



HEIDI DOOSE

**REKONSTRUKTION HYDROGRAPHISCHER
VERHÄLTNISSE IM CALIFORNIENSTROM
UND IM EUROPÄISCHEN MITTELMEER
ZUR BILDUNGSZEIT ORGANISCH
KOHLENSTOFFREICHER SEDIMENTE**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

KIEL 1999
GEOMAR REPORT 78

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
zum Druck genehmigt am 15.10.1998

Redaktion der Serie: Gerhard Haass

Manging Editor: Gerhard Haass

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
Wischhofstr. 1-3
D - 24148 Kiel
Tel. (0431) 600-2555, 600-2505

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Wischhofstr. 1-3
D - 24148 Kiel
Tel. (49) 431 / 600-2555, 600-2505

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	1
1.1	Hydrographische Voraussetzungen zur Bildung organisch kohlenstoffreicher Sedimente	1
1.2	Geochemische Proxies und ihre Anwendung in der Paläoozeanographie und Paläoklimatologie	5
1.3	Alkenone und Alkenoate als paläoozeanographische und paläoklimatische Proxies	7
1.4	Fragestellungen	11
2.	Methoden	13
2.1	Alkenone und Alkenoate	13
2.2	Elementaranalysen	21
2.2.1	Calciumcarbonat	21
2.2.2	Organischer Kohlenstoff	22
2.3	Isotope	22
3.	Der Küstenauftrieb im Californienstrom: Vergleich rezenter und glazialer Alkenonoberflächentemperaturen	24
3.1	Ozeanographie im Nord-Pazifik	24
3.1.1	Der Californienstrom	25
3.1.2.	Bisherige Ergebnisse und Interpretationen von Paläotemperatur-Rekonstruktionen im Californienstrom seit dem letzten glazialen Maximum	27
3.2	Material	29
3.3	Ergebnisse	30
3.3.1	Alkenonverhältnisse	31
3.3.2	U_{37}^k Beobachtungen im Californienstrom	32
3.4	Diskussion	34
3.4.1	Alkenonsignale im Californienstrom	34
3.4.2	Alkenontemperaturen im Küstenauftriebsgebiet vor Oregon und Californien seit dem letzten glazialen Maximum	36
3.5	Schlußfolgerungen	41
4.	Rekonstruktion hydrographischer Verhältnisse während der Sapropelbildung im Europäischen Mittelmeer	43
4.1	Ozeanographie im Europäischen Mittelmeer	43
4.1.1	Regionale Ozeanographie im Bereich der Kernlokalationen	46
4.1.2	Sapropel und ihre Definition im Europäischen Mittelmeer	48
4.2	Material und Methoden	49
4.2.1	Das Untersuchungsgebiet	49
4.2.2	Zusammenhänge zwischen Temperatur, Salinität und dem $\delta^{18}O$ Signal planktischer Foraminiferen für paläoklimatische Rekonstruktionen	50
4.3	Ergebnisse	54
4.3.1	Vorkommen und stratigraphische Korrelation von Sapropelen	54
4.3.2	U_{37}^k - Variabilitäten und regionale Trends zur Zeit der Sapropelbildung	59
4.3.3	Fluktuationen der Konzentrationen von TOC, $CaCO_3$, Alkenonen und des $\delta^{13}C$ Signals in Sapropelen	66

4.4	Diskussion	73
4.4.1	Temperaturentwicklung und regionale SST Gradienten während der Sapropelbildung	73
4.4.2	Rekonstruktion von Salinitäten und hydrographischen Gradienten während der Sapropelbildung	84
4.4.3	Diskussion der Paläoproduktivitätstheorie	94
4.5	Schlußfolgerungen	97
5.	Zusammenfassung	99
	Danksagung	101
	Literatur	102
	Tabellenanhang	

Abstract

In this study alkenone sea surface temperatures (SST) in the California Current and in the Mediterranean Sea have been used to reconstruct hydrographic conditions in the past. Additionally paleosalinities in the Mediterranean Sea have been calculated from oxygen isotope measurements on planktonic foraminifers.

