masada. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE.
- Hoek, E. & Bray, J. W. 1981. *Rock Slope Engineering*. London: Institution of Mining and Metallurgy.
- Londe, P. F., Vigier, G., and Vormeringer, R. 1970. Stability of rock slopes - graphical methods. *J. Soil Mech. Foundns Div., ASCE*, 96(SM4): 1411-1434.
- Shi, G.-H. 1993. *Block System Modeling by Discontinuous Deformation Analysis*, Computational Mechanics Publications, Southampton UK, p. 209.
- Zaslavski, Y., Shapira, A. & Leonoy, J. 1998. Topography effects and seismic hazard assessment at Mt. Massada (Dead Sea). The Geophysical Institute of Israel, Report No. 522/62/98.

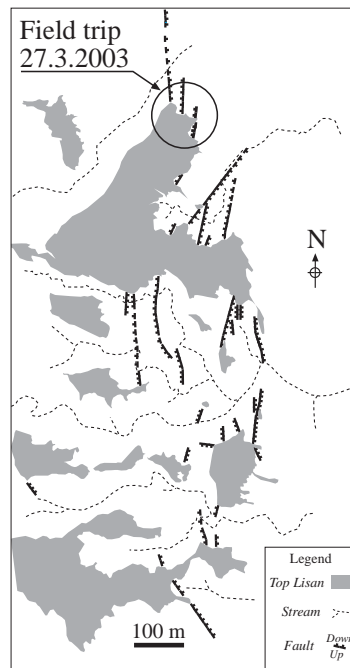
סיור 5 חלק ב'

תיעוד רעידות אדמה על פי דפורמציה בתצורת הליסאן

שמוליק מרקו

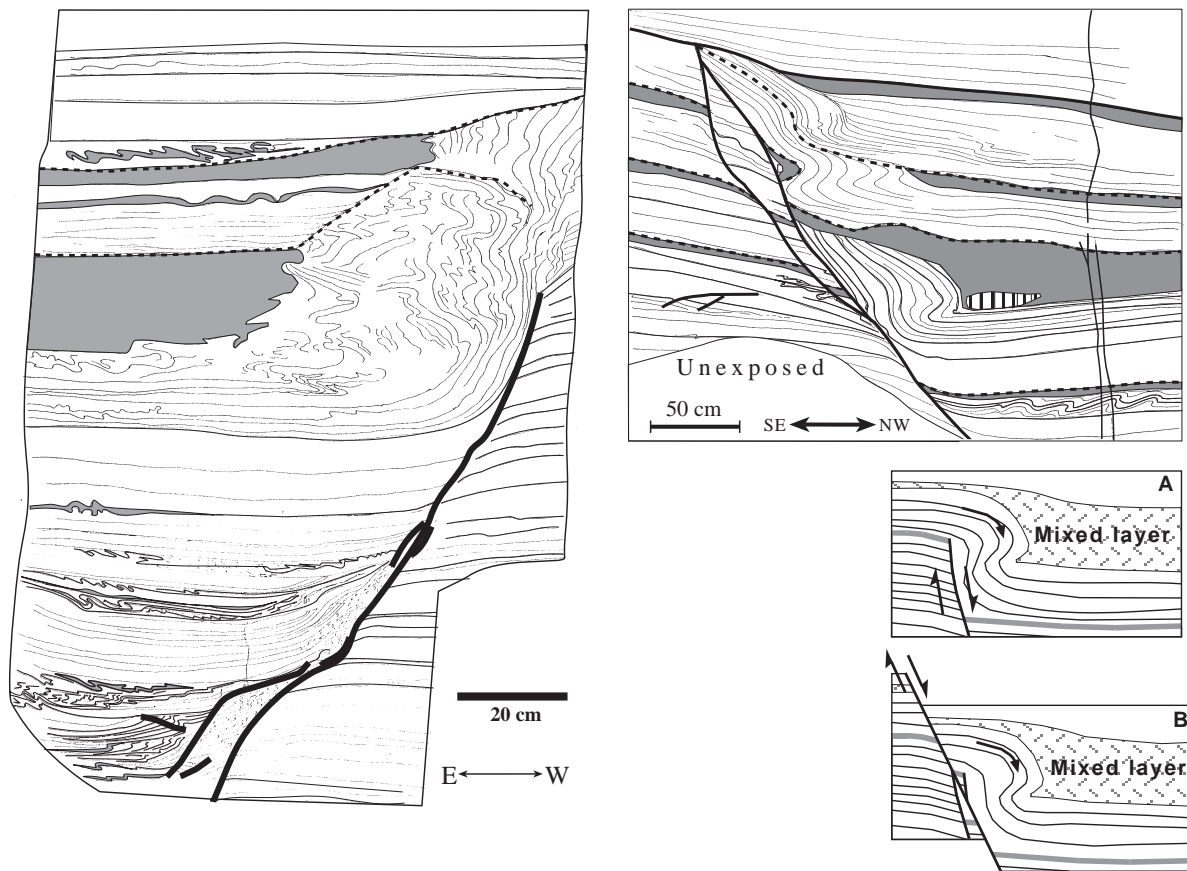
החוג לגיאופיזיקה ומדעים פלנטריים, אוניברסיטת תל אביב

