

4. Geologie

Der See Genezareth und die süßen Grundwässer in den Aquiferen seines Einzugsgebietes sind kontinuierlich durch Solen gefährdet, die vorwiegend aus tieferen Krustenbereichen aufsteigen und sich mit den hochwertigen Wasserressourcen mischen. Sowohl die Hydrochemie als auch die räumliche Verteilung der Solen variieren, so dass unterschiedliche Bildungszeiträume, Milieus und Entstehungsgeschichten angenommen werden müssen. Die Vorkommen der Solen und Evaporitkörper in (post-) triassischen Formationen zeigen, dass die folgende Betrachtung der erdgeschichtlichen Entwicklung des südlichen Levants seit dem Mesozoikum entscheidend ist. Die Frage, ob, wann und wo Solen sowie laugbare Evaporit-Ablagerungen im nördlichen Israel gebildet und gespeichert werden konnten, sollen damit beantwortet werden.

Periodische Transgressionen aus dem Tethys-Ozean, dem Mittelmeer und Persischen Golf, verbunden mit Regressionen durch die kontinuierliche Anhebung und tektonische Beanspruchung der Region, führten zum stetigen Wechsel zwischen flachmarinen und epikontinentalen Bildungsbedingungen. Während Regressionsphasen wurden zumeist Solen und Evaporite durch meteorische und marine Wässer aus den Gesteinen ausgespült, um bei folgenden Transgressionen erneut gebildet und eingelagert zu werden. Die Ausbildung des meridionalen Inlandsgebirgszuges im Pliozän und die damit verbundene Isolierung des Jordangrabens vom offenen Meer führten zu getrennten hydraulischen Verhältnissen im Graben und in der Küstenebene. In dem quartären Graben existierte seitdem eine mehr oder weniger zusammenhängende Seenlandschaft. Die beiden Relikte des letzten, des Lisan-Sees sind der Süßwassersee Genezareth und das hypersalinare Tote Meer. Die heutigen Bedingungen im Jordangraben sind vom Ausspülen der Solen durch modernes Niederschlagswasser und dem erstmaligen aktiven Eingreifen des Menschen in den Wasserhaushalt geprägt.

4.1 Regionale Geologie

Der südliche Levant ist eine komplexe geologische Region, die im Zuge der Pan-Afrikanischen Orogenese (Präkambrium bis Altpaläozoikum) konsolidiert und zu einer stabilen Kontinentalrand-Plattform ausgebildet wurde. Im Präeozän lag dieses Gebiet als Vorlandbecken im Schelfbereich zwischen dem stabilen Kraton des Arabo-Nubischen-Massivs (ANM) im Süden und dem Tethys-Ozean sowie dem mobilen alpidischen Orogengürtel im Norden. Als Folge dessen befand sich das Gebiet des heutigen Israels seit dem Kambrium im ständigen Wechsel zwischen dem geosynklinalen Einfluss der Tethys im Westen und dem kontinentalen Einfluss des Arabischen Schildes im Osten (Picard, 1959). Infolge wiederholter Ingressionen wurden ausgedehnte (flach-) marine Sedimente und lagunäre Evaporite mit eingeschalteten kontinentale Abfolgen abgelagert. Die Zeit zwischen dem Präkambrium und der Kreide war von der allmählichen Anhebung des Massivs und mehreren großen, stark überprägenden tektonischen Phasen gekennzeichnet (Garfunkel, 2001).

Im Eozän begann die initiale Aufwölbung und Hebung des ANM, gefolgt von beginnender krustaler Extension, Verdünnung und Spreizung in der Region des Roten Meeres und des Golfs von Aden im Oligozän und frühen Miozän (Petters, 1991). Zeitgleich, vor ca. 18 Ma (Garfunkel & Ben-Avraham, 1996), entstand als Plattengrenze zwischen der Sinai-Subplatte und der Arabischen Platte (Abb. 4-1) und als Segment des Syrisch-Ostafrikanischen Riftsystems die bis heute aktive, etwa 1.000 km lange Tote Meer-Transform.

Ein nach Süden aufweitender Krustenaufbruch nahe der Kollisionszone des Zyprischen Bogens und des Taurus-Gebirges stellt nach Ben-Avraham & Grasso (1991) die initiale Phase der *strike-slip*-Transform (Garfunkel, 2001) dar. Lyakhovsky et al. (1994) sehen diese in der schrittweisen Öffnung vom Roten Meer her, verursacht durch eine Mantelaufwölbung im Golf von Eilat, die ohne eine scherende Wirkung auf die Tote Meer-Transform (Jordangraben) nicht möglich ist (Garfunkel, 2001). Ben-Avraham & Lyakhovsky (1992) gehen von einer Kombination beider Prozesse aus. Von Beginn an führten die Transformbewegungen entlang der Grabenrand-Störungen zu einem gegenseitigen sinistralen Versatz der beiden Grabenränder von etwa 105 km sowie zur Ausbildung der *pull-apart*-Becken des Toten Mee-

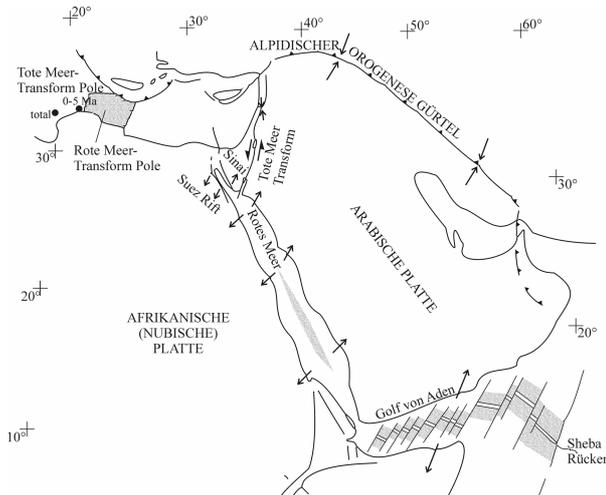


Abb. 4-1: Plattentektonischer Rahmen der Roten Meer – Riftzone. (nach Horowitz, 2001)

res, des See Genezareth und des Hulatal (Maurath & Eckstein, 1995). Diese sind durch topographische Sättel voneinander getrennt und nördlich des Hulatal kreuzt der Sattel des Hermon Massivs die Transform (Abb. 3-1). Das Becken des Sees wird nach Osten und Westen durch die Flanken des Grabens begrenzt, die aus kretazischen und eozänen, überwiegend karbonatischen Gesteinen aufgebaut sind. Der Untergrund des Beckens besteht aus Vulkaniten und post-paläogenen Sedimenten. Trotz der sukzessiven Anhebung der Grabenschultern handelt es sich nicht um einen Graben *sensu stricto*, denn die unterliegende Kruste hat eine normale Mächtigkeit (30-40 km) (Garfunkel, 2001) und der Wärmefluss von $<40 \text{ mWm}^{-2}$ (Eckstein und Maurath, 1995) im Graben unterscheidet sich nicht von der Umgebung. Ein Manteldiapir müsste seit mindestens 26 Ma abkühlen, um sich heute nicht mehr durch einen Wärmegradienten von der Umgebung zu unterscheiden.