In the California Current alkenone SST have been estimated from surface sediment samples and from sediments representing the last glacial maximum (LGM). The reconstructed glacial SST are significantly lower compared to SST from surface samples. A regional comparison reveals SST gradients of 1-2°C and 5°C for the areas south and north of 36°N. Glacial SST north of 36°N agree with results from Ortiz et al. (1997) who derived 3.3°C ± 1.5°C lower SST during the last glacial in the California Current at 42°N. These results were based on oxygen isotope measurements and foraminifera assemblages. Alkenone SST results from this study south of 36°N agree with results from Hinrichs et al. (1997) who found 2°C lower alkenone SST during the last glacial in the Santa Barbara Basin. Stratigraphic profiles from four sediment cores sampled along the Oregon and California coast show that the observed SST increase developed between 15 and 10 ka. The observed SST gradient north of 36°N is related to changes of coastal upwelling during the LGM and indicate that coastal upwelling north of 36°N was less intense than today. These observations agree with results of pollen and diatom investigations (Sancetta et al., 1992) and with foraminifera studies (Ortiz et al., 1997).

In the Mediterranean Sea alkenone SST and oxygen isotope measurements have been used to reconstruct temperature and salinity conditions at times of sapropel formation. The results have been interpreted in terms of existing models for sapropel development. In this context sapropels S1 to S10 and S1 to S12 respectively have been sampled on two cores from the eastern Mediterranean Sea (Eratosthenes Seamount and Pisano Plateau). Additionally, two older sapropels (SO-I and SO-II) have been sampled on these cores. Furthermore, samples from sapropels S5, S6, S7, S9, S12, and SO-II have been taken from two cores in the western Mediterranean (Balearic Rise and Tyrrhenian Sea). The results show that the formation of sapropels S1, S3, S4, S6, S7, S8 at Eratosthenes Seamount and Pisano Plateau occurred at lower SST compared to modern average SST. Sapropel S6 reveals SST of 13.4°C at the Balearic Rise, 13.4°C at the Pisano Plateau, and 13.3°C at Eratosthenes Seamount and thus documents the lowest SST in the study area. Reconstructed SST from sapropels at the Balearic Rise are 2.2°C (S1), 2.1°C (S5), and 0.5°C (S9) higher than recent local annual SST. On the other hand, reconstructed temperatures for the same sapropels in the eastern Mediterranean Sea are in the range of recent local SST. The regional comparison of time-correlated sapropels shows SST increase to the east during the formation of sapropels S1, S5, S9, and S12. The derived SST gradients between Pisano Plateau and Eratosthenes Seamount are significantly higher than today and can be explained by an increased influence of cold Adriatic waters to the area around the Pisano Plateau. During the formation of sapropels S3, S7, and S8 SST increase to the west. This gradient cannot be caused by decreasing SST due to upwelling in the area of Eratosthenes Seamount and thus is explained by increased warming in the western area of the Mediterranean Sea. All sapropels in the Mediterranean Sea were developed during times of low salinities in surface waters. One exception seems to be sapropel S5 at the Balearic Rise, for which salinity estimates are within the range of recent local salinities.

Regional correlations of estimated density gradients observed in interglacial sapropels S1, S3, S5, and S9 are inversely compared to the modern density pattern. These estimated inverse density gradients are interpreted by increased Nile freshwater input during times when salinities in eastern Mediterranean surface waters were depleted by increased rainfalls above the northern Mediterranean borderlands. In contrast to interglacial conditions during sapropel formation, the temperature and salinity results from the glacial sapropel S6 (Pisano Plateau and Eratosthenes Seamount) show estimated densities similar to recent conditions. The estimated density gradient during the formation of sapropel S6 is higher than observed today, indicating probably a more intense anti-estuarine circulation pattern in the eastern Mediterranean.

1. Einleitung

Ozeanische Oberflächenströmungen wie Divergenz und Konvergenz werden hauptsächlich durch die atmosphärische Zirkulation, die ablenkende Kraft der Erdrotation (Corioliskraft) und den daraus resultierenden geostrophischen Druckgradienten angetrieben. Die horizontalen Wassermassenbewegungen verursachen Vermischungsvorgänge und leiten vertikale Zirkulationsvorgänge ein. Unterhalb von windbedingten divergenten und konvergenten Oberflächenströmungen resultieren aus Kontinuitätsgründen (Massenerhaltungsgesetz) aufsteigende bzw. absinkende Wassermassenbewegungen (Dietrich et al., 1975). Durch diese Wassermassenbewegungen werden charakteristische Eigenschaften wie Temperatur, Salz- und Nährstoffgehalt im Oberflächenwasser, sowie die vertikale Verteilung von Wassermassen bestimmt. Wassermassen, die z.B. in Küstenauftriebsgebieten und Divergenzgebieten aufsteigen, sind durch die Remineralisierung abgestorbener und absinkender Organismen an Nährstoffen angereichert. In der euphotischen Zone sorgen diese nährstoffreichen Wassermassen für eine Erhöhung der biologischen Produktivität. Die zirkulierenden Prozesse in der Atmosphäre und im Ozean haben daher großen Einfluß auf die Biologie in der Wassersäule und somit auf den Partikelfluß und schließlich auf die Sedimentation.

