

### 3.3 Mineralogie

Es wurden mit Hilfe der Röntgenanalyse (RDA) und von Sedimentschliffen einige Sedimentproben genauer auf Ihren Mineralbestand hin untersucht. Somit können bestimmte geochemische Charakteristik möglichen Anreicherung einzelner Mineralphasen zugeordnet werden. Auch konnte aufgrund dieser Analyse ein allgemeiner Überblick zur mineralogischen Zusammensetzung gewonnen werden.

Einzelne Proben wurden zusätzlich mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) betrachtet. Mit Hilfe des EDX am REM konnten weitergehende geochemische Analysen bestimmter Präzipitate (Karbonate, Pyrite) durchgeführt werden.

#### 3.3.1 Röntgendiffraktometrie

Durch Anwendung des Programms Mac Diff (Version 4.09) wurden die durch die Messungen an der RDA gewonnen Daten ausgewertet. Anhand der Reflektionsdiagramme konnten mit Hilfe dieses Programms, die mineralischen Hauptbestandteile ausgewählter Proben bestimmt werden.

Durch den Vergleich der Diffraktogramme stellte sich heraus, dass die mineralogische Zusammensetzung der Einheiten über die gesamten Kerne, abgesehen von der Aschenlage und der karbonatreichen Lage Einheit C und einzelnen groben Lagen, nicht wesentlich variiert. Ein typisches Diffraktogramm mit allen Mineralphasen ist in Abb. 20 dargestellt.

Dominierende Phase in allen Sedimentproben ist Quarz. Als Tonminerale treten vor allem Kaolinit, Chlorit und Illit auf und untergeordnet in einigen Proben Montmorillonit.

Als Glimmermineral tritt Muskovit aus den Diffraktogrammen hervor.

Feldspäte der Mischkristallreihe Albit-Anorthit (Plagioklas) kommen ebenfalls in allen Proben vor. Die Mineralphase Halit ist sekundär aus dem Porenwasser präzipitiert.

#### SL 160, 197 cm, Sapropelartige Lage

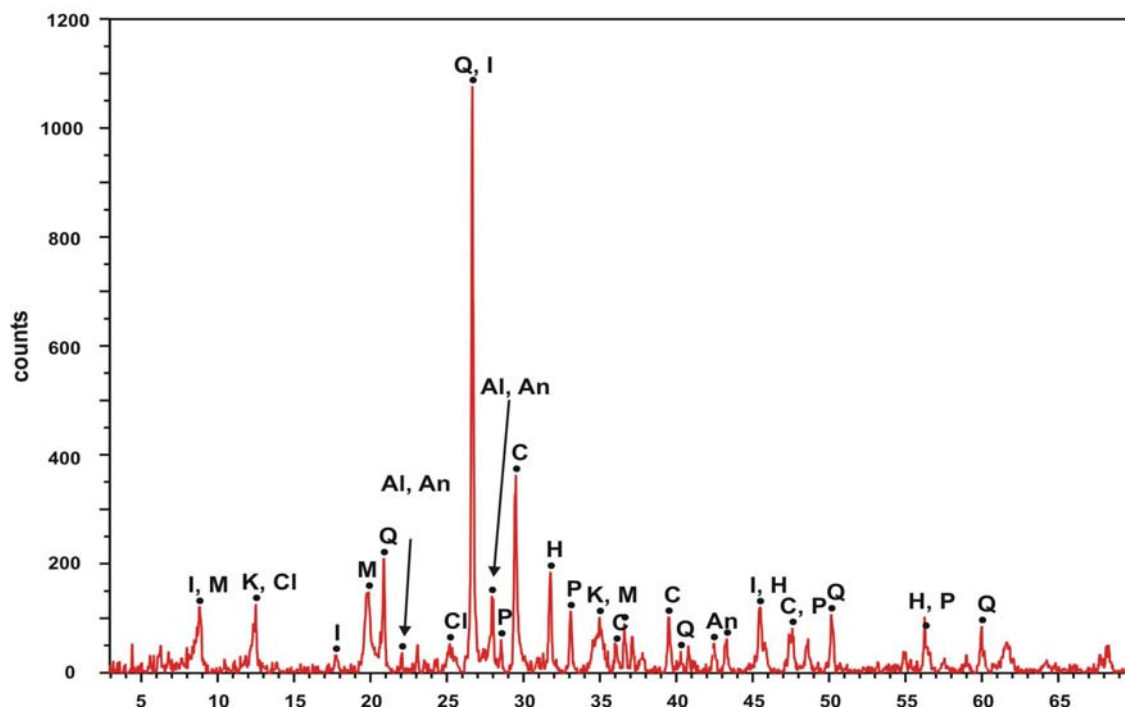


Abb.20: Röntgendiffraktogramm aus Kern SL 160. I: Illit; M: Muskovit; K: Kaolinit; Cl: Chlorit; Q: Quarz; Al: Albit; An: Anorthit; C: Kalzit; H: Halit; P: Pyrit.

Die Gehalte der Minerale Kalzit und Pyrit variieren leicht. Anhand der Peak-Intensitäten lässt sich semiquantitativ der jeweilige Mineralgehalt aus den einzelnen Proben abschätzen. In Abb.21 ist ein Röntgendiffraktogramm einer Probe aus der karbonatreichen Lage Einheit C dargestellt. Kalzit ist darin die dominierende Mineralphase.

Auch Pyrit zeigt leicht variierende Gehalte in den einzelnen Proben.

Vor allem die sapropelartige Lage Einheit B ist daran angereichert. Dies hängt mit den höheren  $C_{org}$ -Gehalten zusammen. Im Laufe der Zersetzung des organischen Materials wird zuerst aus dem Porenwasser freier Sauerstoff verbraucht, danach folgt über verschiedene Stufen die Reduktion von Mn-Oxiden, Nitrat ( $NO_3^{2-}$ ), Fe-Oxiden, und schließlich Sulfat. Der bei der  $SO_4^{2-}$ -Reduktion freiwerdende reduzierte Schwefel reagiert mit reaktivem Eisen und bildet Pyrit. Genauere Ausführungen zu dieser Thematik finden sich in den nachfolgenden Kapiteln 3.9.2 und 3.9.6., in denen ausführlich die diagenetischen Prozesse und die Pyrit-Bildung diskutiert werden. Pyrit-Anreicherungen finden sich auch vor allem in größere Lagen in Einheit D(Abb. 23).

Die Aschenlagen aus den Kernen KLG 20 und KL 40 wurden ebenfalls geröntgt. Die Mineralphasen aus diesen Proben unterscheiden sich nicht wesentlich von den normalen Kernsedimenten. Zu der alumosilikatischen Matrix (Quarz, Tonminerale) kommt ein leicht erhöhter Gehalt an Albit. Außerdem ist Pyrit in dieser größeren Lage angereichert.

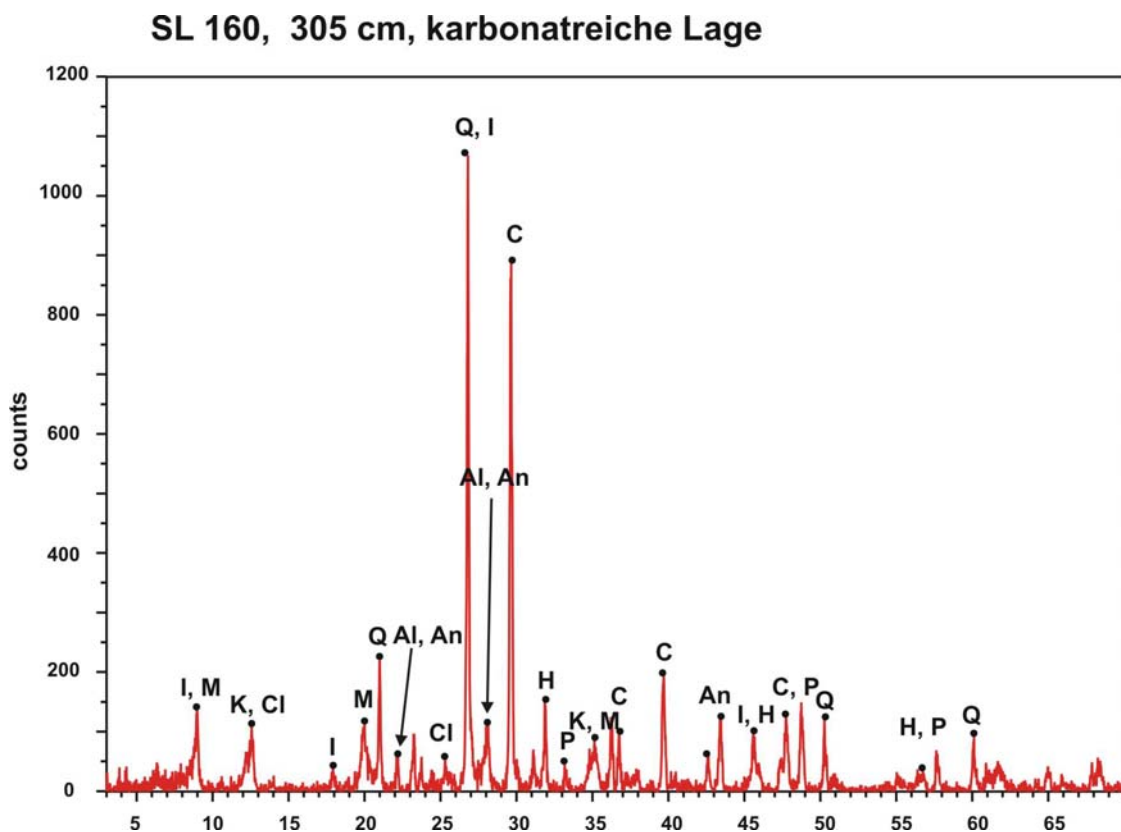


Abb.21: Röntgendiffraktogramm aus Kern SL 160 Einheit C. Kalzit ist hier die dominierende Phase. In den Leco-Messungen konnten bis zu 36 Gew. % Karbonat festgestellt werden. I: Illit; M: Muskovit; K: Kaolinit; Cl: Chlorit; Q: Quarz; Al: Albit; An: Anorthit; C: Kalzit; H: Halit; P: Pyrit.