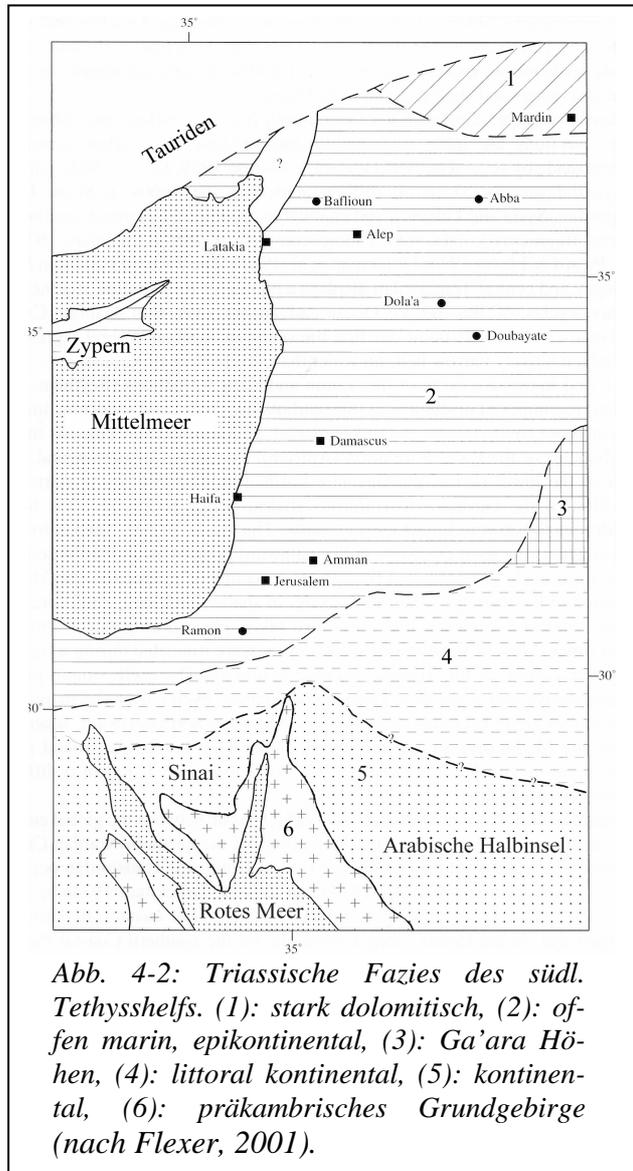
4.2 Die Entwicklung der Region seit dem Mesozoikum

4.2.1 Die Trias

Im Verlauf der triassischen Rift-Phase des Tethys-Ozeans bewegte sich, verbunden mit einer Ausdünnung der Lithosphäre, die Türkische Subplatte nach Norden und das Levant-Becken im heutigen östlichen Mittelmeer wurde gebildet. Im Zuge der darauf folgenden post-rift Subsidenz sind im Norden Israels in einem flachmarinen und epikontinentalen Milieu (Abb. 4-2) ca. 2000 m mächtige Karbonate und Evaporite abgelagert worden (Druckman & Kas-hai, 1981).

In der Obertrias sind durch abwechselnd hypersalinare Lagunen- und flachmarine Faziesmilieus bituminöse Dolomite und mächtige Gipslager bzw. Steinsalze als Mohilla Formation sedimentiert worden (Flexer et al., 2005). Die Bildung von Solen aus der Laugung der Evaporite war in der Trias die Folge. In der Bohrung Devora 2A (Koord. 232401, 733122 NIG; Abb. 2-1) wurden stark gespannte Solen

(~480 bar) in Gesteinen der untertriassischen Zafir Formation erbohrt. Die Hydrochemie der Ca-Cl-Solen weist auf eine anschließende Dolomitisierung (Rosenthal, 1988) und auf einen engen Kontakt mit dem triassischen Vulkanismus (Flexer et al., 2005) hin.



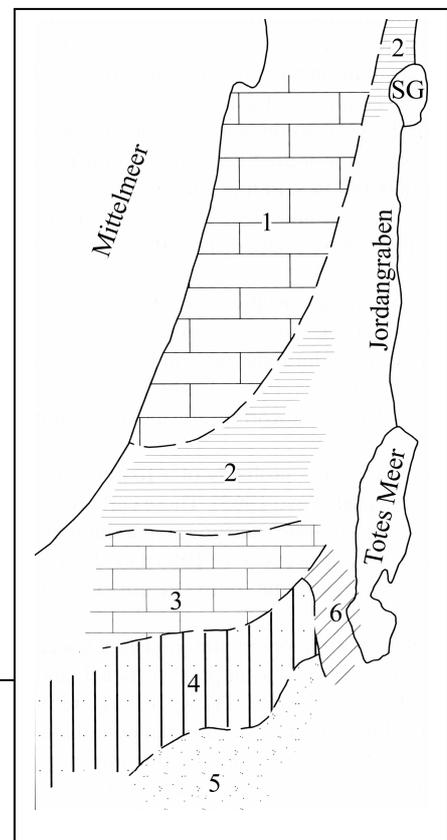
4.2.2 Der Jura

Die triassische Tethys-Rift wurde im Jura reaktiviert und ging mit umfangreichen Blockstörungen in Form von NNE – und NNW – gerichteten Gräben und Horsten (Freud et al., 1975; Flexer, 2001) sowie basaltischem bis ultrabasaltischem Vulkanismus in der Karmel-Struktur einher (Ben-Gai & Ben-Avraham, 1995). Die Regression am Ende der Trias führte zu einer starken Verkarstung der triassischen Gesteine (Ramon Group) und die eingeschlossenen Sohlen wurden nur in geologischen Nischen erhalten. Mit Beginn des Sinemurian ließ ein eustatischer Anstieg Israel zu einer flachmarinen Karbonatplattform werden (Abb. 4-3). Der Wechsel kleinerer Trans- und Regressionen führte zur Ablagerung von Karbonaten und Evaporiten, die als Teil der Arad-Gruppe in Nord-Israel in der Hermon-Antiklinale aufgeschlossen sind (Tab. 4-1). Unter dem Galilee und dem Golan liegt der Top der Arad-Gruppe in - 1.200 m bis - 3.000 m Tiefe (Hurwitz et al., 2000).

Tab. 4-1: jurassische Abfolgen, die Arad Gruppe

	Formation	Lokation	Ausprägung, Lithologie
OBER JURA	Be'er Sheva, Haluza	Hermon	Kalkstein, Mergel
	Kidod	Hermon	Tonstein, Kalkstein, Dolomit
MITTL. JURA	Hermon	Hermon	Kalkstein, Dolomit

Abb. 4-3: Späte Toarcium-Aalenium Fazies in Israel. (1): Karbonate, (2): Schieferdominanz, (3): Karbonatdominanz mit Tonschiefer und Sanden, (4): Arenitdominanz, Tonschiefer und Kalkstein (5): Arenitdominanz, (6): dolomitisiert. (nach Flexer, 2001)



4.2.3 Die Kreide

Am Übergang zur Kreidezeit führte die Anhebung und Verkippung der Arabischen Plattform zu einer starken Regression und folglich zu einer intensiven Erosion und Verkarstung der jurassischen Gesteine. Durch die anschließende Transgression der Tethys wurde Israel erneut zu einem flachen Karbonatschelf. In die verkarstete jurassische Sequenz drang nun mehrfach Meerwasser ein, was zur Ausbildung kleinerer mit Sole gefüllter Taschen geführt hat. Zeitgleich wurde auf Grund der ausgeprägten Riftaktivität in der Unterkreide der jurassische Karmel-Vulkanismus reaktiviert.

