

5 Entwicklung eines paläozeanographischen Modells für das Marmarameer

Aufgrund der in dieser Arbeit erbrachten Anhaltspunkte zur paläoozeanographischen und paläoklimatologischen Entwicklung ist es nun möglich, ein eigenes Modell zur Entwicklung des Marmarameeres über die letzten knapp 20000 Jahre zu erstellen. Bereits publizierte paläoozeanographische Modelle (Stanley & Blankpied, 1980; Ryan et al., 1997; Aksu et al., 1999 b; Cagatay et al., 2000; Sperling et al., 2003) müssen zum Teil zur Rekonstruktion dieser Entwicklung aufgegriffen werden, um Zusammenhänge oder Widersprüche klarzustellen.

Aufgrund der mikropaläontologischen Analysen kann davon ausgegangen werden, dass das Marmarameer bis vor 13000 Jahren ein großer Süßwassersee war. Die Abwesenheit jeglicher mariner Organismen in den Sedimenten aus diesem Zeitraum bestätigte dies. Auch Stanley & Blankpied (1980) sowie Cagatay et al. (2000) kamen durch Untersuchungen am Faunenbestand zur gleichen Ansicht. Durch die eustatische Meeresspiegelabsenkung während des glazialen Maximums muss die lakustrine Phase des Marmarameeres viele tausend Jahre vor der marinen Ingression (Beginn um 13000a BP) bestanden haben. Aksu et al.(1999b) geben auf Basis der allgemeinen Meeresspiegelkurve dieses Alter als die jüngste Grenze für die Trennung des Marmarameeres und der Ägäis durch die Dardanellen an.

Anhand der hier vorliegenden geochemischen und sedimentologischen Untersuchungen lassen sich keine umfassenden Aussagen über die ältere Entwicklung machen, obwohl die Kerne KLG 20 und KL 40 Sedimente mit vergleichbarem Alter von > 25000a BP durchteufen. Möglicherweise entwickelt sich das Marmarameer von einer prämarinen Phase (>70000 Jahre) während des Glazials durch den Prozess einer Aussüßung langsam zu lakustrinen Bedingungen. Die Dardanellen verhinderten während des Zeitraums zwischen 40000 und 13000 Jahre vor heute den Zufluss marinen Wassers aus der Ägäis. Das Vorhandensein von Monosulfiden in diesen Ablagerungen weist darauf hin, dass anoxische Bedingungen während der lakustrinen Phase herrschten. Das Sulfid stammt größtenteils aus der sich zersetzenden organischen Matrix planktonischer Lebewesen und fluviatil eingetragenen terrestrischem Pflanzenmaterial.

Zu Ende des letzten Glazials vor etwa 17000 Jahren begannen sich weltweit die Gletscher zurückzuziehen. Massive Abschmelzvorgänge führten zu erhöhtem fluviatilen Sediment-Transport und das Klima veränderte sich vor allem im mediterranen Raum von kalt-ariden zu warm-humiden Bedingungen, was durch palynologische Analysen von Roberts et al. (2001) festgestellt wurde. In dieser Phase des Abschmelzvorgangs und der hohen Niederschlagraten kam es verstärkt zu Erosion von Gesteinsmaterial. Über die Flüsse Koçabas und Kocaköy konnte während dieser Phase Sedimentmaterial eingetragen werden, das vermehrt Komponenten aus ultrabasischen und basischen Gesteinskomplexen südlich des Marmarameeres enthält. Dies führte im sedimentären Material zu geochemischen Anomalien hinsichtlich Ni, Cr und Mg, und zu einer Zunahme von größeren Korngrößen (Abb.52).