### 3.3.2 Mikroskopie

Zur Bestimmung der Mineralkomponenten wurden auch von ausgewählten Proben Sedimentschliffe hergestellt. Dadurch konnten neben den Hauptbestandteilen auch einzelne Mineralphasen identifiziert werden, die in den Röntgendiffraktogrammen nicht erkannt wurden. Entscheidend ist dafür die Menge des Mineralgehaltes im Bezug zur Gesamtprobe; liegt dieser unter 1 Gew. %, so sind die Linien nicht erkennbar.

Einen Überblick über die meisten mineralogischen Komponenten bekommt man in Abb.22 u. 23. Im Allgemeinen ist die alumosilikatische Fraktion (Feldspäte und Quarz) zwischen 10 und 50  $\mu\text{m}$  groß. Konkretionen aus Tonmineralen und feinem Sedimentmaterial sind deutlich größer und können bis zu 0,5 mm im Durchmesser erreichen. Oft sind in den Sedimentschliffen kleinere Bruchstücke von Glimmermineralen erkennbar (Muskovit, Biotit). Bemerkenswert ist ein erhöhter Anteil von Pyroxenen in den Sedimentschliffen aus dem Übergangsbereich zwischen Einheit C und B (Abb.22; Tafel 6 im Anhang). Die Minerale fielen vor allem durch ihr relativ kräftiges Relief und einer grünlichen Farbe ins Auge. Meistens sind Spaltwinkel von  $90^\circ$  zu erkennen.

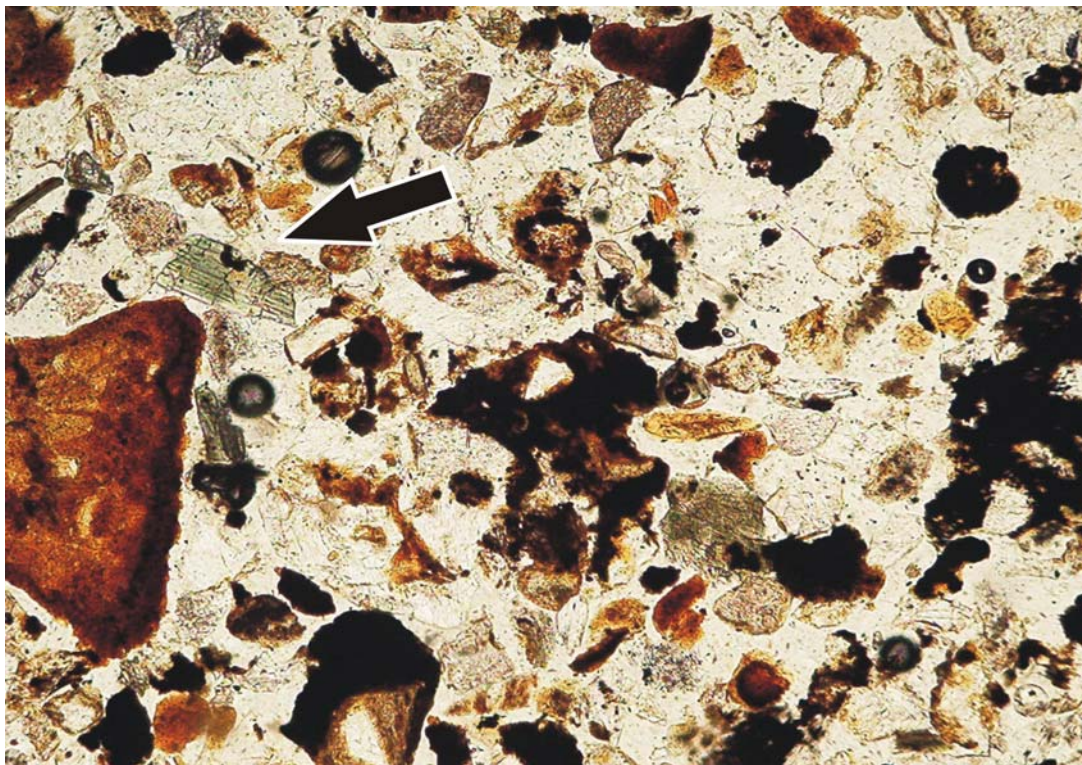


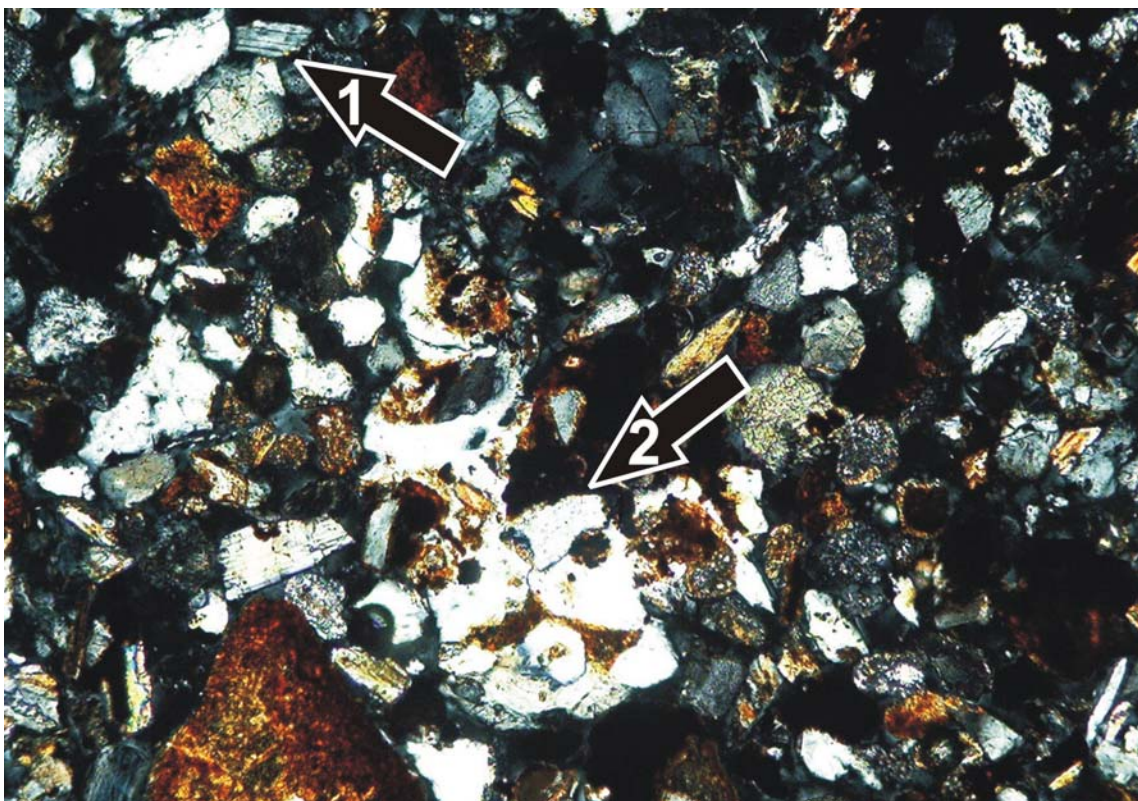
Abb. 22: Dünnschliffbild aus Kern SL 160 aus einer Sedimenttiefe von 280 cm aus Einheit B. Die vertikale Kantenlänge des Bildes entspricht einer Länge von 1 mm. Die dunkelbraunen bis rötlichen Komponenten sind Ton oder Siltkonkretionen, die schwarzen Bereiche werden von Pyrit eingenommen. Mit dem Pfeil ist ein Pyroxen markiert, der einen Spaltwinkel von  $90^\circ$  besitzt. Dieses Mineral ist nur in den Sedimentschliffen aus dem Übergangsbereich zwischen Einheit C und B optisch zu erkennen.