חלק גדול מהמשקעים האגמיים של תצורת ליסאן בנוי משכבות עדינות, למינות, מסדר גודל של מילימטר. הלמינות עשויות מחילופין של שני סוגי משקע: האחד משקע כימי לבן של גבישי ארגוניט והשני משקע דטריטי כהה המכיל גרגרים זעירים של סלעים המצויים באגן הניקוז של ים המלח. הארגוניט שקע בקיץ בגלל אידוי מוגבר והדטריטוס הובל לאגם כסחף של שיטפונות חורף. ההשתמרות המצויינת של השיכוב העדין מעידה על העדר יצורים נזורים על קרקעית האגם. יחד עם זאת יש בחתך שכבות עירבוב שבנויות משברי למינות משני הסוגים. שכבות אלה קשורות להעתקים שפעילותם חוללה רעידות אדמה. הרעידות שיברו את המשקע בקרקעית האגם וגרמו להרחפה ושקיעה שלו מחדש. בעזרת חתכים סטרטיגרפיים מפורטים משני עברי העתק ניתן לשחזר את אירועי ההעתקה ולראות שבכל אירוע נוצרה שיכבת עירבוב (Marco and Agnon 1995). בשלושה חתכים של תצורת הליסאן באיזור מצדה ובנחל פרצים נמצאו כ-30 שכבות עירבוב שמהוות תיעוד של רעידות האדמה החזקות ($M > 6$) שהתרחשו באזור ים המלח במשך כ-50 אלף שנים שבין כ-70 אלף עד כ-20 אלף שנים לפני זמננו. פיזור הרעידות בזמן מלמד על הופעה במיקבצים. היו תקופות שנמשכו כעשרת אלפים שנה שבהן הרעידות התרחשו בתכיפות גבוהה של כ-600 עד 800 שנים וביניהן תקופות באורך דומה שבהן המירווח בין הרעידות היה גדול פי 2 עד 4 (Marco et al., 1996). שכבות עירבוב דומות תועדו גם במשקעי ים המלח. תיארוך פחמן 14 מפורט במניפת נחל צאלים מראה קורלציה מצויינת בינן לבין רעידות האדמה המוכרות מהתיעוד ההיסטורי באזור בכאלפיים השנים האחרונות (Ken-Tor et al. 1999).



איור 1.

מפת איזור השבירה למרגלות מצדה (after Marco and Agnon, 1995)



איור 2.

העתקים סינסדימנטריים שפעלו מספר פעמים תוך כדי השקעת תצורת ליסאן. בכל אירוע העתקה נוצרה שיכבת עירבוב (צבע אפור). המודל שמתאר את היווצרות שכבות העירבוב יחד עם העתקה מתואר בצד ימין למטה.

ביבליוגרפיה

Ken-Tor, R., Agnon, A., Enzel, Y., Marco, S., Negendank, J.F.W., and Stein, M., 2001, High-resolution geological record of historic earthquakes in the Dead Sea basin: *J. Geophys. Res.*, v. 106, p. 2221-2234.

Marco, S., and Agnon, A., 1995, Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben: *Geology*, v. 23, p. 695-698.

Marco, S., and Agnon, A., 2003, Repeated earthquake faulting revealed by high-resolution stratigraphy: *Tectonophysics*, v. (in press).

Marco, S., Stein, M., Agnon, A., and Ron, H., 1996, Long term earthquake clustering: a 50,000 year paleoseismic record in the Dead Sea Graben: *J. Geophys. Res.*, v. 101, p. 6179-6192

סיור 5 חלק ג'

מערכת סדקים פתוחים בחוף ים המלח, בצמוד למצוק ההעתקים וקשר אפשרי לרעידת האדמה של 1927.

צבי מוצן

רח' עציון גבר 4 ירושלים 97803

מבוא

במחצית השנייה של שנת 2002 התגלתה מערכת סדקים הממוקמת למרגלות מצוק העתקים בקטע שבין קומראן בצפון ואזור נחל סמר בדרום. המערכת נמשכת באופן מקוטע, במקביל למצוק ההעתקים לאורך כ-15 ק"מ מ.נ.צ 19311267 ועד נ.צ 18861131.

הסדקים מופיעים באורכים שונים: ממטרים בודדים ועד מאות מטרים. בעומקים שונים: מחצי מטר ועד יותר מ 3 מ', ומרוחב של סנטימטרים בודדים ועד מטר ויותר. התופעה נראית בעיקר סביב המקומות הבאים (מצפון לדרום):

נ.צ. 19321269

מ.נ.צ 19061196 עד נ.צ 18971175

מ.נ.צ 18871140 עד נ.צ 18861131

באזור נ.צ. 1930/1263 התגלה סדק עמוק וחלק שעומקו יותר מ 2 מ' ורוחבו כ- 0.8 מ'. בשונה משאר הסדקים שכיונם המקורב צפון-דרום, כיוונו של סדק זה מזרח-מערב והוא נמשך לאורך יותר מ- 30 מ'.

הסדקים מופיעים בעיקר בשתי יחידות הסלע הבונות את האזור: חלוקי נחל וסחף של חוף ים המלח (כמו בסמוך לנ.צ 19311267) ובסלעי מצוק ההעתקים היוצרים שלוחות סלע בגובה של כ- 100 מטר מעל למישור החוף (כמו בשאר נקודות הציון שפורטו לעיל).

סמוך למרבית הסדקים פזורים שברים רבים של סלעים בגדלים שונים, כאילו ארע בסמוך להם פיצוץ גדול. חלק מהסלעים וצברי האבנים נראים כתלויים על בלימה על-פי תהום וכעומדים להתמוטט. סמוך לקצה הדרומי של מערכת הסדקים התגלתה מערה בעומק 4 מ' ובה נטיפים, זקיפים וסלעי טרוורטין במצב יבש.