Gebiete, in denen hohe Partikel Flüsse und hohe Sedimentationsraten vorliegen, sind wichtige „Schlüsselgebiete“, um ozeanographische und klimatische Veränderungen in der Vergangenheit zu untersuchen. Untersuchungsgegenstand paläoozeanographischer und -klimatischer Rekonstruktionen sind neben kieseligen und carbonatischen Schalengehäusen planktischer und benthischer Organismen (Diatomeen, Foraminiferen, Coccolithophoriden) auch die organische Substanz, die in den Sedimenten akkumuliert. Sedimente mit hohen Konzentrationen an organischem Kohlenstoff (TOC) bestehen aus einer Vielzahl von organischen Verbindungen, die aus biologischen, chemischen und diagenetischen Reaktionen und Ursprüngen entstammen. Daher liefern Sedimente mit hohen TOC-Konzentrationen wichtige Hinweise für Interpretationen ihres Bildungsmilieus und stehen in besonderem Interesse für paläoklimatische und -ozeanographische Untersuchungen.

In den nachfolgenden Abschnitten werden zunächst hydrographische Verhältnisse beschrieben, die zur Bildung von marinen Sedimenten mit hohen TOC-Konzentrationen führen und ihre Entstehungsgebiete aufgezeigt. Anschließend wird ein Überblick verschiedener „Proxies“ gegeben, die für paläoklimatische und -ozeanographische Rekonstruktionen wertvolle Hinweise liefern und die Grundlage für nachfolgende Untersuchungen und anschließenden Diskussionen im Californienstrom und im Europäischen Mittelmeer bilden. Als Schwerpunkt dieser Dissertation wird der Rekonstruktion von Paläotemperaturen und -salinitäten mit Hilfe organischer Verbindungen und der Sauerstoffisotopen planktischer Foraminiferen besondere Beachtung zugewiesen und ein Konzept erstellt, das die hydrographischen Rekonstruktionen und späteren paläoozeanographischen Interpretationen im Californienstrom und im Europäischen Mittelmeer ermöglicht.

1.1 Hydrographische Voraussetzungen zur Bildung organisch kohlenstoffreicher Sedimente

Wie aus der vorangegangenen Einführung deutlich wurde, beeinflussen ozeanische Prozesse wie der Auftrieb und das Absinken von Wassermassen die biologischen Vorgänge in der Wassersäule. Die wichtigsten Faktoren für eine Anreicherung organischen Materials und somit auch von TOC im Sediment sind (a) hohe Primärproduktionsraten in der euphotischen Zone, (b) hohe Sedimentationsraten der verschiedenen Komponenten und (c) die Erhaltung der organischen Substanz im Sediment

nach der Einlagerung (Calvert, 1987). Die biologische Produktivität Photosynthese betreibender Organismen in der euphotischen Zone wird durch die Verfügbarkeit von Nährstoffen und durch die Sonneneinstrahlung bestimmt (Ryther, 1963). Da Nährstoffkonzentrationen in der euphotischen Zone durch den Verbrauch durch das Phytoplankton niedrig sind und partikuläres organisches Material (POM) unterhalb der euphotischen Zone durch die Aktivität von Bakterien remineralisiert, wird die biologische Produktivität im Ozean nur aufrechterhalten, wenn eine ständige Nährstoffzufuhr an die Oberfläche erfolgt (Calvert, 1987). Eine ständige Versorgung der euphotischen Zone mit Nährstoffen ist jedoch nur dann gewährleistet, wenn die vertikale Stabilität der Wassersäule den Auftrieb von Wassermassen aus den Tiefen, in denen die Remineralisierung des POM erfolgt, zuläßt. Solche Bedingungen liegen z.B. in Gebieten vor den Westküsten der Kontinente vor, in denen in niederen und mittleren Breiten (<45°) äquatorwärts gerichtete östliche Windströmungen für saisonalen oder ständigen Transport von Oberflächenwassermassen in Richtung offener Ozean sorgen und auf diese Weise den Küstenauftrieb verursachen (Wooster & Reid, 1963). Verglichen mit offenozeanischen Primärproduktivitäten von durchschnittlich <100 gC/m a (Pelet, 1987) liegen z.B. im Küstenauftriebsgebiet vor Peru Primärproduktivitäten von bis zu 1000 gC/m a vor (Walsh, 1981). Im Küstenauftriebsgebiet vor Californien und Oregon liegen Primärproduktivitäten von durchschnittlich 200 bis 600 gC/m a vor (Debyser & Deroo, 1969).