Am auffälligsten sind die Pyritpräzipitate. Teilweise nehmen sie das komplette Schaleninnere von biogenen Komponenten ein (Foraminiferen, Gastropoden) oder befinden sich in porösen Siltkongregationen. Oftmals kann man an den opaken Mineralumrissen im Durchlicht eine frambooidale Struktur erahnen (Abb.24). Verwesende organische Reste führen dazu, dass sich innerhalb solcher Schalen, reduzierende Mikromilieus entwickeln, die zur lokalen Präzipitation solcher Fe-Sulfide führen.

Pyrit ist z.T. in größeren Lagen, wie sich auch schon bei der Röntgendiffraktometrie abzeichnete, deutlich angereichert. Oftmals werden Komponenten durch die Fe-Sulfide miteinander verbunden, und es entstehen größere Kornverbände (Abb.26).

Die Aschenlage aus Kern KLG 20 ist in Abb.27 dargestellt. Sehr deutlich kann man die Bruchstücke des vulkanischen Glases erkennen, die teilweise luftblasenähnliche Strukturen zeigen. Unter gekreuzten Polarisaoren ist der isotrope Charakter des vulkanischen Glases erkennbar (Abb. 27, rechts).



*Abb. 23: Gleicher Sedimentdünnschliff wie in Abb. 20 mit gekreuzten Polarisatoren. Im oberen linken Bildbereich sind auch kleine Bruchstücke von Feldspäten zu erkennen (Pfeil 1). Im zentralen unteren Bereich der Abbildung ist ein größeres Korn von Quarzbruchstücken markiert (Pfeil 2). Die vertikale Kantenlänge entspricht 1 mm.*



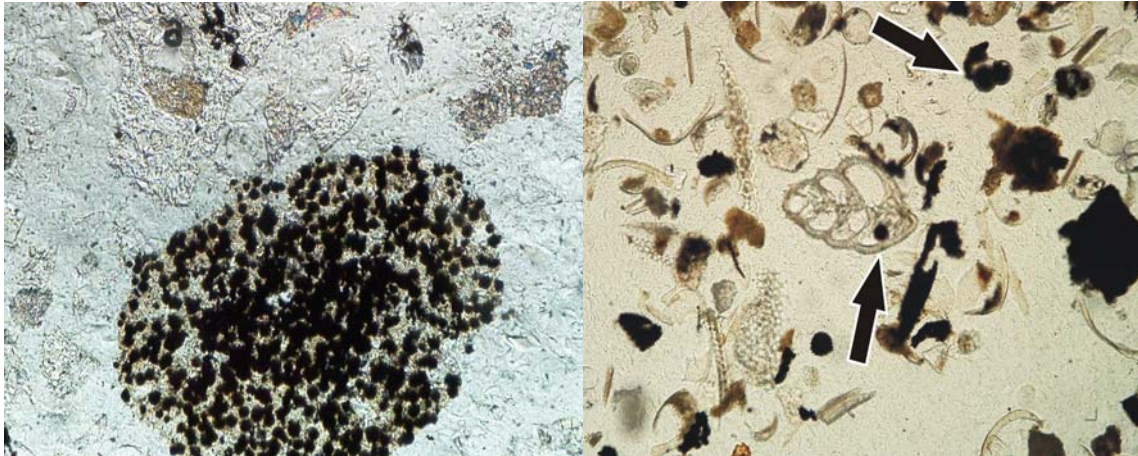


Abb. 24 (links): Aufnahme eines Sedimentschliffes aus Kern SL 160 aus 397cm Sedimenttiefe. Es handelt sich um eine teilweise pyritisierte Sediment-Komponente. Die Kristallisationskeime zeigen eine framboidale Anordnung.

Abb. 25 (rechts): In der rechten Abbildung sind einzelne Biokomponenten dargestellt. Vor allem Gehäuse von Foraminiferen zeigen häufig pyritisierte Kammern (siehe markierte Bereiche). Durch verwesendes organisches Material in diesen Kammern entstehen reduzierende Mikro-Milieus, die eine diagenetische Präzipitation von Pyrit ermöglichen. Die vertikale Kantenlänge entspricht in beiden Abbildungen 1 mm.

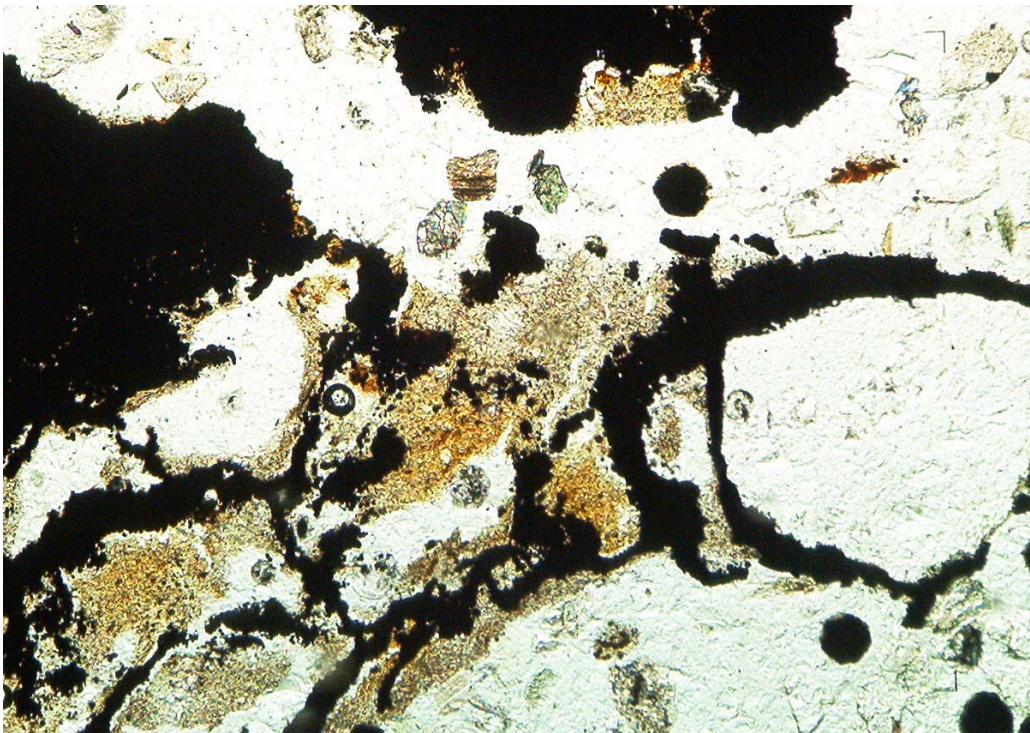
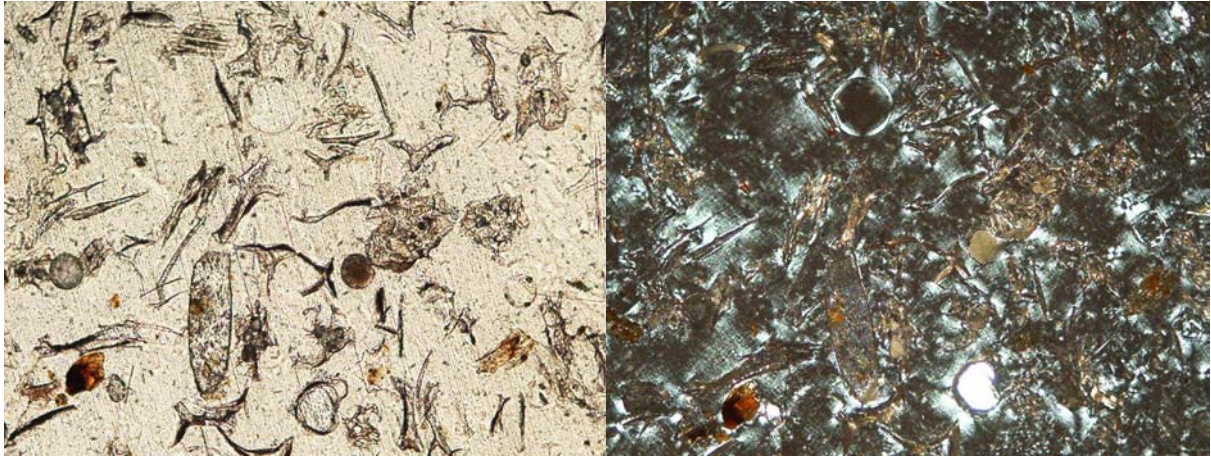


Abb. 26: Sedimentschliff aus Kern KL 40 aus 555cm Sedimenttiefe. Dies ist eine Lage mit größeren Komponenten, die durch Pyrit teilweise verwachsen sind. Grobe Lagen werden aufgrund ihrer erhöhten Permeabilität bevorzugt von Lösungen durchflossen. Dies ist wahrscheinlich für die Bildung von Pyrit verantwortlich.





