
Israel & Jordanien 1998

Exkursionsbericht



Inhaltsverzeichnis

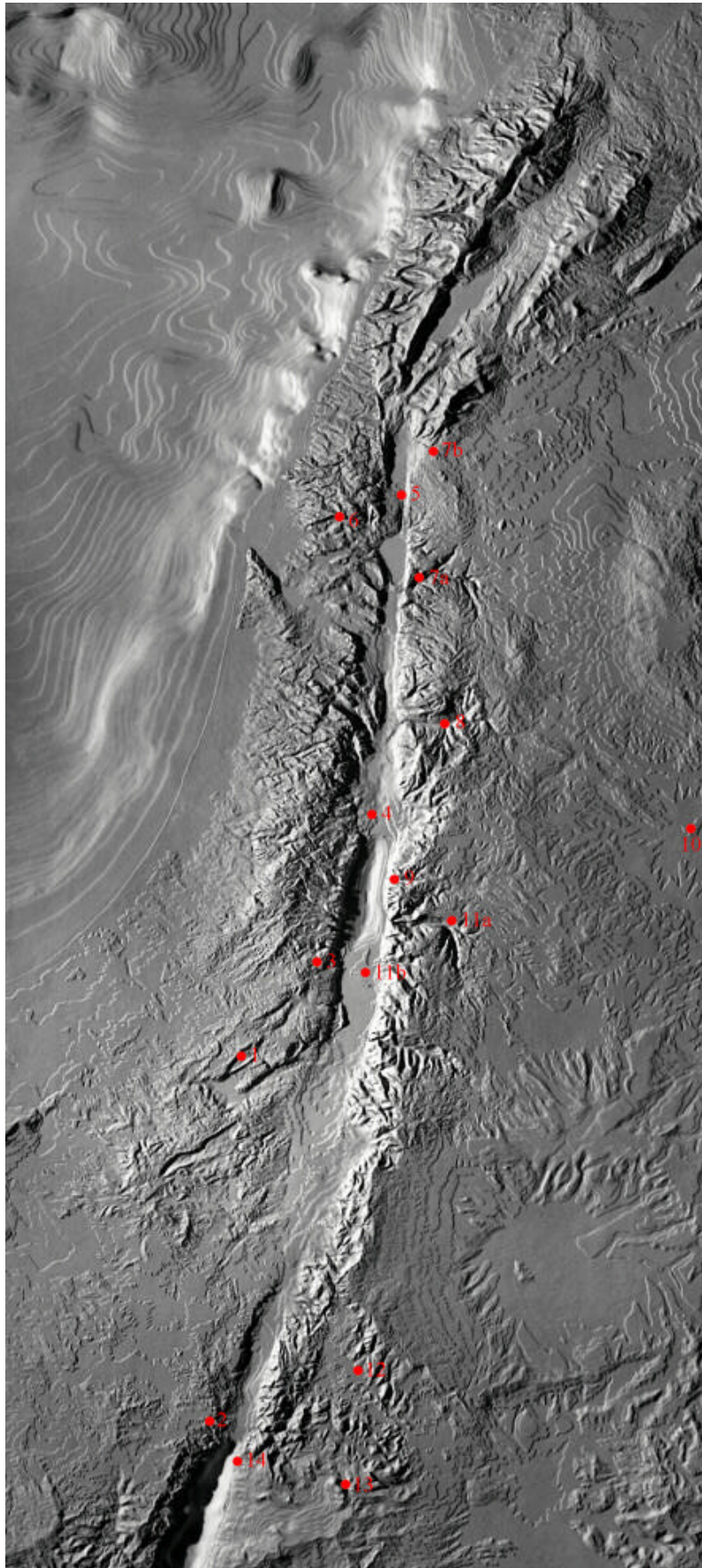
1	25. MÄRZ 1998 GEOLOGIE DER NEGEV.....	6
1.1	BADETEICH BEI MASH`ABBE`SADE	6
1.2	NW-RAND DES MAKTESH CHATIRA	6
1.3	BOTTOM DES VALLEYS-FUBMARSCH ZUM HÖCHSTEN PUNKT DES VALLEYS.....	7
1.4	HÖCHSTER PUNKT INNERHALB DES VALLEYS CA. 100M ÜBER DEM BOTTOM.....	7
1.5	SE-AUSGANG DES VALLEYS.....	7
1.6	WASSERRIß 20 KM WESTLICH DES 5. STOPS	7
1.7	ZENTRALNEGEV SÜDLICH VON ED AVDAT	7
1.8	CAMEL HILL - WESTFLANKE DES MAKTESH RAMON	8
2	26. MÄRZ 1998 - SÜDLICHE NEGEV, EILAT.....	9
2.1	TIMNA.....	9
2.2	WADI SCHLOMO SÜDLICH VON EILAT	10
2.3	WADI NAPALIM.....	11
3	27.MÄRZ1998 WESTLICHEN GRABENSCHULTER DES JORDANGRABENS.....	13
3.1	MASSADA.....	13
3.2	ARAD.....	13
3.3	IN ARAD	14
3.4	WADI JELLIUM.....	14
3.5	MOUNT SEDOM.....	15
3.6	LISANSEDIMENTE.....	16
4	28.MÄRZ 1998 GEOLOGIE UND HYDROLOGIE IM BEREICH DER WESTBANK.....	17
4.1	EN GEDI.....	17
4.2	TEL JERICO.....	17
4.3	HISHAM PALACE.....	17
4.4	WADI FARIAH.....	18
4.5	HAMMAM AL MALIH	18
5	29.MÄRZ 1998 DIE GEOLOGIE NÖRDLICH DES SEE TIBERIAS.....	20
5.1	AUSSICHTSPUNKT MT. PORIYYA (BLICK INS TIBERIAS-VALLEY)	20
5.2	GADOT LOOKOUT (BLICK INS HULA-VALLEY)	21
5.3	KREUZFAHRERFESTUNG WADUM JACOB (SALAH CHRADIN)	22
5.4	KREUZFAHRERFESTUNG NIMROD FORTRESS.....	22
5.5	AUSSICHTSPUNKT METULLA	23
6	30. MÄRZ 1998 DAS BERGLAND VON GALILÄA	24
6.1	KREUZUNG IALAL - BEIT JANN.....	25
6.2	BET JEKERIM	25
6.3	DEIR EL ASAD	26
6.4	KIBBUZ TUVALL.....	26

7	31. MÄRZ 1998 GOLAN HÖHEN.....	28
7.1	NAHARAIN, EINMÜNDUNG DES YARMOUK IN DEN JORDAN.....	28
7.2	AN DER SÜDLICHEN FLANKE DER GOLAN HÖHEN	28
7.3	KIBBUZ KAFACHEL, PEACE VISTA - BLICK AUF DEN SEE GALILÄA.....	29
7.4	WADI EN GEV AN DER W-FLANKE DES GOLAN.....	29
7.5	AM FUBE DES BASALTVULKANS AVI TAL.....	30
7.6	BASALTVULKAN BEN TAL	30
7.7	DJUBA EL KABIRE.....	31
7.8	BIR KATRAM, NAHE MASADE	31
7.9	HAZBANI-QUELLEN BEI RAGHA	32
8	02. APRIL 1998 GEOLOGIE JURA/ KREIDE, KING TALAL STAUDAMM, JARASH.....	33
8.1	AUFSCHLUB 1: BEI ISTAFENA.....	33
8.2	WADI ZARQA, PROFIL AM KING TALAL STAUDAMM.....	33
8.3	KING TALAL STAUDAMM.....	34
9	03. APRIL 1998 WADI ZERQÁ MÁIN - WADI DARDUR.....	35
9.1	STAUDAMM AM EAST GHOR KANAL - 8KM NÖRDLICH VON AL KARÁMA	35
9.2	AUSSTRICH KAMBRISCHER SEDIMENTE (WADI ZERQA MÁ'IN).....	35
9.3	WADI DARDUR	36
10	04. APRIL 1998 PLAYA-ENTWICKLUNG, BASALTWÜSTEN, NABATÄER-KULTUR.....	38
10.1	AZRAQ-BECKEN.....	38
10.2	AZRAQ-PLAYA	38
10.3	BASALTWÜSTE UND SCHLACKEVULKAN.....	40
10.4	WÜSTENSCHLOß.....	40
11	05. APRIL 1998 KÄNOZOIKUM AM TOTEN MEER.....	41
11.1	SÜDLICH VON AMMAN (AUTOBAHN)	41
11.2	PHOTOSTOP WADI MUJIB.....	42
11.3	STRASSE DHIBAN-KARAK, S-LICH (KURZ NACH PASSAGE) DES WADI MUJIB.....	42
11.4	WADI KARAK	42
11.5	HALBINSEL EL LISAN	43
11.6	TOTES MEER.....	44
12	07. APRIL 1998 WADI ABU BIRKA	45
13	08. APRIL 1998 WADI RAM - HYDROGEOLOGIE UND PLAYAENTWICKLUNG.....	47
13.1	SÜDLICH DISE.....	47
13.2	PLAYA	48
13.3	WADI RAM.....	49
14	09. APRIL 1998 FOSSILE UND REZENTE RIFFE.....	51

15 ABBILDUNGSVERZEICHNIS..... 54**15.1 PHOTOS..... 54****15.2 SKIZZEN..... 54****Teilnehmer**

Prof.Dr. Jörg Schneider	Professor für Paläontologie
Prof. Dr. Broder Merkel	Professor für Hydrogeologie
Dr. Olaf Elicki	Wissenschaftlicher Mitarbeiter, Lehrstuhl Paläontologie
Dr. Klaus Stanek	Wissenschaftlicher Mitarbeiter, Lehrstuhl Regionale & Strukturgeologie
Dr. Birgit Gaitzsch	Wissenschaftlicher Mitarbeiter, Lehrstuhl Paläontologie
Binder, Bernd	Geologiestudent, 6. Semester
Dankert, Susanne	Geologiestudentin, 6. Semester
Doege, Manja	Geologiestudentin, 6. Semester
Franz, Claudia	Geologiestudentin, 6. Semester
Frenzel, Marcus	Geologiestudent, 6. Semester
Gaitzsch, Ines	Geologiestudentin, 8. Semester
Gerstäcker, Ina	Geologiestudentin, 6. Semester
Hoffmann, Uwe	Geologiestudent, 8. Semester
Ihm, Dana	Geologiestudentin, 6. Semester
Jaschke, Ine	Geologiestudentin, 8. Semester
Kaiser, Pamela	Geologiestudentin, 8. Semester
Keilig, Ines	Geologiestudentin, 8. Semester
Kober, Florian	Geologiestudent, 8. Semester
Leuschner, Kathrin	Geologiestudentin, 8. Semester
Martens, Stefan	Geologiestudent, 7. Semester
Miersch, Edgar	Geologiestudent, 6. Semester
Planer-Friedrich, Britta	Geologiestudentin, 7. Semester
Riße, Andreas	Geologiestudent, 10. Semester
Röhr, Christina	Geologiestudentin, 6. Semester
Rupf, Isabel	Geologiestudentin, 6. Semester
Seidler, Ulrike	Geologiestudentin, 6. Semester
Sperlich, Olav	Geologiestudent, 8. Semester
Torn, Andreas	Geologiestudent, 8. Semester
Wolf, Konrad	Geologiestudent, 8. Semester
Wünsch, Rico	Geologiestudent, 8. Semester

Für die Tagesberichte der Exkursion sind die Autoren selbst Verantwortlich !



1 25. März 1998 Geologie der Negev

Leiter: Dr. Yoav Avni

Exkursionsroute: Fahrt von Jerusalem in Richtung Tel Aviv bis Mash`abbe´ Sade
ca. 120 km südlich von Jerusalem bzw. 60 km südlich Beer Sheva

1.1 Badeteich bei Mash`abbe´Sade

Dr. Avni gab uns einen allgemeinen Überblick über die Geologie der Negev und stellte die weitere Exkursionsroute vor.

Der Negev im Süden Israels umfaßt mit einer Fläche von 12500 km² ca. zwei Drittel des Landes.

Die Nordgrenze des Negev bildet die 350 mm Niederschlagslinie. Da der nördliche Teil jedoch bewässert wird, ist der Übergang ins Wüstenklima (100mm Niederschlag pro Jahr) fließend.

Im Osten wird der Negev durch den Jordangraben begrenzt, im Westen schließt sich der Sinai an.

1.2 NW-Rand des Maktesh Chatira



• Photo 1: Nordflanke des Maktesh Chatira.

Charakteristisch für den Negev sind fünf verschieden große, NE-SW streichende Antiklinalstrukturen.

Der im Norden gelegene Maktesh Chatira ist 12km lang und 6km breit und beinhaltet Sedimente von Jura bis Kreide. Im SE schließt sich der Maktesh Chazera an, der ebenfalls jurassische bis kretazische Sedimente enthält.

Der südlichste und größte Erosionskrater ist der Maktesh Ramon (Stop 7).

1.3 Bottom des Valleys-Fußmarsch zum höchsten Punkt des Valleys

Die älteste stratigraphische Einheit, die im Bereich des Maktesh Chatira aufgeschlossen ist, sind erosionsbeständige Lateritkrusten des Oberjura in denen Pflanzenreste erhalten sind. Im Hangenden folgen 400m mächtige, kontinentale Sandsteine der Kurnub-Gruppe Es handelt sich hierbei um sehr reife Quarzsandsteine, die durch Akkumulation des magmatischen Basements (Arabischer Schild) entstanden sind. Sie werden auch als Nubische Sandsteine bezeichnet. Es handelt sich hierbei jedoch nicht um einen stratigraphischen Begriff, da sich die Bezeichnung ausschließlich auf die Genese bezieht. Die kontinentale Entwicklung wird von drei marinen Ingressionen unterbrochen, welche die Nähe zur Tethys belegen.

1.4 Höchster Punkt innerhalb des Valleys ca. 100m über dem Bottom

Zitat Dr. Avni: „ *We stand on a top of a hill, but we talk about the bottom of a valley.*“

Das anstehende Konglomerat, welches sowohl gut als auch schlecht gerundete Komponenten (kretazische Feuersteine und Kalksteine, Sandstein) verschiedener Größen beinhaltet, wurde ursprünglich in sog. Channels abgelagert. Die schlechte Sortierung, der schwankende Rundungsgrad sowie ein fining upward läßt auf ein hochenergetisches Ablagerungsmileau und eine kurze Ablagerungszeit schließen. Die Erosionskrater werden als ehemalige Abflüsse zum Roten Meer gedeutet.

1.5 SE-Ausgang des Valleys

Die Flanken des Erosionskraters werden von erosionsresistenteren oberkretazischen Flachwasser-karbonaten (Judäa-Gruppe) gebildet, die diskordant über dem Kornub-Sandstein lagern und im Bereich des SE-Ausgangs anstehen.

Auffällig waren bioklastisch ausgebildete Kalke sowie eine Austernbank mit z.T. sehr großen, noch zweiklappigen Austern, die auf eine autochtone Ablagerung hinweisen.

1.6 Wasserriß 20 km westlich des 5. Stops

Die sehr guten Aufschlußverhältnisse im Wasserriß ermöglichten ein Abfließen der Mt. Scopus Gruppe, die sich in vier Formationen gliedert. Auf eine detaillierte Profilbeschreibung wird verzichtet.

(Verweis Exkursionsführer Seite 77-83)

1.7 Zentralnegev südlich von Ed Avdat

Wir besichtigten eine alte Landwirtschaftsfarm aus dem 8. Jahrhundert.

Über ein Kanalsystem wurde Wasser aus umliegenden Gebieten in eine Sisterne im anstehenden Kalkstein geleitet, dort gesammelt und für die Bewässerung von Feldern genutzt. Es waren ca. 1000 Farmen dieser Art in den Wüstengebieten verbreitet und werden heute z.T. rekonstruiert und genutzt.

1.8 Camel Hill - Westflanke des Maktesh Ramon

Den größten und zugleich beeindruckendsten Maktesh besichtigten wir am Ende unseres ersten Exkursionstages. Maktesh Ramon erstreckt sich über eine Länge von 40km und eine Breite von 10-12km und beinhaltet Sedimente von der Trias bis zur Kreide. Im Bereich dieser ehemaligen Antiklinale kam es während der Trias und des Jura zu Intrusionsereignissen und später zu vulkanischen Tätigkeiten (Kreide). Die aufgeschlossenen Vulkanite können anhand ihrer dunkleren Farbe ausgehalten werden.



• Photo 2: Maktesh Ramon

Die Antiklinalstruktur des Maktesh Ramon bildete im Cenoman eine Insel. Damit läßt sich die extrem große Erosionsrate erklären.

2 26. März 1998 - Südliche Negev, Eilat

Leiter: Dr. Shmulik Marco

2.1 Timna

Timna befindet sich ca. 30 km nördlich von Eilat am Westrand des Wadi Arabas. Vor 6000 Jahren begann man in diesem Gebiet Kupfervererzungen aus Sandsteinen abzubauen, was die Ägypter, Römer und Araber bis in unser Jahrtausend fortsetzten. Damit ist Timna das älteste erforschte Bergwerk der Welt.

Im Zentrum der geologischen Struktur erhebt sich der Timna Mountain. Er besteht aus präkambrischen dunklen Gesteinen, ist von Störungen begrenzt und als Horst ausgebildet. Um ihn ist hufeisenförmig ein Kliff aus hellen Sedimentgesteinen angeordnet, das zum Wadi Araba hin geöffnet ist.



• Photo 3: Timna

Die präkambrischen Magmatite zeigen eine große Variabilität, von Graniten über Syenite bis hin zu Gabbros, und eine Tendenz von kalkalkalischen zu mehr alkalischen, K-reichen Gesteinen. Am Ende der Entwicklung treten mafische, doleritische Gänge in N-S und E-W-Richtung auf.