Die heutige Küstenlinie Israels entspricht in etwa dem kretazischen NW' Epikontinentalrand des ANM (Abb. 4-4) und bildete die Grenze zur hochmarinen Sedimentationsprovinz des Levant-Beckens im NW. Im Norden Israels sind Sedimente in drei transgressiv-regressiven Zyklen (Tab. 4-2) abgelagert worden, die eng an die regionale Tektonik, vulkanische Ereignisse und eustatische Wechsel gebunden sind (Flexer, 2001). Zunächst führte die Hebung des ANM überwiegend zur Sedimentation von terrigenen Klastika und flachmarinen Sedimenten (Abb. 4-4a) der Kurnub Gruppe. Vom Alb bis in den Turon führte die Okkupation des Kontinentalrandes durch Rudisten zu einem flachmarinen lagunärem Milieu, wodurch Ca- und Ca+Mg-Karbonate (Abb. 4-4b) sowie Anhydrit (Buchbinder et al., 2000; Flexer et al., 2005) der Judea Gruppe sedimentierten.

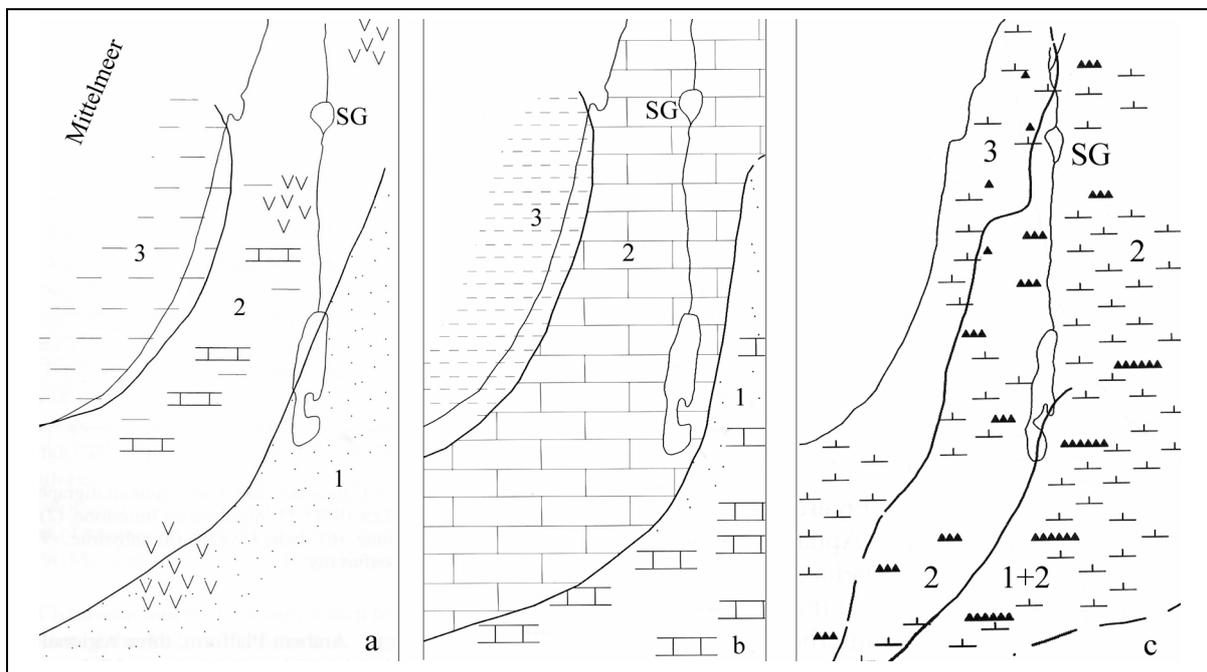


Abb. 4-4: **a)** untere Kreide bis Apt (1): kontinentale Sandsteine, (2): Übergangszone Sandstein, Tonschiefer, Kalkstein, (3): mächtige marine Tonsteine, V: Vulkanite; SG: See Genesareth
b) Apt bis Turon (1): dünne Karbonate mit Sandsteineinschaltungen, (2): Kalksteine und Dolomite, (3): pelitische Kalksteine
c): Senon (1): Sand, Flint, Kreide, (2): Kreide, Mergel, Flint, (3): Mergeldominanz, die Anzahl der „Zähne“ symbolisiert die Mächtigkeit der Flinte. (nach Flexer, 2001)

Am Beginn des Turons sedimentierten die tonig-mergeligen Gesteine der Dir-Hana, die einen Aquitard zwischen Oberer und Unterer Judea Gruppe bildet. Im Turon/Senon setzte entlang des alpidischen Orogenese-Gürtels die Kollision Afrikas mit Eurasia ein, was zur Exhumierung der Karbonatplattform und zur Anlage des Levantinischen Intraplatten-Faltengürtels, dem Syrischen Bogen, führte. Dieser erstreckt sich vom Sinai bis ins Palmyragebirge in Syrien. In der NNE' Streichrichtung der Kompressionsstrukturen des Syrischen Bogens pausen sich die reaktivierten Störungen des triassischen Rift-Stadiums durch (Freund et al., 1975; Ben-Gai & Ben-Avraham, 1995).

Am Übergang zum Senon wurde Nord-Israel als Folge eines globalen eustatischen Meeresspiegelabfalls kontinental, was eine intensive Verkarstung der Oberen Judea Gruppe (Buchbinder et al. 1983) und deren diagenetische Überprägung durch meteorische Wässer zur Folge hatte. Gleichzeitig bildeten sich in Abhängigkeit von den Anti- und Synklinalen des Syrischen Bogens (Eckstein & Maurath, 1995; Flexer, 2001) die mergeligen Kalk- (Aquifer) und Ton- und Mergelsteinformationen (Aquiclude) der Mt. Scopus-Gruppe (Abb.4-4c). Die Bitumen und stellenweise Phosphorit führenden Gesteine beeinflussen die Grundwasserchemie besonders in Hinsicht auf den Br-Gehalt des Wassers (Kafri et al., 2002). Neben den kretazischen Sedimenten, die im Galilee und Golan ausstreichen, sind in den Höhenzügen Basalte und Tuffe der Unter Kreide erhalten geblieben.

Tab. 4-2: kretazische Abfolgen

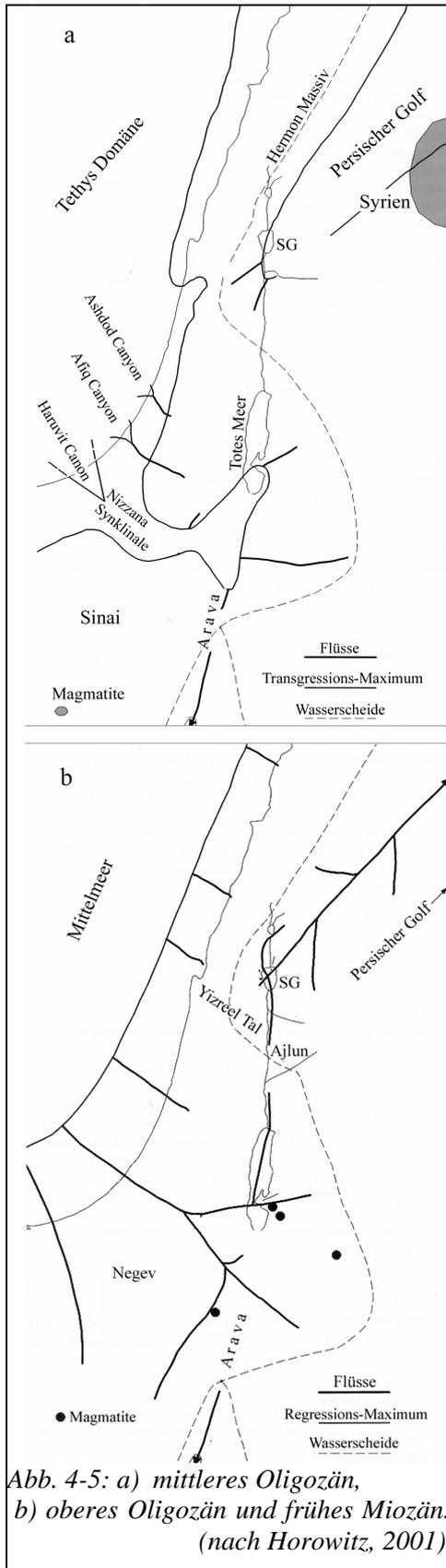
	Gruppe	Ausprägung, Lithologie
OBER-KREIDE	Mt. Scopus	Kalksteine, mergelig, Bitumen-, Chert- und Phosphorit haltig, regionale Aquiclude
	Judea	Kalksteine, Dolomite, Kreide, Mergel
UNTER-KREIDE	Kurnub	Sandstein