*Abb. 27: Dünnschliffbild der Aschenlage aus Kern KLG 20. Linkes Bild: ohne gekreuzte Polarisatoren; Rechtes Bild: mit gekreuzte Polarisatoren.*

### *3.3.3 Verteilung der Korngrößen und Zusammensetzung der Fraktionen*

Die Korngrößenverteilung ist nicht nur ein sehr wichtiges deskriptives Merkmal für Tiefseesedimente, sondern dient auch zur Charakterisierung des Ablagerungsmilieus (Lowe, 1982; Brunner & Ledbetter, 1987). So können meistens mit Hilfe der Kornverteilungsspektren mariner Lockersedimente pelagische Sequenzen von Turbiditen und Rutschmassen abgegrenzt werden (Weaver & Rothwell, 1987). Auch sind Aussagen über paläoklimatologische Effekte aus den Korngrößenverteilungen möglich.

Die Korngrößen zwischen 0,1  $\mu\text{m}$  und 600  $\mu\text{m}$  wurden in den Kernen KL 40, SL 160 und KL 29 mit Hilfe eines Lasergranulometers bestimmt. Durch Zugabe einer ammoniakalischen Lösung bei der Messung wurde verhindert, dass sich Sedimentpartikel durch Adhäsion aneinander binden. Die Ergebnisse spiegeln somit weitgehend die realen Korngrößen wieder.

Die maximale Korngröße liegt bei 200 $\mu\text{m}$ . Die Korn-Fractionen mit den aussagekräftigsten Ergebnissen (4 $\mu\text{m}$ , 10 $\mu\text{m}$ , 30 $\mu\text{m}$ , 50 $\mu\text{m}$ , 70 $\mu\text{m}$ , 80 $\mu\text{m}$ ) sind in prozentualen Anteilen am Gesamtsediment in Abb.28 dargestellt. Die Summenkurven zu den Korngrößenanalysen aus den verschiedenen Kernen finden sich im Anhang (S.137-139)

Die Verteilungsmuster zeigen die größten Konzentrationen von über 20 % in der mittleren bis groben Siltfraktion bei 20  $\mu\text{m}$ . Relativ hohe Werte erreicht auch die feinste Siltfraktion (3 bis 5  $\mu\text{m}$ ) mit ~30 %. In den Korngrößenverteilungsmustern ist eindeutig zu erkennen, dass die Werte in Einheit A am meisten variieren (Abb.28). Die größten Partikel (Feinst-Sandfraktion, 0,063-0,2mm) werden aus planktonischen und benthischen Organismenresten aufgebaut (vorwiegend Foraminiferen, Gastropodenschalen, Echinodermenbruchstücke), deren Anteil bei etwa 40-45 % liegt, während Quarz und Gesteinsbruchstücke mit 55-60 % in der gleichen Fraktion (0,063-0,200mm) überwiegen.

In Einheit B ändert sich diese Verteilung. In den meisten dieser Proben dominieren planktonische und benthische Organismenreste in der Fraktion größer 60  $\mu\text{m}$  mit einem Anteil von 60-65 %. Nur etwa 35-40 % bestehen aus Quarz- und Gesteinsbruchstücken. Der Ton bzw. Fein-/Mittel-Siltanteil (2-30 $\mu\text{m}$ ) geht innerhalb der sapropelartigen Lage (Einheit B) deutlich zurück (Abb.28).

Einheit C und D bestehen fast ausschließlich aus siltigen und tonigen Material mit durchschnittlichen Korngrößen von 31 $\mu\text{m}$ .

Selten werden Korngrößen von über 60 µm erreicht. Ausnahmen bilden nur besondere Lagen (Aschenlage, grobe Lagen), die nicht in die Diskussion der Korngrößen-Daten eingehen, da diese Extrem-Sedimentationsereignisse darstellen bzw. die ursprüngliche Korngrößenverteilung durch Präzipitate von Fe-Sulfiden verändert ist (vergl. Kap.3.9.6.).

Innerhalb der Korngrößen von 4 bis 30 µm ist allerdings auf ein besonderes Phänomen hinzuweisen. In Kern KL 40 in einer Sedimenttiefe von etwa 300cm und in Kern SL 160 in einer Tiefe von 400cm nimmt der prozentuale Anteil der Korngrößen > 30µm, 10 µm und 4 µm um durchschnittlich 1,5 % zu (Die Kornfraktion 4 µm sogar um bis zu 4 %)(Abb.28). Dies spiegelt leichte Veränderungen der Sedimentationsverhältnisse wider und ist wahrscheinlich auf eine intensivere Erosion zum Ende des letzten Glazials (ab 15000a vor heute) in der Region um das Marmarameer zurückzuführen. Ein Wechsel in den klimatischen Verhältnissen zu deutlich humdieren und wärmeren Bedingungen sind für solche Phänomene verantwortlich.

In den Proben aus Einheit C und D ist noch festzustellen, dass kaum Organismenreste vorhanden sind. Lediglich vereinzelt wurden Ostracodenschalen (~ 1 %) beobachtet, die somit keinen Einfluss auf die Korngrößenverteilung haben. Das meiste Sedimentmaterial (mehr als 99 %) ist aus Quarzbruchstücken und Gesteinsmaterial zusammengesetzt.

Kern SL160 zeichnet sich außerdem durch eine Besonderheit in den Kornfraktionen 70µm und 80 µm aus. Im Bereich der sapropelartigen Lage ist ein zyklisches Muster in den Sedimenttiefen zwischen 170cm und 250cm zu erkennen (vergl. Abb.28). Auf dieses Phänomen wird in Kap. 3.5. noch genauer eingegangen, da ähnliche Muster in den benthischen Foraminiferen (Kap.3.3.4., Abb.29) vorhanden sind. Wahrscheinlich zeichnen sich hier klimatische Großzyklen ab, die in der jüngeren Erdgeschichte aufgetreten sind (Leuschner & Sirocko, 2003).

### 3.3.4 Verteilungsmuster der benthischen Foraminiferen

In der Sedimentologie werden Verteilungsmuster der biogenen Bestandteile, insbesondere Foraminiferen in Sedimenten, hergenommen, um die Entwicklung der Wassersäule (Sauerstoffgehalt, Herkunft der Wassermassen) zu rekonstruieren ((Bernhard, 1986; Kaiho, 1991; Schmiedl et al., 1998). Vor allem Arbeiten an planktonischen und benthischen Foraminiferen aus dem östlichen Mittelmeer, speziell aus der Nördlichen Ägäis (Aksu et al., 1995a; Aksu et al., 1995b; Fontanier, 2000) und dem Schwarzen Meer (Aksu et al., 2002) müssen dabei zum Vergleich mit dem Marmarameer herangezogen werden, da deren Wassermassen für die paläoozeanographischen Entwicklung in unmittelbarem Zusammenhang stehen.

Auch existieren bereits Publikationen über die Foraminiferen-Verteilungsmuster des Marmarameeres (Alavi, 1988; Kaminski et al., 2002; Sperling et al., 2003), die mit den in dieser Arbeit erstellten Datensätzen sehr gut zum Vergleich herangezogen werden können. Sperling et al. (2003) publizierten kürzlich Untersuchungen an planktonischen Foraminiferen, die an einer Kernhälfte des Kerns KLG 20 unternommen worden. Diese Untersuchungen fanden unabhängig von dem hier vorgestellten Forschungsprojekt statt. Die Ergebnisse sind jedoch sehr bemerkenswert, da sie Widersprüche zu allen bisher bekannten paläoozeanographischen Modellen aufdecken.

