

1 Einleitung

1.1 Zielsetzung

Das Marmarameer ist die Verbindung zwischen der Ägäis und dem Schwarzen Meer, mit denen es durch Schwellenregionen (Dardanellen, Bosphorus) verbunden ist. Aufgrund der Meeresspiegelschwankungen durch die Vereisungsphasen während des Quartärs wurden diese Meeresverbindungen mehrmals unterbrochen und es kam zum Wechsel zwischen limnisch-brackischen und marinen Verhältnissen im Marmarameer.

Vor allem initiiert durch die „Sintflut-Theorie“ von Ryan et al. (1997), erlangte das Marmarameer im Verlaufe der vergangenen Jahre immer mehr Aufmerksamkeit.

Viele Arbeiten wurden daraufhin publiziert, die versuchten, diesem Problem auf den Grund zu gehen, allerdings mit wenig durchschlagendem Erfolg (vergl. Kap.1.5; Cagatay et al. 2000, Aksu et al. 1999 a, b, Ballard et al. 2000, Aksu et al. 2002, Abrajano et al. 2002, Kaminski et al. 2002, Sperling et al. 2003 u.a.). Intention dieser Arbeit ist es, bestehende Lücken vor allem hinsichtlich geochemischer, sedimentologischer und mikropaläontologischer Signale in den Sedimenten des Marmarameers zu schließen, um dadurch die paläoozeanographische Entwicklung besser aufzuschlüsseln.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden 4 verschiedene Sedimentkerne mit verschiedenen Analysemethoden untersucht, um die paläoozeanographische Geschichte des Marmarameers zu rekonstruieren. Die Kerne wurden dabei gezielt ausgewählt, um unterschiedliche Ablagerungsmilieus (Plateaus, Hang, Becken) miteinander zu vergleichen.

Die Anwendung multipler Analyseverfahren erlaubt es, sedimentologische, paläoklimatologische und diagenetische Signale zu differenzieren und die Entstehungsbedingungen klarer zu definieren.

Wichtig sind dabei vor allem bestimmte Lagen innerhalb der Sedimente.

Sowohl im östlichen Mittelmeer, in der Ägäis wie auch im Schwarzen Meer kam es im frühen Holozän zur Ablagerung von Sedimenten mit einem relativ hohen Gehalt an organischem Material – sogenannten Sapropelen. Auch im Marmarameer ist eine solche organikreiche Schicht vorhanden. Es sollen deshalb die paläoozeanographischen Prozesse näher betrachtet werden, die für die Bildung einer solchen Lage verantwortlich sind. Zusammenhänge oder Unterschiede zu überregionalen Ablagerungsereignissen von Sapropelen sollen dabei geklärt werden.

Desweiteren wurde eine karbonatreiche Lage innerhalb der Sedimente des Marmarameeres genauer untersucht. Bislange ist aus der Literatur keine Arbeit bekannt, die sich genauer mit dieser Lage im Marmarameer beschäftigt. Umfangreiche Analysen an den hier bearbeiteten Sedimentkernen und Ergebnissen aus Porenwasseranalysen sollen geochemische Merkmale liefern, die dann Grundlage einer geochemischen Modellierung sein werden. Dabei wird versucht einen Mischungsvorgang zwischen marinen und lakustrinen Wasser zu simulieren.

1.2 Ozeanographie des Marmarameeres

Das Marmarameer ist ein sich über 210 km in E-W Richtung und ca. 80 km in N-S Richtung erstreckendes Binnenmeer. Es hat eine Gesamtfläche von 11474 km², etwa 57% der Grundfläche bilden Schelfgebiete, 37% Kontinentallänge und 6 % werden von Tiefseestrukturen eingenommen, die mehr als 1000m tief sind (Adatepe et al., 2002).

Die Verbindung zum brackischen Schwarzen Meer im E erfolgt über die bis zu 35 m tiefe Bosphorus-Schwelle. Im W ist das Marmarameer über die im Durchschnitt 60m tiefe Dardanellen-Schwelle mit dem Ägäischen Meer verbunden.

Der gesamte Wasseraustausch zwischen dem Schwarzen Meer und dem Mittelmeer erfolgt über das Marmarameer durch die beiden oben genannten, schmalen und flachen Wasserstraßen als ein Zwei-Schicht-Strom.

Das Tiefenwasser des Marmarameeres stammt aus dem Mittelmeer und hat eine Salinität von etwa 39 ‰. Es ist durch eine Halokline in 20 bis 25 m Wassertiefe vom Oberflächenwasser getrennt, das aus dem Schwarzen Meer stammt und eine Salinität von nur ~20 ‰ hat (Ünülata et al., 1990). Die Abflussmengen und die typischen Fließgeschwindigkeiten lassen sich aus Tab. 2 entnehmen.

Diese starke Schichtung in der Wassersäule zusammen mit der durch die Wasserstraßen eingeschränkten Topographie verhindert eine effiziente Zirkulation des Tiefenwassers.

Die Situation führt zusammen mit einer im Durchschnitt relativ hohen Primärproduktion (bis zu 60 gr C_{bio} pro m² im Jahr; (Ünülata & Özsoy, 1986) zu einer deutlichen Sauerstoff-Verarmung der subhaloklinen Wassermassen.