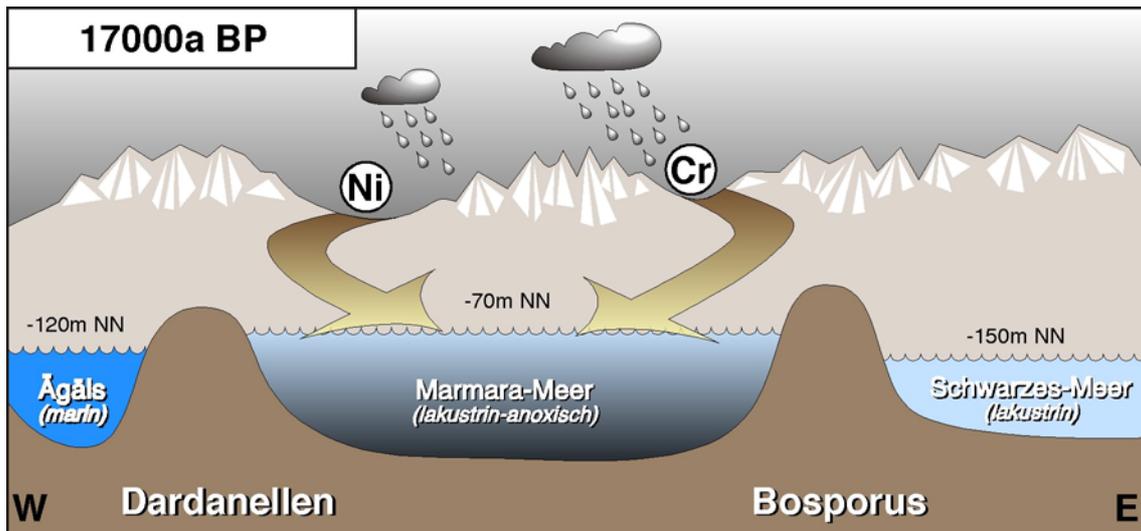


Abb.52: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen Situation des Marmarameeres vor 17000a BP.

Diese Bedingungen änderten sich im Verlaufe der nächsten 4000 Jahre kaum. Allerdings führte die globale Erwärmung und das damit verbundene weltweite Abschmelzen der Inlandsvereisungen zum Anstieg des Meeresspiegels, sowie zur Entwicklung einer borealen Vegetation (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1990; Siddall et al., 2003). Vor etwa 13000 Jahren erreichte der Meeresspiegel die Schwelle der Dardanellen (heute -65m uNN) und es kam zur ersten marinen Ingression von der Ägäis in das Marmarameer (Abb.53). Das eindringende Meerwasser war aufgrund seiner erhöhten Dichte schwerer und sank zum Boden des anoxischen lakustrinen Marmarameeres ab. Während dieses Prozesses kam es zur authigenen Ausfällung von Karbonat beim Vermischen von lakustrinem und marinem Wasser und zur Ablagerung von Einheit C (Abb.54, 55). Die Ergebnisse der Modellierung und einzelne Anhaltspunkte aus $\delta^{13}\text{C}$ -Analysen liefern wichtige Nachweise für diese Entstehung. In diesem Zeitraum vor 13000 Jahren erreichte der erosive Eintrag von sedimentärem Material aus dem Hinterland im Süden sein Maximum. Die höchsten Konzentrationen von Ni und Cr sowie das häufigere Auftreten von Pyroxenen in den Sedimentschliffen sprechen für diese Entwicklung.