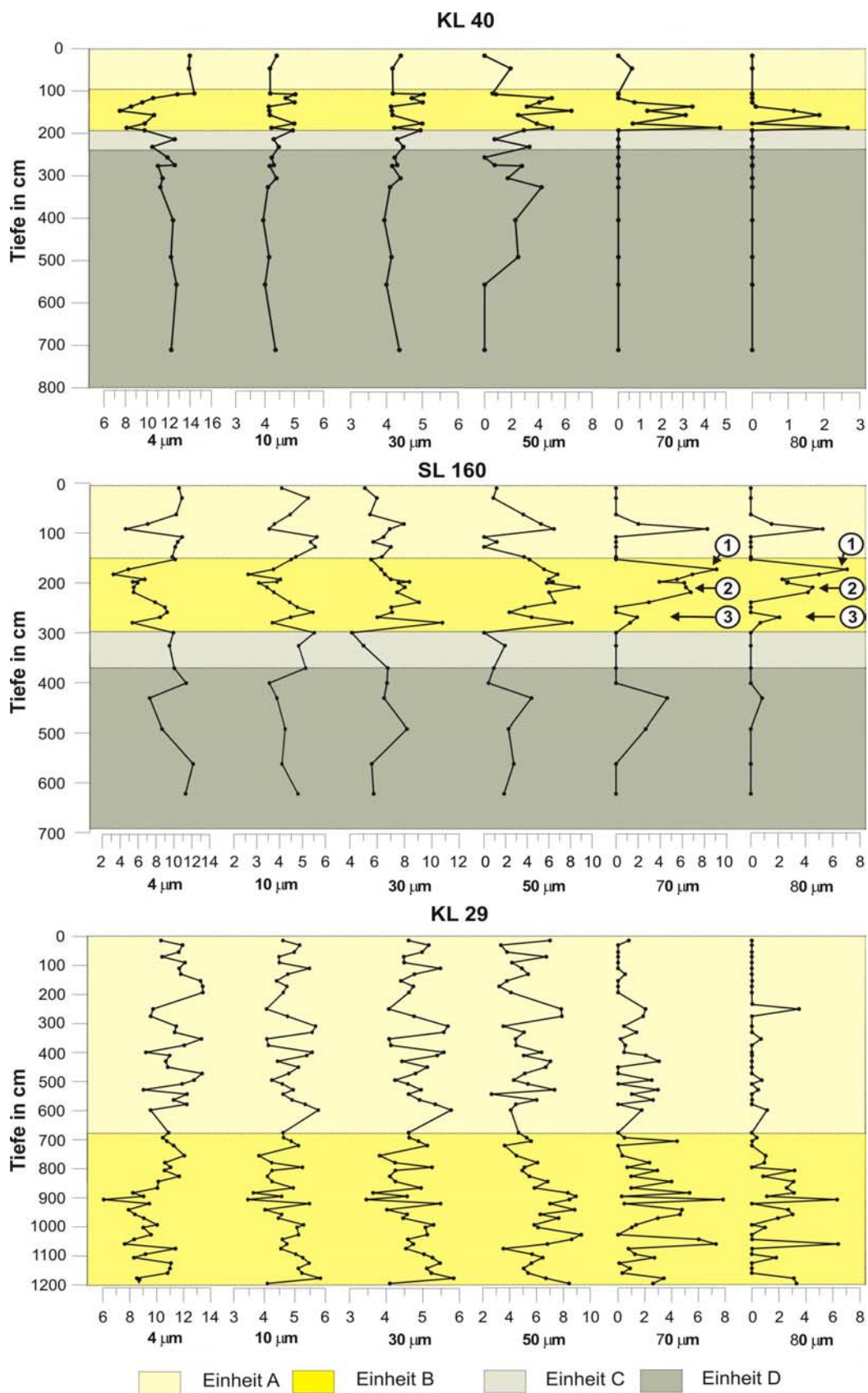


Abb. 28: Korngrößenverteilungen in den Kernen KL 40 , SL 160 und KL 29 an repräsentativen Fraktionen. Die jeweiligen Korngrößen sind in den prozentualen Anteilen am Gesamtsediment dargestellt. Die Pfeile ①, ② und ③ markieren ein zyklisches Muster in Kern SL 160.



#### **3.3.4.1 Vergleichbare Arbeiten über benthische Foraminiferen aus dem Marmarameer**

Alavi (1988) untersuchte benthische Foraminiferen aus den Cınarcık Basin südlich von Istanbul. Die untersuchten Sedimentkerne stammen aus einer Wassertiefe von ca. 1200m. Alavi fand dabei vorwiegend benthische Foraminiferen, die für sauerstoffarme und organikreiche Sedimente bekannt sind. Dabei wurden Zusammenhänge zu den Sapropelablagerungen aus dem östlichen Mittelmeer erkannt. Alavi (1988) konnte aus den Daten schlussfolgern, dass die Sedimente während einer estuarinen Zirkulation entstanden sind. Allerdings fehlen Altersdatierungen, die eine Rekonstruktion der chronologischen Entwicklung des Tiefenwasserkörpers des Marmarameers möglich machen würden.

Kaminski et al. (2002) versuchten die paläoozeanographische Entwicklung des Marmarameeres zu rekonstruieren. Ihre Ergebnisse basieren auf Untersuchungen aus drei verschiedenen Kernen aus dem Schelfbereich aus Wassertiefen zwischen 65 und 111m. Die Entwicklung der tiefen Becken wird in Kaminskis Arbeit völlig vernachlässigt. Außerdem beinhaltet diese Publikation zu viele Widersprüche und inhaltliche Schwächen bezüglich der paläoozeanographischen Entwicklung, so dass nur die Phototabellen der einzelnen Foraminiferenarten zum Vergleich mit herangezogen wurden.

#### **3.3.4.2 Unterteilung der betrachteten benthischen Foraminiferen**

Die hier betrachteten benthischen Foraminiferen können nun nach Kaiho (1994) in drei unterschiedliche Gruppen, die jeweils bestimmten Sauerstoffgehalten zuzuordnen sind, unterteilt werden:

A; Anaerobe Formen, werden im allgemeinen als kleine bis mittelgroße Formen definiert, die ein hohes Oberflächen/Volumen-Verhältnis zeigen. Diese Gruppe von Foraminiferen wird auch als Pionierfauna bezeichnet, da sie anaerobe Lebensräume als erstes besiedeln. Längliche, flache oder zylindrisch spitzzulaufende Formen sind dafür typisch (Fursenkoina, Nonionella, Brizalina, Adelosina; vergl. Tafel 1 im Anhang).

B; Aerobe Formen, sind durch ein niedriges Oberflächen/Volumen-Verhältnis gekennzeichnet. Diese Formen sind meistens planikonvex, sphärisch und zeigen dicke Schalen (Globobulimina, Uvigerina, Retuvigerina, Discorbinella, Planorbulina; vergl. Tafel 3 im Anhang).

C; Suboxische Formen, ähneln Erscheinungsbild sehr den anaeroben Spezies, sie zeigen aber oft deutlich ornamentierte und dickere Schalen (Aubignya, Bulimina, Hyalina baltica, Textularia, Gyroidinoides, Chilostomella; vergl. Tafel 2 u. 3 im Anhang).

Desweiteren lässt neben der Anhäufung von verschiedenen Foraminiferen auch die Diversität (Formenvielfalt) Rückschlüsse auf die Sauerstoffentwicklung bzw. die Salinität zu.

#### **3.3.5 Ergebnisse der Auszählung der benthischen Foraminiferen**

Insgesamt wurde die Auszählung auf die 27 wichtigsten Spezies benthischer Foraminiferen beschränkt. Es konnten zwar einige Spezies mehr bei der Untersuchung identifiziert werden, die jedoch aufgrund ihrer äußerst spärlichen Verteilung und der geringen Anzahl nicht mit in die Auswertung übernommen wurden. Es ist jedoch anzumerken, dass in den ausgezählten Proben der hier bearbeiteten Kerne (KL 40, KL 29 und SL 160) nur in einer einzigen Probe

zwei Foraminiferen entdeckt werden konnten, die nur für Schelfablagerungen typisch sind (Elphidium; Tafel 3 im Anhang). Dies kann als zusätzlicher Nachweis betrachtet werden, dass die Sedimentation in den einzelnen Kernen äußerst gering von Hangrutschungen und Turbiditen aus den Schelfregionen beeinflusst ist.

Nach den Ergebnissen der Auszählung sowie dem Erscheinungsbild der meisten Spezies sind die Foraminiferenschalen im Vergleich zu vollmarinen Bereichen wie dem Mittelmeer sehr klein ausgebildet. Die Diversität vor allem an organisch zementierten agglutinierenden Foraminiferen, ist sehr gering. Die Erhaltung der Schalen ist teilweise exzellent. Lediglich in den organikreichen Lagen sind die biogenen Bestandteile vor allem in den Hohlräumen (Wohnkammer etc.) oftmals pyritisiert (Abb. 24, rechts).

Die Verteilung der Foraminiferen beschränkt sich auf die Einheiten A und B. Photos der einzelnen Spezies finden sich in den Tafeln im Anhang (Tafel 1-4 im Anhang).

### **3.3.5.1 Kern KL 40**

Kern KL 40 stammt aus einer Wassertiefe von 703 m. Die ersten Foraminiferen wurden in einer Sedimenttiefe von 180cm entdeckt, was ziemlich genau mit dem Beginn der Einheit B (sapropelartige Lage) zusammenfällt. Die Anzahl der benthischen Foraminiferen nimmt in den knapp darüber liegenden Schichten stark zu und erreicht ein erstes Maximum mit einer Gesamtzahl von 2512 in 172cm unter der Sedimentoberfläche (Abb.29, 30). In den Proben zwischen 167cm und 150cm konnten überraschenderweise keine benthischen Foraminiferen festgestellt werden. Planktonische Foraminiferen welche aus dem Oberflächenwasser stammen, die nicht in den Auszähltabellen dargestellt sind, kommen durchgehend vor. Möglicherweise war während der Ablagerungen dieser Schichten der Sauerstoffgehalt im Tiefenwasserkörper so gering, dass selbst Foraminiferen, die der Pionierfauna zugeordnet werden, nicht mehr überlebensfähig waren

Ab 146cm Sedimenttiefe nimmt die Anzahl der benthischen Foraminiferen wieder kontinuierlich zu. Es ist zu beachten, dass die Diversität der benthischen Foraminiferen in den untersten Schichten der Einheit B sehr gering ist. Hauptsächlich anaerobe Formen, die der Pionierfauna zuzuordnen sind, wie *Fursenkoina acuta* und *Brizalina alata*, überwiegen deutlich (Abb.29). Diese Beobachtung stimmt sehr gut mit den in Kaminski et al. (2002) bearbeiteten Kernen überein.