Der Sauerstoffgehalt des Tiefenwassers verringert sich zusätzlich innerhalb des Marmarameeres von W nach E, da der Zustrom von sauerstoffreichem Wasser einzig durch den Tiefenstrom über die Dardanellen erfolgt. Anhand des Verteilungsmusters benthischer Foraminiferenarten (siehe Kap. 3.3.4) lassen sich Angaben über den Sauerstoffgehalt im Marmarameer machen. Es überwiegen deutlich Formen, die nur unter eutrophen oder schwach-oxischen Bodenwasserverhältnissen vorkommen, was auf einen durchschnittlichen Sauerstoffgehalt von weniger als 5 mg/l rückschließen lässt.

Neben den Zuflüssen aus dem Mittelmeer (Ägäis) und dem Schwarzen Meer gibt es fluviatilen Eintrag in das Marmara-Meer. Dabei erfolgt der Hauptzufluss aus dem Süden, wobei vor allem zwei Flüsse eine wichtige Rolle spielen, der Koçabas sowie der Koçasu.

Das Einzugsgebiet beider Flusssysteme erstreckt sich bis weit in das Hinterland auf die Anatolische Platte und drainiert große Bereiche der dort aufragenden Mittelgebirge.

Tab. 1: Rezente ozeanographische Verhältnisse an den Dardanellen, bzw. am Bosphorus (aus Aksu et.al., 1999b).

	Pyknokline (m)	Bodenwasserströmung Nach NE, (Salinität 39‰)		Oberflächenströmung Nach SW, (Salinität ~ 20‰)	
		Entwässerung (km ³ yr ⁻¹)	Fließgeschwindigkeiten (cm s ⁻¹)	Entwässerung (km ³ yr ⁻¹)	Fließgeschwindigkeit (cms ⁻¹)
Dardanellen	~ 30	530-880	5-25	830 - 1180	10-30
Bosphorus	~ 10-30	305-349	5-15	605-649	10-30

1.3 Tektonischer Überblick

Im großtektonischen Rahmen gibt es zwei Spannungsfelder, die für die Entstehung des Marmarameeres von Bedeutung sind: einerseits das extensionale Regime innerhalb der Ägäis im Westen und andererseits das vorwiegend transpressionale Regime an der Nord-Anatolischen Störungszone (NASZ) im Osten (Abb.1).

Diese Störungszone gilt als eines der seismisch aktivsten Gebiete weltweit und ist immer wieder Schauplatz verheerender Erdbeben, wie z.B. das Izmit-Beben 1999 belegt.

Rezente Bewegungen konnten durch mehrere GPS-Messkampagnen ermittelt werden. Demnach bewegt sich die Anatolische Platte im Bereich des Marmarameeres mit etwa 20mm/a nach W (Straub & Kahle, 1997). Vor einigen Jahrzehnten war noch davon ausgegangen worden, dass die Wirkung der NASZ bereits östlich des Marmara-Meeres endet und die N-S-Extension, die in der Ägäis und in W-Anatolien vorherrschend ist, die tektonische Situation bestimmt (Ambraseys, 1970). Nach schweren Erdbeben in der N-Ägäis aus den Jahren 1981 bis 1983 wurde jedoch deutlich, dass eine Fortsetzung dieser Störungszone bis in die nördliche Ägäis hinein vorhanden sein muss (Sengör et al., 1985; Taymaz et al., 1991; Barka & Kadinsky-Cade, 1997). Andere Autoren sehen sogar eine Verlängerung der NASZ durch die Cephalonie-Störung bis hin zum Hellenischen Rücken (Le Pichon et al., 1995; Reilinger et al., 1997).

Im tektonischen Sinn handelt es sich dabei um eine dextrale Blattverschiebung am N-Rand der anatolischen Platte. Diese spaltet sich in NW-Anatolien in drei Teilstörungen auf, wobei nur die nördlichste -die sog. Ganos-Störung- direkt für die Entwicklung des Marmarameeres verantwortlich ist (Yaltirak & Alpar, 2002).

Das Marmarameer stellt ein typisches Pull-Apart-Becken dar, das an dieser Störungszone entstanden ist. Es hat einen charakteristischen rhombenförmigen Grundriss und wird von großen nach N und S einfallenden Abschiebungen begrenzt (Wong et al., 1995).

Eine große Anzahl seismischer und bathymetrischer Daten sind in den letzten Jahren über das Marmarameer publiziert worden (Wong et al., 1995; Okay et al., 1999; Parke et al., 1999; Okay et al., 2000; Imren et al., 2001; Le Pichon et al., 2001). Diese zeigen eine übereinstimmende und teilweise sehr detaillierte Beschreibung der Tektonik innerhalb dieses Binnenmeeres. Dennoch gibt es gegensätzliche Ansichten zur kinematischen Interpretation und zur zeitlichen Entwicklung (Armijou & Meyer, 1999; Le Pichon et al., 2001; Armijo et al., 2002; Yaltirak, 2002; Rangin et al., in press)

Fest steht jedoch, dass die erste tektonische Aktivität bereits im späten Miozän (~11 Ma) im östlichen Anatolien begann und seitdem westwärts progradiert. Erst während des Pliozäns, vor etwa 3,5 Millionen Jahren, entwickelte sich eine durchgehende Störungszone, die auch die Marmara-Region erfasste und entlang der Ganos-Störung ein Pull-Apart Becken entstehen ließ (Okay et al., 2000; Le Pichon et al., 2001; Yaltirak, 2002).

Der gesamte Versatz an dieser Störungszone beträgt etwa 85 km (Armijou & Meyer, 1999). Nach neuesten Publikationen geht man heute davon aus, dass nach der Entwicklung dieses Pull-Apart Beckens sich ein neues und weitaus komplexeres Störungssystem entwickelte (Rangin et al., in press).