בסיור שנערך עם יואב אבני נמצאו מספר סימנים המעידים שמערכת הסדקים היא ככל הנראה עדות לרעש אדמה "צעיר":

א. הסדקים עדיין לא נסתמו, ובקטעים הבודדים שבהם כוסו הסדקים בעפר ואבנים מצויים במפגש הסדקים עם ערוצים פעילים שיוורדים ממצוק ההעתקים. סחף שירד מהערוצים בשנים שמאז הרעש מילא את הסדק במקום מפגשו עם הערוץ באופן חלקי, ואילו במקומות האחרים נשארו הסדקים פתוחים.

ב. שברי סלעים רבים בקרבת הסדקים נראים טריים והם אינם מצופים בפטינה.

ג. סלעים רבים בקרבת הסדקים אינם מיוצבים והם עומדים להתמוטט - עדות לגיל הצעיר של הרעש.

הסדקים הפתוחים הם ככל הנראה ביטוי להפרעת פני השטח שארעה במהלך רעידת אדמה גדולה שהתרחשה באזור. נבדקת אפשרות שהתופעות הצעירות קשורות לרעידה של 1927, והם התפתחו ככל הנראה בסמוך למוקד הרעש. יחד עם זאת, מערת הנטיפים היבשה שהתגלתה בחלקו הדרומי של קו הסידוק מעידה על פעילות קדומה יותר לאורך קו זה. נראה שקו השבירה הקבור בעומק (שהוא ככל הנראה השבר הראשי של מצוק ההעתקים) פעל במספר שלבים, ובהם, ככל הנראה, גם במהלך רעידת האדמה של 1927.

בשלים הבאים של המחקר יעשו הפעולות הבאות:

1. מערכת הסדקים הפתוחים תמופה במדויק ויקבעו מאפייניה הסטרוקטורליים והגיאומורפולוגיים.
2. יעשה תיעוד של תופעות סידוק דומות לאורך מצוק ההעתקים של אגן ים המלח מצפון ומדרום לאזור שאותר בעבודה הנוכחית.
3. תיקבע מסגרת זמן למערכות הסידוק שאותרו ויאותרו לאורך מצוק ההעתקים על מנת לבסס רצף מתועד ומתוארך של תופעות הסידוק לאורך מצוק ההעתקים. בשלב הבא תיבחן התאמת הנתונים לאירועי רעידות אדמה היסטוריות הידועות מן האזור.

תחנות הסיור

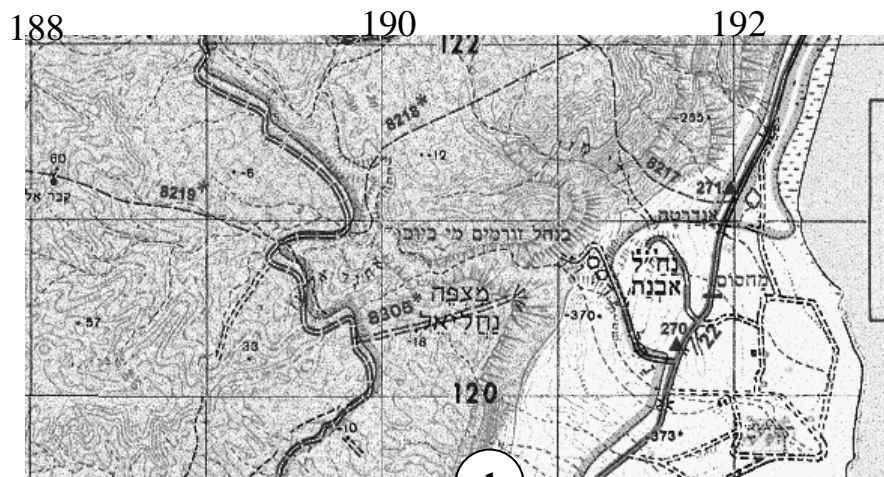
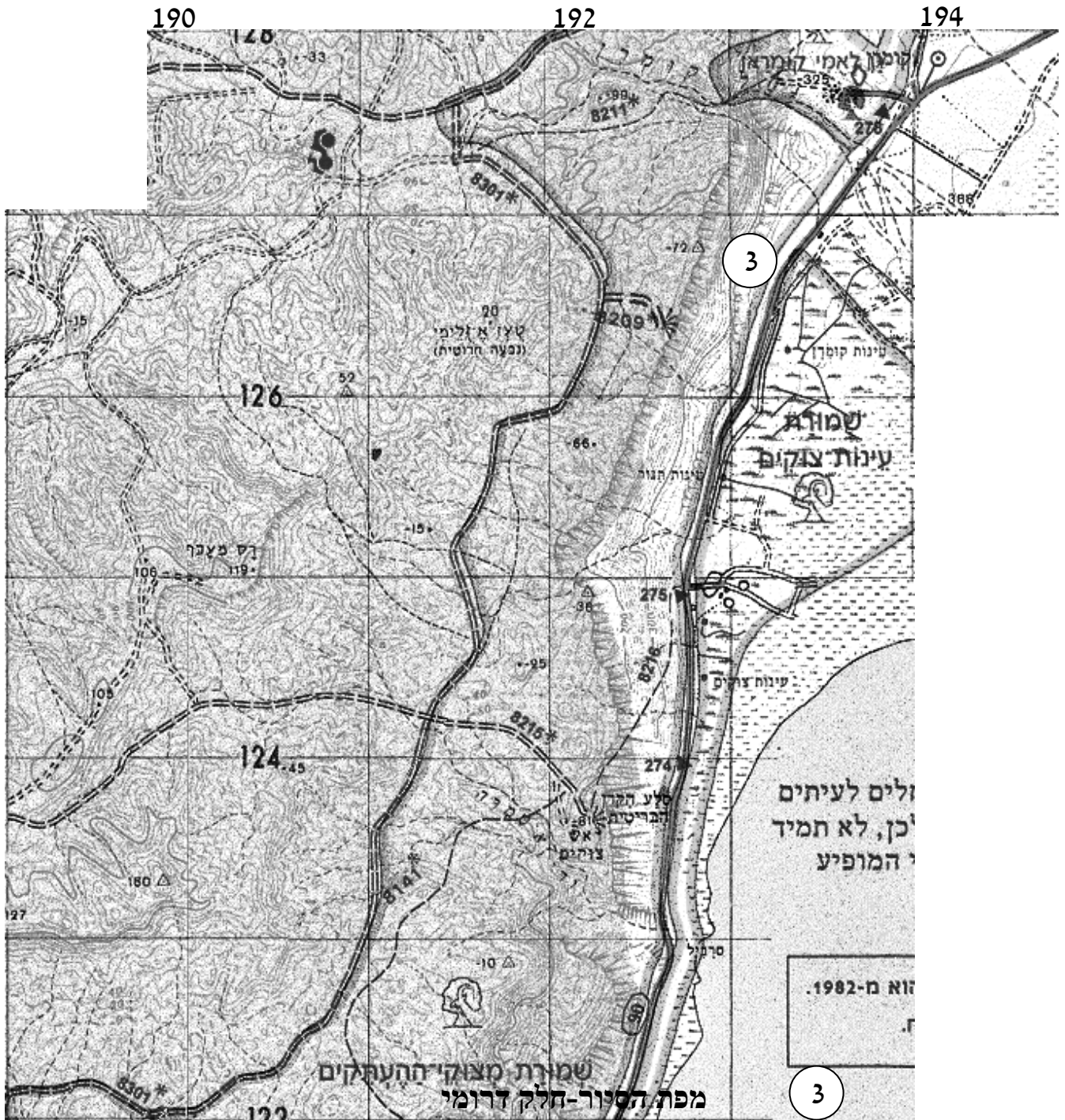
תחנה 1: מערכת סדקים פתוחים למרגלות מצוק ההעתקים מדרום לנחל קידרון (נ.צ. 19061195)