Außerdem muß auf ein zyklisches Verteilungsmuster der benthischen Foraminiferenart *Brizalina alata* im oberen Bereich der Einheit B in einer Sedimenttiefe von 108cm, 124cm und 144cm hingewiesen werden. Möglicherweise sind globale klimatische Effekte für diese Verteilung verantwortlich. Auf diese Besonderheit wird im Kapitel 3.5. unter Betrachtung ähnlicher zyklischer Muster in den Korngrößenverteilungen (70µm-, 80µm-Fraktion) gesondert eingegangen.

Die Schalen dieser Formen sind im Verhältnis zu den gleichen Foraminiferen in Einheit A deutlich kleiner und weniger dick ausgebildet (hyalinschalig und meistens durchsichtig).

Erst in den flacheren Schichten (ab 120cm bsf) nimmt die Diversität deutlich zu. Suboxische Spezies, wie *Miliolinella*, *Quinceloculina* und andere kommen hinzu (Abb.30). Dadurch vermindert sich das Verhältnis anaerober Formen zu suboxischen Formen, was sicherlich mit einem leichten Anstieg des Sauerstoffgehaltes im Bodenwasser in Zusammenhang steht. Die einzelnen Schalen nehmen in Größe und Dicke zu.

Am Übergang zu Einheit A kommen vermehrt benthische Foraminiferen wie *Rectuvigerina*, *Planorbulina* oder *Discorbinella* hinzu, die der oxischen Gruppe zuzuordnen sind (Tafel 3 im Anhang). Der Anteil anaerober Formen wie *Fursenkoina acuta* geht dagegen zurück. Bemerkenswerterweise bleiben die Schalen der anaeroben sowie der oxischeren Spezies relativ klein und hyalinschalig ausgebildet, was eindeutig auf einen niedrigen Sauerstoffgehalt im Bodenwasser hindeutet.

### 3.3.5.2 Kern SL 160

Dieser Kern stammt aus einer Wassertiefe von 890 m. Die Sedimentologie und die Ergebnisse der  $C_{14}$ -Datierungen zeigen innerhalb dieses Kernes eine sehr homogene Ablagerungsgeschichte, mit Sedimentationsraten von etwa 30cm pro 1000a. Mächtige Turbiditablagerungen sind nicht zu erkennen. Die Untersuchungen der Foraminiferen erfolgten an Proben aus dem gesamten Kern. Dabei wurde festgestellt, dass in einer Sedimenttiefe von 300cm bsf, die ersten marinen Foraminiferen auftraten (Abb.29). Dies stimmt sehr gut mit dem Beginn erhöhter  $C_{org}$ -Gehalte in den Sedimentproben überein. Somit dokumentiert das Einsetzen der benthischen Foraminiferen den Beginn eindeutig mariner Bedingungen in tiefen Wasserkörper des Marmarameers.  $C_{14}$ -Bestimmungen datieren dieses Ereignis auf ~11500a vor heute. Ähnlich wie in Kern KL 40 und in den von Kaminski et al. (2002) beschriebenen Proben treten zu Beginn vorwiegend Foraminiferen der Pionierfauna auf (*Fursenkoina acuta*, *Brizalina alata*, *Haynesina depressula*, Abb.29), was auf anaerobe Bedingungen hindeutet. Im weiteren Verlauf bis in eine Sedimenttiefe von 250cm bsf, nimmt die Anzahl der Foraminiferen in den Proben von knapp 40 auf bis über 3000 deutlich zu, die Diversität bleibt aber noch gering.

Ab 250cm Sedimenttiefe nimmt die Gesamtzahl der Foraminiferen wieder drastisch ab, was ähnlich wie in Kern KL 40 auf eine Abnahme des Sauerstoffgehaltes im Tiefenwasser zurückzuführen ist. Benthische wie auch planktonische Lebewesen kommen allerdings im Gegensatz zu Kern KL 40 durchgehend vor (Abb.29).

Ab einer Sedimenttiefe von 200cm bsf, entwickelt sich eine breitgestreute benthische Foraminiferen-Population. Anaerobe Spezies wie *Fursenkoina acuta* oder *Adelosina cliariensis* nehmen in ihrer Anzahl ab, während Formen, die der suboxischen bis oxischen Gruppe zuzordnen sind, deutlich zunehmen (Abb.30). Dies ist ein Spiegelbild der Ergebnisse aus Kern KL 40. Ebenfalls ist in diesem Kern im oberen Bereich der sapropelartigen Lage ein zyklisches Verteilungsmuster vor allem bei der Foraminiferenart *Brizalina Alata* im Sediment zwischen 173cm und 219cm zu erkennen. Genauere Interpretationen dazu finden sich im Kapitel 3.5.. Die in Abb.29 und Abb.30 dargestellten Foraminiferen-Verteilungen lassen sehr gut den Übergang zwischen den relativ sauerstoffarmen Ablagerungsmilieus während der Bildung der sapropelartigen Lage (zwischen 13000a und ~ 7000a) und den jüngeren besser durchlüfteten holozänen Ablagerungen (~7800a bis rezent) erkennen. Der Wechsel in den Ablagerungsbedingungen erfolgt nicht abrupt, sondern zieht sich etwa über einen Zeitraum von 500 bis 1000a hin.

### 3.3.5.3 Kern KL 29

Dieser Kern stammt aus dem tiefen zentralen Marmarabecken aus einer Wassertiefe von 1222m und zeigt die höchsten Ablagerungsraten von bis zu 100cm pro 1000a. Die tiefsten Schichten innerhalb dieses Kernes gehören zu Einheit B und sind durch erhöhte  $C_{org}$ -Gehalte gekennzeichnet. Innerhalb dieses Kernes ist es deshalb nicht möglich, den Übergang von lakustrinen-brackischen zu marinen Bedingungen zu beobachten. Allerdings beinhaltet der Kern die hochauflösende Ablagerungsgeschichte der letzten 12000a.

Die tiefsten Schichten zeigen bereits eine relativ hohe Diversität unter den benthischen Foraminiferen. Alle Gruppen von anaeroben und suboxischen Foraminiferen kommen vor.

Diese Sedimente wurden also erst nach dem absoluten Sauerstoffminimum im Tiefenwasser des Marmarameeres abgelagert und entsprechen in etwa den Sedimenten, die im oberen Bereich von Einheit B vorhanden sind (~ 11000a – 7000a).



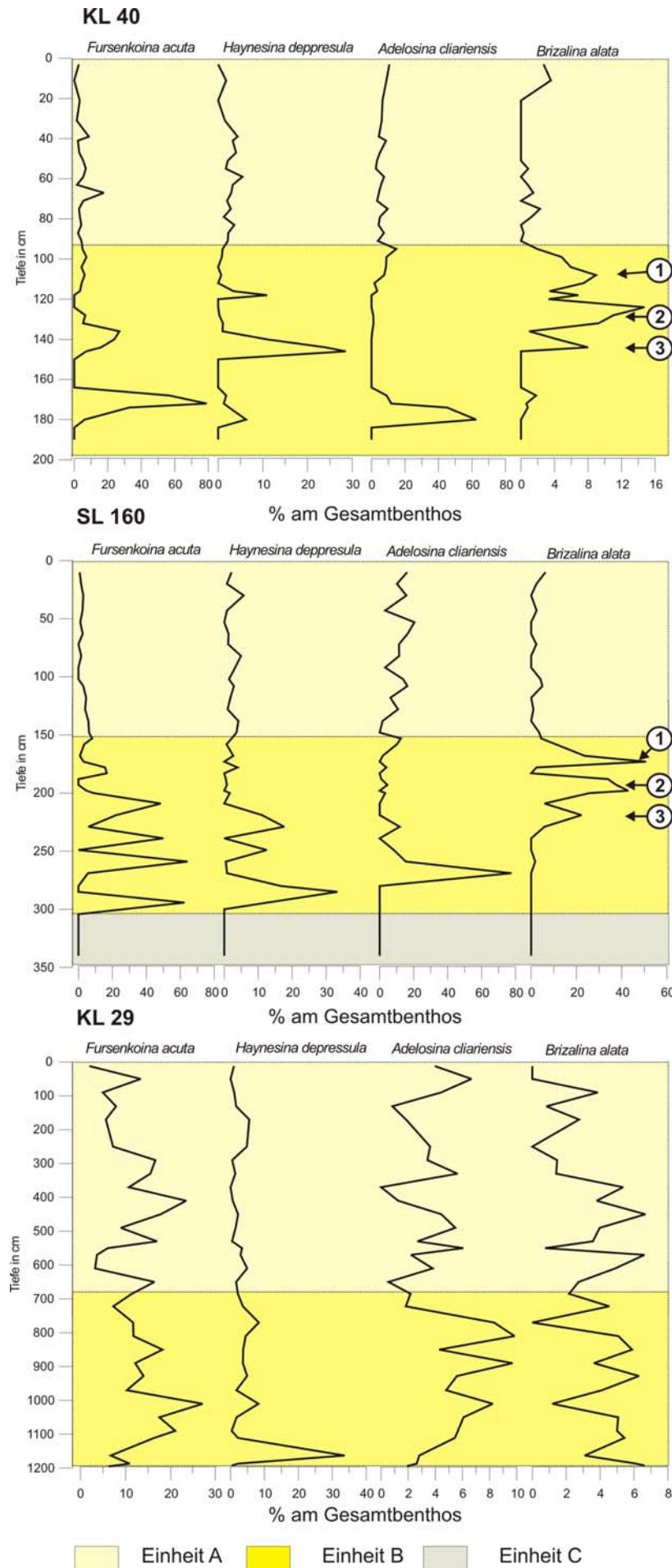


Abb.29:  
 Darstellung einiger benthischer Foraminiferen, die der anaeroben Pionierfauna zugeordnet werden (*Fursenkoina acuta*, *Haynesina depressula*, *Adelosina cliariensis*, *Brizalina alata*) aus den Kernen KL 40, SL160, KL 29. Die Darstellungen sind auf die Bereiche reduziert, die Foraminiferen enthielten (Einheit A, B). Man kann deutlich erkennen, dass diese Pionier-Formen in der sapropelartigen Lage angereichert sind. Vor allem im oberen Bereich der sapropelartigen Lage in KL 40 und SL 160 sind zyklische Muster bei *Brizalina alata* zu beachten. Die Pfeile ①, ②, ③ markieren ein zyklisches Muster, das ebenfalls in den Korngrößenverteilungen vorkommt (vergl. Abb.27). In Kap. 3.5. wird eine mögliche Erklärung für diese Zyklizitäten gegeben.