Neue bathymetrische Karten des Marmarameeres zeigen dessen komplexe Struktur. Drei große Becken bilden die tiefsten Strukturen: Das Tekirdag Becken im Westen (1097m), das zentrale Marmara-Becken (1389m) und das Cinarçik Becken im Osten (1238m). Diese Becken sind durch Hoch-Strukturen, sog. „Push-Ups“ voneinander getrennt. Der westliche Marmara-Rücken, zwischen dem Tekirdag-Becken und dem Zentralen Marmara-Becken ragt dabei um mehr als 600m gegenüber dem Beckenboden auf und erreicht eine Wassertiefe von 550m. Der nur etwa 900 m tiefe zentrale Marmara-Rücken weiter östlich bildet die Grenze zwischen dem zentralen Marmara-Becken und dem Cinarçik-Becken (Abb. 2).

Die hohe tektonische Aktivität im Bereich des Marmarameeres hat auch direkt Einfluß auf den geochemischen Haushalt im Sediment und in der Wassersäule. Beispielsweise konnten Bakterienmatten am Meeresboden eindeutig mit der Aktivität entlang der Ganos-Störung in Verbindung gebracht werden (Halbach et al., 2002). Methan steigt in der Sedimentsäule entlang solcher Störungszonen auf und reagiert mit Sulphat aus dem Porenwasser. Dadurch erfolgt nicht nur die Präzipitation von einigen Mineralphasen (Pyrit, Eisenmonosulfid, Kalzit), auch Bakterien benutzen die Gasphasen als Energiequelle.

Durch diese Erkenntnis des Zusammenhangs zwischen Methan-Aufstieg und tektonischer Aktivität ist es vielleicht möglich, in dieser von Erdbeben oft heimgesuchten Region, ein Frühwarn-System durch Meeresboden-Monitoring zu entwickeln (Halbach et al., 2003).

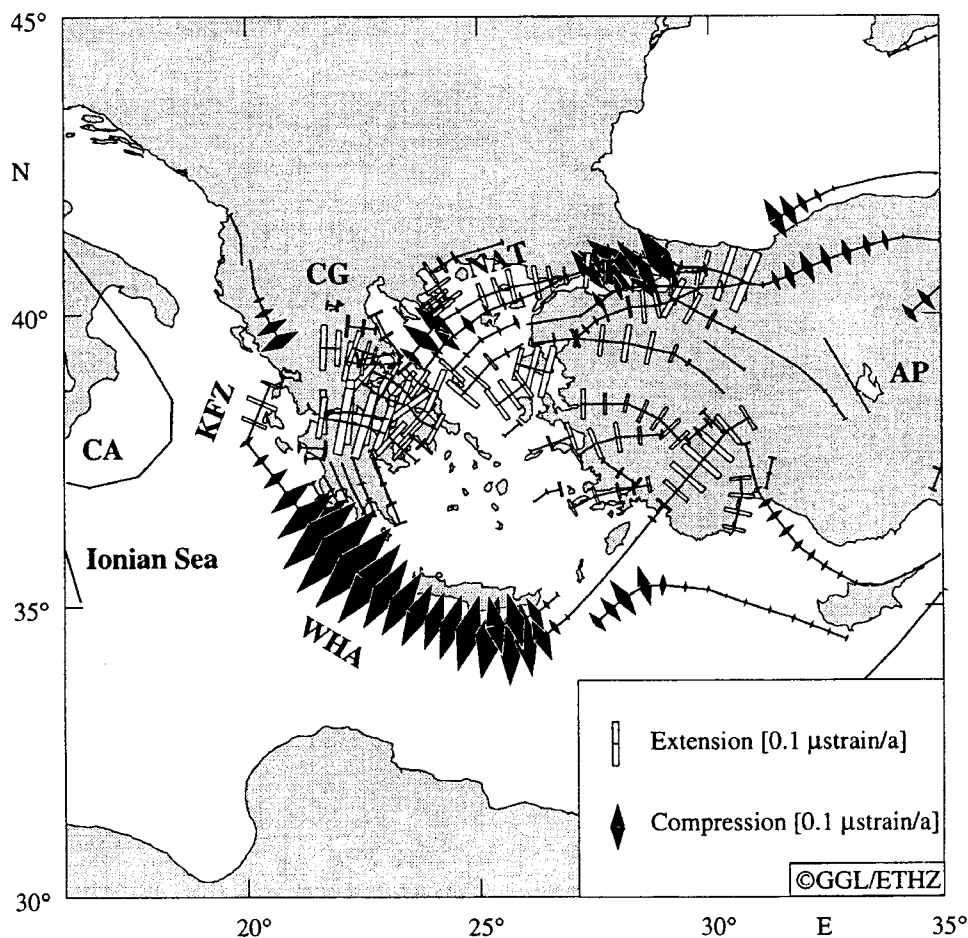


Abb.1: Tektonisches Regime im östlichen Mittelmeerraum, man kann deutlich zwischen extensions-, bzw. kompressions-beeinflussten Bereichen unterscheiden (nördliche Ägäis →Extension, Hellenischer Bogen und Marmara-Meer →Kompression; aus Straub & Kahle, 1997).