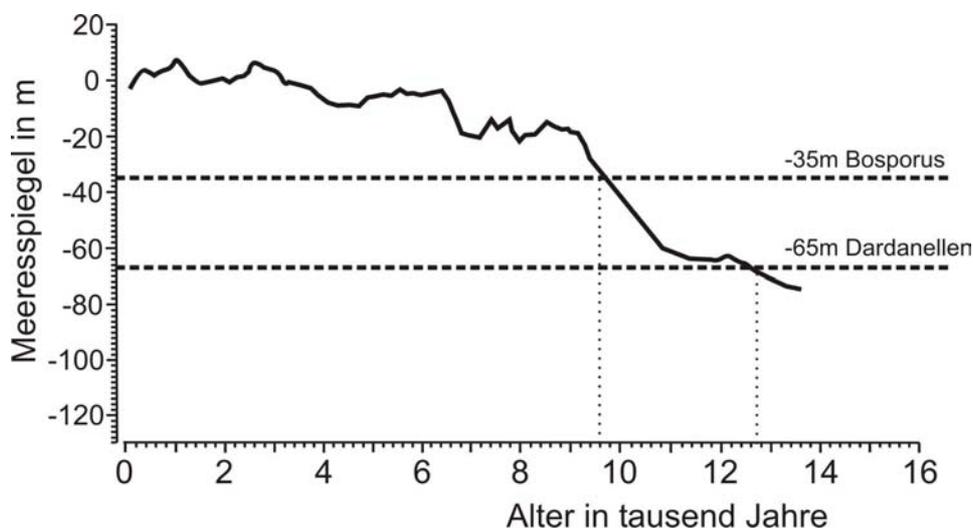


Abb.53: Globale Meeresspiegelkurve und Korrelation zu den Tiefenlagen des Bosporus bzw. der Dardanellen. Demnach wurden die jeweiligen Schwellen vor ~9600 bzw. ~13000 a BP erreicht (Siddall et al., 2003).

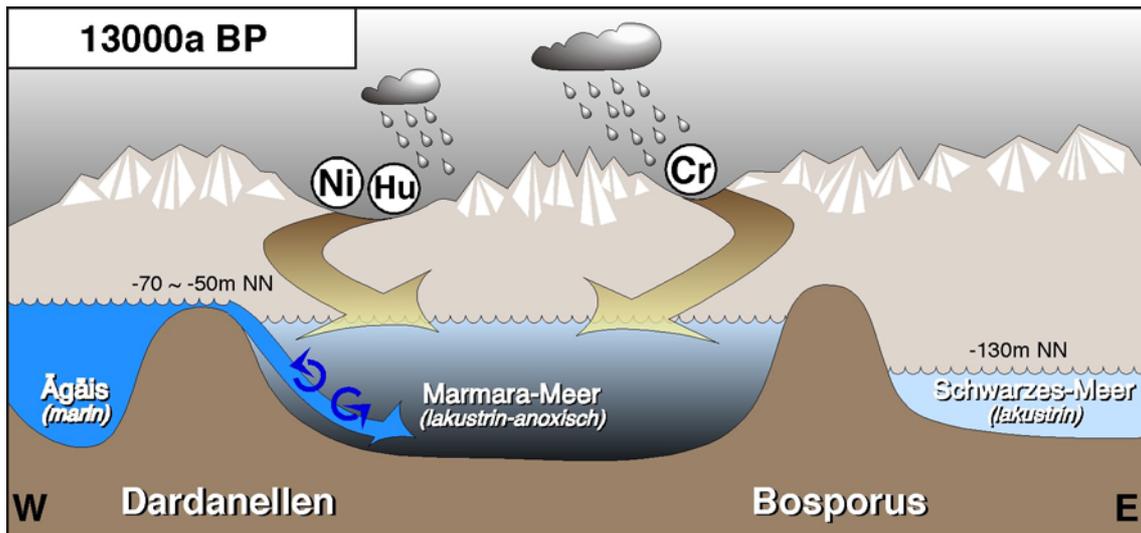


Abb.54: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen Situation des Marmarameeres vor 13000a BP. Zu diesem Zeitpunkt geschah die marine Ingression von Ägäiswasser in das Marmarameer. Das lakustrine anoxische Wasser des Marmarameeres vermischt sich mit dem eindringenden Meerwasser. Durch den klimatischen Wechsel zu warmen humiden Bedingungen kam es zum erhöhten Eintrag von Gesteinsmaterial (Ni, Cr). Erhöhte Vegetation führte zu einem Anstieg des Huminstoff-Eintrags (Hu).