הגישה לתחנה בדרך עפר המתפצלת מערבה מכביש ים המלח ועולה אל בריכת המים הניצבת בראש גבעת סלע נמוכה. התחנה נמצאת למרגלות מצוק ההעתקים ונראים בה סדקים רבים בכוון כללי צפון-דרום. הסדקים שוברים את פני השטח הנוכחיים הבנויים מדרדרות פעילות היורדות ממצוק ההעתקים וכן יחידת קונגלומרט קדומה הנחשפת למרגלות המצוק. מימדי השטח שבו מופיע הסידוק כ-300 מ' ורוחבו כ-30 מ'.

תחנה 2: מערכת סדקים פתוחים ומערה מצפון לנחל סמר (נ.צ. 1886/1137).

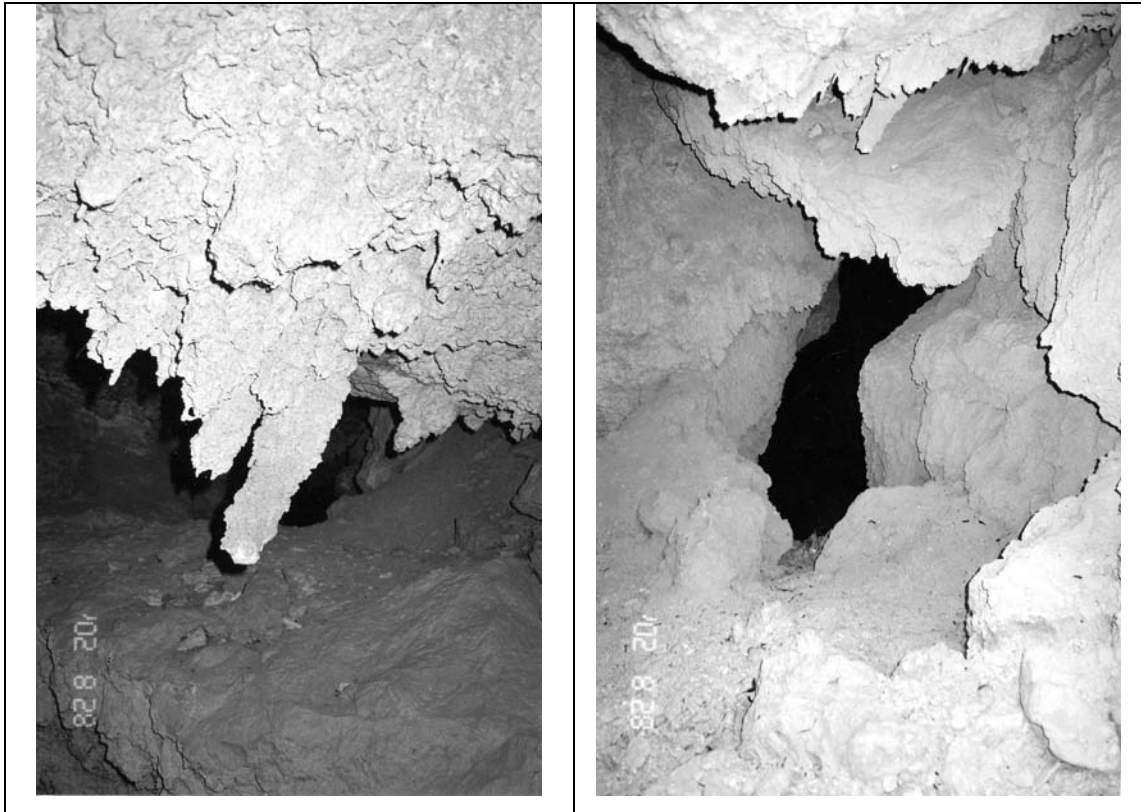
הגישה לתחנה מכביש ים המלח. כביש צדדי מתפצל מהכביש הראשי בנ.צ. 18871135 מערבה. עולים במעלה תלול אל כתף הנמצאת כ-80 מ' מעל כביש ים המלח. באתר סדקים רבים בכוון כללי צפון-דרום (תמונה 1) וכן מערה קטנה ובה נטיפים וזקיפים יבשים (תמונות 2 ו-3). הסדקים ניכרים ביחידת קונגלומרט קדומה המרפדת את חלקו התחתון של מצוק ההעתקים. בצידי הסדקים נראים בלוקים של סלע שהתמוטטו מן המצוק הסמוך. העדר פטינה על הסלעים מעיד על הגיל הצעיר של התופעה.