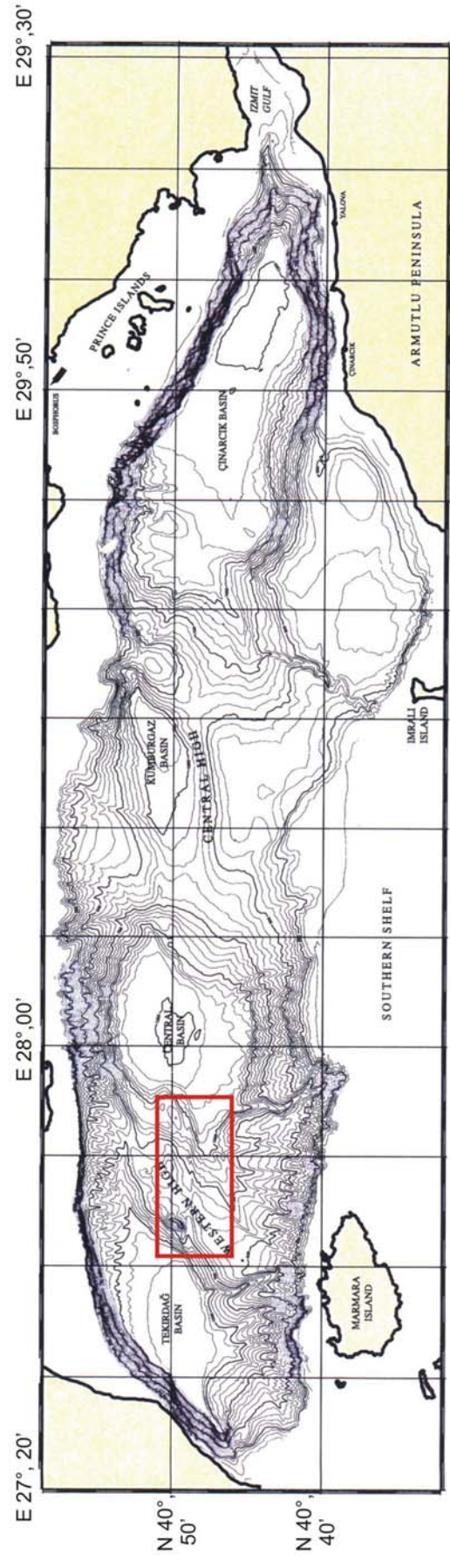
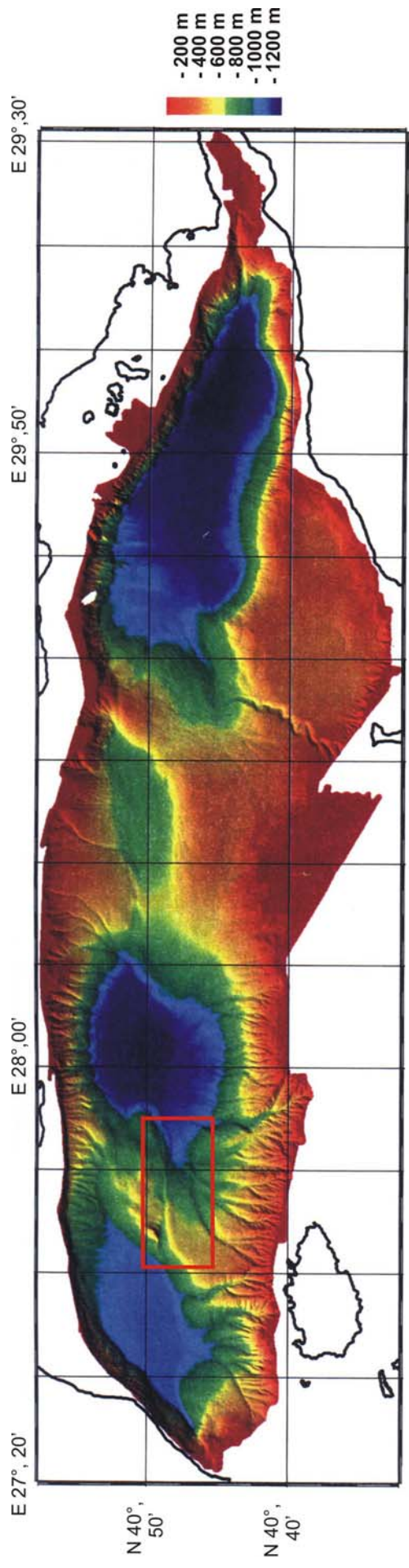


Abb. 2: Topographische Karte des Marmara-Meeres. In Rot ist das Arbeitsgebiet markiert (verändert nach Le Pichon (2001))

1.4 Geologisch-Paläogeographische Entwicklung > 25000a

In diesem Kapitel wird ein Überblick zur geologischen und paläogeographischen Entwicklung NW-Anatoliens sowie des thrakischen Beckens gegeben, also den Gebieten zwischen denen sich das Marmarameer erstreckt (Abb. 3).