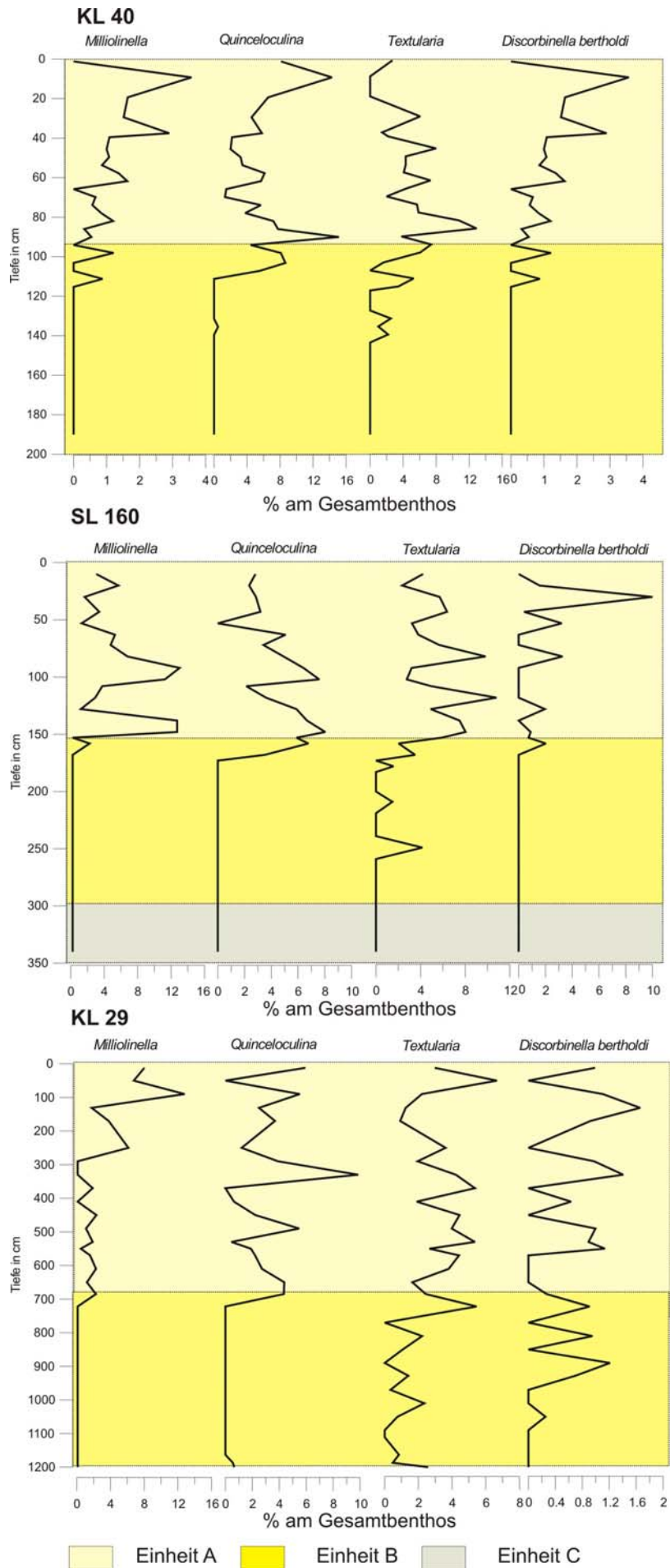


Abb.30: Darstellung einiger benthischer Foraminiferen, die der suboxischen Fauna (*Milliolinella*, *Quinceloculina*, *Textularia*) und der aeroben Fauna (*Discorbinella bertholdi*) zugeordnet werden, aus den Kernen KL 40, SL160, KL 29. Die Darstellungen sind auf die Bereiche reduziert, die Foraminiferen enthielten. Man kann deutlich erkennen, dass diese Formen in der Einheit A angereichert sind.

In den Verteilungen der Foraminiferen ist in einer Sedimenttiefe von etwa 700cm bsf eine allmähliche Veränderung in der Speziesverteilung zu erkennen. Suboxische und oxische Formen (z.B. Quinqueloba, Textularia bzw. Discorbinella bertholdii) treten an die Stelle von anaeroben Foraminiferen-Arten (z.B. Brizalina alata) (Abb.29, 30).

In den Proben aus Kern KL 29 ist jedoch in den jüngeren Ablagerungen eine etwas andere Entwicklung als in den anderen Kernen erkennbar. Während in den Kernen KL 40 und SL 160 in den jüngeren –Ablagerungen (von 5000a bis rezent) anaerobe Formen fast gänzlich verschwunden sind, kommen im Kern KL29, Nonionella opima bzw. Cassidulina carinata, die eindeutig anaeroben Foraminiferen zuzuordnen sind, wieder häufiger vor. Dies deutet wahrscheinlich darauf hin, dass in den tiefen Wasserbereichen (> 1000m) der Sauerstoffgehalt seit etwa 5000 Jahren wieder leicht zurückgeht. Die Sedimente der Kerne KL 40 (720m Wassertiefe) und SL 160 (890 m Wassertiefe) sind noch nicht von dieser Entwicklung betroffen.

### 3.3.5.4 Berechnung der Sauerstoffgehalte im Tiefenwasserkörper

Kaiho entwickelte bereits 1994 eine Methode, um mit Hilfe der Zusammensetzung der benthischen Foraminiferenfauna den Sauerstoffindex (BFOI, Benthic-Foraminiferal-Oxygen-Index) des Bodenwassers zu berechnen. Diese Methode wurde erstmals an Foraminiferendaten aus den DSDP Kernen aus dem Pazifik, des Südatlantiks und des Indischen Ozeans angewendet (Kaiho, 1994)(Abb.31). Das Modell beruht auf den Vergleich von Messwerten des gelösten Sauerstoffs im Meerwasser aus bodennahen Bereichen mit der jeweiligen Zusammensetzung der benthischen Foraminiferenvergesellschaftung.

Mit Hilfe der Verteilung der benthischen Foraminiferen in Sedimenten ist es möglich, sowohl Rückschlüsse auf die Sauerstoffkonzentrationen während der Ablagerungen zu ziehen, als auch in Verbindung mit geochronologischen Markern einen zeitlichen Rahmen festzulegen.

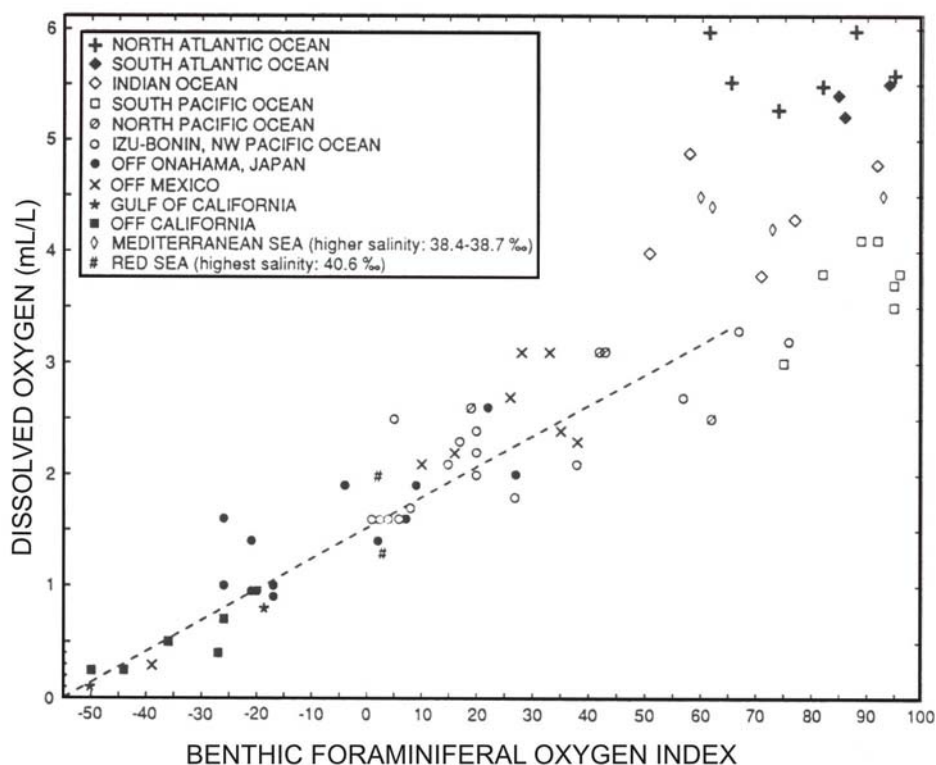


Abb.31: Berechnete Sauerstoffgehalte und deren korrespondierende BFOI-Werte aus verschiedenen Ozeanen aus Kaiho (1994).