מפת הסיור – חלק צפוני





תמונה 1. סדק פתוח בכיוון צפון-דרום.



תמונה 3. נטיפים יבשים בגג המערה.

תמונה 2. מערה שהתפתחה לאורך סדק.

**תחנה 3: מערכת של סדקים פתוחים כ- 800 מ' מזרוע לחורבת קומראן
(נ.צ. 19321269)**

הגישה לתחנה מכביש ים המלח בנ.צ. 19351270 בצד כביש ים המלח. באתר נראים סדקים בכוון כללי צפון דרום. זהו המקום הצפוני ביותר שנמצאו בו, עד כה, סדקים פתוחים. האורך הכולל של קווי הסדקים מגיע לכ- 15 ק"מ.

Excursion 6:

Makhtesh Hazera, Nahal Hazera And Lower Nahal Zin Valley: Pleistocene History Of Development

Plakht, J., Sheinkman, V.

Ramon Science Center, Ben-Gurion University of the Negev, Mizpe Ramon.

Introduction

The study area occupies a territory west of the Dead Sea Rift valley. This mainly mountain area was uplifted and folded into a series of monoclines. The crest of one of them hosts Makhtesh Hazera. The rivers that drain the mountainous terrain into the Dead Sea form steep canyons cutting into the Cretaceous limestone (Fig. 1).

A distinguishing feature of the significant part of this area is occurring of the Late Pleistocene lacustrine sediments of Lisan Formation outside the Dead Sea basin. These sediments denote the existence of the extensive lake that pre-dated the present Dead Sea, the Lake Lisan, which was several times larger and its water level reaches significantly higher altitudes compared to the Dead Sea (Neev, Emery, 1967; Begin et al., 1974; Bowman, Gross, 1992; Niemi et al., 1997; Bartov et al., 2002). The highest level was found in the Nahal Zin valley where top of the Lisan surface reaches even -130- -140 m (Sheinkman et al., 2001; Plakht, Sheinkman, 2001).

As distinct from the deep lacustrine Lisan facies occupying the inner part of the Dead Sea basin, which forms entirely of pure lacustrine facies, in the lower reaches of Nahal Zin and Nahal Hazera these sediments intercalated with fluvial sediments. The lake sediments are coarser here and include a high percentage of pebble and sand fractions, along with fine sand and silt that are common in the lacustrine facies. This sequence forms the highest terrace in the Zin valley, which can be traced all the way to the deep basin area.

The present excursion addresses to the time-spatial evolutionary links among of the different morphological units from Makhtesh Hazera till final base level in the Dead Sea. For this aim each morphological chain of the study area will be characterized, namely: 1) river net and relief structure in Makhtesh Hazera; 2) Nahal Hazera valley outside Makhtesh Hazera, which is divided into two portions by the 30-35 m high

Hazera waterfall; 3) Nahal Zin valley within the mountain region till the fault escarpment, which is divided by the 16-m high waterfall; 4) Nahal Zin valley east of the fault escarpment.

Methods

A Quaternary unit occupies a distinct position in the relief and, therefore, morphostratigraphic scheme that aims an arrangement of landforms according to relative age is crucial for reconstruction of the history of the relief. This scheme is based on the analysis of sequences of fluvial terraces and pediments. Such method permits correlation between close and remote terraces and pediments. Terraces are classified according to the height above the riverbeds and they are numbered from the lowest to the highest at their staircase.

Approximately 100 samples were collected and dated by the thermoluminescent (TL) dating method applying mainly new experimental S-S technique (Shlukov et al., 1999; Sheinkman, Shlukov, 2002), which operates with regional standards. As standards (samples in the state of saturation by TL energy) sandstones of Hatira Fm. have been used. Some of samples in the Makhtesh Hazera were previously dated using RTL method (Plakht, 1999).

For environmental interpretation of pebble beds, the paleocurrent method was used based on the statistical analysis of pebble orientation. The orientation of sediment particles is controlled mainly by the medium of transport, the type of flow, and the direction and velocity of currents (Reineck, Singh, 1980). Therefore this feature is an important attribute of facial analysis. The orientation of pebbles was measured by geological compass with an accuracy of 5° . Some 30 to 50 measurements were taken at each sample point, which is sufficient for accurate results (Potter, Pettijohn, 1977; Tucker, 1982). The measurements were grouped into classes of 22.5° and then plotted on rose diagrams.