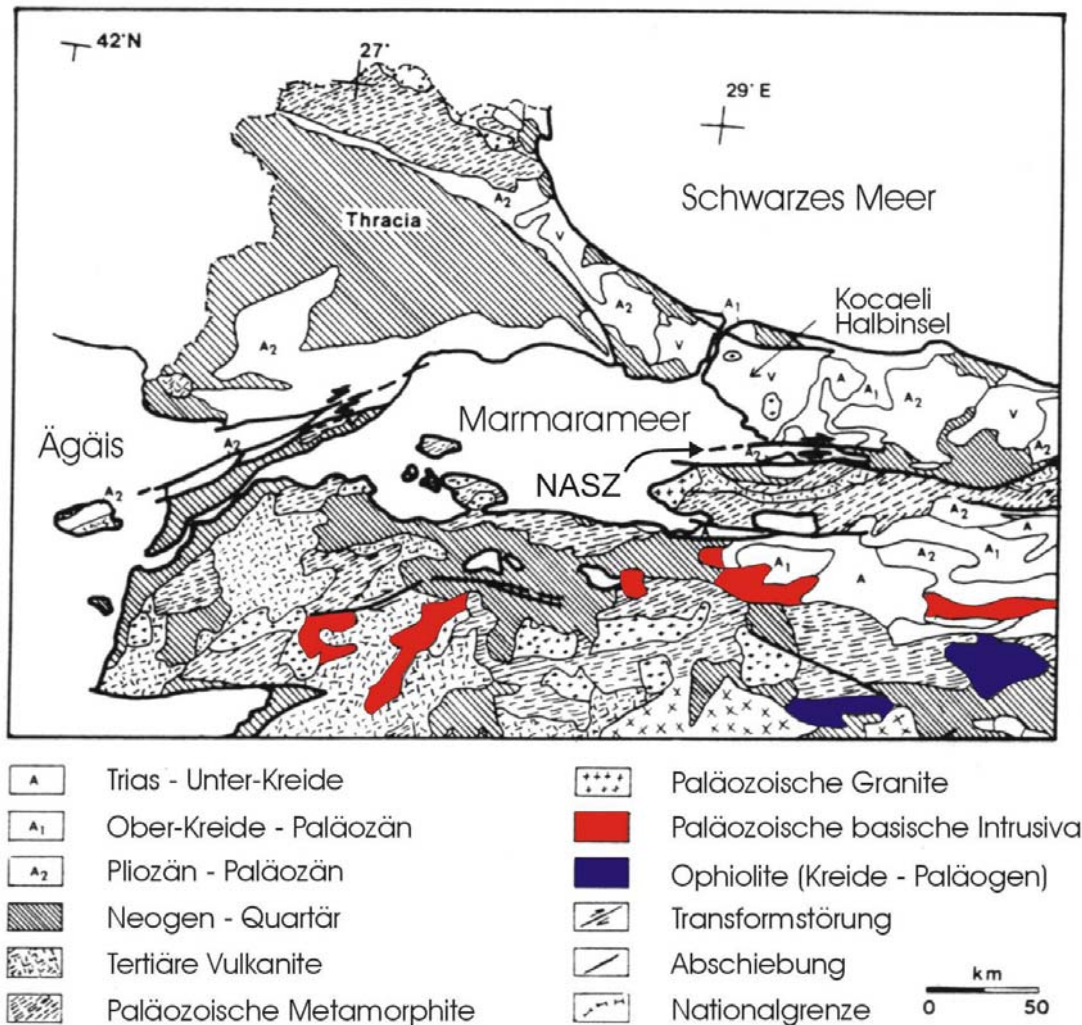


Abb.3: Vereinfachte geologische Karte der Marmara-Region, die farbig markierten Bereiche zeigen anstehende basische/ultrabasische Gesteinskomplexe, NASZ=Nord Anatolische Störungszone (nach Wong et al. 1990)

Die ältesten Gesteine sind auf der Koaceli-Halbinsel aufgeschlossen, sie bestehen aus ordovizischen bunten, feldspathhaltigen Klastika, die teilweise von Grauwacken und Sandsteinen überlagert werden (Wong et al., 1990). Während einer Transgression am Ende des Silurs wurden mergelige Kalksteine und gebänderte, bituminöse, fossilarme Tonsteine abgelagert.

Die devonischen Sedimentgesteine bestehen aus knollenartigen Kalken, Tonen und Mergeln, die im unteren Karbon von einer marinen, miogeosynklinalen Fazies abgelöst wurden.

Das Oberkarbon ist charakterisiert durch Grauwacken, Schiefer und schwarze Kalke. Auch Diabase entstanden während dieser Zeit.

Im Perm und Trias wurde die Ablagerung in der Marmara-Region durch kontinentale Red Bed Sedimente dominiert, während in anderen Bereichen der Türkei hemipelagische Karbonatsedimente sedimentiert wurden (Wong et al., 1990). Aus paläogeographischer Sicht befindet sich das Marmarameer in dieser Phase der Erdgeschichte am Rande der Paläotethys auf dem Kimmerian-Kontinent, der durch beginnende Riftprozesse gekennzeichnet ist (Wong et al., 1990). Dieser Bereich von Gondwanaland wird nun während des Juras und der Kreide Schauplatz komplizierter Krustendeformations-Prozesse. So werden große Teile der Paläotethys Richtung S subduziert.

Direkt am S und N-Rand des Kimmerian-Kontinents jedoch entsteht während dem unterem Jura durch kleine Riftvorgänge neuer Ozeanboden, Teile der sog. Neo-Tethys. Diese Vorgänge bewirken das Auseinanderbrechen des Kimmerian-Kontinents, so dass die Teil-Kontinente Sakuraya und die Anatolisch-Taurische Plattform entstehen. Doch bereits am Übergang zur Kreide endet die Öffnung der Neo-Tethys und es beginnt im Norden die Subduktion des neu entstandenen Ozeanbodens. Vor allem intensive nordvergente Deformationen, granitische Intrusionen bis hin zur Grünschiefermetamorphose waren die Folge. Auch größere ophiolitische bis meta-ophiolitische Gesteins-Komplexe entstanden während dieser Phase (Yilmaz et al., 1995). Noch heute stehen diese Reste der subduzierten ozeanischen Neo-Tethys-Kruste SE des Marmara-Meereres an (Abb. 3).