Darauf folgen stratigraphisch kambrische, rote Sandsteine mit Trilobiten- und Brachiopodenfauna, Wellenrippeln, Halitpseudomorphosen und Mn-Knollen auf Klüften.

Weiteres Paläozoikum fehlt bzw. ist evtl. in der folgenden Timna-Formation zu finden.

Darüber liegen die Dolomite, Schiefer und vererzten Sandsteine der Timna-Formation, die aufgrund fehlender Fossilien noch nicht datiert werden konnte. Die Vererzungen in dem weißen, schräggeschichteten Sandstein kommen als Malachit lokal in Konzentrationen von ca. 25 % Cu vor. Auch Mangan und Eisen treten auf. Das Vorhandensein der Erze wird auf Intrusiva und deren leaching durch hydrothermale

Quellen zurückgeführt. Aufgrund von magnetischen Vektoren, die in den Magmatiten und rezenten Sedimenten gleiche Richtungen zeigen, nimmt man an, daß die Mineralisation känozoisch bis subrezent erfolgte und mit dem Riftprozeß zusammenhängt.

Den oberen Teil des Kliffs bilden Unter-Kreide-Sandsteine und Kalksteine der Oberkreide.

2.2 Wadi Schlomo südlich von Eilat

Die geologische Entwicklung von Israel und Jordaniens kann man in 3 Etappen untergliedern:

- 1) Entstehung der kontinentalen Kruste (Basement)
- 2) Penneplainisierung der Kruste und darauffolgende Ablagerung von Sedimenten (marin/epikontinental)
- 3) Anlage des Roten Meer Störungssystems - Neotektonik

Dieser Aufschluß behandelt die beiden ersten Etappen, der 3. Aufschlußpunkt wendet sich der Neotektonik zu.

Das älteste Gestein im Wadi Schlomo ist ein Glimmerschiefer in Amphibolitfazies. Er wurde bei ca. 500 - 600°C (Disthen) und 5 kbar (Granat) metamorphisiert, erreichte also eine Tiefe von 15 km. Es sind 2 Deformationen zu beobachten, eine erste Schieferung und eine zweite, durch die ein crenulation cleavage ausgebildet ist. Die Ausgangsgesteine waren vermutlich Al-reiche Tonschiefer mit Sandstein - Zwischenlagen (750 my). In diesen Glimmerschiefer intrudierte foliationsparallel ein Granit (690 my). Das muß bei hohen Temperaturen passiert sein, da er fast nicht deformiert ist und keine Abkühlungsränder zeigt. D.h. er ist in der letzten Phase der Metamorphose intrudiert und erlaubt damit eine Altersdatierung der Metamorphose.

Weiterhin findet sich eine rhyolithähnliche Intrusion ganz in der Nähe des Granits im Glimmerschiefer. Es handelt sich vermutlich um die gleiche Magmaquelle wie bei o.g. Granit, nur fand die Intrusion später statt, als das umgebende Gestein schon abgekühlt war, vermutlich durch uplift und Erosion. Damit ist bewiesen, daß schon im Präkambrium eine Phase von uplift und Erosion einsetzte. Das Magma wurde wahrscheinlich durch die Erwärmung und teilweise Aufschmelzung der Sedimente während der Metamorphose generiert. So sind neben den Intrusionen z.B. auch kleine anatektische bzw. pegmatitische Bereiche zu beobachten.

Ein etwas jüngeres Gestein ist ein Gneis (650 - 700 my), der unweit des Glimmerschiefers ansteht. Er ist vermutlich durch die Metamorphose einer Dioritintrusion entstanden.

Darüber liegt eine Breccie aus Gneisblöcken, die wiederum von Vulkaniten diskordant überlagert wird. Es handelt sich vermutlich um eine Explosionsbreccie, da sich in unmittelbarer Nähe eine kleine Calderen - ähnliche Struktur befindet. Außerdem bestehen die Vulkanite größtenteils aus Ignimbriten mit Glas, Mineral- und Gesteinsfragmenten sowie collapsed bubble structures, die auf einen explosiven

Vulkanismus hinweisen. Das Alter der Vulkanite wird mit 600 my angegeben, was wiederum ein Beweis für die schon im Präkambrium einsetzende Hebung und Erosion des Gebietes ist.

Zusammenfassung der Basemententwicklung im Wadi Schlomo:

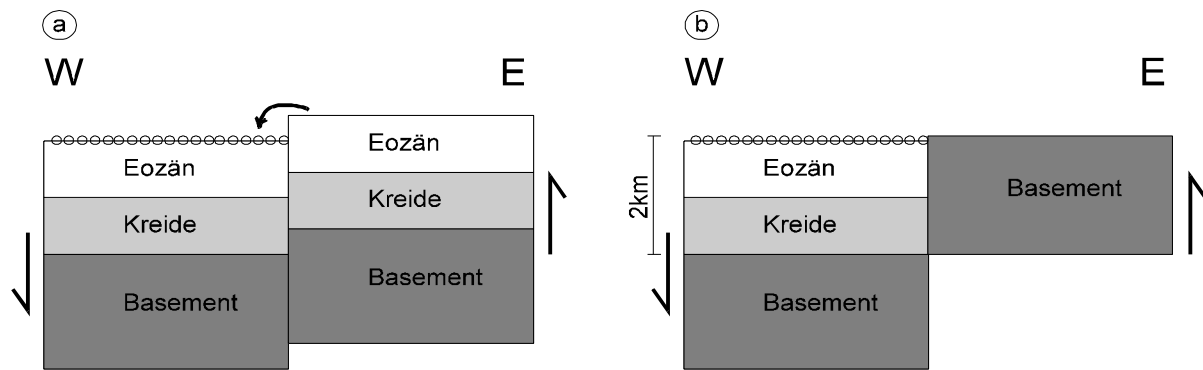
- Sedimentation der Tonschiefer in Wechsellagerung mit Sandsteinen
- Metamorphose führt zur Glimmerschieferbildung
- Dioritintrusion
- Metamorphose, Diorit \Rightarrow Gneis, weitere Deformation des Glimmerschiefers (crenulation cleavage)
- Intrusion von Graniten
- Uplift, Erosion, Abkühlung
- Rhyolithintrusion
- Uplift, Erosion, Peneplainisierung
- Breccienbildung
- Auftreten von Vulkaniten

Nachdem die Erosion bis auf Meeresspiegeloberfläche fortgeschritten war, kam es zur Auflagerung von Sedimenten im Wechsel mit Hebung und Erosion. Durch den starken Einfluß des Basements des Arabischen Schildes hier im südlichen Israel kam es zu verstärkten Hebungen, wodurch die gesamten Sedimente abgetragen wurden und die präkambrischen Magmatite die Oberfläche erreichten. Nur eine relativ geringmächtige Schicht von Kreidesedimenten lagert an einigen Stellen diskordant auf dem präkambrischen Basement.

2.3 Wadi Napalim

Das Wadi Napalim ist die nördliche Fortsetzung des Wadi Schlomo. Es verläuft hier direkt auf einer Störung parallel zum Wadi Araba. Gleichzeitig mit der Anlage des Wadi Araba-Jordan Grabens als Grabenstruktur und Transformstörung kam es zur Ausbildung von Graben-parallelen Störungen im Bereich der westlichen Grabenschulter bis hinein in den Sinai. Dadurch wurden Horste und Gräben angelegt, an deren Begrenzungsstörungen jedoch auch erhebliche sinistrale strike slip-Bewegungen auftraten. Versetzungsbeträge an einzelnen Störungen erreichten vertikal mindestens 2 km, horizontal 10 km. Insgesamt wird eine horizontale Verschiebung von ca. 100 km angenommen (das entspricht ungefähr 1-2 mm/a).

Die Horste bestehen aus präkambrischem Basement, in den Gräben wurden Kreide und Eozän erhalten. Darüber liegen hier im Wadi Napalim Konglomerate, die aus eozänen Sedimenten (Kalke mit Hornstein) bestehen, jedoch noch keine Komponenten aus dem Basement enthalten (siehe Skizze). Der Einsatz dieser Konglomerate markiert damit den Beginn der Störungsaktivitäten an dieser Störung. Mittels Basalten, die an anderen Stellen mit den Konglomeraten zusammen vorkommen, hat man diesen Zeitpunkt auf 15-17 my (Mittel-Miozän) festgesetzt.



• Skizze 1: Wadi Napalim: a) Aktivierung der Störung im Mittel - Miozän, b) Situation heute

Die Randstörungen sind heute nicht mehr aktiv, es liegt undeformiertes Alluvium darüber. Aktiv ist nur noch der lokale Bereich des Wadi Araba-Jordan Grabens. Dies bezeugen häufig auftretende Erdbeben mit Epizentren vorwiegend auf der Mittelachse des Roten Meeres sowie Versetzungsbeträge an der Transformstörung, die die Gesteine zu beiden Seiten der Störung um ca. 100 km verschoben haben.

3 27.März1998 westlichen Grabenschulter des Jordangrabens

Leiter: Prof. Dr. Yoshua Kolodny

Anreise zum 1.Exkursionspunkt

Unsere Fahrt begann im Kibbuz Eilat am Roten Meer im Süden Israels. Von wenigen Metern über NN ging es an äolischen Wüstensedimenten, den am Vortag besuchten Timna Park über die etwa 250m ü. NN gelegene Wasserscheide des Wadi Arava Grabens (Djebel el Risha) hinunter zum Toten Meer. Bei etwa -180m ü. NN erreichten wir den nördlichen Teil des Arava Grabens, der dort mit Lisan-sedimenten bedeckt ist. Nach einem kurzen Zwischenstopp führte unsere Route zum Südbecken des Toten Meeres (etwa -400m ü. NN), vorbei am Mount Sedom und der Lisanhalbinsel, die die beiden Teilbecken des Toten Meeres schon vollständig trennt. Die Wasserzuführung vom Nord- in das Süd-becken, das weitestgehend von den Dead Sea Works zur Salzgewinnung genutzt wird, ist durch einen künstlich angelegten Kanal gewährleistet. Am späten Vormittag, etwa 210km nördlich von Eilat, erreichten wir den mit unserem Exkursionsführer vereinbarten Treffpunkt unterhalb der Massada.

3.1 Massada

Prof. Dr. Yoshua Kolodny gab uns vor der Seilbahnfahrt auf die ca. 2000 Jahre alte Festungsanlage einen Überblick über die Geologie des tektonischen als auch morphologischen Horstes der Massada Die Erhebung steigt bis auf ca. 50m ü. NN, d.h. 440m über das Tote Meer auf. Der Horst ist aus der oberkretazischen Judäa Group und im Top durch die Mount. Scopus Group aufgebaut. Während der Eintiefung des Jordangrabens bzw. des Toten Meer pull apart Beckens weist der Massada Horst weitaus geringere Subsidenzraten als die benachbarten, durch Störungen abgegrenzten Tiefschollen auf. Der Großteil des Profils gehört zur Karbonatplattform der Tethys, deren Sedimente, vor allem Kalke, Dolomite und Mergel der Judäa Group hier aufgeschlossen sind. Zur Mt. Scopus Group gehören massige Kreide, mikritische Kalke, u.a. auch leicht verfaltete homogene Chertlagen. Die Kalke der Judäa Group und der Mt. Scopus Group wurden von den Bewohnern als Baumaterial und für das Anlegen von Zisternen zur kontinuierlichen unabhängigen Wasserversorgung der jüdischen Festung genutzt. Nach dem Abstieg von der Massada wurde die Exkursion nach Arad fortgesetzt.

3.2 Arad

Der nächste Halt befindet sich ca. 15 km südwestlich der Massada am Rande von Arad. An diesem Straßenanschnitt sind Cherts der Mishash Formation (Mt. Scopus Group) , die zur Antiklinalstruktur der westlichen Grabenschulter gehören, aufgeschlossen. Das Hangende besteht hier aus Phosphoriten. Die Kieselgesteine weisen keine homogene Struktur auf, sie sind vielmehr durch einen hohen Anteil an Partikeln und einen geringeren Matrixanteil charakterisiert. Der partikelgestützte Chert muß also 2 Silifizierungen durchlaufen haben. Die Bildung des primär produzierten Cherts war an einen eusalinen Tiefwasserbereich gebunden, in dem sich nach einer

kurzen Aufarbeitung (Entstehung der Klasten) und Hebung Frischwasserbedingungen einstellten. In diesem Süßwasser bildete sich die Matrix, die die Partikel sofort vollständig zementierte. Geochemische Untersuchungen belegen das shizohaline Bildungsmilieu: Die Partikel mit höherer spezifischer Dichte besitzen hohe Bor- und Phosphatgehalte, das läßt auf einen marinen Bildungsbereich schließen. Die Matrix besitzt die für Frischwasser typischen geringen Borgehalte und deshalb auch eine geringere Dichte. Das puzzleartige Aneinanderpassen der Partikel belegt die extrem kurze Aufarbeitung und schließt eine größere Umlagerung aus.

3.3 In Arad

Im Zentrum der Stadt, im Hangenden der Cherts und der Phosphorite, hielten wir an einer Baugrube. Dort waren miozane Sande mit Chertgeröllen angeschnitten. Die gut gerundeten Kieselgesteine lassen keinerlei Korrelation mit älteren Cherts Israels zu, schließen deshalb den westlichen Bereich des Jordangrabens als Liefergebiet aus. Kreuzschichtungsphänomene sowie sedimentologische Untersuchungen lassen auf einen fluviatilen Transport aus Ostjordanien bzw. dem Westirak schließen. Die Transportrichtung belegt die morphologische Inaktivität des Jordangrabens. Mikropaläontologische Untersuchungen der in den Geröllen enthaltenen Foraminiferen ergeben ein eozänes Alter der Cherts, die vor ca. 8-12 Mio Jahren distal vom Liefergebiet zusammen mit den Sanden sedimentiert wurden.

3.4 Wadi Jellium

Nach einem kurzen Zwischenstopp an einem Denkmal aus aufgestapelten oberkretazischen Konkretionen, lag unser nächster Haltepunkt am Oberlauf des Wadi Jellium östlich von Arad. Durch das steilere östliche Einfallen der Schichten als das Flußbett gelangen wir wadiabwärts vom Liegenden ins Hangende des oberkretazischen bis tertiären Profils. Die ersten Aufschlüsse gehören noch zur Judäa Group. Hier stehen gutgebankte massige Kalksteine der Gerofit Formation an. Das Hangende wird schon zur Mt. Scopus Group gestellt. Die hier angeschnittenen graubraunen Kalke sind stark geklüftet. Diese Klüfte des Kreidekalkes der Menuha Formation sind durch Calcit mineralisiert. Die Kalke sind daher recht wasserundurchlässig. Im 7.Jh. u. Z. wurden dort, wegen dieser Eigenschaft der Kalke als Grundwasserstauer, Zisternen zur Wasserspeicherung angelegt. Die beobachtete stark bituminöse Schicht, die in die Wadisedimente eingeschaltet war und zu allerlei wilden Theorien über Entstehung und Lagerungsverhältnisse anregte, stellte sich zur Enttäuschung vieler als eingespülte Bitumendecke einer ehemals vorhandenen Straße heraus. Weiter wadiabwärts sind homogene tw. konkretionäre Hornsteine mit eingeschalteten kreidigen Kalken der Mishash Formation aufgeschlossen. Die Hornsteine sind eine frühdiagenetisch synsedimentäre Bildung in den Kreidekalken. Diese Karbonate gehören zur Beckenfazies des tethyalen Bereiches. Im Gegensatz zur Schwellenfazies kam es hier zu verstärkter Sedimentation von Foraminiferenkalken, in denen häufig Diatomeen vorkamen. Durch stetige Sedimentation des Karbonates wurden die Diatomeengehäuse sehr schnell gelöst und durch Porenwasserströme in die Anreicherungszone von Fossilien transportiert und ausgeschieden. In diesen Zonen mit reduzierendem

Mikromilieu ist der Fossilreichtum erhalten geblieben: neben Baculithes, einem heteromorphen Ceratiten, wurden Turritellen u.a. Gastropoden gefunden. Die silifizierten Faunenelemente sind nur teilweise flachgedrückt, d.h. sie wurden während der Kompaktion verkieselt. In den Chertbändern sind häufig Porzellanitlagen als Produkt einer späteren thermischen Beanspruchung zu beobachten. Die Hornsteinkonkretionen zeigen oft Schwundrisse, die mit Chalcedon wieder verkittet wurden. Die Phosphate sind hier nicht so deutlich ausgeprägt wie die schon am ersten Exkursionstag Beobachteten. Im Regelfall haben die durch upwelling-Prozesse und der damit verbundenem Anreicherung von phosphatreicher organischer Substanz gebildeten Gesteine größere Mächtigkeiten und bilden wie z.B. unter der Stadt Arad Lagerstätten. Über dem Chert sind Erdbrandgesteine durch das Wadi angeschnitten. Es handelt sich dabei um primär vorhandene bituminöse Kalke der Ghareb Formation aus dem Maastricht und Paläozän, deren Fossilinhalt während der recht raschen Sedimentation im anaeroben Milieu mit eingeschränkter Wasserzirkulation nicht vollständig oxidiert werden konnte und so zu hohen Bitumengehalten führte. Im Alttertiär gelangten die Kalke nach einer Regression an die Erdoberfläche und somit unter O₂ Zufuhr. Die Initiierung der darauffolgenden Hochtemperatur-Niedrigdruckmetamorphose ist noch ungeklärt, aber durch die Oxidation von vorhandenem Pyrit sehr wahrscheinlich. Aus den Kalken, die auch SiO₂ in Form von Diatomeen enthielten, entstand bei Temperaturen von 1200°C und Atmosphärendruck ein Mineralgemenge aus über 100 Mineralen, u.a. Wollastonit und Bentorit, das dem Portlandzement sehr ähnelt. Durch unterschiedliche Hitzezentren treten in diesem Gestein Abkühlungsklüfte mit verschiedenartiger Orientierung im dreidimensionalen Raum auf. Nach der Sedimentation und Erosion der miozänen alluvialen Konglomerate und Sande gelangte das Erdbrandgestein, das immer noch einen erheblichen Bitumengehalt besaß, an die Oberfläche und oxidierte erneut. Bei den beiden Hochtemperaturmetamorphosen wirkten die im Liegenden vorhandenen Cherts als Hitzeschilde und schirmten die darunter anstehenden Kalke derartig ab, daß diese thermisch unverändert blieben.