4.2.4 Das Paläogen

Tab. 4-3: Überblick über die Entwicklungsphasen und deren Einordnung im Känozoikum

Quartär		Holozän		Levantinische Phase
		Pleistozän		
Tertiär	Neogen	Pliozän		Eritreische Phase
		Miozän	Ober-	
			Mittel-	
	Unter-		Embryonische Phase	
	Paläogen	Oligozän		
		Eozän		
Paläozän				

Eine einsetzende Transgression, die bis zum Ende des Eozäns in Nord-Israel ein marines Milieu verursachte und die mergelig-kreidigen, Flint führenden Karbonate (Hurwitz et al., 2000; Michelson, 1978) der Avedat-Gruppe abgelagerte, markiert den Beginn des Paläogens. Diese Gesteine repräsentieren in den Grabenflanken des See Genezareth den Top des Oberen Aquifers und werden vereinzelt durch oligozäne Konglomerate und Mergel abgedeckt.

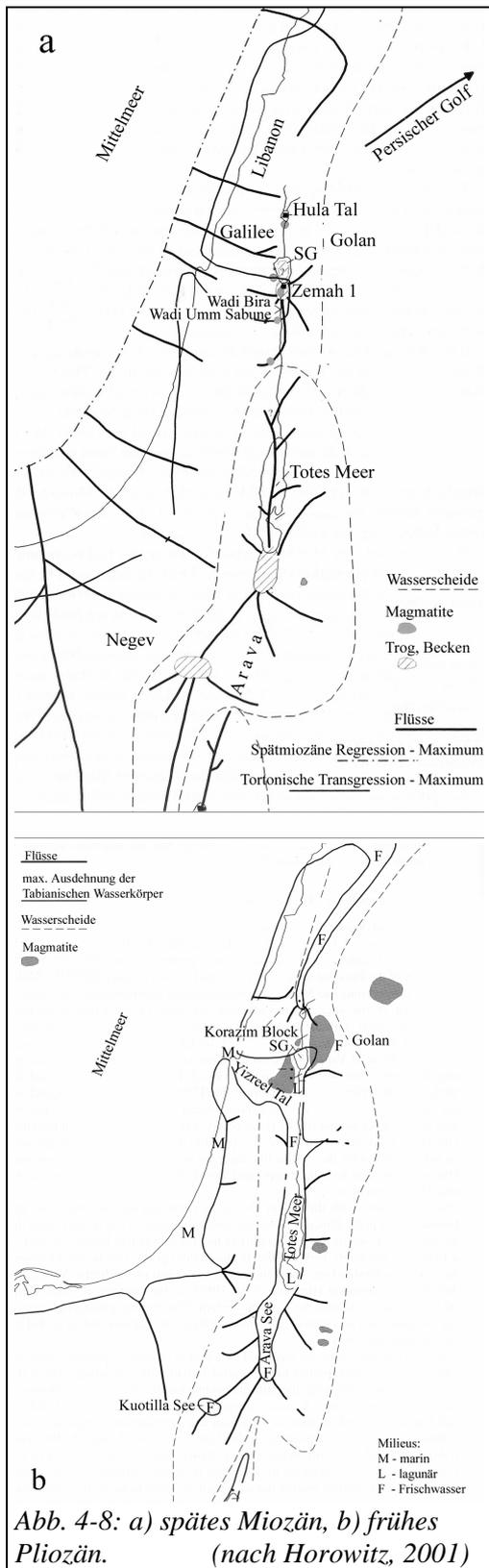


Im Oligozän setzte mit Wiederaufnahme der Kompression der Afrikanischen gegen die Eurasische Platte die zweite und zugleich letzte Phase der Auffaltung des Syrischen Bogens (Horowitz, 2001) ein, die zur Anhebung des südlichen Levants und zur beginnenden Subsidenz des Jordangrabens führte. So öffneten sich im Oligozän (ca. 30 - 26,6 Ma) aufgrund des Auseinanderbrechens Afrikas und Arabiens das Rote Meer und der Golf von Aden zeitgleich mit der Anhebung des Sinai (Lowell & Genike, 1972). Zusätzlich setzte im Spät-Oligozän (ca. 24 Ma) die Divergenz der Sinai-Subplatte von der Afrikanischen Platte ein, was zur Bildung des Golfs von Suez führte. Mit dem Übergang zum Oligozän zog sich das Tethysmeer vollständig aus dem Inneren Israels zurück und stellt damit den Beginn der Embryonischen Phase (Tab. 4-3) dar. Deren Verlauf war von mehreren Trans- und Regressionszyklen bestimmt (Abb. 4-5). Während des Oligozäns wurden im Norden Israels durch eine Transgression des Persischen Golfs (Horowitz, 2001) die marinen und lakustrinen Sedimente der Fiq-, Susita- und Glaukonit führenden En Gev- Formationen abgelagert (Tab. 4-4). Diese sind am See Genezareth am E' Ufer in En Gev erhalten geblieben, denn durch die Anhebung des südlichen Levants wurde der Großteil der paläogenen Sedimente erodiert und tiefe Cañons entstanden (Flexer, 2001).

4.2.5 Das Neogen

Im Miozän setzte die Eritreische Phase ein (Tab. 4-3), die bis ins älteste Pliozän andauerte und durch aktive Tektonik gekennzeichnet ist. Dadurch entstanden aus-