Nördlich dieser Kollisionszone kam während der Unterkreide eine karbonatische Schelffazies zur Ablagerung. Die Oberkreide in S-Thrakien und der äußerste NW von Anatolien wird von bathyalen Foraminiferen-Mergeln aufgebaut.

Während des Känozoikums beeinflussten schließlich zwei Phasen der Extension und Transformation die Entwicklung des Marmarameeres. Die erste davon steht in Verbindung mit der Öffnung des Thrakischen Beckens zwischen dem mittleren Eozän und dem Miozän. Die zweite wurde durch das Vordringen der Nord-Anatolischen Störungszone während des späten Miozän in dieser Region ausgelöst. Seismische Profile belegen, dass das Marmarameer und das Thrakische Becken bis zum Miozän eine zusammenhängende Beckenstruktur darstellten. Während dieser Zeit kam es zur Ablagerung von über 5 km mächtigen Sedimenten.

Über die Entwicklung der Verbindung zwischen dem Marmarameer und dem Schwarzen Meer ist bislang relativ wenig bekannt. Im oberen Eozän entstand während einer Transgression eine breite Wasserstraße zwischen dem Mittelmeer und dem Schwarzen Meer. Im Oligozän rückte eine Deltafront von NW-Anatolien nach Thrakien vor. Die Wasserstraße wurde langsam eingeengt und von den marinen Zuflüssen abgeschnitten. Die Bedingungen innerhalb des Restbeckens wechselten langsam von marin zu brackisch. Feinkörnige Sandsteine und sandige Tone wurden dadurch von Deltasedimenten abgelöst, die ihrerseits Einschaltungen von Kohle- und Kieslinsen aufweisen. Andesitischer Vulkanismus wurde an der W und NW-Grenze des Thrakischen Beckens aktiv.

Westlich des Marmarameeres wird die regionale Stratigraphie an Land durch zwei tertiäre und sedimentäre Einheiten dominiert. Die untere ist eine siliziklastische Sequenz aus Turbiditen, Olisthostromen sowie deltaisichen Ton- und Sandsteinen mitteleozänen bis oberoligozänen Alters. Die Sandsteine dieser Sequenz dienen zum Teil als Reservoir für Erdgas, das weiter nördlich im Bereich des thrakischen Beckens auch gefördert wird. Die Gesamtmächtigkeit dieses Schichtenkomplexes beträgt etwa 4000m (Kopp et al., 1969). Südlich der Ganos-Störung werden diese diskordant von miozänen Sandsteinen, Tonschiefern und Konglomeraten überlagert, die in einem fluviatilen bis lagunenartigen Milieu abgelagert wurden (Kopp et al., 1969). Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 1400m.

Die unter- und obertertiären Gesteine sind durch einen Hiatus und eine Winkeldiskordanz voneinander getrennt. Im späten Miozän gab es eine Verbindung zwischen dem brackischen

Wasser der Ägäis und dem Marmarameer. Sowohl kontinentale als auch flachmarine Sedimente sind aus dem N-Teil des Marmarameeres bekannt. Die im S an das Marmarameer angrenzenden Gebiete zwischen Biga und Bursa sind durch einen Wechsel zwischen fluviatilen und limnischen Sedimenten sowie vulkanoklastischen Ablagerungen gekennzeichnet. Auch in Thrakien bestanden limnisch-fluviatile Bedingungen.

Die Nord-Anatolische Störungszone war zu diesem Zeitpunkt noch nicht bis in dieses Gebiet vorgedrungen (Sakinc et al., 1999). Allgemein dominierend und auch für die Öffnung des Thrakischen Beckens verantwortlich waren die rechtslaterale Istranca-Störung im N und eine weitere große Störung im S des Marmarameeres.

Im Helvetium (mittleres Eozän) war eine erneute Subsidenz in der Marmararegion verbunden mit der Ablagerung von gelblichen, bröckeligen, dickbankigen Kalksteinen, die ihrerseits von oolithischen Kalksteinen überlagert werden.

Diese sedimentierten in einem brackischen Milieu, welches zu dieser Zeit im Marmarameer und im Bereich der Dardanellen bestand (Sakinc et al., 1999). Während des Pannonikums (unteres Pliozän) vergrößerte sich dieser See auf fast gesamt S-Thrakien, die Istanbul-Region und den Golf von Izmit. Limnisch fluviatile Sedimente sind vorherrschend. Am Ende des Pannonikums trocknete dieser See aus und das flache Gebiet wurde von rötlichem Sand bedeckt, der teilweise von Flüssen aus dem Istranca-Massiv eingetragen wurde.

Im späten Pliozän war Thrakien von weitreichender Einebnung und Erosion betroffen, während im Saros Becken der marine Einfluss deutlich ist. Seismische Profile deuten darauf hin, dass zu dieser Zeit im Marmarameer die Bildung von tiefen Becken einsetzte, welche sich mit limnisch fluviatilen Sedimenten füllten. Die Ursache dürfte das Vordringen der NASZ gewesen sein (Wong et al., 1990; Ergün & Özel, 1995; Okay et al., 1999; Okay et al., 2000). Die ersten marinen Ablagerungen finden sich im Marmarameer als Terrassen entlang des Ganos-Berges und deuten auf ein spätpleistozänes Eindringen des Meeres, eventuell im Zuge der thyrrhenischen Transgression.