3.5 Mount Sedom

Wir hielten kurz am Wadi Zohar oberhalb einer ehemaligen Bucht des Lisansees. Dort rutschten, vermutlich tektonisch initiiert, einige 100m³ große Blöcke der Mt. Scopus und Judäa Group in die Lisansedimente ab. Wieder zurück im Jordangraben hieß unser nächster Haltepunkt Mount Sedom. Der Sedomberg stellt einen an der Oberfläche aufgeschlossenen ca. 2x1km großen Salzdiapir dar. Das hocharide Klima bedingt die sehr geringen Abtragungsraten, die bei weitem kleiner sind als sie uplift-Beträge des Salzstockes. Die sehr seltenen aber heftigen Niederschläge rufen die deutlich zu sehenden Salzkarsterscheinungen hervor. Der Salzdiapirismus wird durch strike slip Bewegungen an NW-SE streichenden Störungen verursacht und hält seit dem Pliozän an. Durch die Aufwärtsbewegung des Salzes sind die stratiformen Evaporite steilgestellt worden. Das brackische Wasser des Lisansees löste die Kappe des Diapirs ab und lagerte die weniger löslichen Dolomite und Gipse, sowie die nicht löslichen Tone winkeldiskordant auf den Evaporiten ab. Dieses Residualgestein ist hier etwa

15m mächtig. In den steilgestellten Salzen kann man Boudinage Strukturen beobachten. Bei der Aufstellung der Schichten kam es zur Gleitbewegung an den Schichtgrenzen. Die Dolomite reagierten bruchhaft, die Halite konnten dann in die entstandenen Zwischenräume fließen. Durch Erosion fielen die Gesteinsbruchstücke aus den Boudinagen heraus.

3.6 Lisansedimente

Der letzte Stopp befand sich in unmittelbarer Nähe der Jugendherberge bei Massada im Jordangraben. Die durch Erosion canyonartig zerschnittenen Lisansedimente sind hier weiträumig aufgeschlossen. Die Sedimente bestehen aus feinen Laminae, die abwechselnd weiß und dunkelgrau gefärbt sind. Die dunklen Lagen der Warvensedimente sind aus Quarz, Ton und Calcit bzw. Dolomit aufgebaut. Man stellt sie als Winterlage den helleren Schichten, die aus Aragonit bestehen, und als Sommerlage interpretiert werden, gegenüber. Teilweise können zwischen den 2-3mm dicken konkordant lagernden Warven slumping-Strukturen beobachtet werden, in denen die Lagen durch synsedimentäre Rutschungen intensiv verfaultet wurden (siehe Foto). Die Datierung nach der U/Th-Methode ergab ein Alter von 72000 Jahren für die liegenden Bereiche und ein Alter von 18000 Jahren für die hangenden Schichten. Das Klima in dem die Sedimente des pleistozänen Lisansees abgelagert wurden, war allgemein etwas kühler und feuchter als das Heutige. Zum Leid vieler, insbesondere des am Morgen zu spät gekommenen Busfahrers, ging dieser Exkursionstag erst um ca. 19.00 Uhr seinem Ende entgegen.



• Photo 4: Slumping-struktur in den Lisansedimenten.

4 28.März 1998 Geologie und Hydrologie im Bereich der Westbank

Einführung:

Die Westbank ist Teilgebiet der Westflanke des syrisch – afrikanischen Riftgrabens, und bildet das unmittelbare Westufer des Toten Meeres.

Geologisch besteht dieses Gebiet aus einer präkambrischen Basis, welche von nubischen Sandsteinen gefolgt von kretazischen Sedimenten überlagert wird. An Berghängen findet man meist Kreide, Tertiär ist zum Teil auf den Hügeltop's oder überdeckt von Quartär als Grabenfüllung aufgeschlossen.

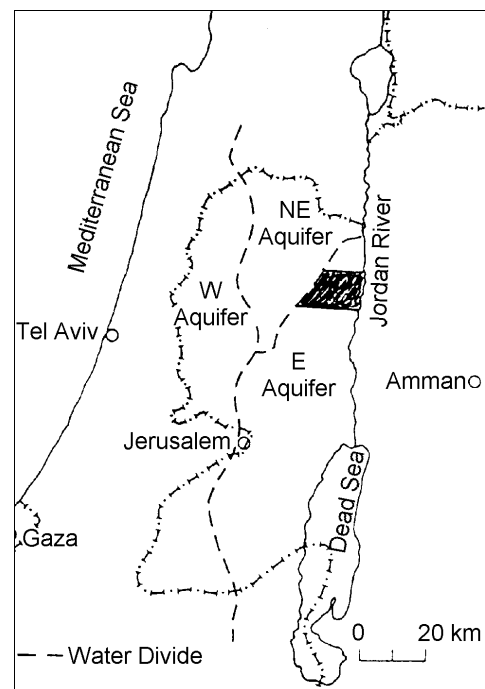
4.1 En Gedi

In diesem Gebiet befinden sich heiße Quellen, welche zum Judean desert basin gehören.

Das desert basin hat eine relativ kleine Schüttung (3 Mio. cm^3/a) gegenüber anderen Quellgebieten in der Westbank, wie zum Beispiel das Samaria Becken mit

40 – 45 Mio. cm^3/a . Der Salzgehalt ist relativ gering, aber H_2S ist viel enthalten.

Die Temperatur beträgt zwischen 60° und 70°C , die Genese dieser Quellen ist bisher noch unklar. Diese Quellen wurden nicht besichtigt.



• Skizze 2: Westbank mit Hauptgrundwasserleitern, markiert ist das Wadi Fariah.

4.2 Tel Jericho

Ein Tel ist ein großer Erdhügel (Höhe: 10 – 20 m, Durchmesser ca. 140 m), welcher die ursprüngliche Siedlung mit vielen Gegenständen aus der Siedlungszeit beinhaltet, welche oft noch erhalten sind.

Dieses Tel es – Sultan befindet sich im westlichen Teil von Jericho (~270 m unter NN) und es sind Lehmziegel der alten Stadtmauer und eines Wasserturmes erhalten.

4.3 Hisham Palace

Wurde 724 – 743 durch den Kalifen Walid Ibn Yazid erbaut und durch ein starkes Erdbeben 747 wieder zerstört. Dies kann man an Rissen an den Ruinenmauern zum Teil noch erkennen.

4.4 Wadi Fariah

Das Wadi (periodisches Flußtal) befindet sich nordöstlich von Nablus. Es ist eine Grabenstruktur des syrischen Faltegürtels und verläuft NW – SE. Die Grabenfüllung besteht aus Quartär, die Talflanken sind kretazisch (→ Karbonate, Dolomite, Mergel).

Klimatisch liegt das Wadi im Grenzbereich von arid (E) mit ca. 930 mm/a zu semiarid (W) mit ca. 30 mm/a. Die Entwässerung erfolgt nach ESE in den Jordangraben.

Im Tal wird intensiv Landwirtschaft betrieben, wozu einerseits der vorhandene Bach (ungenügend) und andererseits Brunnenwasser benutzt wird. Die Bewässerung erfolgt durch Tröpfchenbewässerung (drip irrigation) und seltener mittels Sprinkleranlagen. Zur Verminderung der Verdunstung werden Plastikfolien und Gewächshäuser verwendet.

Durch das Fehlen von Drainage/ Entwässerung kommt es zu einer bis 50fach höheren Zufuhr an Inhaltstoffen. Das bringt das Problem der Versalzung und des erhöhten Nitratgehaltes mit sich. Eine Lösung wäre die Zuführung von mehr Wasser als die Pflanzen aufnehmen können oder das Anpflanzen von salzliebenden Pflanzen.

Eine Messung des Wassers ergab: pH – Wert: 8,06 ; Leitfähigkeit: 670 $\mu\text{S}/\text{cm}$; Temperatur: 19,8 °C.

Das vorhandene Grundwasser wird durch Pumpen gefördert, wobei Dieselpumpen mit einer Ansaugtiefe von ca. 9 m zum Einsatz kommen (seltener sind Johnsonpumpen).

4.5 Hammam al Malih

An der Straße zwischen Tubas und dem Jordantal befindet sich neben Beduinenhäusern/ -zelten ein Quellgebiet. Gelegen in einer Höhe von ca. minus 50 m tritt hier störungsgebundenes Thermalwasser aus. Laut Definition ist Thermalwasser ein Wasser mit einer Temperatur von mehr als 20 °C. Die durchgeführte Wassermessung ergab einen pH von 7,0; Leitfähigkeit: 575 $\mu\text{S}/\text{cm}$; Temperatur: 34,8°C.

In Quellnähe leben verstärkt schwarze Schnecken (Neogastropoden Melanopsis), welche seit der Oberkreide vorkommen und ein kaum belastetes Wasser anzeigen.

Die anstehenden kretazischen Kalke wurden hydrothermal alteriert und enthalten Limonit- / Eisenkrusten bzw. –konkretionen. Außerdem existiert ein steilgestellter Sandsteinhorizont, welcher eine Ausstrichbreite von ca. 5 m hat und mit der Teufelsmauer in Sachsen-Anhalt Ähnlichkeit besitzt.



• Photo 5: Thermalquelle

5 29.März 1998 Die Geologie nördlich des See Tiberias

Route:

Mt. Poriyya (Tiberias Valley) - Gadot Lookout (Hula Valley) - Kreuzfahrerfestung Wadum Jacob (Salah Chradin) - Nimrod Fortress (Mt. Hermon-Gebiet) - Metulla

5.1 Aussichtspunkt Mt. Poriyya (Blick ins Tiberias-Valley)

Der Aussichtspunkt Mt.Poriyya befindet sich ca.2km nördlich der gleichnamigen Jugendherberge etwa auf Meeresspiegelniveau, oberhalb des See Genezareths (Sea of Galilee, Lake Tiberias), dessen Wasserspiegel auf -200 müNN liegt. Im Westen erheben sich die Berge des Galilee, nach E bricht das Tal sehr steil ab.

Tektonisch gesehen liegt der See Genezareth an der Grenze zwischen der sich langsam nach Süden bewegendenden Afrikanischen Platte (Sinai) auf der westlichen Seite des Jordan-Riftvalleys und der schneller nach Norden driftenden Arabischen Platte, die auf der gegenüberliegenden, östlichen Grabenschulter morphologisch durch den Golan gebildet wird. Aktivitäten an dieser Plattengrenze begannen etwa vor 12-15 Mio. Jahren und sind bis heute anhand von Erdbeben nachzuweisen. Letzte größere Erdbeben mit Stärken von über 5 auf der Richter Skala wurden in der Gegend um den See Genezareth am 11.Juli 1927, am 1.Januar 1937 und Mitte der 80er Jahre registriert.

Südlich des See Genezareths äußern sich diese tektonischen Aktivitäten in sinistralen Blattverschiebungen mit einem Gesamtversatz von ca.105-110km, wobei Afrikanische und Arabische Platte auseinanderdriften. Nördlich von Tiberias ändert sich die Richtung des Plattengrenzenverlaufs von Nord-Süd auf Nordost-Südwest. Es ist kein Rift-Valley mehr zu erkennen, das displacement ist nicht sicher, jedoch wesentlich geringer als im Süden. Kleine pull-apart basins (Kinneret Becken, Hula Valley) mit zwischengeschalteten Hochgebieten (push up Strukturen, wie der Korasim pressure ridge) prägen das Bild. Durch unterschiedliche Euler-Pole, die unterschiedliche Rotationen der einzelnen Platten bewirken, driften nördlich von Tiberias die Platten aufeinander zu. Ein Ergebnis dieser Kontraktion ist der Mount Hermon.

Das Alter der Anlage des Tiberias Beckens kann durch die Lisan-Sedimente abgeschätzt werden, die sich vom Süden Israels bis südlich von Tiberias erstrecken und sich nach Norden nicht fortsetzen. Da die top-Bereiche der Lisan-Formation max. -180 müNN erreichen, müßten die Sedimente, wenn der Lake Tiberias mit einem Wasserspiegel von -200müNN damals schon existiert hätte, auch weiter im Norden abgelagert worden sein. Da dies nicht der Fall ist, kann man folgern, daß die Beckenanlage jünger als die jüngsten Lisan-Sedimente mit einem Alter von 28.000 Jahren ist.

Anstehend findet man am Mt. Poriyya Mittleres Miozän mit Konglomeraten, Siltsteinen und Basalten, die, getrennt durch eine Diskordanzfläche, von eozänem Kalkstein unterlagert werden.

Auf der Fahrt nach Norden ist die Trennung der Becken von Tiberias im Süden und Hula im Norden durch den Korasim pressure ridge gut zu erkennen. Die Hochlage wird nur von dem tief eingeschnittenen Jordan durchbrochen.

Die Klimaänderungen in diesem kurzen Abschnitt sind sehr groß. Während am See Genezareth unter tropischem Klima Mangos, Bananen, Palmen etc. angebaut werden, herrscht etwa 30-40km weiter nördlich am Mt. Hermon alpines Klima.

5.2 Gadot Lookout (Blick ins Hula-Valley)

Zwischen Hazor im Süden und Dan an der libanesischen Grenze im Norden, von den libanesischen Bergen im Westen bis zu den Golanhöhen im Osten erstreckt sich die Hula-Ebene, die vor etwa 4 Mio. Jahren als pull-apart-basin angelegt wurde. Dieses Alter ist durch eine 4000m tiefe Bohrung im Zentrum des Beckens nachgewiesen.

Der südliche Teil ist durch eine Schar von Staffelbrüchen vom Korasim-Rücken abgetrennt, im Beckeninneren sind keine strike slips, sondern nur Abschiebungen nachgewiesen.

Da die mächtigen pliozänen bis pleistozänen Basalte des Korasim pressure ridge den Abfluß des Hula-Beckens nach Süden hin blockieren, bildete sich durch Aufstauung ein natürlicher See mit ausgedehnten Sümpfen im Norden. Bereits 1840 wurden von den Ägyptern aufgrund der Malariagefahr erste Versuche durchgeführt, dieses Gebiet trocken zu legen. 1934 wurde in kleinerem Maße, in den frühen 50er Jahren systematisch mit der Trockenlegung über zwei Kanäle, die das Wasser des Jordans in den See Genezareth leiten, begonnen, um landwirtschaftliche Flächen zu gewinnen. Da jedoch die obersten hundert Meter der Sedimente noch nicht konsolidiert waren, waren Setzungen des Talbodens bis zu maximal 10cm/Jahr infolge Kompaktion zu verzeichnen. Da dadurch der Talboden wieder im Bereich des Wasserspiegels lag, wurde erneut abgesenkt, was wiederum zu Setzungen führte. Über 40 Jahre wurde dies betrieben, die gesamte Absenkung beträgt heute 2m. Doch nicht dies gab den Anstoß für ein neues Projekt, das Hula-Valley wieder teil zu fluten, problematisch ist vor allem eine zunehmende Versauerung des See Genezareths und des Jordans durch Schwefel, der unter aeroben Bedingungen aus dem organischen Material der durch die künstliche Absenkung exponierten Sedimente freigesetzt wird. Anfänge der geplanten Flutung sind bereits zu erkennen, zudem wurde von der SPNI (Society for the protection of nature in Israel) ein Naturreservat angelegt, um die Feuchtbiotopfauna und -flora zu schützen.

5.3 Kreuzfahrerfestung Wadum Jacob (Salah Chradin)

Die Kreuzfahrerfestung Wadum Jacob wurde 1178 an einer Stelle erbaut, an der der Jordan flach und ohne reißende Strömung, also gut geeignet für den Übergang war. 1179 eroberte der arabische König Saladin die Festung, 1202 wurde sie durch ein erstes, 1759 und/oder 1837 durch weitere Erdbeben zerstört. An der Südmauer beträgt der Versatz durch diese Erdbeben 2,1m, an einer jüngeren (nach 1202 gebauten) Moschee Mauer nur 0,5m. Daraus läßt sich ableiten, daß das Erdbeben von 1202 einen Versatz von 1,6m bewirkte, spätere Erdbeben (1759 und/oder 1837) weitere 0,5m, so daß sich ein Gesamtbetrag von



• Photo 6 : Versatz in der Wand der Kreuzfahrerfestung Wadum Jacob.

2,1m ergibt. Am Ufer des Jordans findet man außerdem einen ehemaligen Hausflur, der um 70° geneigt ist und somit auch eine Bewegung nach Bau des Hauses anzeigt.