Stop 1.

Quaternary units in Makhtesh Hazera

The area of Makhtesh Hazera is 30.6 km², it is an almost circular shape (5x7 km). Altitude ranges from 530 near the northern rim to 0 m near the outlet. Bedrock is exposed on 22.9% of Makhtesh Hazera area.

The present-day river system forms a dendritic network. Stream channels and eight terraces occupy 42% of Makhtesh Hazera (Fig. 2). Each terrace is characterized by a distinct elevation above the stream channel: terrace I is located 3-4 m above the channels, terrace II – 5-6 m, terrace III – 9-11 m (RTL age is 54 - 66 Ka; TL age is 85.0±8.4 and 64.1±6.3 Ka), terrace IV – 13-15 m, terrace V – 18-20 m, terrace VI – 22.5-24 m (RTL age is 220 – 278 Ka; TL age is 158.9±17.8 and 112.1±11.3 Ka), terrace VII – 26-31 m (more than 400 Ka) and terrace VIII – 35-38 m. Such an uncertainty in the TL and RTL ages of terrace VI is probably a result of non-erasure of residual TL memory in mineral-timers before their burial in the alluvium. Mainly coarse (pebble and sand) fractions prevail in the composition of terraces. The truncated surface of terrace V in the southern part of Makhtesh Hazera is covered by tufa 4 m thick. According to uranium-series dating (Kronfeld, Livnat, 1997), the age changes significantly within the single tufa body from section to section, and even within each section from 40 to 119 Ka. The numerical age of this terrace in Makhtesh Ramon (Plakht, 1996), as well as the RTL age of the higher VI terrace in Makhtesh Hazera, and morphostratigraphic position of terrace V within the sequence allow us to date this terrace to the Middle Pleistocene. Thus, a distinct disparity between RTL and uranium-series data is observed.

Pediments occupy only 9.8% of Makhtesh Hazera. They are divided according to their relative heights. A pediment and a fluvial terrace constitute a geomorphic pair and therefore are regarded as chronologically synchronous morphological elements.

Stop 2.

Nahal Hazera valley outside Makhtesh Hazera till the Hazera waterfall

Along this portion of Nahal Hazera almost the same sequence of river terraces is present as inside the makhtesh except for some highest terraces (Fig. 3). According to TL dating (S-S technique), terraces II (5-6 m) and III (9-11 m) are cut terraces (TL ages from samples collected in the foot of 6 m terrace are calculated as 129.3 ± 13.5 and 93.4 ± 9.5 Ka, and the value 84.4 ± 6.3 Ka was calculated from a sample in the foot of 10 m terrace). The TL age of the alluvial cap of the highest 23 m terrace is 156.9 ± 23 Ka that corresponds with the S-S ages of the same terrace in Makhtesh Hazera (158.9 ± 17.8 Ka and 112.1 ± 11.3 Ka), but contradicts with their RTL ages. Occurrence of the higher pediments allows us to reconstruct the missing elements in the terrace sequence, namely highest terraces that have been eroded.

Stop 3.

Location of maximum ingress of Lake Lisan into Nahal Zin

The stop locates at the right (western) bank of Nahal Zin in the mouth of its small tributary (coord. 1723/0374). The base of the terrace is at -160 m altitude, and the thickness of the section is 23 m. The composition of this section is typical. Alluvial pebble unit, 8-9 m thick, occupies its lower part. It is overlain by finely horizontal-bedded lacustrine laminated sand and silt, 5-6 m thick, which contain single laminae of gypsum. The lacustrine sediments are covered by the interbedded layers of pebbles and mainly medium sand. Preliminary results of the TL analysis show that this upper pebble-sandy bed was formed about 20 Ka ago.

Stop 4.

Hazera waterfall (coord. 1731/0381)

The Hazera waterfall divides the Nahal Hazera valley into two portions, which development differs significantly during the Late Pleistocene and Holocene (Fig. 4). The upper surface of the waterfall having an altitude of -120 – 130 m and it denotes

position of pre-Late Pleistocene denudation surface. At the foot of the waterfall two cut terraces of 6 m and 10 m height occur. TL dates of the alluvium yield from $41.9 \pm Ka$ to $58.9 \pm 5.0 Ka$. Thus, the Hazera waterfall was formed before the second half of the Late Pleistocene and since that time at least it serves as local base of erosion for upper reaches of Nahal Hazera including Makhtesh Hazera.

Stop 5.

Lower reaches of Nahal Hazera

Nahal Hazera in its lower reaches exhibits sequences of five terraces. The lower terraces 2 m, 6 m and 10 m consist of mainly pebble deposits alternating with thin bands of sand (Fig.4). Terrace 16 m contains 4-5 m thick lacustrine sediments overlying the pebble alluvium.

The Hazera section that represents the upper 28-32 m terrace is located in the Nahal Hazera valley approximately 1 km upstream of the confluence with Nahal Zin (coord. 1734/0379). The base of the terrace is at – 165 m altitude, and the thickness of the section is 32 m (Fig. 5). From the bottom upwards the section consists of several units:

Unit I consists of pebbles (70-80%) including medium-size boulders, 8-9 m thick, sub-horizontally-bedded, closely packed, well-rounded, with lenses and layers of coarse and medium sand. TL ages range from $52.6 \pm 5.5 Ka$ to $44.8 \pm 3.4 Ka$ (Sheinkman et al., 2001; Plakht, Sheinkman, 2001).

Unit II consists of pebbles (40-50%) "floating" in the sandy matrix. It is 6-7 m thick, sometimes sub-horizontally-bedded, with lenses and layers of mainly medium sand; the pebbles are subrounded to very angular.