Entlang der Küste des Marmarameeres finden sich eine Vielzahl mariner Terrassen, die anhand von Isotopenanalysen an Schalenfragmenten auf mittleres bis spätes Pleistozän (260ka – 130ka BP) datiert wurden (Paluska et al., 1989). Charakteristisch für diese Karbonate ist die darin erhaltene typische Mittelmeerfauna, so dass also eine Verbindung mit der Ägäis bestanden haben muss. $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurven zeigen, dass der Meerwasserspiegel während der Interglaziale des Pleistozän niemals das heutige Niveau erreicht hat, somit müssen diese Terrassen tektonisch auf ihre jetzige Position gehoben worden sein. In neuen Arbeiten konnte eine durchschnittliche Hebungsrate von 0,40 mm/a über die letzten 225ka für die Dardanellen errechnet werden (Yaltirak et al., 2002). Es ist daher anzunehmen, dass neben den globalen Veränderungen des Meeresspiegels durch den Wechsel zwischen Glazialen und Interglazialen auch regionale Hebungsraten, die durch aktive Transpression verursacht werden, einen nicht zu unterschätzenden Einfluss auf die paläoozeanographische Entwicklung des Marmarameeres von 225ka bis etwa 25ka hatten.

1.5 Geologisch-Paläozeanographische Entwicklung < 25000a

In der Literatur werden nach wie vor unterschiedliche Modelle zur Entwicklung der Meeresverbindung zwischen dem Schwarzen Meer, dem Marmarameer und der Ägäis über die letzten 25ka diskutiert (Stanley & Blanpied, 1980; Lane Serff et al., 1997; Ryan et al., 1997; Aksu et al., 1999a; Aksu et al., 1999b; Ballard et al., 2000; Cagatay et al., 2000; Görür et al., 2001; Sperling et al., 2003). Im folgenden Kapitel werden diese kurz zusammengefasst (vergl. auch Tab.2, und im Anhang Ausklappseite, S.169):

Im Vergleich zu einer globalen Meeresspiegelkurve und der Einberechnung isostatischer/tektonischer Ausgleichsbewegungen erfolgte das letzte Trockenfallen der Dardanellen und damit das Abschnüren des Marmarameeres vom Mittelmeer vor ~25 ka (Imbrie et al., 1984; Chappell et al., 1996). Aufgrund der Ablagerungen von datierbaren Deltasequenzen an der Mündung des Koçasu-Flusses kann gefolgert werden, dass der Wasserspiegelstand innerhalb des Marmarameeres von der heute 65 m unter dem Meeresspiegel liegenden Dardanellen-Schwelle kontrolliert wurde. Laut Stanley & Blanpied (1980) sollen der Bosphorus und die Dardanellen von etwa 25ka bis vor 12ka als Wasserabflüsse aus dem Schwarzen Meer bzw. Marmarameer gewirkt haben.

Durch die Abschmelzvorgänge der Inlandvereisungen nach der letzten Eiszeit stieg der globale Meeresspiegel nach und nach an. Zwischen 12000a und 11000a vor heute, soll er dabei die Höhe der Dardanellen-Schwelle (~ -65m) erreicht haben (Stanley & Blanpied, 1980; Lane Serff et al., 1997; Ryan et al., 1997; Aksu et al., 1999b; Ballard et al., 2000; Cagatay et al., 2000). Durch diese Ingression veränderte sich zunehmend das Milieu des Marmarameeres von brackisch zu marin. Von diesem Zeitpunkt an unterscheiden sich die meisten gängigen paläoozeanographischen Modelle deutlich.

Stanley & Blanpied (1980) und Aksu et al. (1999a) gehen davon aus, dass durch den weiteren Meeresspiegelanstieg die Schwelle des Bosphorus (-35m) vor etwa 9500 a erreicht wurde. Jedoch floss das Wasser nicht in östlicher Richtung in das Schwarze Meer ein, sondern umgekehrt: denn gleichzeitig zum globalen Meeresspiegel stieg auch der Wasserspiegel des Schwarzen Meeres durch den erhöhten Schmelzwasser-Zufluss aus Don, Dnjepr und Donau an. Somit soll erst ein Einschicht-Süßwasserstrom von 9500a bis vor etwa 7150a in westlicher Richtung durch den Bosphorus ausgeflossen sein. Mächtige Delta-Ablagerungen südlich des Bosphorus weisen auf ein aktives Ausflusssystem aus dem Schwarzen Meer in das Marmarameer während dieses Zeitraums hin (Hiscott et al., 2002).

Im Marmarameer bis hin in weite Gebiete der Ägäis entstand dadurch ein geschichteter Wasserkörper: brackisches, nährstoffreiches und dadurch spezifisch leichteres Oberflächenwasser. Der Tiefenwasserkörper hingegen bestand aus marinem und salinarem Wasser. Der Nährstoffreichtum im Oberflächenwasser führte zu einer erhöhten Bioproduktivität. Abgestorbene Organismenreste sanken ab und die Biomasse wurden in der Wassersäule unter Sauerstoffverbrauch zersetzt. Dadurch wurden tiefere Wasserschichten immer mehr an Sauerstoff abgereichert, was schließlich zur Ablagerung eines Sapropels führte (Rohling, 1994; Aksu et al., 1995b).