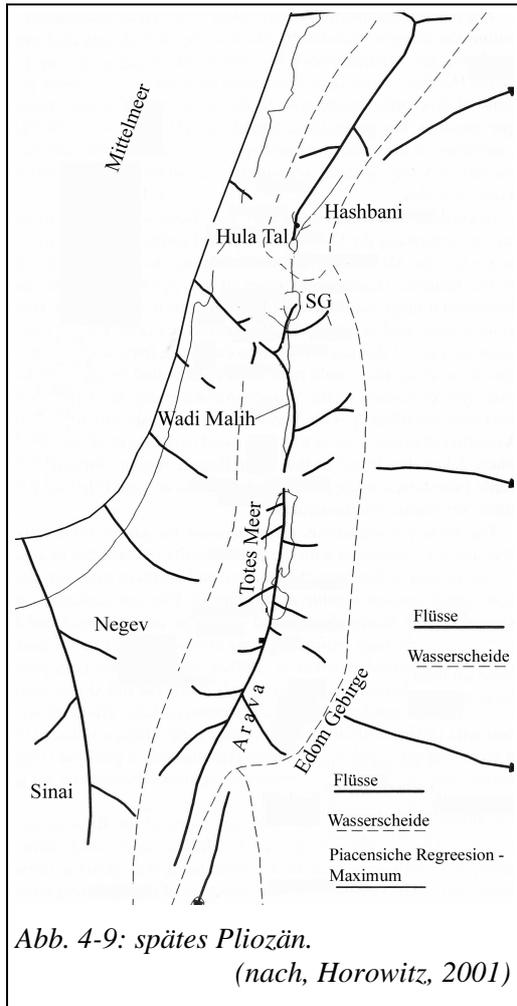
gedehnte Sedimenttröge, wie das Bet She'an-Kinneret Becken (Hurwitz et al., 2002). Zeitgleich stieg der Meeresspiegel erneut an und das Yizre'el-Tal, die neue Verbindung vom Mittelmeer zum anhaltend subsidierenden Graben, beeinflusste die Sedimentation im Rift



Am Ende des Miozäns (Abb. 4-8a) führte das Messinische Ereignis erneut zur Erosion tiefer Cañons und zur Bildung mächtiger Evaporitlager im Mittelmeer, dem Roten Meer und dem Persischen Golf. In Israel sind nur in Eritreischen Trögen des Jordangrabenens wie dem Bet She'an-Kinneret Becken, Ablagerungen des Messiniums erhalten geblieben. Dazu zählen die Umm Sabune Konglomerate, welche in Zemah 1 eingeschaltet Gabbros aufweisen (Marcus & Slager, 1985). Die pliozäne Transgression beendete das Messinische Ereignis (Hsü et al., 1977) und durch die zuvor entstandenen Cañons und das Yizre'el-Tal (Abb. 4-8b) erreichte das Mittelmeer den Jordangraben. Die Laugungsprodukte der messinischen Evaporite wurden in den tiefsten Judea Schichten eingelagert und reagierten mit den Gesteinen des zeitgleich aktiven Vulkanismus (Rosenthal et al., 1999). Diese Paläogeographie spiegelt sich im lateralen Fazieswechsel von lagunären, lakustrinen und fluviatilen Sedimenten wie der Bira und Gesher Formation wider. Die Trennung der pliozänen Formationen ist nur nach deren lithologischer Ausbildung möglich. Die Bira Formation wurde in der Bohrung Zemah 1 in 1.840-2.280 m unter GOK in Form von mächtigen Evaporiten (Gips, Steinsalz und möglicherweise posthalitische Edelsalze) erbohrt (Horowitz, 2001; Raab, 1998; Sneh, 1993;).

Die Bira Formation wurde in einem hypersalinaren bis brackischem Milieu abgelagert. Bei Tiberias herrschte offensichtlich eine Lido-Fazies vor (Eyal,

1984). Die Bira Solen sind nur in geologischen Taschen vor dem Auswaschen bewahrt worden, denn im N (Tel Hai im Hula-Tal) und E (Golanhöhen) kam es zur Bildung der Frischwasserfazies-Kalke der Gesher Formation (Horowitz, 1973) (Abb. 4-9).



Im Neogen wurde der Korazim-Block angehoben, der seitdem das Hulatal vom See Genezareth trennt. Zeitgleich wurde mit der Anhebung der Grabenschultern die Verbindung zum offenen Meer beendet. Diese Isolation führte im Grabeninneren zur Bildung des hypersalinen Sdom-Sees, der anfänglich noch eine Verbindung zum Proto-Mittelmeer durch das Yizre'el-Tal besaß. Dadurch wurden die mächtigen Gips-, Halit-, und möglicherweise auch post-halitischen Evaporitlagen der Sdom Formation ausgefällt (Flexer et al., 2000 Flexer et al., 2005), die in der Bohrung Zemah 1 anzutreffen sind. Dieser Prozess wurde im Östlichen Galilee und Golan von Vulkanismus begleitet. Die Solen des Sdom-Sees migrierten in die karbonatischen Grabenflanken und die permeablen Klastika der Grabenfüllung. Die resultierenden Salze sowie die residualen Ca- und Mg- reichen Solen gefährden heute das Grundwasser und den Süßwassersee Genezareth.

4.2.6 Das Quartär

Das Pleistozän begann mit einem erneuten globalen Meeresspiegelabfall und es wurden Cañons zum Mittelmeer angelegt, die während der Calabrischen und Sizilianischen Transgression (Matmon et al., 1999) landeinwärts genutzt wurden (Abb. 4-10). Die Cañons, und somit auch das transgressiv einströmende Meerwasser, erreichten den Graben jedoch nicht mehr (Picard, 1943). Während der Levantinischen Phase (Tab. 4-3) wurden die Grabenschultern weiter angehoben und die anhaltende Subsidenz des Jordangrabens führte zur Bildung von Sedimentbecken, die während humider Phasen mit Seen gefüllt waren (Abb. 4-11). In diesen Becken sedimentierten die fluviatilen und lakustrinen Ablagerungen der Hula-, Jordan- (z.B. im Beq`at Kinarot) und Tote Meer-Gruppe (Tab. 4-6). Trockene Phasen führten zur Verlandung oder vollständigen Eindunstung der Seen.

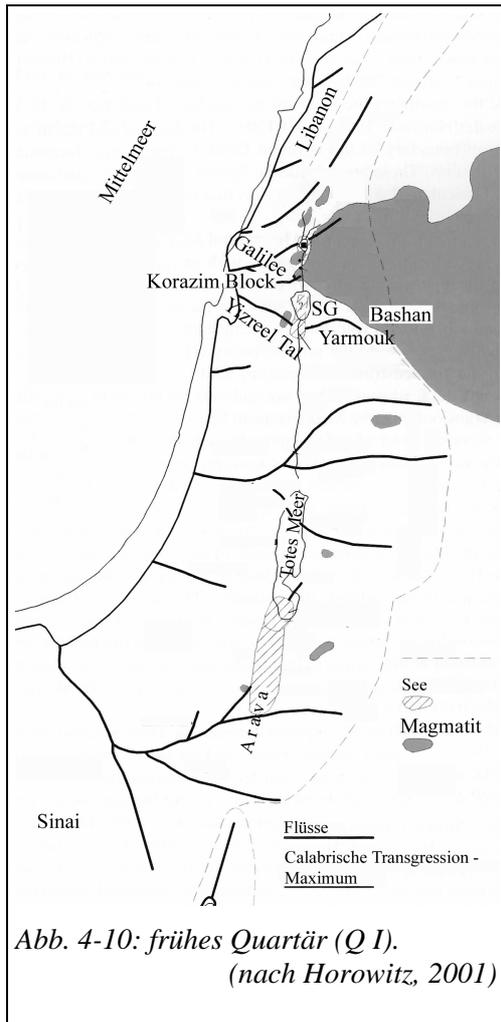


Abb. 4-10: frühes Quartär (Q I).
(nach Horowitz, 2001)

Der Erk El Ahmar Süßwassersee (Q III in: Tab. 4-6), der wahrscheinlich auch Teile des Beq`at Kinarot füllte, hatte brackische Perioden, in denen Gipse abgelagert wurden (Abb. 4-12). Im Palynozone Q IV wurde der Korazim-Block vom Jordan durchbrochen und das Hula-Tal wurde Teil des Drainagesystems des See Genezareth (Abb. 4-13). In der humiden Periode Q V entstand der Ubeidiya-Abu Habil See, der zumindest bis ins südliche Biq`at Kinarot reichte (Abb. 4-14) und hier zur Ablagerung der Ubeidiya-Formation führte (Tab. 4-6). Im Q VII war das zentrale Jordantal von großen Deltas der Flüsse Jordan und Yarmouk eingenommen, welche mächtige Schotter und feinere Sedimente deponierten (Abb. 4-16).