Hohe Primärproduktivitäten an der Oberfläche und in der euphotischen Zone, infolge des Auftriebs nährstoffreicher Wassermassen wie auch in offenozeanischen Divergenzgebieten sorgen für einen erhöhten Fluß von POM in die tiefere Wassersäule. Je höher dieser Partikelfluß ist, desto mehr organisches Material erreicht schließlich den Meeresboden und kann ins Sediment eingebunden werden. Da die Abnahme der Partikeldurchmesser mit der Wassertiefe eine Funktion der verschiedenen chemischen Lösungsvorgänge und/oder der Oxidationsprozesse ist (Lal, 1977), ist bei der Akkumulation organischen Materials neben der Wassertiefe auch die Größe der organischen Partikel ein weiterer wichtiger Faktor (Suess, 1980; Lal, 1980). Größere Partikel durchlaufen schneller die Wassersäule infolge ihrer größeren Stoke'schen Geschwindigkeit als kleinere. Lal (1980) beschreibt jedoch in einem kinetischen Modell, daß auch kleinere Partikel von nur etwa 1 µm Durchmesser sich an größere Partikel mit einer klebrigen organischen Oberfläche anheften können und auf diesem Weg mitgeführt und schneller transportiert werden. Sedimentfallenstudien zeigten, daß bei der Akkumulation organischen Materials im Sediment organische Partikel mit einer Größe von > 200 µm Durchmesser entscheidend bei der Bildung organisch reicher Sedimente mitwirken (Suess, 1980). Aus dem Vergleich der Akkumulationsraten organischen Kohlenstoffs mariner Oberflächensedimente mit Primärproduktionsraten bewiesen Müller und Suess (1979), daß die Fraktion primär produzierten organischen Kohlenstoffs, der in den Sedimenten erhalten ist, in Relation zur Massenakkumulationsrate steht. Dieser Zusammenhang wurde von Müller & Suess (1979) durch folgende empirische Gleichung ausgedrückt:

$$\%TOC = \frac{0,003 \times \text{Produktivität} \times S^{0,3}}{\rho_s(1-p)}$$

Hierbei beschreibt S die Sedimentationsrate, ρ_s Sedimentdichte und p die Porosität. Diesen Zusammenhängen folgten Abschätzungen über Paläoproduktivitäten am Beispiel von Sedimentproben vom nordwestafrikanischen Kontinentalhang. In weiterführenden Untersuchungen durch Sarnthein et al. (1987) wurde die Anwendung dieser Zusammenhänge für die Berechnung der Paläoproduktivitäten

(P) durch Berücksichtigung der Wassertiefe (Z) und der TOC-freien Akkumulationsraten (S_{B-C}) verfeinert:

$$P = 15,9 \times TOC^{0,66} \times S_B (\rho(1-p))^{0,66} S_{B-C}^{-0,71} \times Z^{0,32}$$

Sarnthein et al. (1987) gehen davon aus, daß die Korrelation der Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff mit der Massensedimentakkumulationsrate ungenau ist, da die Sedimentationsrate organischen Kohlenstoffs, enthalten in der Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff nur einen unbedeutenden Anteil von meist weniger als 1-3% an der Massensedimentakkumulationsrate hat. Die Einbeziehung der Wassertiefe begründet sich aus den Untersuchungen von Suess (1980), in der gezeigt wird, daß die Beziehung zwischen Primärproduktion, Kohlenstofffluß und Wassertiefe nicht linear verläuft. Beide Berechnungen führen jedoch zu dem Ergebnis, daß die Produktivität im Küstenauftriebsgebiet vor Nordwest-Afrika während der Glazialzeiten etwa dreimal höher lag als zu den Interglazialzeiten (Müller & Suess, 1979; Sarnthein et al., 1987).