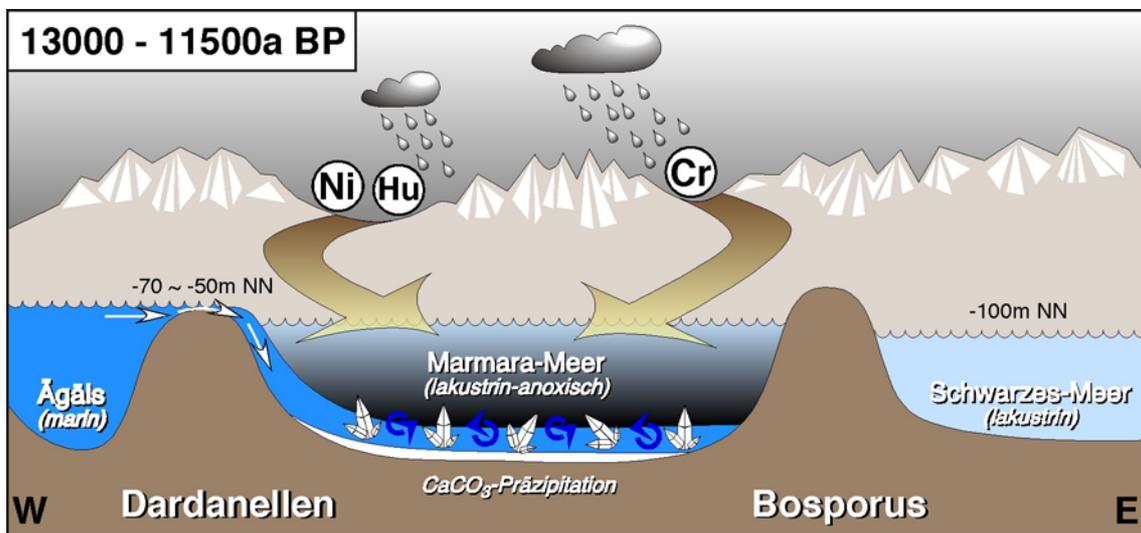


Abb.55: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen Situation des Marmarameeres zwischen 13000 und 11500a BP. Durch die Vermischung der Wassermassen erfolgte eine Ausfällung von Kalzit und Ablagerung der karbonatischen Lage Einheit C. Durch den klimatischen Wechsel zu warmen humiden Bedingungen kam es zum erhöhten Eintrag von Gesteinsmaterial (Ni, Cr). Auch die Entwicklung einer ausgeprägten Vegetation führte zu einer Erhöhung des Huminstoff-Eintrags (Hu).

Zwischen 13000 und 11500 a BP begann sich das Marmarameer mehr und mehr mit marinem Wasser aus der Ägäis aufzufüllen. Durch die Durchmischung der beiden unterschiedlichen Wassermassen kam nährstoffreiches Tiefenwasser bei gleichzeitigem hohem fluviatilen nährstoffreichem Eintrag in oberflächennahe Bereiche des Marmarameeres (Abb.56). Eine spätere ähnliche ozeanographische Entwicklung und damit der Auslöser für die Sapropelablagerung, wird z.B. für das Schwarze Meer angenommen (Aksu et al., 1999b).