5.4 Kreuzfahrerfestung Nimrod Fortress

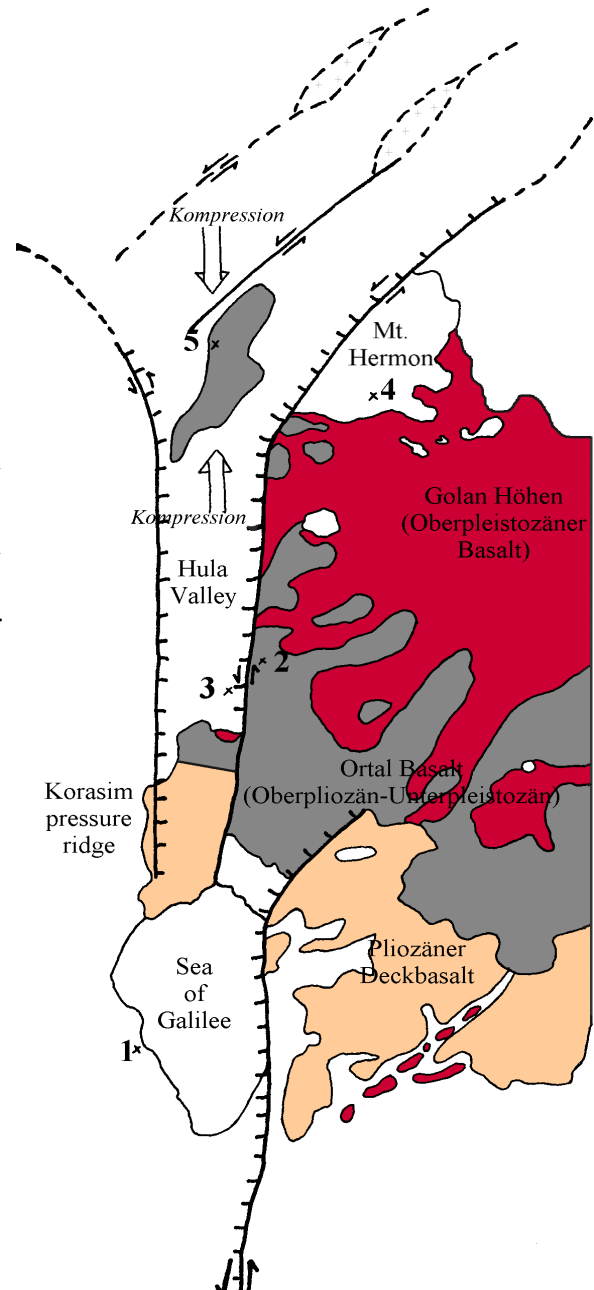
Nimrod Fortress, das der Legende nach seinen Namen vom Urenkel Noahs erhielt, der seine Festung baute und von hier aus den Arm ausstreckte, um Wasser aus dem Baniyas, einem der Quellflüsse des Jordans, zu schöpfen, wurde 1227 gegründet, um einen befürchteten Überfall der Kreuzfahrer auf Damaskus zu verhindern. Bis 1230 wurde die Festung weiter ausgebaut, widerstand 1253 einer Eroberung durch die Kreuzfahrer, wurde aber 1260 von den Mongolen eingenommen. Nach dem Sieg der Mameluken über die Mongolen begann ein Wiederauf- und Ausbau. Im 13.Jhd. verlor Nimrod an Bedeutung, diente im 15.Jhd nochmals als Gefängnis, geriet danach aber in Vergessenheit.

Wie schon im Wadum Jacob sind auch hier Erdbebenschäden festzustellen. Vor allem West-Ost-Mauern zeigen deutliche Versatzbeträge, Nord-Süd-Mauern kaum. Daß es sich insgesamt um eine Schrägbewegung (Südwest-Nordost) handeln muß, zeigt ein Torbogen im Festungsinnen. Bei einer reinen Horizontalbewegung wäre der Stein unmittelbar an der Firste verschoben, hier ist es aber der Stein seitlich der Firste.

Die erste Vermutung, daß es sich um das gleiche Erdbeben wie im Wadum Jacob von 1202 handelt, kann nicht richtig sein, da die Festung erst 1227 gebaut wurde (zumindest laut Prospekt der Israel National Parks Authority; andere Reiseführer geben 1129 als Gründungsdatum an).

5.5 Aussichtspunkt Metulla

Metulla, dessen Name im Arabischen „überblicken“ bedeutet, ist die nördlichste Stadt Israels und liegt direkt an der libanesischen Grenze. Geologisch gesehen befindet sich Metulla in dem schon eingangs erwähnten Bereich, in dem sich die ausgeprägte Rift-Struktur, die sich im Süden Israels in sinistralen Blattverschiebungen mit Versatzbeträgen von ca.105-110km äußert, in mehrere, parallele Störungen mit geringerem displacement aufsplittet und ihre generelle Richtung von Nord-Süd auf Nordost-Südwest ändert.



- Skizze 3: Strukturgeologische Skizze von Nordisrael.

6 30. März 1998 Das Bergland von Galiläa

Geographische Position

Das Bergland von Galiläa befindet sich im Nordwesten Israels und erstreckt sich nach Norden bis auf das Staatsgebiet des Libanon. Grenzen sind im N die Schlucht des Litaniflusses, im E der Jordangraben, im S die Ezreel- Ebene und im W das Mittelmeer. Intern kann das Gebiet in Obergaliläa (nördlicher Teil) und Untergaliläa (Südteil bis zur Ezreelebene) gegliedert werden. Es ist eine morphologisch bewegte Gegend, die in Obergaliläa im Mt. Hermon, mit 1208 m die höchste Erhebung Israels, gipfelt.

Geologische Position

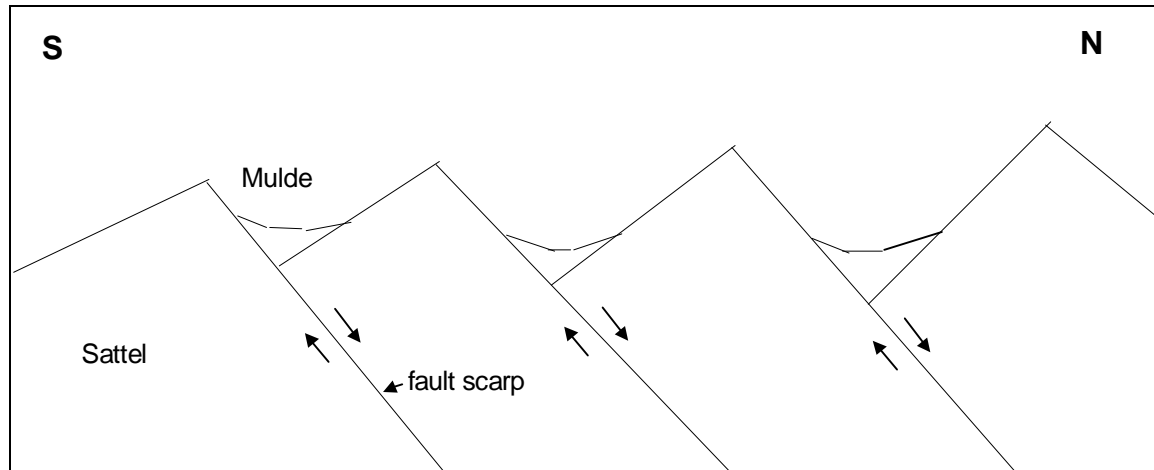
Geologisch handelt es sich um eine Faltengebirgszone, welche größtenteils durch mehr oder minder NW- SE streichende Störungen geprägt ist. Diese entwickelten sich auf folgende Weise:

Nach der letzten großen, von N kommenden Meeresingression im Eozän, herrschte nach dem allmählichen Meeresrückzug nach N, im Gebiet Galiläas ein vorwiegend kontinentaler Einfluß. Als Ursache hierfür wird eine leichte Hebung des Areal als Fernwirkung der alpidischen Orogenese angenommen. Also entstand ein der Erosion stattgegebenes Gebiet mit einem E- W verlaufenden Drainagesystem. Dabei wurden eozäne Sedimente abgetragen und unterschiedlich alte Gesteinsserien angeschnitten. Diese, durch die leichte Hebung bestimmte Situation, hielt bis in das Miozän an, wo sie durch lokale tektonische Aktivitäten unterbrochen wurde. Dabei entstanden die NW- SE streichende Bruchlinien, von denen die bedeutendste, die Karmellinie, die sich im südlichen Ezreel- Valley befindet, Nordisrael als eine Art Mikroplatte abtrennt. Das Alter dieser Linie wird mit etwa 18 Mio a angenommen.

Ab etwa 4 Mio a trat ein kräftiger Basaltvulkanismus, der sog. „cover basalt“, großräumig in Erscheinung.

Die morphologische Entwicklung bzw. das Agieren des Drainagesystems wird in diesem Gebiet weniger als eine Reaktion auf klimatische Veränderungen, sondern als ein Indikator der tektonischen Aktivitäten gewertet. Herausragendste Veränderung ist die Verdopplung der Base-Levels im Bereich von Galiläa (Ort, wo Sedimentation und Erosion gleiche Beträge aufweisen) von einem, dem Mittelmeer, auf zwei: Mittelmeer und Totes Meer. Im Bergland von Galiläa wurde also eine Wasserscheide geschaffen.

Indikatoren für die tektonische Unruhe sind die fault-scarps (Steilhänge, hervorgerufen durch Verwerfung), die Galiläa in Sättel und Mulden untergliedern.



• Skizze 4: Schematische Darstellung des fault scarp System in Galiläa.

3. Aufschlüsse

Bei den heutigen Aufschlüssen wurde hauptsächlich die junge, tektonische Aktivität, die sich durch das Auftreten der bereits oben genannten fault scarps ausdrückt, sowie der Einfluß auf das Drainagesystem in den Vordergrund gerückt.

6.1 Kreuzung lalal - Beit Jann

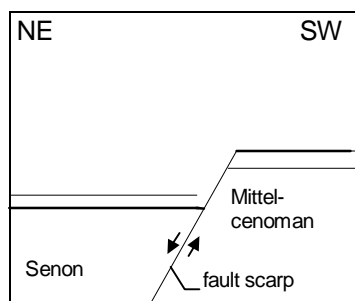
Geologische Situation: auf dem Top eines Discarpments

Lithologie: massive Kalksteine aus der unteren Oberkreide (?), die landfern abgelagert wurden.

Das aus dem Oligozän stammende Entwässerungssystem verläuft, genau wie im Oligozän, noch immer nach Westen ins Mittelmeer, als es nur ein Base-Level gab. Eigentlich wäre es jedoch weitaus effektiver in das südlich befindliche, durch ein Displacement geschaffene Tal zu entwässern. Sicherlich wird das noch an „alte“ Verhältnisse angepaßte Drainagesystem zukünftig mit der neuen Situation harmonieren, und seine Abflußwege ändern.

6.2 Bet Jekerim

Geologische Situation: Fuß eines fault scarp's



Wie auf der Skizze bereits angedeutet, handelt es sich bei dieser Geländesituation um ein NW - SE streichendes fault scarp. Das gesamte Displacement hat einen Versatz von 1500 m. Sowohl liegender, als auch hangender Teil setzen sich aus stark dolomitischen Kalken zusammen. Der Fuß des erst vor kurzem exponierten Hangendblockes hat ein mittelcenomanes Alter (Altesbestimmung durch Nutzung kosmogener

• Skizze 5: Schemaskizze des fault scarp's.

Isotope), während der Liegendblock dem Senon entstammt, also jünger als der Hangendblock ist. Die relativ frische Exposition als Indikator für junge tektonische Aktivität in diesem Gebiet ist auch durch die unterschiedlich starke Verwitterung beider Blöcke belegt. So sind die Gesteine am Fuß des Hangendblockes noch relativ frisch und unverwittert, was auf eine Exposition vor noch nicht allzu langer Zeit schließen läßt, während der Liegendbereich starke Zersetzungserscheinungen zeigt.



• Photo 7: Aufschluß Bet Jekerim

6.3 Deir El Asad

Geologische Situation: erneut Fuß eines fault scarp's

Gesteine: kretazische Kalke

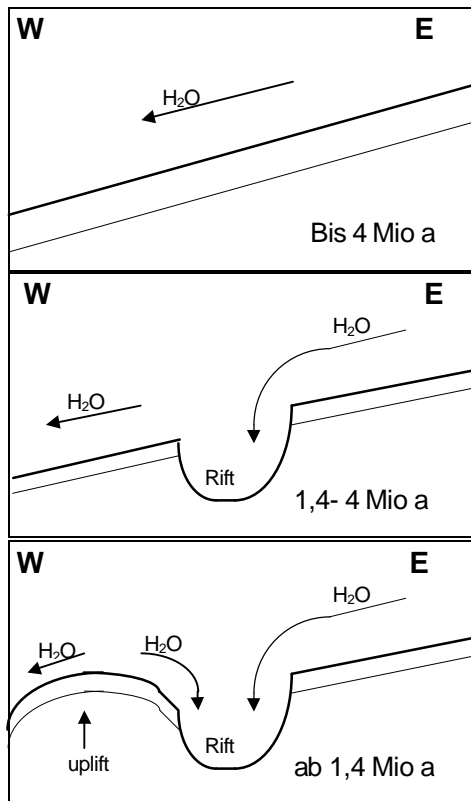
Es handelt sich bei diesem Aufschluß um eine ähnliche Situation, wie bei Aufschluß 2. Auch hier ist das Gestein des Hangendblockes wenig verwittert, was auf eine Exposition nur wenige 1000 Jahre zuvor schließen läßt. Radiometrische Messungen ergaben ein Displacementalter des Fußes von 4000 a.

Auf der Oberfläche des Hangendblockes sind intensive , den Bewegungssinn anzeigende Harnischrillungen sichtbar.

6.4 Kibbuz Tuvall

Geologische Situation: Ausblick nach S auf das durch das Displacement geschaffene Beit Hakerem (?) Tal und das im Aufschluß 3 kennengelernte Displacement.

Zusammenfassung tektonischen Situation und den damit zusammenhängenden Änderungen des Drainagesystems:



• Skizze 6: Änderung des Drainagesystems durch den Rifting-Prozess

Vom Ende des letzten Meeresrückzuges an bis zu einem Alter von 4 Mio a (bis zum Start des Toten- Meer- Riftings) gab es nur ein einziges Base-Level, nämlich das des Mittelmeeres.

Start des Rifting- Prozesses

Grundlage des Verständnis der veränderten geotektonischen Situation ab 4 Mio a in diesem Gebiet sind Untersuchungen an Konglomeraten des Beit Hakrem Tales, die sich sowohl aus unterkretazischen Sandsteinen, als auch aus Basalten mit dem Alter 1,8 Mio a, zusammensetzen. Petrologische Untersuchungen ergaben, daß dieser Basalt aus dem nordöstlich befindlichen Dalton-Plateau stammt. Folglich muß vor 1,8 Mio a eine Entwässerung nach W erfolgt sein, wo heute ein

Abfluß nach E ins Tote Meer zu beobachten ist. Für die Gebiete westlich des Riftes existiert

also noch immer nur ein Base- Level, das Mittelmeer.

Ab etwa 1,8 Mio a beginnt die Hebung der Zentralbereich des westlich des Riftes befindlichen Gebietes. Somit entsteht eine Wasserscheide und nun sind 2 Base-Levels (Mittelmeer, Totes Meer) wirksam, in die das bis jetzt nur teilweise umgestellte Drainagesystem entwässert. Eine Ausnahme bildet das Hula-Valley im Norden des See Tiberias, wo die Wasserscheide wie bei Situation 2 noch immer von der westlichen Riftschulter gebildet wird.

7 31. März 1998 Golan Höhen

Route:

En Gev - Naharain - Kibbuz Kafahel - Avi Tal - Ben Tal - Djuba el Kabire - Bir Katram - Ein Kinya - En Gev

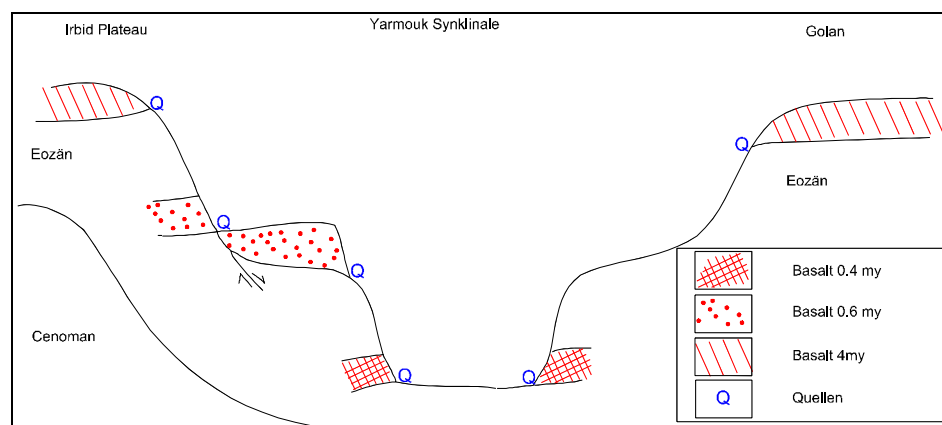
7.1 Naharain, Einmündung des Yarmouk in den Jordan

Infolge der Entnahme von Flußwasser zur Bewässerung und dem Einleiten von Abwässern sowie den an der gesamten Riftstruktur auftretenden hochmineralisierten Quellen, treten südlich des Sees Galiläa starke Veränderungen hinsichtlich Wasserqualität und Quantität auf. Die Zuflußrate des Yarmouk beträgt ca. 500 Mio m³ Wasser pro Jahr. Als Wasserreservoir dient seit den 20er Jahren der See Galiläa. Im Winter wird Wasser des Yarmouk in den See geleitet, und im Sommer wird dem Gewässer Wasser durch die Schleusen entnommen.

An der westlichen Grabenschulter des Jordangrabens stehen im Liegenden mittel- bis obermiozäne Strata mit dem Unteren Basalt (17-19 my) an. Darauf folgen Gipse und Mergel des Obermiozän, die vom unterpliozänen - in Galiläa weit verbreiteten - „cover basalt“ bedeckt werden. Die östliche Grabenflanke unterscheidet sich darin, daß die Basalte des Miozän fehlen und der „cover basalt“ mit oberpleistozänem Alter jünger ist als der in Galiläa. Im Graben stehen Sedimente der Lisan-Formation an. Die hier ausgebildete Fazies besteht nur aus Mergeln, während im südlicheren Teil Gipse in der Lisan-Formation auftreten. Eine ältere lakustrine Sedimenteinheit befindet sich im Liegenden.