Unit III. It is laminated lacustrine fine sand and silt, 5 m thick, with a single aragonite layer and two thin horizontal (2-3 cm each) layers of small pebbles and grit. TL age is $30.4 \pm 2.0 Ka$ (Sheinkman, 2002; Sheinkman et al., 2001).

Unit IV. It consists of pebbles (40-50%), 4-5 m thick, in sandy matrix with thin layers of coarse and medium sand, friable. The pebbles are subrounded to rounded.

Unit V. Pebbles (60-70%), in sandy matrix, with layers of coarse and medium sand, 6-7 m thick, sub-horizontally-bedded, well-packed, rounded.

Paleocurrent analysis shows (Fig. 6) that the pebble deposits at the base of the section were formed by stream directed from the west to the east (Fig. 6/I), which coincides with the present-day river direction. The second pebble bed differs sharply from the underlying bed (Fig. 6/II). The main paleocurrent direction is NNW. The thin pebble layers within typical lake laminated fine sand and silt are characterized by the same paleocurrent direction (Fig. 6/III) as underlying pebble bed (NNW). The type of paleocurrent direction of the pebble bed overlying the lake sediments is defined as polymodal (Fig. 6/IV). The paleocurrent direction of the uppermost pebble bed is from the west to the east (Fig. 6/V), which is not differ from directions of present-day river and bottom bed.

Stop 6.

Zin waterfall and ancient Zin meander

Zin waterfall (coord. 1750/0376) is located 1.5 km downstream from the Nahal Hazera mouth. Its base is at – 215 m altitude and its height is 16 m. The waterfall is conjugated with the cut terrace of the same height (Fig 7). The origin of this waterfall is connected with the particular features of the relief excavated after the Lake Lisan regression.

The ancient meander with the section Zin-1 occurs at the left-hand board of the Zin valley near the Zin waterfall. The altitude of the top of the section is – 160 - - 162.5 m, its thickness is 50 m. This section consists of four units (Fig. 5).

Unit I. Large and medium pebbles with sand bands, 16-17 m thick, sub-horizontal and rarely cross-bedded. Pebbles are rounded to well-rounded, well-packed, including boulders. Numerical TL ages range from 45 ± 6.3 Ka to $58.4\pm$ Ka. A strong W-E direction is characteristic for basal pebble unit (Fig. 8/I). This current direction coincides with the present-day direction of Nahal Zin upstream of Zin waterfall.

Unit II. Pebbly-sandy bed 13-14 m thick. The texture is very similar to the texture of the second unit in the Hazera section, i.e. mainly subrounded particles, a significant percentage of sand fractions. Two TL data range between 33.7 ± 4.0 Ka and 35.7 ± 4.0 Ka from the lower part of the bed. Compared to underlying pebble bed, paleocurrent direction is N-S with some diversions to SW and SE sub-directions (Fig. 8/II).

Practically, the same paleocurrent direction is observed in the pebble layers within Lisan stratum (Fig. 8/III).

Unit III. Interbedded layers of lacustrine medium sand and laminated fine sand and silts, 13-15 m thick. Sand layers are characterized mainly by horizontal bedding, with small ripple- and cross bedding structures. The fine-grained layers contain rarely laminas of aragonite and gypsum. A single layer 0.6-0.7 m thick of small and middle-size pebbles occurs in the middle part of this bed. TL ages are available from this unit progressively reduce upward from 31.7 ± 5.0 Ka to 19.6 ± 2.0 Ka (Plakht et al., 2002).

Unit IV. A 5 m thick pebble bed overlies the top of the section. NNE paleocurrent direction (Fig. 8/IV) coincides with direction of Nahal Zin downstream of Zin Falls.

Stop 7.

Nahal Zin at the boundary of the Dead Sea basin (coord. 1773/0372)

Leaving the mountain area, Nahal Zin cuts through the Lisan sediments. The section of the Lisan Formation is composed of alternations of laminated typical lacustrine and near-shore sediments (Fig. 9). Downstream the valley, the sequence of post-Lisan cut-and-fill terraces occurs. All these terraces consist of two main units: lacustrine base and overlying alluvial pebble-sandy bed. The development of these terraces reflects intermittent regression of the lake basin. The absolute dating of the upper alluvial bed will allow us to reconstruct the stages of the post-Lisan regression.

References

- Bartov, Y., Stein, M., Enzel, Y., Agnon, A. and Reches, Z. 2002. Lake levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the Late Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Quaternary Research*, **57**: 9-12.
- Begin, Z. B., Broecker, W., Buchbinder, B., Druckman, Y., Kaufman, A., Magaritz, M. and Neev, D. 1985. Dead Sea and Lake Lisan levels in the last 30,000 years. Geol. Surv. Isr. Report GSI/29/85. Jerusalem: 18 pp.
- Bowman, D., Gross, T. 1992. The highest stand of Lake Lisan: 150 m below MSL. *Israel J. Earth Sci.*, **41**: 233-237.
- Kronfeld, J., Livnat, A. 1997. Uranium-series dating of rift valley travertines and lacustrine deposits: paleoclimatic implications and stratigraphic application. Geological Survey of Israel, 83 p.