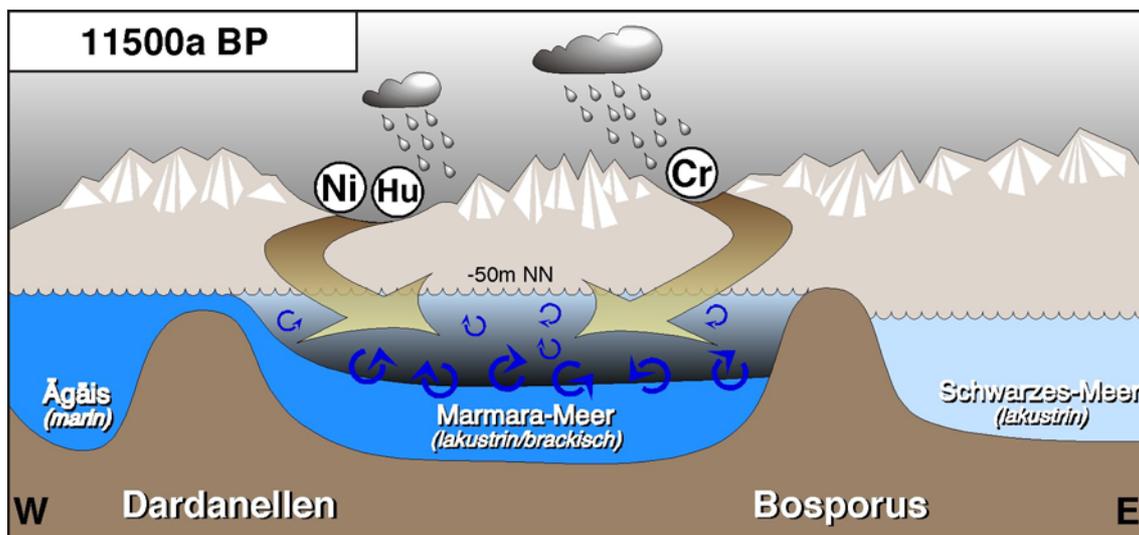


Abb.56: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen Situation des Marmarameeres vor 11500a BP. Es erfolgt die Durchmischung des vorher zweigeschichteten Wasserkörpers. Das Klima ist nach wie vor sehr humid. Da sich eine intensive Vegetation gebildet hat (Roberts et al., 2001), bleibt der Huminstoffeintrag hoch, während der Eintrag von Gesteinspartikeln langsam zurückgeht (Ni, Cr).

Durch das Zusammenwirken beider Prozesse wurde eine Phase von hoher Bioproduktivität im Marmarameer eingeleitet (Abb.57). Zyklische Muster (~alle 1100 Jahre) in den groben Korngrößen deuten auf Perioden mit erhöhtem erosiven Eintrag, der durch eine Nordwest-Verschiebung des Monsuns ausgelöst wird. Dadurch werden vermehrt auch Huminstoffe aus terrestrischer Vegetation und damit Nährstoffe in das Oberflächenwasser des Marmarameeres eingetragen, was zu einer Erhöhung der Bioproduktivität führt.

Diese Blütephase organischer Produktion führte zu reduzierenden Bedingungen in der Wassersäule und der Ablagerung der sapropelartigen Lage Einheit B (Abb.57). Erhebliche Mengen an organischem Material und verschiedenste Spurenelemente (z.Bsp. Cd, Co, As, Sb, Mo, V) wurden dabei in den Sedimenten angereichert. Die Zusammensetzung der benthischen Foraminiferen lassen einen Sauerstoffgehalt des Bodenwassers von teilweise unter 0,2 ml/l rekonstruieren. Auch bei den benthischen Foraminiferen lässt sich, vergleichbar zu den Korngrößenverteilungen, zeichnet sich ein zyklisches Muster ab. Durch Phasen intensiverer Bioproduktion verändern sich auch die Bodenwasserbedingungen hinsichtlich der Sauerstoffkonzentration und damit der benthischen Foraminiferenverteilungen. Diese Prozesse konnten aufgrund der C^{14} -Datierungen in den Zeitraum zwischen 11500 a BP und 7800 a BP eingeordnet werden.

Es gibt mehrere Arbeiten, die eine Rekonstruktion der globalen Meeresspiegelkurven enthalten (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1990; Siddall et al., 2003). Dadurch ist es möglich in

etwa den Zeitpunkt zu bestimmen, an dem Wasser aus dem Marmarameer über die Schwelle des Bosporus (-35m u NN) in das Schwarze Meer eindringt. Dieser Zeitpunkt kann in etwa auf 8600 Jahre BP festgelegt werden (Abb.57). Da Cagatay et al. (2000) am Bosporus durch seismische Untersuchungen eine Erosionsoberfläche nachweisen konnten, ist nicht auszuschließen, dass die marine Ingression in das Schwarze Meer erst später gegen 7500a BP erfolgte.