Ein genaues Alter des Jordan kann nicht angegeben werden. An beiden Seiten des Flusses stehen 4 my alte Basalte an, im Flußbett floß ein 1 my alter Basalt entlang. Die Entwicklung des Jordans begann demzufolge irgendwann zwischen 4 und 1 my.

7.2 An der südlichen Flanke der Golan Höhen



• Skizze 7: Schematischer Schnitt das Jordan Rift und die Basalte.

Die mit eozänen Sedimenten gefüllte Synkinalstruktur, deren Achse N-NW einfällt, stellt ein Teil des Syrischen Bogens dar. Im Oligozän wurden die eozänen Sedimente gefaltet, im Miozän fand eine Deformation der Einheit durch Extension statt. Bei 210 m u. NN steht an der Oberfläche der Synklinale von Kinnareth ein 1 my (Ar/Ar) alter

Basalt an. Ein mit 4 bis 4,5 my datierter Basalt bedeckt die exponierten Ränder (300 müNN) und wurde in einer Teufe von 710 m u. NN in der Depression erbohrt. Wahrscheinlich wird das Irbid-Plateau von dem selben pliozänen Basalt bedeckt, der zu einer Zeit extrudierte als die Synklinale noch nicht existierte. Die Senkungsrate würde damit $\frac{1}{4}$ km pro 1 my betragen.

Der Yarmouk schnitt sich in Basalte des Pleistozän, die eozäne Sedimente - Kreide mit Chertlinsen als Ablagerungen der letzten Tethys-Ingression - bedecken, ein. Mehrere Basaltströme lassen auf ein Mindestalter für das Yarmouk-Tal von 600 000 bis 400 000 Jahren schließen.

Hydrogeologie: Hamat Gadev ist eine der berühmten heißen Quellen, die entlang des Jordan-grabens auftreten. Die Temperaturen des salinaren Wassers schwanken zwischen 25° und 51° Celsius. Es wird kein magmatischer sondern ein geothermaler Ursprung der Quellen angenommen. Cenomane Sedimente, in denen Wasser aufsteigen, treten am Top der Antiklinale im Süden zutage. Der geothermale Gradient beträgt 30° Celsius pro km. Als Ursache für die Salinität des pliozänen Wassers werden ausgewaschene Salzablagerungen vermutet. Verwerfungen entlang des Riftes dienen als Aufsteigswege der "brines".

7.3 Kibbuz Kafahel, Peace vista - Blick auf den See Galiläa

Nur an der Ostseite des Sees Galiläa ist die miozäne Herod-Einheit mit Kreide, Ton- und Siltsteinen aufgeschlossen. Diese lakustrinen, fluviatilen Sedimente werden von einem 20 m mächtigen pliozänen Basalt (cover basalt) bedeckt.

An der anderen Seite des Gewässers steht der Basalt nur im südlichen Bereich an, im Norden streichen Sedimente des Eozän und Miozän aus.

7.4 Wadi En Gev an der W-Flanke des Golan

a) An der Basis des oligozänen Basaltes wurde Klinker gebildet. Dabei handelt es sich um eine pyroklastische Brekzie mit karbonatischer Matrix, die aus dem Material des Basaltstromes besteht, welches frontal abgetragen und an die Basis transportiert wurde.

b) Während des Eozän fand die letzte Ingression der Tethys statt. Sandige Kalksteine und Mergel enthalten oligozäne marine Fauna. Diese Fazies - zur Herod-Einheit gehörend - ist nur an der Westseite des Sees Galiläa aufgeschlossen. Die benthische Fauna entspricht der des Indischen Ozeans. Bevor die Transformstörung aktiv wurde, sedimentierten hier im NW-Teil einer Bucht dieses Ozeans Flachwassersedimente mit Foraminiferen. Lokal weisen die schwach gefalteten, vorwiegend nach W einfallenden Strata eine Depression auf, welche mit Sand gefüllt wurde.

Einige syndesimentäre Verwerfungen in den gefalteten Schichten der mittelmiozänen Herod-Formation fallen mit 30-40° zu den oligozänen Strata ein. Als Ursache der Bruchtektonik wird indirekt die Anlage und Bewegung entlang der Transformstörung angenommen.

7.5 Am Fuße des Basaltvulkans Avi Tal

Im N'-Golan sind neben den Basalten auch Asche, Tuffe, Lapillituffe und Basaltblöcke aufgeschlossen. Derartige Pyroklastika stellen Produkte verschieden starker Eruptionen dar. Die in den Tufflagen vorkommenden Blöcke kennzeichnen einen phreatomagmatischen Ausbruch, ebenso die gebänderten Strata.

7.6 Basaltvulkan Ben Tal



• Photo 8: Überblick über die Caldera des Ben Tal

Die Caldera des Ben Tal und die des Ram sind von Tuffringen umgeben. Am Ben Tal ist dieser im E stark ausgeprägt, fehlt aber im W.

Der Hang des Vulkans wird durch Schichten von Pyroklastika mit unterschiedlichen Korngrößen aufgebaut. Tuffe mit Lapilli und Bomben in Wechsellagerung mit Schlacken. Tuffe und Blöcke juvenilen Magmas indizieren einen aggressiveren - phreatomagmatisch bis strombolianischen - Ausbruchstyp. Im mittleren bis oberen Pleistozän entstand der monogenetische Vulkan Ben Tal. Seine Entwicklung ist gekennzeichnet durch einzelne, verschieden starke Eruptionen, die in relativ kurzer Zeit aufeinanderfolgten. Die Veränderung der Zusammensetzung der Pyroklastika von den älteren Schichten - Tuffe mit Blöcken - zu den jüngeren - Tuffe mit Bomben - deutet auf eine ansteigende Eruptionsenergie hin, ebenso die Entstehung einer Caldera. Innerhalb der pyroklastischen Abfolgen konnte keine Bodenbildung nachgewiesen werden.

Entlang einer NW-SE streichenden Linie stiegen die frühen (Oligozän bis Untermiozän) Vulkanite auf. Seit dem Obermiozän erfolgte der Aufstieg an Störungen entlang eines N-S gerichteten tektonisch aktiven Elementes - dem Jordangraben.

Im N zählte man fünf Basaltströme, die das Golan-Plateau aufbauen. An der Oberfläche der Vulkanite setzte, infolge der Verwitterung zu Tonmineralen,

Bodenbildung ein. Die einzelnen Basaltdecken sind dank ihrer hohen Porosität gute Aquifere. Die dazwischen liegenden fossilen Böden dienen als Aquiclude, so daß Schichtquellen an der lateralen Umgrenzung der Basaltdecken entstehen. Ein oberflächlicher Abfluß des Wassers wird dabei jedoch nur selten beobachtet, da das ausgetretene Wasser unmittelbar in die nächste Basaltdecke infiltriert.

7.7 Djuba el Kabire

Eine Djuba ist eine ausflußlose Hohlform mit einem Durchmesser von ca. 10-20m, deren Abbruch sehr steil ist. Die Entstehung solcher Strukturen ist noch nicht geklärt. Die von uns besichtigte Depression liegt in einem Plateau aus massivem Basalt (ca. 10-15m mächtig, 100 000 - 80 000 Jahre alt). Ungeklärt ist, ob es sich dabei um mehrere oder einen einzelnen Flow handelt.

Das Phänomen der Djuba tritt in dieser Region öfter auf. Diese Depressionen liegen alle auf einer N-S verlaufenden, Rift parallelen Linie. Als mögliche Ursache für die Entstehung stehen sich zwei Theorien gegenüber:

1) Magmatischer Ursprung

a) Explosiver Ausbruch von Gasen.

Für diese Theorie spricht, daß die Djubas in einem vulkanisch aktiven Gebiet liegen, und daß man keine Gesteine mit anderem Chemismus findet. Dagegen spricht, daß ein die Depression umgebender Wall fehlt.

b) Kollaps einer Magmenkammer

Ein möglicher Kollaps einer Magmenkammer im Untergrund kann nicht ausgeschlossen werden, jedoch sollte dieses Phänomen weltweit öfters auftreten. Ferner konnte eine Magmenkammer im Untergrund bis jetzt noch nicht nachgewiesen werden.

2) Subrosion im Untergrund.

Da im Liegenden des Basaltflows kretazische bzw. eozäne Sedimente anstehen, ist diese Art der Genese nicht auszuschließen. Jedoch müßten es Hohlräume von beträchtlichem Ausmaß sein.

Die erhöhten Radongehalte in diesem Gebiet sind ebenfalls noch nicht erklärt.

7.8 Bir Katram, nahe Masade

Die Caldera des Ram wird ebenso wie die des Ben Tal von einem Ring aus Tuff und Schlacke umgeben. Einer phreatomagmatischer Explosion folgte ein Kollaps. Allerdings beschränken sich die Pyroklastika auf die W-Seite des Sees Ram, sonst stehen kretazische Karbonate an.

Der regionale Vulkanismus läßt sich wie folgt gliedern: Im mittleren Miozän extrudierten die Basalte des Unteren Galiläa, im oberen die des Golan und Oberen Galiläa. Entlang der NE-SW gerichteten Linie von Yarmouk stiegen die pleistozänen Basalte und der „cover basalt“ des Golan auf. Bei 90 bis 95% der Vulkanite im Golan handelt es sich um Basalte, den Rest bilden Schlacken und Tuffe. Ein subalkaliner

Charakter prägt die älteren Basalte, wohingegen die jüngeren mit der Zeit zunehmend alkaninen Chemismus aufweisen. Zwei tektonisch aktive Lineamente, an denen der Magmenaufstieg erfolgte, sind relevant:

- a) parallel des Roten Meer-Riftes und
- b) eine N-S-Richtung.

Die untermiozänen Gänge verlaufen NW-SE, also parallel des Roten Meer-Riftes, stehen aber in keinem Zusammenhang mit der tektonisch jüngeren Struktur des Jordangrabens. Asymmetrisch - an der E-Flanke des Jordangrabens dominierend - entwickelte sich der jüngere Vulkanismus. Auch die Hebungsrates des Arabischen Schildes ist höher.

7.9 Hazbani-Quellen bei Ragha

Etwa 50% des Jordanwassers entspringt den Quellen der pleistozänen Hazbani-Formation. Die Transformstörung (Jordangraben) knickt nach NE ab und entwickelt sich zu einem Kompressionsregime (Mt. Hermon).

8 02. April 1998 Geologie Jura/ Kreide, King Talal Staudamm, Jarash

Die Fahrt führte zunächst von Irbid aus in südliche Richtung über das flachwellige Irbidplateau (ca. 800m ü. NN) bis zur Ortschaft Istafena nahe Ajlun. Die relativ eintönige Morphologie ist Konsequenz einer frühpleistozänen Peneplainisierung der oberkretazischen Sedimente. Vor allem südlich von Irbid werden in Tagebauen die Phosphatlagerstätten der Belqa-Gruppe (vgl. israelische Mt. Scopus- Gruppe) abgebaut. Bei Ajlun stehen die cenoman-turonen Sedimente der Ajlun-Gruppe (vgl. israelische Judäa-Gruppe) an, welche eine Karbonatplattform aufbauen.

8.1 Aufschluß 1: Bei Istafena

Entlang der Straße nach Istafena liegen zahlreiche fossilführende Kalksteinblöcke der Ajlun-Gruppe. Dominierend sind ca.10-25cm große Rudisten (*Hippurites*, *Radiolites*), welche in Lebendstellung eingebettet wurden. Sie bildeten riffartige Rasen am Rand der Karbonatplattform und riegelten diese weitgehend vom offenen Ozean ab.

Vereinzelt treten Gastropoden (*Actionella*) auf, desweiteren findet man nur wenig Schill.

Gerölle feinlaminiertes Schlammkalke mit stromatolithischen Strukturen und diagenetisch bedingten Stylolithen unweit der „Rudistenblöcke“, sind Hinweise auf das restrikte Milieu der Lagune. Diese feinkörnigen Schlammkalke sind vielerorts Ziel der Natursteinindustrie.

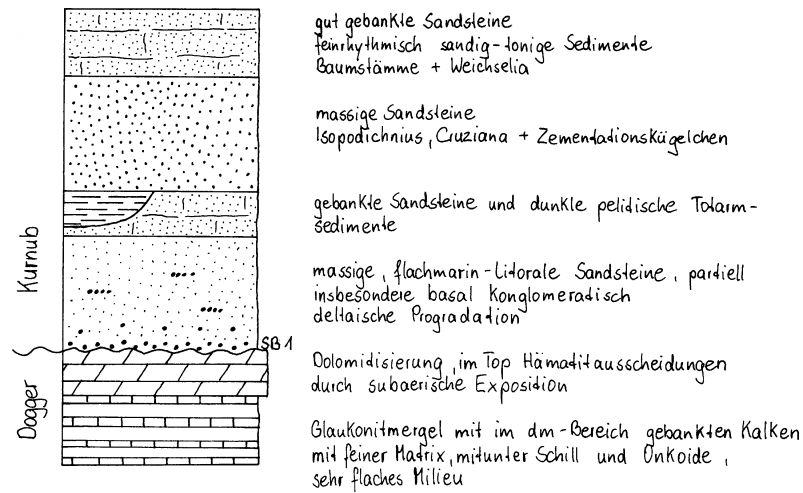
Ein unweit entfernter Weganschnitt verdeutlicht die Riffentwicklung am Rand der Karbonatplattform. Das Profil gestaltet sich wie folgt:

Bodenbildung	(Hangendes)
feine Kalke mit Trockenrissen	
Rudisten in Lebendstellung	
Rudistendetritus	
Schlammkalke mit Gastropoden	
Karbonatsandbarren mit <i>hummocky cross bedding</i>	(Liegendes)

Dieses Profil zeigt in eindrucksvoller Weise die autoregulative Steuerung der Riffentwicklung von der Stabilisierung des Sedimentes über Besiedelung bis hin zur Diversifikation und Domination einzelner Organismen. Mächtigkeitsunterschiede innerhalb kürzester Distanzen sind Hinweise auf undulierende Riffgürtel.

8.2 Wadi Zarqa, Profil am King Talal Staudamm

Ähnlich den Brachyantiklinalstrukturen der Makteshim auf israelischer Seite liegt auch hier im Wadi Zarqa eine „Aufdomung“ vor. Im Zentralteil erscheint Jura und an den Flanken sukzessive Schichten der Unterkreide (Kurnub). Durch den erosiven Einschnitt des Wadis bieten sich beste Aufschlußverhältnisse. Das dargestellte Profil zeigt die sedimentäre Entwicklung des Juras (Dogger) und nahezu lückenlos die der Unterkreide.



• Skizze 8: Profil Jura/Kreide

8.3 King Talal Staudamm

- reiner Erddamm
- zwei Bauphasen: 1973 - 1977 Stauraum 50 Mio. m³
- 1983 - 1988 Stauraum 75 Mio. m³
- Füllmenge Anfang April 1998 72 Mio. m³, davon 34 Mio. m³ vorgeklärte Abwässer aus Amman
- Dammkrone 185m ü. NN
- Dammhöhe 108m
- regionale Niederschlagsmenge 250-300mm pro Jahr
- Verdunstung 2000mm pro Jahr
- Leitfähigkeit 1700-1900 μScm^{-1} , nur bedingt für Bewässerungszwecke geeignet
- anfänglich hohe Verluste durch permeablen Kurnubsandstein, durch Abdichtungsmaßnahmen auf 100 ls^{-1} reduziert



• Photo 9: King Talal Staudamm (Wadi Zarqa)

9 03. April 1998 Wadi Zerqá Máin - Wadi Dardur

9.1 Staudamm am East Ghor Kanal - 8km nördlich von Al Karáma

Über den 110 km langen East Ghor Kanal (heute King Abdullah Kanal) werden pro Jahr bis zu 130 Mio. m³ Wasser aus dem Yarmouk in das Gebiet der *East Bank* geleitet und zur Bewässerung genutzt.

Der bei Al Karáma 1997 fertiggestellte Staudamm dient als Rückhaltebecken für die durch starke Winterregen verursachten Flutwasser. Das Wasserspeichervermögen beträgt 50 Mio. m³. Wasserverluste, bedingt durch den Abfluß ungenutzter Wässer bis in das Tote Meer, sollen somit reduziert werden und einer intensiven Landwirtschaft zur Verfügung stehen.

Die günstige Morphologie des Wadi Araba Grabens war ausschlaggebend bei der Errichtung des Dammes. Allerdings ergeben sich mit jener Standortwahl auch einige Probleme, welche eine Rentierung des Gesamtprojektes gefährden.

Damm- und Staubereich liegen auf einem sich kreuzenden Störungssystem, mit vereinzelt Quellaustritten. Der Staudamm selbst hält max. Erdbeben der Stärke 6 stand.

Die inkompetenten Lisan - Sedimente bzw. tertiäre und quartäre Lockersedimente bilden innerhalb des Rückhaltebeckens relativ steile Uferlinien. Hangrutschungen sind daher nicht ausgeschlossen.

Die anstehenden Warvite der Lisan- Formation bestehen aus hellen Aragonit- und Gipslagen sowie aus dunklen stärker mineralisierten tonigen Schichten. Innerhalb der Lisan - Sedimente wirken 3 geringmächtige grobkörnige Lagen als lokale Grundwasserleiter. Durch Infiltration des angestauten Wassers in das Gebirge können bis zu 1/10 des gespeicherten Wasservolumens abgeführt werden.