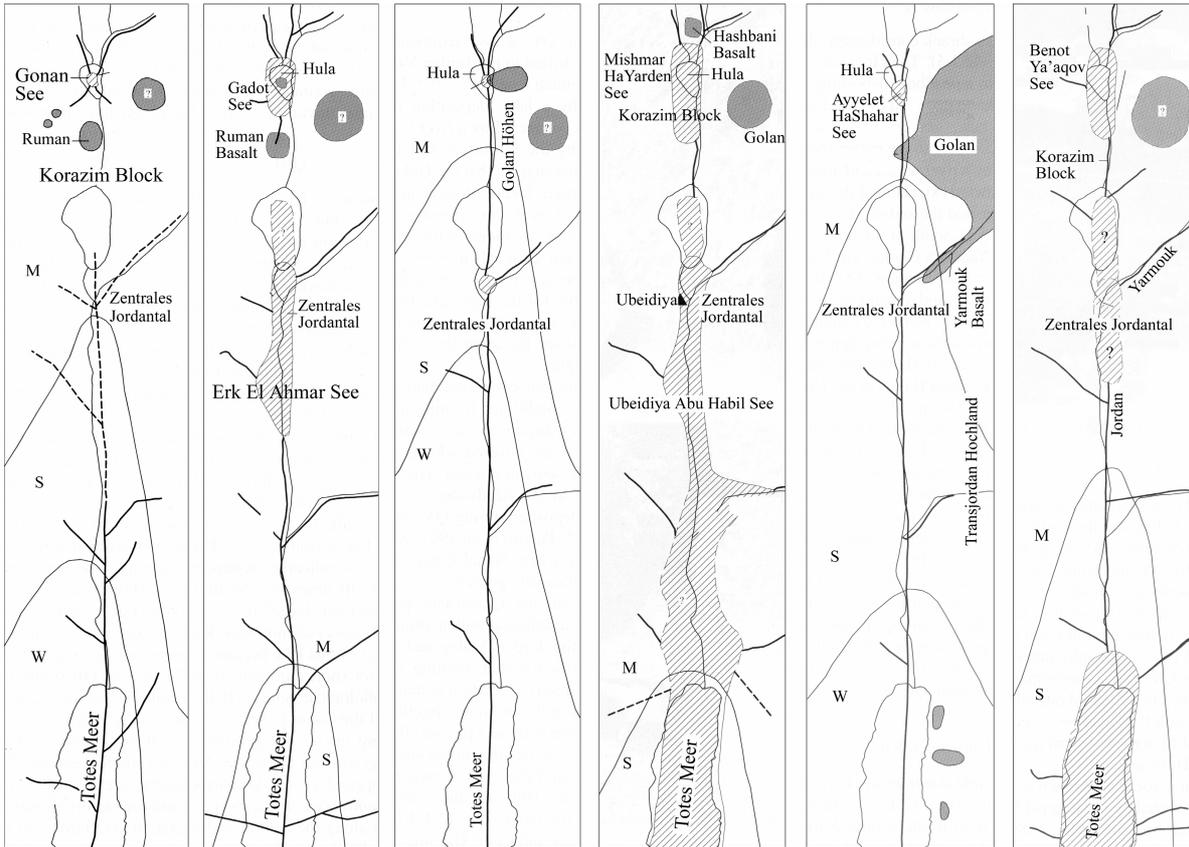


Abb. 4-11
Q II

Abb. 4-12
Q III

Abb. 4-13
Q IV

Abb. 4-14
Q V

Abb. 4-15
Q VI

Abb. 4-16
Q VII

Abb. 4-11 bis 4-19: Palynozoische Einteilung des Quartärs.

(nach Horowitz, 2001)

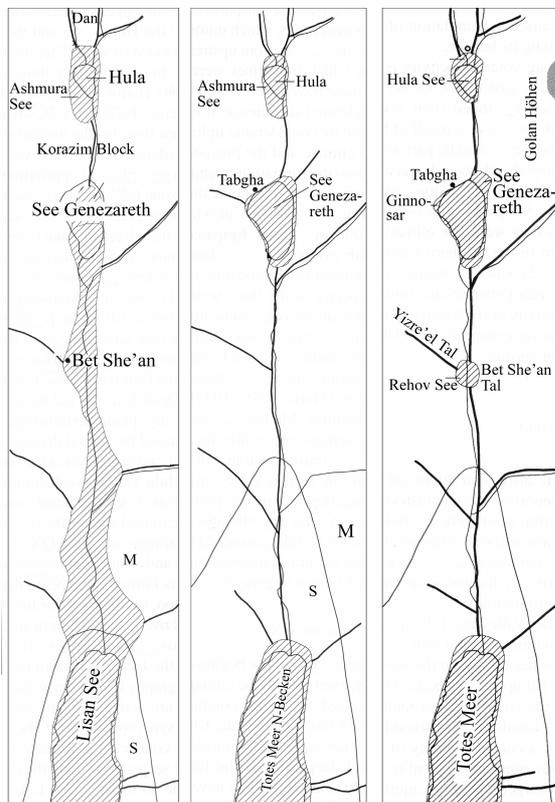


Abb. 4-17
Q IX (früh)

Abb. 4-18
Q IX (spät)

Abb. 4-19
Q X

(M: mediterranes Klima, S: Savannenklima, W: Wüstenklima).

Vor etwa 70.000 Jahren bildete sich im Q IX der Samra-See (Abb. 4-17) (Haase-Schramm et al., 2004; Flexer et al., 2005). Durch die Ablation von Evaporiten und Ausspülung von Solen durch Neubildungswässer (Picard, 1943; Katz et al., 1977) wurde der dann als Lisan-See bezeichnete See zunehmend salinarer. Seinen höchsten Level erreichte der Lisan Sees mit maximal -180 m NN (Ettinger & Langotzky, 1967; Abb. 3-2). Höhere Bereiche waren mit Süßwasser gefüllt (Beq`at Kinarot) und das tiefe Zentrum wurde zunehmend salinarer (Totes Meer). Hier wurde durch die starke Ein-

dunstung des Lisan Sees im späten Paläozän Q IX (Abb. 4-18) die White-Cliff-Formation abgelagert, die Aragonit, Gips, Steinsalz, Dolomit und Calcit aufweist (Katz & Kolodny, 1988). Zu Beginn des Holozäns bestanden nur noch das hypersalinare nördliche Becken des Toten Meers und der Süßwassersee Genezareth, dessen initiale Sedimente (Tabgha-Schichten) auch im Ginnosar- und Buteiha-Tal auftreten (Abb. 4-19) und anzeigen, dass der See seitdem stark verkleinert wurde.