Sperling et al. (2003) belegt außerdem durch Isotopen-Analysen an planktonischen Foraminiferen, dass kein Ausfluss von Süßwasser aus dem Schwarzen Meer während der Ablagerung der sapropelartigen Lage im Marmarameer stattgefunden hat. Die Salinität war teilweise um bis zu 6 ‰ gegenüber heutigen Verhältnissen (~20 ‰ im Oberflächenwasser) erhöht.

Den Modellen von Cagatay et al. (2000) und Aksu et al.(1999 a, b), die als Ursache für die Entstehung der sapropelartigen Lage im Marmarameer ein Zweischichtmodell mit nährstoffreichen Oberflächenwasser aus dem Schwarzen Meer sehen, muss daher widersprochen werden. Lediglich die Datierungen der einzelnen Ereignisse entsprechen in etwa den hier präsentierten Daten.

Außerdem ist möglicherweise ein Zusammenhang zwischen der sapropelartigen Lage aus dem Marmarameer und der Ablagerung von S1 in der nördlichen Ägäis zu sehen.

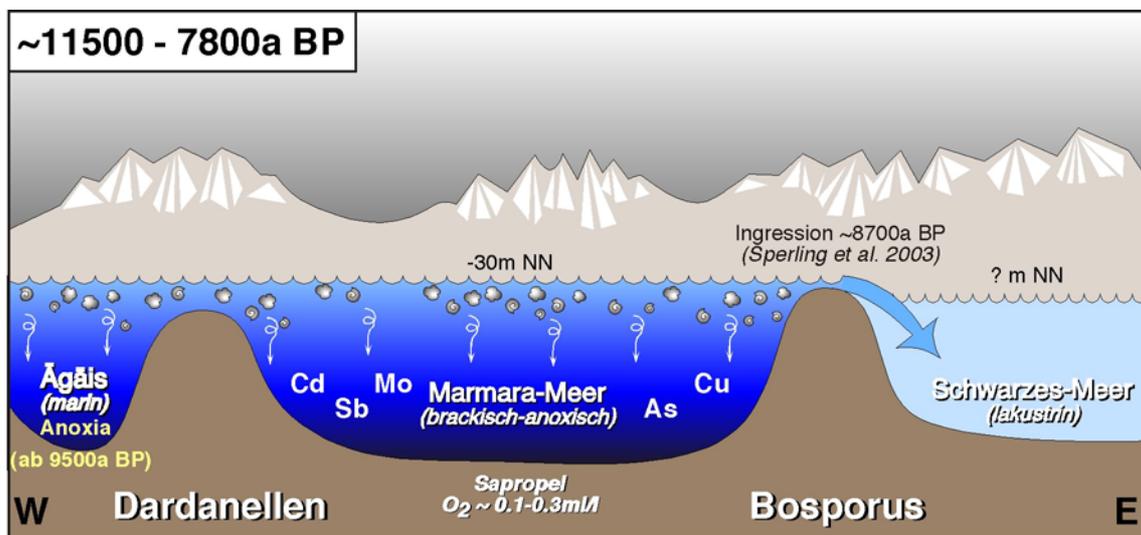


Abb.57: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen Situation des Marmarameeres zwischen 11500 und 7800a BP. Durch einen extremen Anstieg der biologischen Produktivität wird die Ablagerung der sapropelartigen Lage Einheit B ausgelöst. Innerhalb dieses Zeitraums kommt es auch zur marinen Ingression über den Bosporus in das Schwarze Meer. Sperling et al. (2003) legen dieses Ereignis auf ca. 8700a BP fest. Es ist jedoch auch ein späterer Zeitpunkt dafür denkbar.