Gleichzeitig ist eine zunehmende Versalzung des Nutzwassers durch Laugung der Lisan - Sedimente zu verzeichnen. Sie wird vor allem durch saisonalen Schwankungen des Pegels innerhalb des Beckens beschleunigt. Eine Abdichtung der stark mineralisierten Lisan - Formation ist vor allem im Ost- und Nord- Bereich des Stauraumes durchzuführen. Schon die erste Füllung des Beckens ist mit einer Leitfähigkeit von 2930 µS/cm stark salzhaltig. Nach etwa 15 Jahren wird die Salinität des Wassers den maximalen Toleranzbereich für jegliche landwirtschaftliche Nutzung weit überschritten haben.

Phosphat- und Nitrateinträge verursachen eine zunehmende Eutrophierung des Gewässers. Gleichzeitig können sich erhöhte Gehalte an F und B toxisch auswirken.

9.2 Ausstrich kambrischer Sedimente (Wadi Zerqa Má'in)

(1 km nördlich des Wadiausganges)

Der Aufschluß kambrischer Sedimente befindet sich an der Nordostküste des Toten Meeres und zählt damit zum nördlichsten Ausstrich des Kambriums entlang der Störungslinie an der Ostflanke des Wadi Araba Grabens. Insgesamt besteht das

Kambrium in Jordanien hauptsächlich aus mächtig entwickelten Sandsteinhorizonten mit zum Teil eingeschalteten Karbonaten.

Die Gesamtmächtigkeit der im Profil aufgeschlossenen karbonatischen Sequenz beträgt ca. 13 m. Sie beginnt mit feinkörnigen, kreuzgeschichteten Sandsteinen, die sich durch einen hohen Quarz- und Feldspatanteil auszeichnen. Darüber folgen 3 - 4 m mächtige knaurige Kalke, welche wiederum von kreuzgeschichteten Sandsteinen (4,5m) überlagert werden, und in vier Mikrofaziesseinheiten unterteilt werden können. Dazu gehören feine sekundär dolomitisierte kalkige Sande, welche eine primäre Kreuzschichtung noch erkennen lassen, Schillkalke, bioklastische Kalke und Oolithe. Letztere belegen ein hochenergetisches, flachmarines Milieu. Die Ooide sind teilweise von Cyanobakterien umkrustet bzw. angebohrt. Den Abschluß der Sequenz bilden dolomitische Kalke (3m). Sie sind an ihrer Basis zum Teil fossilführend (Trilobitenreste, Echinodermen, Hyolithen, Coccolithen und Brachiopoden) und werden von massigen kambrischen Sandsteinen bedeckt. Die Fossilien liegen größtenteils als stark ineinander geschachtelte Bruchstücke vor. Diskordant über kambrischen Sedimenten lagert die Trias.

Altersdatierungen des anstehenden Kambrium konnten nur anhand der fossilführenden Karbonate durchgeführt werden, da aufgearbeitetes Proterozoikum insbesondere das basale Erosionskonglomerat nicht aufgeschlossen ist. Die Untersuchungen ergaben ein Alter des oberen Unterkambrium.

Das Ablagerungsgebiet am nördlichen Gondwanarand befand sich zu dieser Zeit im subäquatorialen Bereich und wurde durch mehrere Transgressionen der Paläotethys aus N bzw. NW beeinflusst. In engen intertidalen Faziesräumen des Unterkambrium lagerten sich klastische und karbonatische Sedimente ab. Im Verlauf des mittleren und oberen Kambrium bewegte sich Gondwana weiter in nördliche Richtung, so daß neben einzelnen marinen Ingressionen vor allem siliziklastische Serien überwiegen. Insgesamt nimmt die Gesamtmächtigkeit des Kambrium nach Norden zu.

Wenige Meter vom Aufschluß entfernt wurde ein E - W streichender metamorph überprägter Basaltgang an einer horizontalen Tonsteingleitbahn etwa 15 m nach S versetzt. Aufgedrungen ist der Basalt entlang einer Transformstörung, welche infolge unterschiedlicher lithologischer Kompetenzen nicht linear verläuft.

9.3 Wadi Dardur

Im Wadi Dardur, an der Nordostküste des Toten Meeres, sind Gesteine der unteren Trias (Skyth/Anis) aufgeschlossen. Die triassischen Serien, ausgebildet in alpiner Fazies, folgen diskordant über altpaläozoischen Schichten und stellen eine stabile Schelfentwicklung im südöstlichen, äquatornahen Randbecken der Neotethys dar.

Insgesamt weist die „alpine“ Trias Jordaniens große Ähnlichkeiten mit der germanotypen Entwicklung in Europa auf.

Die Aufschlüsse im Wadi zeigen größtenteils feinklastische Sedimente des Skyth, welche dem im SE gelegenen Nubisch Arabischen Schild entstammen. Dabei werden kontinentale, fluviatile und flachmarine Faziesräume sichtbar. Eine allmähliche

Transgression der Tethys aus NW erfolgte erst wieder im Anis. Die karbonatische Entwicklung nimmt somit ebenfalls in nördliche Richtung zu.

Zum Hangenden wird die Trias durch die Jura / Kreide Diskordanz begrenzt.

Im Anschluß folgen Erläuterungen zu den einzelnen Aufschlußpunkten:

- a) Am Wadi - Eingang dominieren buntgefärbte Sandsteine, welche mit dem Buntsandstein der germanotypen Trias vergleichbar sind. Die Färbung resultiert vorwiegend aus dem Hämatitgehalt der Sande.
- b) Eine hohe Reliefenergie sowie Starkregenereignisse führten zur Ablagerung eines geröllreichen und sandigen Schuttstromes.
- c) Aufgeschlossene Travertinblöcke zeigen ausgeprägte warvitische Strukturen. Kurze pluviale Perioden führten zur Ausbildung heller Calcitlagen, niederschlagsärmere Phasen sind durch dunkle, tonreiche Schichten geprägt.
- d) *Loadcast* - Strukturen sowie vereinzelt losgerissene Sandsteinlinsen weist ein von Sandsteinschichten begrenzter Tonsteinhorizont auf.
- e) Fein- Schräg- und Kreuzschichtungen innerhalb der Sandsteine werden einheitlich von fluidalen Lösungsfronten rhythmisch durchzogen (Liesegang'sche Ringe). Die Mineralisierung des porösen Gesteins erfolgt dabei durch Eisen- und Manganoxide. Auftretende *slumping* - Strukturen sind auf syndiagenetische Prozesse innerhalb des noch unverfestigten Sedimentes zurückzuführen.
- f) Vereinzelt durchziehen Paläowadis den triassischen Sandstein. Sie schnitten sich während Epochen mit starker Reliefenergie in weichere Sedimente ein und wurden bei ansteigendem *baselevel* aufgefüllt. Erneute Veränderungen der Reliefgradienten führten zu einem Anschnitt der alten Wadis. Die Wadifüllungen weisen *fining up* - Zyklen auf. Ausgeprägte Schrägschichtungen fehlen und lassen auf eine flache Reliefentwicklung schließen.
- g) Im Zusammenhang mit der fortschreitenden Tethysöffnung treten lokal einzelne Fiederspalten auf. Diese tektonischen Klüftzonen wurden mit Sandsteinen ausgefüllt.
- h) Entlang poröser Sandsteinschichten existieren mehrere relativ stark mineralisierte Quellen mit geringem Wasseraustritt. An den Austrittsstellen treten Salzkrusten auf. Die ermittelte elektrische Leitfähigkeit liegt bei etwa 4420 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und der ph- Wert bei 8,49. Im oberen Bereich des Wadi treten auch thermale Quellen auf.
- i) Sabkha- Horizonte sind deutlich an auftretenden Trockenrissen und Wellenrippeln erkennbar. Ihre Rotfärbung ist Zeichen einer erhöhten Aridität.
- j) Wadiaufwärts erscheinen wiederholt Bodenbildungshorizonte, gekennzeichnet durch Lebensspuren, Bleichungsbereiche und Trockenrisse. Die rötlich gefärbten Paläoböden werden von helleren Wadifüllungen überlagert.
- k) Aus transgressiven Ereignissen im Anis resultieren kalkhaltige Sande, die zeitlich dem Muschelkalk der germanischen Trias entsprechen.

10 04. April 1998 Playa-Entwicklung, Basaltwüsten, Nabatäer-Kultur

Umm Ai Jimal

1. Einleitung

Die Schwerpunkte des Tages waren die rezente Playa-Entwicklung und die Basaltwüsten. Dabei wurden wir von einem jordanischen Hydrogeologen begleitet. An diesem Tag bewegten wir uns zwischen den Breiten 35° 30' und 35° 45' und den Längen 31° 30' und 31° 45', d.h. im Westen des nördlichen Toten Meeres und südlich von Madaba.

10.1 Azraq-Becken

Die Größe des Azraq-Beckens umfaßt 1200 km². In diesem Gebiet fällt ca. 100 mm Niederschlag im Jahr, im Gegensatz dazu verdunsten 400 mm. Dies ist typisch für ein arides Klima, was auch durch eine spärliche Vegetation sichtbar ist. Der tiefste Punkt des Beckens liegt bei 505 m über NN. Am Austrittspunkt der grundwasserführenden Basalte bildeten sich Quelltöpfe. Es entstand die Azraq-Oase. Bereits die Römer nutzten die Quellen und legten Brunnen und Auffangbecken an. Im Laufe der Zeit siedelten immer mehr Menschen in der Oase und daraufhin stieg der Wasserverbrauch stetig an.

Das gesamte Gebiet verfügt über 10⁹ m³ Wasser im Jahr, davon gehen 3,4% als Oberflächenabfluß und 80% als Verdunstung verloren. Den Grundwasserleitern stehen infolgedessen nur 160 Mio. m³ Wasser jährlich zur Verfügung. Pro Jahr werden für die Bewässerung in der Landwirtschaft 30 Mio. m³ und für die Stadt Amman 25 Mio. m³ Wasser aus der Oase entnommen. Damit gehen den Grundwasserleitern etwa 1/3 der Wassermenge verloren. Infolgedessen sinkt der Grundwasserspiegel um 2-3 m im Jahr und in den nächsten 10 Jahren wird Prognosen zufolge die Oase nur noch in den Gedanken der Menschen vorhanden sein. Durch die hohe Verdunstungsrate und den Entzug von Süßwasser kommt es zu einem aufwärtsgerichteten Bodenwasserstrom, das Salzwasser migriert aus dem Untergrund an die Oberfläche und von da aus in den Grundwasserleitern nach Norden, was eine Versalzung des Gebietes zur Folge hat. Um die Versorgung der Menschen mit Frischwasser zu gewährleisten, ist es notwendig Wasser aus anderen Gebieten heranzupumpen. Mit Hilfe von Dämmen versucht man die Migrationsbewegungen des Salzwassers nach Norden zu verhindern.

10.2 Azraq-Playa

Unsere Fahrt führte uns weiter in die Azraq-Playa. Dieser Endsee kennzeichnet einen distalen Sedimentationsraum und ist charakterisiert durch das jährliche Austrocknen des flachen Sees in der Sommerzeit, und wird im Winter durch Starkregenereignisse aus dem Hinterland gespeist. Typische Sedimente sind Ton, Silt und Sand, die während der Trockenzeit sogar mit Salz inkrustiert sind. Obwohl diese Ablagerungen nur durch äolische und fluviatile Einzelereignisse verursacht werden, erreichen sie eine Mächtigkeit von 70 m. Unter den Playa-Sedimenten keilt der Basalt allmählich aus, was sich durch das Fehlen von Grundwasser bemerkbar macht.

Auf unserer Playa-Wanderung entdeckten wir Trockenrisse und deren Abschuppungen, welche trotz der noch relativ kühlen Temperaturen entstanden waren. Bei genaueren Untersuchungen des Bodens fanden wir feinlaminierte Tone und Sande. Etwa zwei Zentimeter unter der Oberfläche sahen wir zwischen diesen Lagen dunkel gefärbte Bereiche. Die Ursache hierfür ist die Zersetzung organischen Materials im anaeroben Milieu. An Pflanzen existieren in diesem Gebiet Halophyten (Queller), welche mit ihren Wurzeln die primäre Schichtung zerstören (Bioturbation). Als wir in die Nähe des Playa-Restsees kamen, spürten wir die Adhäsion des Bentonits durch eine zentimetermächtige Schlammsohle an unseren Schuhen. Letztendlich waren wir gezwungen umzukehren.



• Photo 10: Trockenrisse

10.3 Basaltwüste und Schlackevulkan

Im Pleistozän bildeten sechs zeitlich verschiedene Förderphasen die Basaltflows. Diese erstrecken sich bis in das Gebiet des Azraq-Beckens mit einer Mächtigkeit bis zu 150 m und dienen aufgrund ihrer hohen Porosität als guter Grundwasserleiter (siehe Azraq-Oase). Als Beispiele sahen wir die Azraq-Basaltwüste und den Scoria-Vulkankegel. Die Basaltwüste besteht aus vulkanischen Aschen und Olivin-Alkalibasalt-Bomben.

Das jüngste vulkanische Ereignis vor ca. 3.000 Jahren war der impulsartige Ausbruch des Scoria-Vulkans, wodurch Basalte, Tuffe und Schlacke gefördert



• Photo 11: Basaltgang

wurden. Der Schlackekegel blieb bis heute erhalten. Die Schlacke wird in der Bauindustrie als Dämm- und Schallschuttmittel genutzt und die enthaltenen Zeolithe in der metallverarbeitenden Industrie eingesetzt.

10.4 Wüstenschloß

Ein Wüstenschloß aus dem 8. Jh. bildete den geschichtlichen Höhepunkt des Tages. Dies steht in einer ehemaligen Oase und wurde als Jagd- und Lustschloß genutzt. Im Inneren gingen wir von der Empfangshalle über den Ausziehraum bis zum Dampfbad und zur Sauna. Die Wände waren verziert mit freizügiger Wandmalerei, was für diese Zeit typisch war, aber uns die Röte ins Gesicht trieb.

11 05. April 1998 Känozoikum am Toten Meer

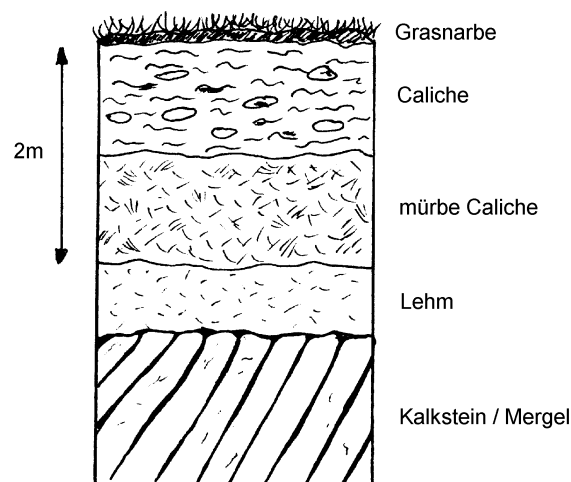
Route:

Irbid – Amman - Wadi Mujib - Wadi Karak - Halbinsel El Lisan - Totes Meer - Aqaba

11.1 südlich von Amman (Autobahn)

Der erste Aufschluß am 05.04. stellte eine Caliche dar. Caliche besitzen in der Geologie eine sehr wichtige Funktion als Faziesanzeiger für semiaride bzw. aride Gebiete mit Jahresniederschlägen zwischen 400mm-600mm. Im Gegenzug weisen diese Gebiete jedoch eine potentielle Verdunstung von etwa 1500mm/a auf und sind durch Vegetationsarmut gekennzeichnet. Allgemein läßt sich zu Calichen sagen, daß sie zu etwa 80% aus Calcit bestehen. Die restlichen 20% werden von Aragonit, Dolomit, Quarz, Feldspäten und Tonmineralen präsentiert. Hierbei kann das Karbonat unterschiedlichster Herkunft sein. In unserem Falle lagerte die Caliche direkt einem Kalkstein auf. Mit hoher Wahrscheinlichkeit läßt sich daraus ableiten, daß ascendente Grundwässer Karbonat direkt aus dem anstehenden Gestein herausgelöst haben. Infolge der hohen Verdunstung stieg das karbonathaltige Grundwasser kapillar an die Oberfläche, wobei das Karbonat ausgefällt wurde. Weitere Karbonatquellen sind bei Calichen oft Niederschläge, Oberflächenabflüsse und äolisch transportierter karbonatischer Staub. Caliche können ebenfalls biogenen Ursprungs sein.

Man könnte die schrittweise Bildung von Caliche im Zusammenhang mit Grundwasser folgendermaßen beschreiben: Zunächst liegt der Calcit in pulverig-lockerer Form vor. Dann kommt es zu einer beginnenden Konkretionsbildung, die sich in Knollenvergrößerung und -zementation fortsetzt. Diese Knollen weisen rhythmische Anwachssäume um sogenannte Rundkörper (Peloide oder Nodules) auf. Als Abschluß dieses Bildungsprozesses folgt eine Versiegelung des Tops durch laminare Kalkkrusten. (Dieses Stadium erreichen nur alte Caliche.) In unserem Falle betrug das Alter der Caliche etwa 10.000-100.000 Jahre, somit wäre sie schon zu den recht alten Calichen zu zählen.