- Neev, D., Emery, K.O. 1967. The Dead Sea. Depositional processes and environments of evaporates. *Geol. Surv. Isr. Bull.*, **41**: 147 pp.
- Niemi, T., Ben-Avraham, Z. and Gat, J.R. (Eds). 1997. *The Dead Sea. The Lake and its Setting*. Oxford Univ. Press: Oxford.
- Plakht, J. 1996. Mapping of Quaternary units in Makhtesh Ramon, Central Negev. *Isr. J Earth Sci.* 45: 217-222.
- Plakht, J. 1999. Mapping of Quaternary deposits in Makhtesh Hatira and Makhtesh Hazera. Rep. ES-21-99. The Ministry of National Infrastructure: 36 pp.
- Plakht, J., Sheinkman, V. 2001. Does the development of Makhtesh Hazera in the Pleistocene depend on final base level at the Dead Sea? *Isr. Geol. Soc. Annu. Mtg.* p. 92.
- Plakht, J., Sheinkman, V. and Shlukov, A. 2002. Age of the Lisan sediments: New TL-data and interpretation. *Isr. Geol. Soc. Annu. Mtg.* p. 91.
- Potter, P.E., Pettijohn, F.J. 1977. *Palaeocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, Berlin, 425 pp.
- Reineck, H-E., Singh, I.B. 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, 551 pp.
- Sheinkman, V. 2002. Late Pleistocene invasion of Paleo-Dead Sea into the lower Zin valley, the Negev Highlands, Israel. *EGS Stephan Mueller Special Publication Series 2*: 1-16.
- Sheinkman, V., Plakht, J. and Mazor, E. 2001. Makhtesh Hazera, the Zin valley and the Dead Sea basin: evolutionary links. In: B. Krasnov and E. Mazor (eds.): *The Makhteshim Country: A Laboratory of Nature*. Pensoft Publ., Sofia: 97-121.
- Sheinkman, V., Shlukov A. 2002. Representative Age Determination of the Lacustrine Sediments along the Valley System “Nahal Hazera – Nahal Zin – Dead Sea” by the S-S Technique of TL Dating. 10th International conference on luminescence and electron spin resonance dating, Reno, Nevada, June, 2002: p.159.
- Shlukov A.I., Usova, M.G., Voskovskaya L.T., Shakhovets S.A. 2001. New dating techniques for Quaternary sediments and their application on the Russian Plain. *Quaternary Science Reviews*, **20**: 875 – 878.
- Tucker, M, E. 1982. *The field description of sedimentary rocks* (Geological Society of London handbook series). The Open University Press, UK, 112 pp.

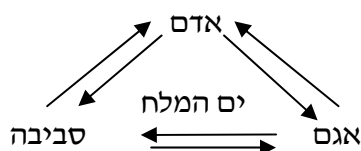


סיוור 7:

יחסי אדם וסביבה בפרספקטיבה היסטורית, לאור הנסיבות הגיאולוגיות של בקעת ים-המלח

אלי רז

מדור ידיעת הארץ, עין-גדי 86980. טל' 08/6520336, 058/800893, פקס 08/6594890



מסלול כללי: עין בוקק – עין פשחה – חר' מזין – עין גדי – נווה זהר – כביש התשלובת - צומת הערבה – עין בוקק תכנית הסיור מבוססת על נסיעה באוטובוס, עם קטעי הליכה קלים, שווים לכל נפש.

ציוד מומלץ: נעליים נוחות לשטח, משקפת, מפות גיאולוגיות 1:200,000 (Sneh et al.,1998) גילונות 2 ו-3.

תכנית הסיור

תחנה מס' 1: עין פשחה- סיור בשמורה הסגורה (כניסה בתשלום):

התפשטה השמורה בעקבות ירידת מפלס ים-המלח, מדוע היא נעצרה למרות שהמפלס ממשיך לרדת, ומה צפוי בעתיד? / טבע עלום במעיינות החופשיים השופעים ביותר במדינה / היווצרות מינים בלעדיים (אנדמיים) בעקבות ההצפה הפליוקנית / מינים מספרים על תמורות הידרולוגיות.

תחנה מס' 2: חרבת מזין:

ספנות ודיג בים-במלח.

תחנה מס' 3: עין-גדי וחופה:

מים מתוקים ומים מלוחים בסד של מניפולציות אנושיות / סיור בגנים המדורגים בין עשרת היפים בעולם / אתר מורשת - יישוב חי - שמורה טבע: משולש אפשרי או דמיוני? וגם על נמרים ואנשים / מתרבות של חקלאים, בָּשמים (אפרסמון), אוספי מלח ואספלט, לתיירות ומילוי בקבוקים / מראות, תופעות ותהליכים בחוף-הים.

תחנה מס' 4: מניפת נחל חבר (צפון ודרום):

אספלט מים-המלח, כיום ובעת העתיקה, ומאבקי שליטה בהפקתו / 'מזור'- מוקד תיירות מתוכנן שהפך לאתר בולענים / בלייה איאולית במישורי בוץ חשופים, פיחות סביבתי נוסף בעקבות ירידת המפלס? / האמנם נפל הקידוח לבולען מס' 19?

תחנה מס' 5: מחבר לנווה זהר:

המשכו הסמוי של הורסט מצדה / פיתוח אגרסיבי וערכי נוף ומורשת / נחל מור- בולענים מסוג אחר (בליסאן).

תחנה מס' 6: נווה זהר-מצפה מצד זהר:

התמרור והמסדרון הסטרוקטורלי של דרך אדום (מלכים ג' 8) / מסלול יצוא מוצרי ים-המלח בתקופות הקלאסיות.

תחנה מס' 7: מעלה תמר/פרס-צומת הערבה:

(בעקבות תגליות בירדן): היכן ירדו ממזרח, העולים במעלה תמר/פרס / השפעת האסימטריה של הקמרים על הדרכים האימפריאליות הרומיות.