Laut Stanley & Blankpied (1980) und Aksu et al. (1999a) kam vor etwa 7150a die Sapropelbildung im Marmarameer und in der Ägäis zum Erliegen und salinares Wasser konnte nun über die Schwelle des Bosphorus als Salzwasser-Tiefenstrom auch in das Schwarze Meer einfließen. Das spezifisch schwerere marine Wasser begann nun in tiefe Bereiche des Schwarzen Meeres abzusinken. Nährstoffreiches lakustrines Wasser wurde dabei an die Oberfläche gedrückt und es kam hier ab 7150a zur Ablagerung eines Sapropels. Bis heute dauern anoxische Bedingungen im Schwarzen Meer an. Durch eine Wasserschichtung (Halokline bei 150-300m Tiefe) ist nach wie vor brackisches Oberflächenwasser von salzhaltigem Tiefenwasser getrennt.

Cagatay et al. (2000) geht von einem etwas abweichenden paläoozeanographischen Modell aus. Demnach soll der Süßwasserausstrom aus dem Schwarzen Meer bereits vor 10600a begonnen haben und nicht erst vor 9500a wie bei Aksu et al. (1999a) oder Stanley & Blanpied (1980). Desweiteren wurde nach Cagatay et al. (2000) die Bosphorus-Schwelle erst um 5300a von marinem Wasser aus dem Marmarameer durchflossen.

Ein weiteres äußerst diskutiertes paläoozeanographisches Modell ist die sogenannte „Sintflut-Theorie“ nach Ryan et al. (1997) und Ballard et al. (2000). Nach deren Forschungsergebnissen existierte kein Süßwasser-Ausstrom aus dem Schwarzen Meer in Richtung Westen bis vor 7000a. Ihre Theorie basiert unter anderem auf C₁₄-Altersdatierungen mariner Mollusken, die erstmals in Schelfablagerungen des Schwarzen Meeres vorkommen. In ihrem Modell sinkt der Meeresspiegel im Schwarzen Meer seit etwa 12000a (-150 m gegenüber heute) deutlich ab, da der Schmelzwasserzustrom aus Mitteleuropa versiegte. Das Marmarameer ist jedoch seit 12000a über die Dardanellen mit dem Mittelmeer verbunden. Durch den globalen Meeresspiegelanstieg wird schließlich die Schwelle des Bosphorus vor 7150a erreicht. Nach dem Modell sollen sich nun katastrophenartig riesige Mengen an Wasser in das Schwarze Meer ergossen, und den dortigen Meeresspiegel in nur wenigen Jahren angepasst haben.

Neueste Ergebnisse in Sperling et al. (2003) bestätigten einige Angaben von Ryan et al. (1997). Untersuchungen an Foraminiferenschalen aus Sedimenten des Marmarameeres und aus dem levantinischen Becken (Ägäis) widerlegen einen Süßwasserausstrom aus dem Schwarzen Meer bis in die Ägäis zur Zeit der Sapropelbildung (von 12000a bis 7000a). Sauerstoffisotopenwerte und Alkenone zeigen keinerlei Anzeichen für niedrig salinates Oberflächenwasser seit vor etwa 7000a. Demnach muss die Sapropelbildung im Marmarameer und in der nördlichen Ägäis auf einen anderen Prozess zurückzuführen sein.

Wie man nun an all den Erläuterungen unschwer erkennen kann, bestehen nach wie vor große Lücken bezüglich der paläoozeanographischen Entwicklung in dieser Region, da die bisherigen Publikationen jeweils wenige, bisweilen sogar nur einzelne Forschungsbereiche abdecken. In der hier vorliegenden Arbeit werden nun erstmals weitgefächerte geochemische, mineralogische, sedimentologische und mikropaläontologische Daten kombiniert betrachtet und diskutiert. Nur dadurch ist es möglich, die Entstehungsgeschichte des Marmarameeres über die letzten 25000a in allen Zusammenhängen genauer zu verstehen.

Tab. 2: Übersicht zu den einzelnen paläoozeanographischen Modellen nach Stanley & Blanpied (1980), Aksu et al. (1999a), Chagatay et al. (2000), Ryan et al. (1997) und Sperling et al. (2003). Angegeben sind die paläoozeanographischen Veränderungen und deren Zeitpunkte nach den jeweiligen Modellen.

paläoozeanographische Veränderung	Stanley & Blanpied (1980) Aksu et al. (1999a)	Chagatay et al. (2000)	Ryan et al. (1997) Ballard et al. (2000)	Sperling et al. (2003)
Meeresspiegel überschreitet Dardanellen-Schwelle (-65m NN)	12000a-11000a	12000a-11000a	12000a-11000a	12000a-11000a
Meeresspiegel überschreitet Bosphorus-Schwelle (-35m NN)	9500a, Ausfluss aus dem Schwarzen Meer	10600a, Ausfluss aus dem Schwarzen Meer	7150a, Ausfluss aus dem Marmarameer in das Schwarze Meer	8700a, Ausfluss aus dem Marmarameer in das Schwarze Meer
Zweischicht-Wasserkörper im Marmarameer	ab 9500a	ab 10600a	ab 7000a	ab 7000a
Gründe für Sapropel-Bildung	Zweigeschichteter Wasserkörper, hohe Bioproduktivität durch Nährstoffeintrag aus dem Schwarzen Meer	Zweigeschichteter Wasserkörper, hohe Bioproduktivität durch Nährstoffeintrag aus dem Schwarzen Meer	Zweigeschichteter Wasserkörper, hohe Bioproduktivität durch Nährstoffeintrag aus dem Schwarzen Meer	Reorganisation der biochemischen Zyklen