• Skizze 9: Profil des Caliche Aufschlusses

11.2 Photostop Wadi Mujib

(Aussichtspunkt auf der nördlichen Flanke des Wadis an der Straße 49, Madaba-Karak)

In beeindruckender Weise waren hier Sedimentgesteine der Unterkreide (lt. Geol. Karte), der Oberkreide (Cenoman-Turon-Santon) und neogene bzw. pleistozäne Basalte aufgeschlossen. Dieses Wadi ist auch auf Grund hydrogeologischer Besonderheiten von Bedeutung. Ein mittels Rasterabschätzung erhaltenes Einzugsgebiet von ca. 1800km², welches mit allen Nebenflüssen,-wadis im N bis 10km S-lich Madaba, im E bis zum Desert Highway (Straße Nr.15) und im SE bis Manzil reicht, entwässert durch eine enge Klamm (Kambr. Sedimente) von 25-30m Breite im Bereich der östlichen Grabenschulter direkt ins Tote Meer. Im Falle eines starken Niederschlagsereignisses im Einzugsgebiet des Wadis stellt diese Verengung eine erhebliche Gefahr für die Straßen- und Brückenbauwerke am Wadiausgang im Bereich des Toten Meeres dar.

11.3 Straße Dhiban-Karak, S-lich (kurz nach Passage) des Wadi Mujib

Direkt am Straßenrand anstehend konnte hier eine Caliche beobachtet werden. Das Liegende dieser sedimentären Bildungen bauten miozäne Basaltflows auf. Da weiterhin im Hangenden keine Bodenbildungen größerer Mächtigkeit nachgewiesen werden konnten, erschwerte dies eine genetische Rekonstruktion. Die entscheidende Frage nach der Herkunft der Karbonate war mit den gegebenen Untersuchungsmöglichkeiten im Aufschluß nicht befriedigend zu klären, jedoch standen zu diesem Problem folgende Hypothesen zur Diskussion: Das Karbonat stammt:

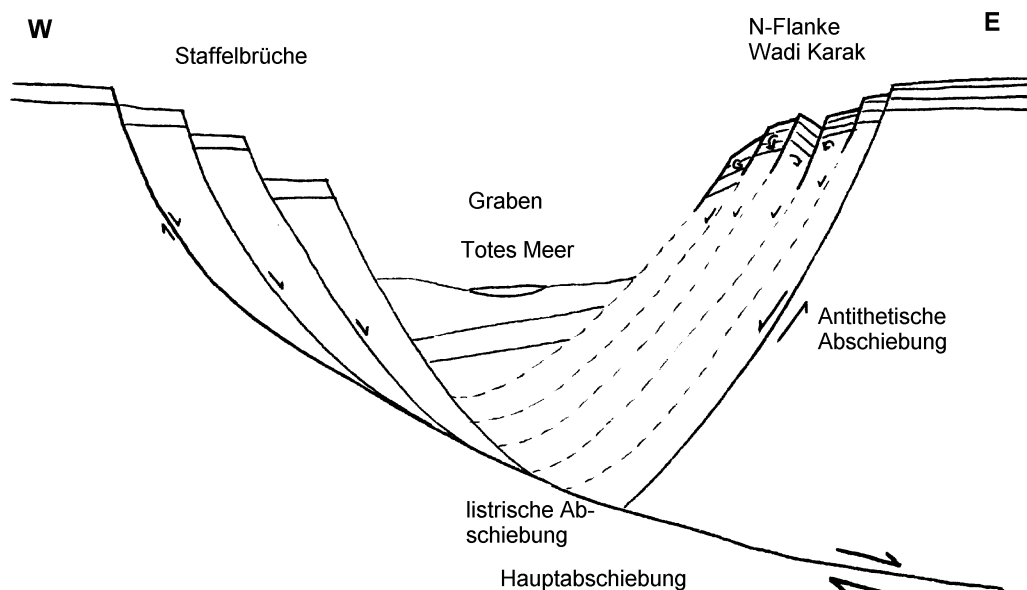
- a) aus kretaz. Sedimenten, welche den Basalt unterlagern und wurde mit aszendenten Wässern zur Erdoberfläche transportiert und dort ausgefällt. (? Mächtigkeit des Basaltes unbekannt, rel. hohe Porosität des Basaltes)
- b) aus Bildungsprodukten der Basaltverwitterung. (? Ca-Gehalt des Basaltes reichte wahrscheinlich nicht aus, um so massive Kalkkrusten zu bilden.)
- c) aus karbonatreichen Sedimenten und wurde äolisch herantransportiert. (? Über die Paläomorphologie bzw. Pflanzen als Sedimentfänger war nichts bekannt.)
- d) In der Caliche konnten mm große Ooide bzw. Psoide nachgewiesen werden.

11.4 Wadi Karak

(Fotostop kurz vor dem Verlassen des Wadi Karak in Richtung El Lisan)

Neben der Möglichkeit, den fotogenen Ausblick auf das südliche Ende des Nordbeckens des Toten Meeres und Teile der Halbinsel El Lisan im Bild festzuhalten, bot sich hier auch die Gelegenheit, die tektonische Gestaltung des Überganges Grabenschulter-Graben zu studieren. Das Wadi Karak mündet auf Höhe der Halbinsel El Lisan fast senkrecht in den Toten Meer-Graben ein. Die deutlich ausgeprägte Asymmetrie der Grabenstruktur (Halbgraben) mit der stärker herausgehobenen E-Schulter und dem fast vollständigen Fehlen klassischer Staffelbrüche (bezogen auf

den Standort) konnten hier beobachtet werden. An der N-Begrenzung des Wadi Karak waren gut gebankte oberkretaz. Sedimente, an steil in Richtung Rift einfallenden Störungssystemen blockweise, aber unterschiedlich stark sinistral rotiert, erkennbar (→ unterschiedliches Einfallen der Schichten in Richtung Rift [nach W] bei guter Erhaltung der sed. Bankung [kaum Anzeichen von Flexuren], siehe Skizze 2). Mechanisch handelte es sich bei diesem tekton. Phänomen um Blockrotation kompetenter, geschichteter Sediment-gesteine an steil stehenden Störungen, mit teilweise Zurückbleiben der Absenkung an Einzelstörungen, innerhalb eines Extensionsregimes. Vermutlich sind diese Blockrotationen und die schon erwähnte Asymmetrie des Grabens auf listrische Abschiebungen in größerer Tiefe zurückzuführen.



• Skizze 10: Modell zur Beschreibung der tekton. Situation im 4. Aufschluß (nicht maßstabsgerecht).

11.5 Halbinsel El Lisan

Die Lisan-Halbinsel stellt heute keine eigentliche Halbinsel mehr dar, da der Wasserspiegel des Toten Meeres stark im Zurückgehen begriffen ist. Auf der HI finden sich unter der hier etwa 100m mächtigen Lisan-Fm. über 3000m mächtige Evaporitfolgen mit großem Steinsalz-anteil, die während einer Erdölexploration im Jahre 1960 erbohrt, aber bei 3568m Bohrtiefe noch nicht durchteuft worden sind. Die, die Evaporite überlagernde Lisan-Fm. wurde während einer Zeitspanne von vor 63000 bis 18000 Jahren im Lisan-See sedimentiert. Dieser See erstreckte sich vom Süden des Toten Meeres bis zum See Genezareth. Die Sediment-mächtigkeiten nehmen nach Norden hin allmählich ab. Diese Gesteine sind außerdem durch Warvenentwicklung gekennzeichnet. Daraus kann man ableiten, daß es zu jahreszeitlichem Wechsel von verstärkt klastischer Sedimentation (dunkle Lagen → Frischwassereinfluß) und verstärkt evaporitischer Sedimentation (weiße Lagen) kam. Hauptbestandteile der dunklen Laminen sind Calcit, Quarz, Dolomit und Tonminerale (Kaolinit, Montmorillonit, Illit, Palygorskit). Aragonit und Gips bilden die weißen Lagen, Halit

ist nicht nachgewiesen worden. In den Sedimenten sind die Folgen mikrotektonischer Events zu erkennen, deren Entstehung sich auf verschiedene Weise interpretieren läßt. Zum einen könnten dies Slumping-Strukturen sein, die durch tektonische Aktivitäten (z.B. Erdbeben→ Rift-Bewegung) ausgelöst worden sind, wobei Erdbeben in diesem Gebiet auch rezent des öfteren registriert werden. Ein gutes Beispiel stellen die auf der HI ausgegrabenen Reste der byzantinischen Kirche Dayr al-Quattar al Byzanti dar, welche zwischen dem 6. und 7. Jh. AD erbaut und schon 749 AD wieder zerstört wurde. Eine andere Interpretationsmöglichkeit wäre die Entstehung von Mikrofalten durch Hydrierung von Anhydrit und der damit verbundenen Volumenzunahme.



• Photo 12: Halbinsel El Lisan (Lisan-Fm., Blick auf östliche Grabenschulter).

11.6 Totes Meer

Der letzte Aufschluß dieses Tages befand sich am Südbecken des Toten Meeres. Das Süd-becken ist vom Nordbecken vollkommen abgeschnürt und wird einzig durch einen relativ schmalen Kanal vom Nordbecken mit Wasser versorgt, um mittels Vorkonzentration eine wirtschaftlichere Nutzung der Sole zu gewährleisten. Der Wasserspiegel des Toten Meeres sinkt pro Jahr um ca. einen Meter.

Im Uferbereich des Toten Meeres waren Warventone zu finden. Die Warvenentwicklung läßt auf jahreszeitlich bedingten verstärkten Frischwassereinfluß schließen. In den Warventonen waren idiomorph ausgebildete Halitkristalle mit Kantenlängen von max. 1cm zu finden. Wahrscheinlich sind diese durch kapillaren Aufstieg salzhaltiger Grundwässer im Sediment (Ton) unter Verdrängung der Matrix auskristallisiert.

Die Untersuchung der Leitfähigkeit der Salzsole im Südbecken des Toten Meeres ergab einen Wert von 1900mS/cm.

12 07. April 1998 Wadi Abu Birka

Lage:

3km südlich Risha

Der Ausgang des Wadis Abu Birka befindet an der Ostflanke des Toten-Meer-Grabens.

Im Gegensatz zu der in Israel aufgeschlossenen Kreide steht hier Basement an. Daran sind die Unterschiede in der Heraushebung der Grabenflanken (3-5 km) zu erkennen.

Anstehend ist hier ein grobklastischer Fächer mit sehr großen Konglomeraten und feinkörniger Matrix. Es treten unterschiedliche Gesteinstypen auf, sowohl porphyrische, granitische wie auch sedimentäre. Alle Gesteine sind mit Wüstenlack überzogen. Der gesamte Fächer ist von N-S verlaufenden Störungen und Engklüftzonen durchsetzt.

Ebenfalls am Wadiausgang anstehend ist eine rezente Düne aus rotem Sand. Der Ursprung des Sandes liegt wadiaufwärts und wurde während der spärlichen Niederschläge in den Graben transportiert. Von dort wird er allerdings durch den Wind wieder in das Wadi hineinverfrachtet.

Im unteren Teil des Wadi Abu Birka steht amphibolithfazielles Basement an (Metamorphosealter ca. 800 Mio a). Dieses ist vor allem in Geröllen und Blöcken aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um Granitoide und Gneise. Die Gneise entstammen einer wasserarmen Schmelze und sind von Schlieren durchsetzt. Sie sind vom Inselbogentyp, so daß man von einem ozeanisch betonten Basement ausgehen kann, welches erodiert wurde. Darauf folgt ein Übergang zu riesenkörnigen, postorogenen Graniten (nach amphibolithfazialer Orogenese), den sogenannten "pink granites". Man kann die Granite in drei Altersstufen gliedern oder nach unterschiedlichen petrographischen Typen. So treten glimmerarme, fleischfarbene, feinkörnige und grobkörnige Typen auf.

Zeitparallel zu den "pink granites" treten in Zufuhrkanälen Gänge auf mit einem Alter von ca. 600 Mio Jahren. Darüber liegen Sedimente und Vulkanite. Zum Hangenden werden die Vulkanite feinkörniger, es handelt sich um eine rhyolithische Lava, das bedeutet, daß diese Lava nicht sehr weit geflossen sein kann. Nach der chemischen Zusammensetzung handelt es sich um einen Rhyolith, steht hier aber als Ignimbrit an. In dem Ignimbrit sind Tuff-Fetzen, sogenannte Fiamme zu erkennen. Die Auflagefläche unter den Ignimbriten wurde bei der Ablagerung temperiert.

Die Pyroklastite wurden subaquatisch sedimentiert. Es treten verschiedene Tuffe (z.T. mit Bomben) und Asche auf.

Über den Vulkaniten sind kambrische Sandsteine abgelagert. Die Winkeldiskordanz zwischen beiden wird durch eine alte Landoberfläche (Grenze Proterozoikum-Kambrium)

gebildet. Während dieser Zeit kam es zu einer Peneplainisierung der Landoberfläche, wobei noch Höhenunterschiede von 300-400 m möglich waren. Das bedeutet, daß eine hügelige Verzahnung zwischen den Vulkaniten und den Sandsteinen besteht.

Die Sande stammen vom arabisch-nubischen Schild und sind anhand von einzelnen Fossilien datiert wurden. Scolitusgrabgänge sowie Schrägschichtung lassen flachmarines Mileau erkennen.

Die Grenze Proterozoikum läßt sich nicht genau bestimmen, nur anhand der lithologischen Grenze.



• Photo 13: Winkeldiskordanz zwischen den Vulkaniten und den kambrische Sandsteinen.

13 08. April 1998 Wadi Ram - Hydrogeologie und Playaentwicklung

13.1 südlich Dize

Erstes Exkursionsziel des Tages war das Gebiet südlich Dize, wo Professor Merkel einen Überblick über die lokale Situation Grundwasser/-erschließung gab. Demnach handelt es sich bei den dort geförderten Grundwässern um fossile mit - nach jordanischen Angaben - ^{14}C -Altern zwischen 10000 und 35000 a, wobei darauf hingewiesen werden muß, daß es sich um unkorrigierte Alter handelt. Die Bezeichnung „fossil“ wird aber sicher stimmen, da bei rezenten Jahresniederschlägen um 100 mm und einer potentiellen Verdunstung von 2500 mm die Neubildungsraten für Grundwasser gering sind; dagegen waren die Niederschlagswerte im Pleistozän deutlich höher. Der Aquifer ist ein ordovizischer Sandstein, der mehr als 1000 m mächtig ist. Zur Abschätzung der Grundwasserbewegung wurde eine Fließgeschwindigkeit von 36 m/a überschlagen, d. h. 360 km/10000 a. Bei einer Abflußrichtung nach NW läßt sich so die fossile Hauptgrundwasserneubildung im zentralen Teil Saudiarabiens lokalisieren.

Die Gewinnung und Verwendung des Wassers muß als Ausbeutung einer (Grundwasser-) Lagerstätte charakterisiert werden, denn der Terminus „Bewirtschaftung“ ist nur anwendbar, wenn die Menge des entnommenen Wassers die Neubildungsrate nicht übersteigt. Damit ist natürlich auch klar, daß die Wasserreserven dieses Aquifers in berechenbaren Zeiträumen erschöpft sein werden. Bei einer z. Z. gewonnenen Menge von 80 Mio m³, die aber zur Wasserversorgung von Amman auf 200 Mio m³/a erhöht werden soll, sind das vielleicht 100 Jahren. Insofern ist eine sinnvolle Nutzung des bisher geförderten Wassers fraglich, da es hier im Gebiet zur Beregnung von Feldern verwendet wird, auf denen man Getreide weit über dem Weltmarktpreis produziert. Der Kontrast könnte kaum größer sein: Inmitten einer nahezu vegetationslosen Landschaft steht die Saat in einem frischen Grün auf den kreisrunden Feldern, in deren Zentrum sich jeweils ein Brunnen von mehreren 100 m Tiefe befindet, der die aus acht Segmenten bestehenden Beregner versorgt. Diese bewegen sich radial und sind rechnergesteuert.

Um eine Versalzung des Bodens zumindest zu verlangsamen, wird mit 1000 mm/a mehr Wasser aufgegeben, als die Pflanzen eigentlich benötigen. Allerdings soll sich die landwirtschaftliche Nutzung auch insofern bemerkbar machen, als bereits Nitrat und Pestizide im Grundwasser nachweisbar sind.

Neben der Hydrogeologie lohnte hier allerdings auch noch ein Blick auf die sedimentologischen Phänomene der Umgebung. So fanden sich nicht selten Quarzgerölle, deren Oberfläche durch äolischen Einfluß rundum aufgeraut war. Ebenfalls interessant waren Klippen von einem bis wenigen Dezimetern Höhe, deren Oberfläche offenbar durch Gips stabilisiert ist. Sie widerstehen so der Erosion und werden von jüngeren Sedimenten umgeben und eingebettet. Fossil gefunden können sie die Schichtungsbilder unverständlich machen.

13.2 Playa

Nach kurzer Weiterfahrt im Bus wurde eine geradezu klassische, von Felsen des oben bereits erwähnten Sandsteins flankierte vegetationsfreie Playa erreicht. Der Playa-See war z. Z. ausgetrocknet, die gänzlich von Trockenrissen gezeichnete Oberfläche beeindruckte durch ihre Ebenheit. Etwa in der Mitte der Ebene war das Material schluffig bis feinsandig, die von Trockenrissen begrenzten Scherben waren durch dünne Tonhäutchen und vermutlich Gips stabilisiert; kleine Lösungshohlräume an der Oberfläche sprechen für die nachfolgende Auflösung zumindest eines Teils des Zementes. Durch Entschichtung des Materials finden sich statistisch verteilt auch bis etwa 2 cm große Gerölle. Die Trockenrisse, welche das Sediment hier noch eher unregelmäßig, nahezu winkelig umgrenzen, sind mit lockerem äolischem Sand gefüllt, der sich sowohl durch seine Körnung als auch durch seine gelbe Farbe vom Braungrau der Playa-Sedimente abhebt.