Zum Zeitpunkt des Beginns der Ablagerung von S1 in der Nördlichen Ägäis (-9600 a BP) erreichte der ansteigende Meeresspiegel an den Dardanellen bereits ein Niveau, das ~35m unter dem heutigen lag. Dies entspricht in etwa der heutigen Tiefe am Bosporus (~35 m), an dem derzeit ein aktives Zweistrom-System entwickelt ist. Es ist daher durchaus möglich, dass ein ähnliches System vor 9600 Jahren an den Dardanellen aktiv war, wodurch nährstoffreiches Oberflächenwasser aus dem Marmarameer in die Ägäis transportiert wurde.

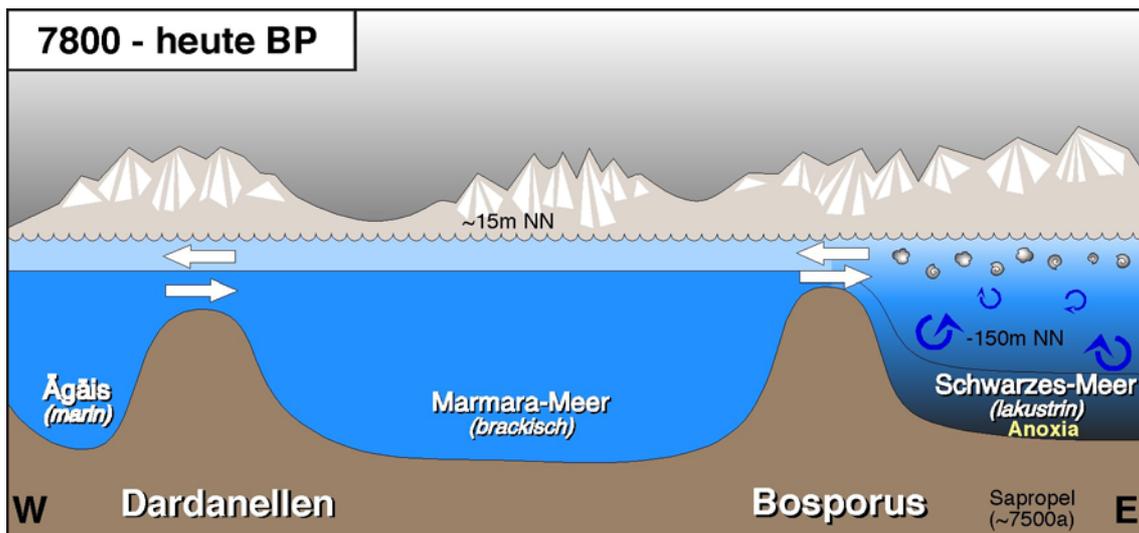


Abb.58: Schematische Darstellung der paläoozeanographischen Situation des Marmarameeres zwischen 7800a BP bis heute. Es entwickelt sich ab 7800 a BP eine zunehmender oberflächennaher Ausstrom von Wasser aus dem Schwarzen Meer. Dieser Ausstrom erreicht seine Maximum um 6500 a BP (Sperling et al., 2003).

Erst vor etwa 7800 a BP begann sich dann der Süßwasser-Ausfluss aus dem Schwarzen Meer zu entwickeln und erreichte bei ca. 6500 a BP vorerst seinen Höhepunkt (Sperling et al. 2003).

Dieses Zweistrom-System mit westwärts fließendem Oberflächenwasser aus dem Schwarzen Meer und ostwärts fließenden Tiefenwasser aus der Ägäis besteht bis heute (Abb.58). Lediglich die Intensität und die Strömungsgeschwindigkeiten nahmen im Laufe der Zeit ab, da bedingt durch erosive Prozesse und dem weiteren Ansteigen des Meeresspiegels der Durchmesser der Schwellen (Dardanellen, Bosporus) größer wurde.