4.2.7 Magmatische Gesteine im nördlichen Israel (Miozän – rezent)

Als Folge des Anschnittes des El Shamah-Jebel Druze Vulkanfeldes durch den Jordangraben (Horowitz, 2001) eruptierten im nördlichen und zentralen Jordangraben seit dem frühesten Miozän (Tab. 4-7) Alkali-Olivin-Basalte (Garfunkel, 1989) sowie Basanite, Nephelinite und Hawaiiite (Weinstein, 2000). Während des mittleren Miozäns (17,5-12 Ma) ist im Bereich des heutigen See Genezareth, im Yizre'el-Tal, in den Golanhöhen und den Poriyya-Höhen der Untere Basalt (Lower-Basalt) durch WNW' und SW' Spalten eruptiert (Shaliv et al., 1991). Er überfließt kretazische und tertiäre Gesteine und ist mit der Herod-Formation verzahnt. Im späten Miozän kam es noch einmal zu kleineren Basalteruptionen. Am südwestlichen Ende des See Genezareth wurde durch den miozänen Vulkanismus ein etwa 1.000 m mächtiger Trog gefüllt (Abb. 4-7), der für die geochemische Entwicklung der aufsteigenden Solen von besonderer Bedeutung ist. Mit Beginn des Pliozäns kam es zur Eruption der intermediären Basalte (5,5-3,3 Ma) und pyroklastischen Fajjas-Tuffe, die in den Sedimenten der Bira- (Jordan-Graben) bzw. der Gesher-Formation (Golan) eingeschaltet sind (Heimann et al., 1996). Der plio-/pleistozäne Cover-Basalt (seit 2,7 Ma) bedeckt beide Flanken des Jordangrabens und des Korazim-Blocks und ist überwiegend das Produkt von Spalteneruptionen. Die jüngeren Mechki-, Golan- und Leja-Basalte der Bashan Gruppe (Tab. 4-7) bedecken Teile des Golan und werden im zentralen Teil bis 1000m und im südlichen Teil bis 50m mächtig. Im NE' Galilee eruptierten die Dalton-Basalte. Die zeitlichen Pendanten innerhalb des Grabens heißen Yarmouk und Raqqad Basalt (Abb. 4-15). Gabbros, die in Zema 1 (1.740 - 3.995 m) erbohrt wurden, sind genetisch mit dem Cover-Basalt verwandt, und kommen in der Bohrung in Tiefen von 486 – 1.184 m vor (Marcus & Slager, 1985). Seit dem Neogen eruptierten außerdem im Hohen Galilee der Dalton-Basalt und der Amud-Basalt westlich des See Genezareth. Letzterer ist ebenfalls die Folge von Spalteneruptionen, die zur Verschweißung und Silifizierung, zumindest des durchstoßenen Horodus-Konglomerats (Miozän), führten. Weiterhin sind der Hashbani-Basalt im nördlichen Rift und der Yarda- sowie der Ruman-Basalt des Korazim-Blocks und der Ma'yan Barukh-Basalt im nördlichen Hulatal ausgeflossen (Abb. 4-14).

Tab. 4-4: Die Embryonische Phase – Lithostratigraphie relevanter Sedimentgesteins - Formationen im Untersuchungsgebiet¹

	Formation	Lokation	Ausprägung, Lithologie
OLIGOZÄN	En Gev Sands	loc.typ.: En Gev Siedlung, E` LK	Sand aus gelbem Quarz, unkonsolidiert oder leicht karbonatzement., laminar kreidige & mergelige Kalksteinhorizonte, z.T. Glaukonitpartikel, <u>Bildungsmilieu</u> : kontinent. alluvialer Fächer, flache Playas & episod. Seen (semi-)arid (Giveon, 1984)
	Susita	loc.typ.: Wadi Fiq	kordant auf Fiq, basal Mergelleithorizont, gelbe Mergel, mergel. Kalksteine, sandiger Dolomit, Glaukonit, Detritus: Flint- und Quarz-Kongretionen, Kalksteine, Quarzsande <u>Bildungsmilieu</u> : litoral-neritisch, am Top: zunehmend austrocknendes Küstenmilieu
	Taiyiba	loc.typ.: Wadi Taiyiba, 20km S` LK	diskord. Auf eoänen Sar`a Kalken und Flints (Zor`a-Form.) basal: glaukonit. Mergel+Sande, Mergelsteine mit limonit. Kalknadeln, am Top: Hartkalksteinklippen <u>Bildungsmilieu</u> : litoral-neritisch
	Fiq	loc.typ.: Wadi Faq, E` LK)	Detritische Kalk- und Mergelsteine (Pelbiosparit), Glaukonit, basal: Baryt-Kongretionen, <u>Bildungsmilieu</u> : litoral-neritisch
EOZÄN	Zor`a	Avedad - Gruppe	Mergel und Kreide, kreidige Kalksteine <u>Bildungsmilieu</u> : flach marin, proximale Fazies
PALÄ-OZÄN		Mt. Scopus Gruppe	Kalksteine, mergelig, Chert- und Phosphorit-haltig <u>Bildungsmilieu</u> : flachmarin im Wechsel mit kontinentalen Bedingungen

Tab. 4-5: Eritreische Phase – relevante Sedimentgesteins - Formationen im Untersuchungsgebiet¹

PLIOZÄN	Tanur	loc.typ.: Qiryat Shemona	Kalk-arenitisch zementierte Konglomerate, Süßwasserkalke
	Tel Hai	NW Hulatal	Süßwassermergel und -kalke, Kreide, Schiefer und Konglomerate bis zu 400 m mächtig <u>Bildungsmilieu</u> : fluviatil
	Gesher	NW` LK	Plattenkalke, detritische Kalksteine (teilweise silifiziert und dolomitisiert), verzahnt mit Cover-Basalt und Fajjas-Tuffen, bis 120 m am NW Ufer LK <u>Bildungsmilieu</u> : limnisch, fluviatil (<i>Hydrobia fraasi</i>)
	Bira	zentrales Jordantal	Tonmergel, sandige, kalkige Sedimente, zum Hangenden bis 14m mächtige Gipse und Steinsalz (Zemah 1), pyrit-, eisen- und organikreich, Einschaltungen von intermediären Basalten und Fajjas-Tuffen, <u>Bildungsmilieu</u> : lagunär und limnisch, fluviatil
MIOZÄN	Umm Sabune	loc.typ.: Wadi Umm Sabune	grobkörniges zementarmes Basis-Konglomerat, darüber Rudit, Arenit und Siltit untergeordnet Qz, darüber zementierte erodierte Basalte und Calcit, <u>Bildungsmilieu</u> : Flussbetten, kleine Seen, z.T. überflutet durch Miozänes und Tortonische Meer
	Horodus	Marma Feiyad bis N` LK Klippen zu beiden Seiten des See Genezareth	polymiktische Gerölle aus unterlagernden aufgearbeiteten Gesteinen (Kalkstein, Dolomit, Kreide, Quarz, Basalte), in rötl. Silt- & Tonsteinmatrix, diskordant auf älteren Gesteinen, 6 Basaltlagen eingeschaltet <u>Bildungsmilieu</u> : ästuarin; Grobkiese + Geröll: braided river Sytem, Ton-/Siltmatrix: Überflutungsebenen, Drainage westwärts ins Mittelmeer und nordostwärts in den Pers. Golf; Silt- & Kalksteinhorizonte: lakustrin; Sande E` LK: fluvio-lakustrin

Tab. 4-6: Levantinische Phase – relevante Sedimentgesteins - Formationen im Untersuchungsgebiet¹