Zur Beckenflanke hin ändert sich das Trockenrißmuster deutlich - die Formen werden einfacher und es überwiegen runde Scherben. Es nehmen auch Durchmesser und Häufigkeit der größeren Gerölle zu, allerdings auf einen Streifen von ca. 20 m begrenzt. Der Rand der Ebene wird von Blöcken gesäumt, hinter denen die äolischen Sande einsetzen, welche die Felsflanken teilweise bis weit hinauf überdecken. Auf diesen Flächen fand sich nur eine spärliche, bereits trockene Vegetation. Die einzige Stelle mit einem lockeren grünen Strauchbestand war eine wassergefüllte Senke, die mit einer Fläche von etwa 50 x 50 m exzentrisch in der Ebene lag. Ihr Rand war buchtig und verhältnismäßig steil, der Wasserspiegel befand sich zum Zeitpunkt der Exkursion knapp einen Meter unter dem Niveau der Ebene. Der Rand trug in schöner Regelmäßigkeit Wasserstandsmarken; war der untere Teil noch feucht, trug der höhergelegene schon kleine Effloreszenzen von Gips. Überraschend war das Ausgasen des Sediments unter dem Wasserkörper bei Belastung des Uferbereichs durch das Gewicht einer Person. Das Wasser selbst zeigte eine milchige Trübe, die in Schwebelag gehaltenen feinsten Partikel waren augenscheinlich auch in ständiger Bewegung. Zumindest makroskopisch waren Wasserbewohner nicht auszumachen, Hinweise auf eine im Gebiet vorhandene Fauna gaben nur die am Ufer angespülten Insektenreste.

Da die Sträucher in der Umrandung dieses Loches nun einerseits seine Lagekonstanz zumindest im Zeitmaßstab von Jahren beweisen, an der Morphologie der Ebene (etwa durch das Vorhandensein flacher channels, die zu dem Beckentiefsten mit kaum merklichen Gefälle hinführen, wie es in der Azraq-Playa ja zu beobachten war) aber nichts auf einen genetischen Zusammenhang beider hindeutet, dürfte es sich hier um eine künstlich geschaffene Vertiefung oder einen natürlichen Quellaustritt handeln, in der ein hochliegender Grundwasserspiegel die Oberfläche wenigstens saisonal erreicht. Dafür sprechen auch die hydrogeologischen Meßwerte: Bei einem pH von 8.9 und einer Leitfähigkeit von 2300 μ Siemens hatte das Wasser nur eine Temperatur von 14.3°C.



• Photo 14: Blick auf die Wasserfläche in Randnähe der Playa-Ebene, eine Vegetation ist nur hier entwickelt. Die Sandstein-Felsen im Hintergrund sind zum größten Teil von aufgewehten Sanden verdeckt. Erkennbar sind auch die milchige Trübe des Wassers, die Wasserstandsmarken sowie Trockenrisse.

13.3 Wadi Ram

Als letztes mit einem Bus angefahrenes Ziel dieser Exkursion wurde nun noch das Wadi Ram besucht, wo nach einem kurzen Fußmarsch etwa 1.5 km südlich des Tores zum Wadi ein Blick auf die flankierenden Felsen geworfen werden konnte. Demnach ist die Situation dort ähnlich der am Wadi Abu Birka: Über einem präkambrischen basement, welches hier aus Amphibolgraniten besteht, folgen nach einer zwar vertikal undulierenden, aber weithin verfolgbareren Penneplain, an der die hangenden 30 bis 40 cm intensiv verwittert sind, ordovizische Sandsteine. Diese sind zwar weitestgehend fossilfrei, doch es kann durch das Auftreten von *Cruziana* und einer Fauna aus ordovizischen Brachiopoden und wenigen Trilobiten als Alter ein höheres Ordovizium angenommen werden. Das basement wird oft von basischen Gängen durchzogen, die nicht mehr deformiert sind, von der Paläooberfläche aber abgeschnitten werden.

Das Wadi selbst verläuft nahezu riftparallel SW-NE; es ist anzunehmen, daß zumindest bei der initialen Anlage von Wadis das tektonische Muster nachgezeichnet wurde. Der Talboden befindet sich etwa 800 m ü. NN, das Wadi wird im allgemeinen mit einer Länge von 100 km angegeben, die höchste Stelle am Wadirand erreicht ca. 1754 m. Inselberge im Wadi sind durch Lineationen vorgezeichnet, wobei die allgemeine N-S-Richtung von der SW-NE-Richtung überlagert wird.

Basement und sedimentäre Auflagerung sind dabei auch schon aus größerer Entfernung zu trennen, da ersteres nicht nur dunkler, sondern auch schroff zerklüftet ist, während der Sandstein mit seiner roten Färbung anfälliger für Korrosion ist und weiche Formen zeigt. Hinweise auf ein äolisches Einwirken gaben auch die Sandakkumulationen im Windschatten (d. h. nördlich) der Sträucher im Wadigrund; interessant war auch, daß nur diese lockeren Sande Fährten der Rezentfauna wie z.B. von Eidechsen abbilden (und das nicht gerade selten), während die verkrusteten Wadi-Sedimente davon im wahrsten Sinne des Wortes „keine Spur zeigten“.

Mit der Aufstellung für das Abschlußfoto vor der bizarren Kulisse im Wadi Ram endete der offizielle Teil dieser Exkursion.



- Photo 15: Blick ins Wadi Ram
Steil aufragende Felswände sind typisch für Wadi's; zu erkennen ist der Farbunterschied zwischen basement und den Sedimenten des Paläozoikums; der Sand im Wadi selbst weist auf ein vorherrschend äolisches environment hin.

14 09. April 1998 fossile und rezente Riffe

Am Donnerstag dem 9.4.1998 beschäftigten wir uns mit den fossilen und rezenten Riffen des Roten Meeres am Golf von Aquaba. Dazu fuhren wir am Vormittag zu einer aufgeschlossenen **jungpleistozänen Riffterrasse** die 8 km von Aquaba entfernt liegt. Ihr Alter beträgt etwa 40000 Jahren und sie liegt heute über dem Meeresspiegel. Der Aufbau eines Riffkörpers war hier sehr gut zu studieren.

Das Liegende im Riffprofil besteht aus **Beach-rock**.

Beach-rock entsteht aus lockeren klastischen Strandsedimenten, welche meistens durch Kalk, aber auch durch Gips oder Halit zementiert werden.

Zementation dieser Art findet statt, wenn im Intertidalbereich der Küste bei Ebbe Restwasserpfützen zurückbleiben. In diesen Pfützen kann es durch hohe Verdunstung zum Ausfällen von Calciumcarbonat, Gips, oder Halit kommen. Typisch ist auch die Bildung von Dolomitement, denn durch die hohen Temperaturen, die in den Restwasserpfützen entstehen können, wird die Dolomitbildung begünstigt. Dadurch wird dem Restwasser wiederum Magnesium entzogen. Auch das durch Regen gelieferte Süßwasser kann eine Rolle bei der Beach-rock-bildung spielen. Da es leichter ist als das im Sediment liegende Salzwasser, kann es eine auf dem Salzwasser liegende Grundwasserschicht bilden. Bei Ebbe kann das im Sediment liegende Süßwasser aufsteigen und zur Aussüßung der Restwasserpfützen führen. Im Übergangsbereich des Süßwassers zum Salzwasser kommt es zur Ausfällung von kalkigem Zement. Neben der chemischen Fällung spielen auch Organismen eine Rolle bei der Verfestigung des Sediments, z.B. koralline Rotalgen und Austernbänke.

Der Beachrock ist dann das Hartsubstrat für die **ersten Riffbesiedler**, wie stromatolithische Algen und kugelförmige Korallen des hochenergetischen Bereichs. Durch ein Ansteigen des Meeresspiegels kann das Riff in die Höhe wachsen. In dem nun tieferen Wasser finden sich vor allem verzweigte Korallenformen. Wir fanden in diesem Teil des fossilen Riffes die Gehäuse von Schnecken der Gattungen Strombus und Conus, die Schalen der Mördermuschel Tridacna und Seeigelstacheln. Typisch für diese Organismenreste ist, das schon eine Schalenpseudomorphose stattgefunden hat. Sämtlicher Aragonit der Moluskenschalen ist in Calzit umgewandelt worden, und die Seeigelstacheln wurden zu Calziteinkristallen.

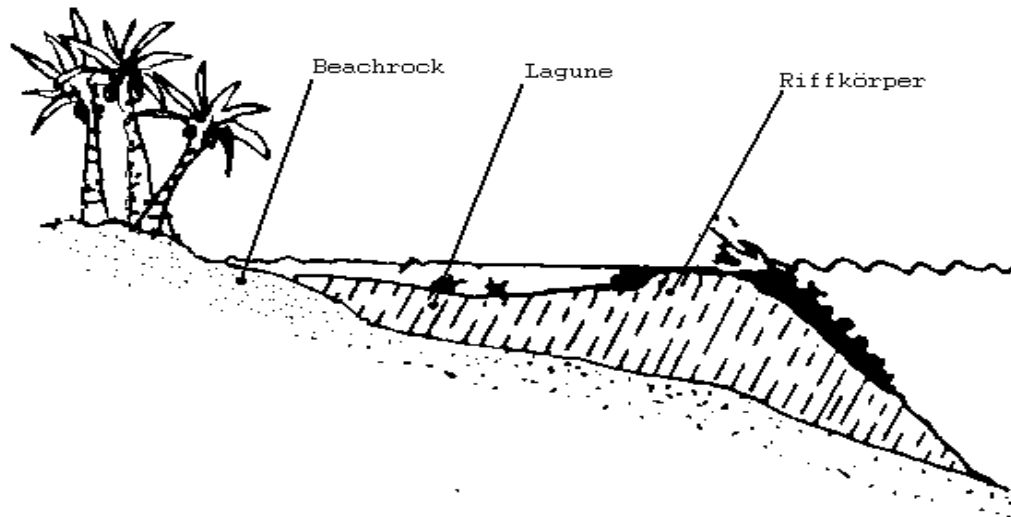
Im Gegensatz dazu fanden wir auf dem fossilen Riff auch locker herumliegende Tridacnaschalen mit erhaltenem Aragonit in Form von Perlmutter. Es handelt sich hierbei wohl um die Mahlzeitreste von Vorzeitmenschen.

An einigen Stellen waren auch **lagunäre Faziesbereiche** zu finden. Das typische Fossil waren hier die Sanddollars, zu den Scutelliden gehörende Seeigel, die sich durch eine stark abgeplattete Gestalt und Schlitze und Löcher im Gehäuse auszeichnen. Sie lebten und leben eingegraben im lockeren Sediment der Lagunen, und die von uns gefundenen Formen sind mit denen rezenter Arten praktisch identisch.

Nach dem fossilen Riff widmeten wir uns dem **rezenten Riff** am Strand von Aquaba. Das Riff war durch den Eintrag von Phosphat aus dem Phosphatverladehafen von

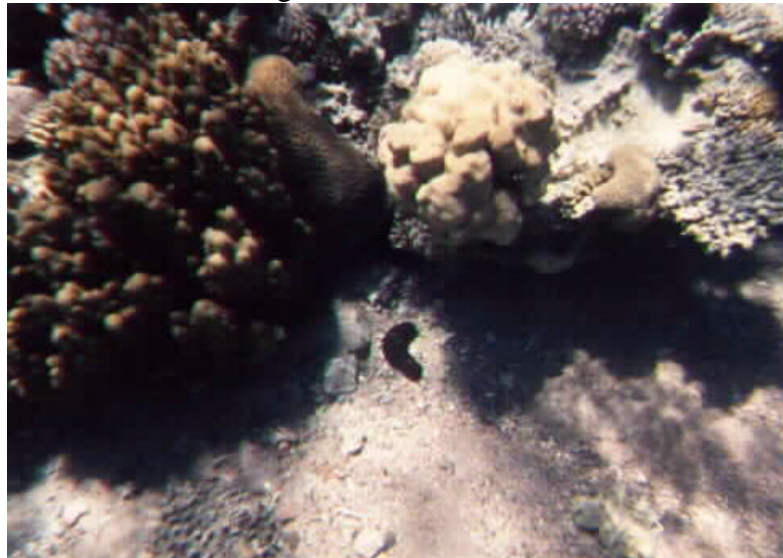
Aquaba einmal schwer geschädigt worden. Die Überdüngung hatte zu einer Massenvermehrung von Algen geführt. Durch Verringerung des Eintrages hat sich die Situation aber gebessert und das Riff ist dabei sich zu Erholen. Wir konnten so eine Vielzahl von Riffbewesenen beobachten z.B. Rotfeuerfische, Kofferfische, Drückerfische und Muränen. Unter den Echinodermen fanden sich die schwarzen Diademseeigel, Griffelseeigel, Seegurken und schwarze Schlangensterne.

Die Mollusken waren mit der autosymbiotischen *Tridacna* und verschiedenen Schneckenarten aus den Gattungen der Porzellanschnecken *Cypraea*, Käferschnecken *Polyplocophora*, und Kegelschnecken *Conus* vertreten.

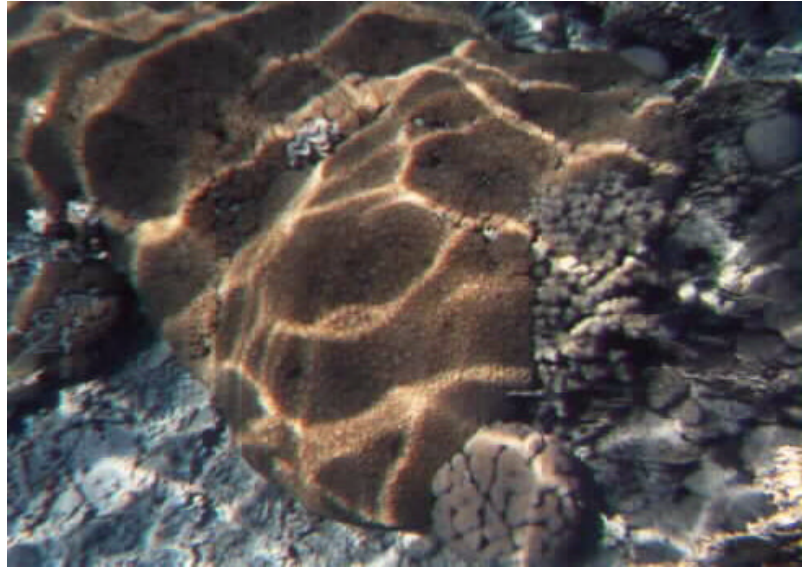


• Skizze 11: Schematischer Schnitt durch einen Riffkörper.

Und natürlich sahen wir auch eine bunte Vielfalt von Algen, scleractinen Korallen, Weichkorallen, Schwämmen, Seegras und Seeanemonen.



• Photo 16: Holoturie mit Korallen.



• Photo 17: Tridacna und scleractine Korallen.

Wir beendeten den Tag mit einem Grillfest am Strand von Aquaba.

Am darauffolgenden Tag, **dem 10.4.1998** unternahmen wir eine Fahrt mit einem Schiff mit Glasboden auf dem Roten Meer. Auch hier konnten wir uns wieder von der reichen Lebewelt in den Riffen des Roten Meeres überzeugen.

Am späten Nachmittag fuhren wir schließlich nach Amman, von wo die erste Gruppe bereits nach Hause flog, und dann weiter nach Irbit, wo wir noch einmal übernachteten.

Am nächsten Morgen, dem **11.4.1998**, ging es zurück nach Amman. Dort verbrachten wir den Nachmittag, um schließlich zu später Stunde den Heimflug anzutreten.

15 Abbildungsverzeichnis

15.1 Photos

• Photo 1: Nordflanke des Maktesh Chatira	6
• Photo 2: Maktesh Ramon	8
• Photo 3: Timna	9
• Photo 4: Slumping-Struktur in den Lisan-Sedimenten.....	16
• Photo 5: Thermalquelle.....	19
• Photo 6 : Versatz in der Wand der Kreuzfahrerfestung Wadum Jacob.	22
• Photo 7: Aufschluß Bet Jekerim.....	26
• Photo 8: Überblick über die Caldera des Ben Tal	30
• Photo 9: King Talal Staudamm (Wadi Zarqa)	34
• Photo 10: Trockenrisse	39
• Photo 11: Basaltgang.....	40
• Photo 12: Halbinsel El Lisan (Lisan-Fm., Blick auf östliche Grabenschulter).....	44
• Photo 13: Winkeldiskordanz zwischen den Vulkaniten und den kambrischen Sandsteinen.....	46
• Photo 14: Blick auf die Wasserfläche in Randnähe der Playa-Ebene, eine Vegetation ist nur hier entwickelt.	49
• Photo 15: Blick ins Wadi Ram.....	50
• Photo 16: Holoturie mit Korallen.	52
• Photo 17: Tridacna und scleractine Korallen.	53

15.2 Skizzen

• Skizze 1: Wadi Napalim: a) Aktivierung der Störung im Mittel - Miozän, b) Situation heute.....	12
• Skizze 2: Westbank mit Hauptgrundwasserleitern, markiert ist das Wadi Fariah.	17
• Skizze 3: Strukturgeologische Skizze von Nordisrael. 23	
• Skizze 4: Schematische Darstellung des fault scarp System in Galiläa.....	25
• Skizze 5: Schematische Skizze des fault scarp's.....	25
• Skizze 6: Änderung des Drainagesystems durch den Rifting-Prozess	27
• Skizze 7: Schematischer Schnitt das Jordan Rift und die Basalte.	28
• Skizze 8: Profil Jura/Kreide.....	34
• Skizze 9: Profil des Caliche Aufschlusses.....	41
• Skizze 10: Modell zur Beschreibung der tekton. Situation im 4. Aufschluß (nicht maßstabsgerecht).	43
• Skizze 11: Schematischer Schnitt durch einen Riffkörper.....	52