Der BFOI wird durch ein empirisches Verhältnis zwischen anaeroben und oxischen Formen wie folgt berechnet:

$$(1) \quad [a/(a+n) \times 100] = \text{BFOI}$$

wobei a die Anzahl der oxischen und n die Anzahl der anaeroben Spezies ist. Sollte a=0 sein und n+s > 0 (s ist die Anzahl suboxischer Formen) so wird der BFOI durch die Formel:

$$(2) \quad [(s/(s+n)-1) \times 50] = \text{BFOI}$$

bestimmt. Nach den Berechnungen von Kaiho (1994) wurden drei Bereiche abgegrenzt, die unterschiedliche Sauerstoffgehalte des Bodenwassers repräsentieren:

Anaerobe Verhältnisse: (O<sub>2</sub>-Gehalte von 0,3–0,1 ml/l); BFOI = -40 bis -55

Suboxische Verhältnisse: (O<sub>2</sub>-Gehalte von 1,3-0,3 ml/l); BFOI = 0 bis -40

Oxische Verhältnisse: (O<sub>2</sub>-Gehalte von > 1,3 ml/l); BFOI = 100 bis 0

Komplett anoxische Verhältnisse mit O<sub>2</sub>-Gehalten von 0 mg/l zeigen oft Ablagerungen, die schwarz laminiert sind und nur planktonische Foraminiferen enthalten. Der BFOI solcher Schichten liegt immer > -55.

Die in dieser Arbeit gewonnenen Daten wurden mit der von Kaiho (1994) entwickelten Formel (2) berechnet, da in fast allen ausgezählten Proben suboxische und oxische Foraminiferen identifiziert werden konnten.

In Abb.32 sind die Ergebnisse aus den Sauerstoff-Berechnungen dargestellt. Innerhalb der Einheit B (sapropelartige Lage) sind die O<sub>2</sub>-Minima ausgeprägt. So ergab die Foraminiferen-Zusammensetzung in Kern KL 40 bspw. in einer Sedimenttiefe von 140cm einen Wert von 0,175 ml/l gelösten Sauerstoff während der Ablagerung. Die Durchschnittswerte liegen im Sapropel bei 0,53 ml/l, in Einheit A jedoch bei 0,76 ml/l. Die Daten aus SL 160 und KL 29 ergaben sehr diffuse Werte. So liegen zwar die Sauerstoff-Minima in Kern SL 160 ebenfalls in der sapropelartigen Lage mit 0,45 ml/l, doch schwanken die berechneten O<sub>2</sub>-Gehalte beträchtlich.

Der Durchschnitt liegt hier im gesamten Kern konstant bei 0,82. Eine Tendenz zu höheren Sauerstoffkonzentrationen ist in Einheit A angedeutet (Abb.32).

Kern KL 29 zeigt relativ konstante Sauerstoffkonzentrationen von durchschnittlich 0,57 ml/l O<sub>2</sub>. In Einheit B ist diese Konzentration nur um 0,02 niedriger. Ebenso wie in Kern SL 160 kann man einen Anstieg zu erhöhten Sauerstoffkonzentrationen (>0,7 ml/l) ab 100cm Sedimenttiefe beobachten.

Alles in allem lässt sich feststellen, dass die Rekonstruktion der Sauerstoff-Werte während der Ablagerung in Kern KL 40 am besten ist. Der Unterschied zwischen sauerstoffverarmten Bedingungen in Einheit B und der besseren Durchlüftung während der Ablagerung von Einheit A ist dort am besten nachvollziehbar. In den beiden anderen Kernen sind jedoch keine eindeutigen Trends festzustellen. Möglicherweise liegt dies an der höheren Wassertiefe, oder an lokale stärkeren Strömungen, die eine bessere Durchmischung der Wassermassen bewirken und somit geringfügig mehr Sauerstoff aus flacheren Wassertiefen einbringen.

Abschließend lässt sich feststellen, dass nach wie vor in allen Wassertiefen keine normal marinen sauerstoffreichen Wasserbedingungen vorherrschen. Die Sauerstoffgehalte der jüngsten Ablagerungen (0,9ml/l) sind immer noch zu gering, einer oxischen Fauna das Leben zu ermöglichen.

Messungen des Gehaltes an gelöstem Sauerstoff in der Wassersäule des Marmarameeres ergaben Werte von etwa 0,8 bis 1ml/l in den tiefen Beckenbereichen (Polat et al., 1998). D.h die durch die Foraminiferenzusammensetzung bestimmten Gehalte in den obersten Kernbereichen spiegeln sehr gut die rezenten Sauerstoffgehalte wieder.

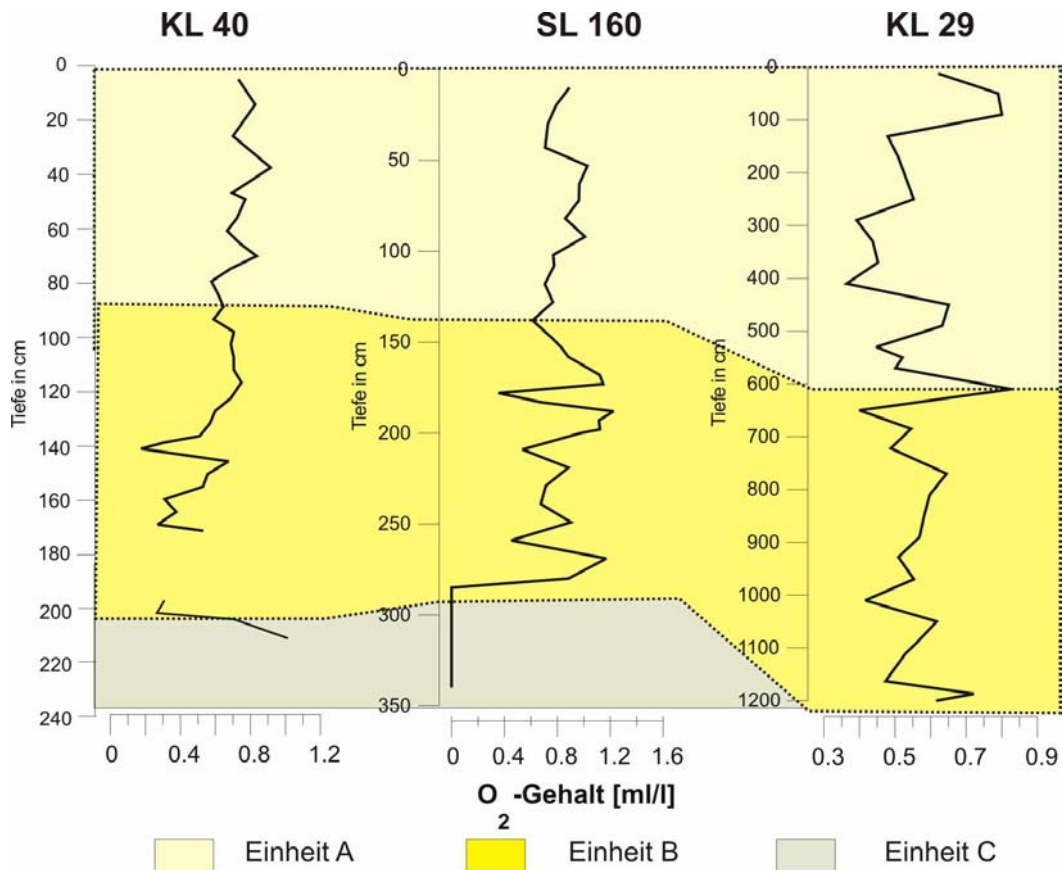


Abb. 32: Die berechneten O<sub>2</sub>-Gehalte nach Kaiho (1994). In Kern KL 40 ist deutlich zu erkennen, dass die Sauerstoffgehalte während der Ablagerung von Einheit B niedriger waren als in Einheit A. In den Kernen SL 160 und KL 29 ist diese Tendenz weniger ausgeprägt. Möglicherweise ist dies auf die größeren Wassertiefen zurückzuführen. In KL 29 ist lediglich eine Zunahme der O<sub>2</sub>-Gehalte in den obersten 100 cm zu erkennen.