	Formation	Lokation/Palynozone	Ausbildung
HOLOZÄN	Tabgha	Bohrg. Im LK bei Tabgha Q X (0-30 ka b.p.) Q IX (30-90 ka b.p.)	dunkle Tone mit Quarzsand, Chert, Basalt, Kalkstein, Dolomit <u>Bildungsmilieu</u> : limnisch (See Genezareth)
	Lisan	Q IX (30-90 ka b.p.)	Basis und Top: klastische Sedimente, dazwischen: Aragonit, Ton, Silt, Gips, Sand (Ami'az-Schichten) <u>Bildungsmilieu</u> : Salzwasser - limnisch (Lisan-See)
PLEISTOZÄN	Naharayim	Zusammenfluss Jordan + Yarmouk Q VII (195-435 ka b.p.)	Kiesablagerungen (Basalte, Kalksteine) mit sandigem Lehm, eingeschaltet in mergelig-siltige Lagen, <u>Bildungsmilieu</u> : Delta und Flutebenen von Jordan und Yarmouk
	Ubeidiya	Q V (0,79-1,18 Ma b.p.)	Tone, Silte und Sande <u>Bildungsmilieu</u> : limnisch
	Q IV	Q IV (1,18-1,53 Ma b.p.)	30 m Sedimente, <u>Bildungsmilieu</u> : flache Seen und Marsche
	Erk El Ahmar	Q III (1,53-1,78 Ma b.p.)	In Zemah 1: überlagert Melek Sedom Sand, Korngrößen: Ton, Silt, Sand, Kies, Gips <u>Bildungsmilieu</u> : limnisch (Rosenthal et al., 1989)
	Amud Konglomerat	loc.typ.: Wadi Amud, NW' LK QII (1,98-1,78 Ma b.p.)	Flussablagerungen, in älteres Gestein geschnitten durch die Drainage nach WNW zum Mittelmeer
	Melek Sedom Sand	Q I (1,98-2,6 Ma b.p.)	Klastische Sedimente, <400 m mächtig, lagert auf spätem Pleistozän wird von Palynozone Q II überlagert

Tab. 4-7: neogene Magmatite – relevante Formationen im Untersuchungsgebiet¹

	Magmatit	Bildungs-Zeitraum (Ma)	Petrographie
PLIOZÄN	Dalton- Basalt	2,7-1,7	Alkali-Olivin-Basalt
	Ruman- Basalt	2,9-1,6 (-0,79)	Alkali-Olivin-Basalt (Abb. 4-12/4-13)
	Amud-Basalt	2,5-2,2	Alkali-Olivin-Basalt
	Mechki- Basalt	3,0-2,5	Alkali-Olivin-Basalt
	Cover-Basalt	5,5 – 3,3	Alkali-Olivin-Basalt: Ol-XX teilweise idingsitisiert, gelegentlich leicht porphyrischer Plagioklas-Basalt, selten Phonolite
MIO ZÄN	intermediärer Basalt	Spät-Miozän	hochalkaline Olivin-Melabasalte, sehr Zeolit-reich, sowohl in der Matrix, als auch in Hohlräumen Fajjas-Tuffe am Top der Basalte
	Lower-Basalt	17,5-12	Alkali-Olivin-Basalt: Ol-Phenokristalle, randlich auch vollständig verwittert zu Idingsit, Px-Phenokristalle, teilweise ersetzt durch Chlorit und Plagioklase Matrix: fein, Plag.-Nadeln umschließen Ol, Px, Fe-Minerales; Risse und Hohlräume: Calcit- und Zeolithgefüllt

¹ Angaben nach Horowitz (2001)

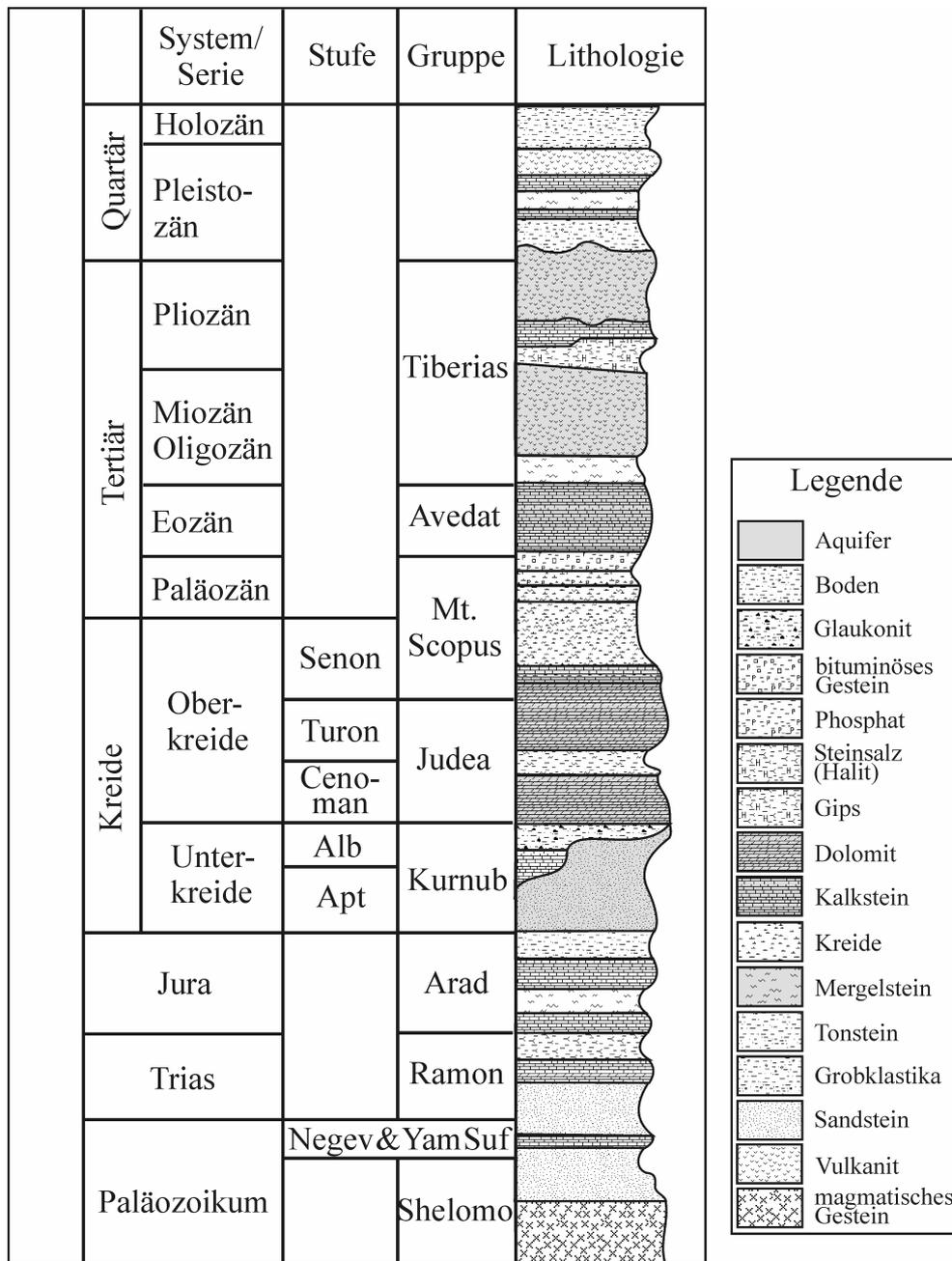


Abb. 4-20: Darstellung der generalisierten Lithostratigraphie im Untersuchungsgebiet (nördlicher Jordangraben) sowie der Aufbau der einzelnen stratigraphischen Schichten.

(nach Möller et al., 2003)