Im Gegensatz zu den Verhältnissen in Küstenauftriebsgebieten liegen im Europäischen Mittelmeer nur Primärproduktivitäten von durchschnittlich 25-50 gC/m a vor (Béthoux, 1989). Diese niedrigen Primärproduktivitäten sind auf oligotrophe Verhältnisse im Mittelmeer zurückzuführen. Jedoch kam es während des Pleistozän, Pliozän und Miozän immer wieder zur Bildung TOC reicher Sedimente, die als sogenannte Sapropel seit langem aus dem östlichen Mittelmeer bekannt sind (Kullenberg, 1952; Olausson, 1961; Ryan & Cita, 1977 u.v.a.). Seit der ersten Dokumentation von Sapropelen im Mittelmeer wurden verschiedene Modelle in bezug auf deren Ursprung und Bildung diskutiert. Sie stehen im Zusammenhang mit klimatischen Änderungen und Änderungen der Wassermassenzirkulation (vgl. Kapitel 4). Das sogenannte „bottom water anoxia model“ erklärt die Bildung der Sapropel mit einer Zunahme des Festlandabflusses, durch die sich bei der Vermischung von Frischwasser mit Meerwasser eine niedrig saline Schicht bildet, die eine geringere Dichte aufweist als das darunter liegende Meerwasser und somit Konvektionsvorgänge stark reduziert oder vollständig verhindert (Bradley, 1938; Huang & Stanley, 1972; Williams et al., 1978; Rossignol-Strick, 1983; Thunell et al., 1984). Dies hat zur Folge, daß der Sauerstofftransport von der Oberfläche in die Tiefe unterbrochen ist, der Sauerstoffgehalt in der Tiefe durch Oxidationsprozesse schnell verbraucht wird und das Bodenwasser damit anoxisch wird, so daß organisches Material erhalten bleibt (Olausson, 1961; Cita et al., 1977; Nolet & Corliss, 1990). Ein anderes Modell führt die Bildung von Sapropelen auf eine Erhöhung der biologischen Produktivität zurück, hervorgerufen durch ein erhöhtes Angebot an Nährstoffen (Schrader & Matthern, 1981; Calvert, 1983; Rohling & Gieskes, 1989; Calvert et al., 1992; van Os et al., 1994). Der erhöhte Fluß organischen Materials verbraucht beim Durchlaufen der Wassersäule durch Oxidationsvorgänge den Sauerstoff und nachfolgende organische Partikel bleiben erhalten (Demaison & Moore, 1980). Dieses Modell wird durch die Beobachtung unterstützt, daß die TOC-Konzentrationen in marinen Sedimenten im wesentlichen von der Porosität der Sedimente, vom TOC Fluß, der Wassertiefe und von der Verdünnung durch anorganisches Material abhängen und nur untergeordnet von den Redoxverhältnissen in der Wassersäule beeinflußt werden (Pedersen & Calvert, 1990; Calvert, 1990).

Die Menge des organischen Materials, welches sich in der euphotischen Zone bildet, ist nicht vergleichbar mit der Menge organischen Materials, welches letztendlich nach Durchlaufen der Wassersäule und Remineralisierungsvorgängen im Sediment eingebunden wird und erhalten bleibt. Unter-

suchungen zeigen, daß das Verhältnis primär produzierten organischen Materials zu dem im Sediment eingebundenen organischen Material etwa 1000:1 beträgt (Tissot & Welte, 1984; Bralower & Thierstein, 1987). Dieser relativ niedrige Erhaltungsgrad ist durch metabolische, oxidative und bakterielle Abbauvorgänge in der Wassersäule und im Sediment bestimmt. Dieses Verhältnis drückt jedoch auch die Tatsache aus, daß für die Bildung organisch reicher Sedimente der Erhaltungsfaktor wichtiger als die Primärproduktion in der Wassersäule ist (Tyson, 1995). Brumsack (1980) zeigte, daß hohe biologische Produktivität nicht unbedingt nötig ist, um marine Sedimente mit Konzentrationen von 0 bis 10 Gew.% organischen Kohlenstoffes zu bilden, sofern geringe Verdünnung im Sediment und erhöhte Erhaltung durch suboxische Bedingungen vorliegen, d.h. wenn die Konzentration gelösten Sauerstoffs niedriger als 0,2 ml O₂/l ist. Tatsächlich ergaben Untersuchungen, daß nur geringe Korrelationen zwischen Gebieten mit hoher mariner Primärproduktion und Gebieten, in denen organisch kohlenstoffreiche Sedimente abgelagert wurden, bestehen (Demaison & Moore, 1980; Ergin et al., 1993). Welche Anhaltspunkte aus den verschiedenen Untersuchungen im Mittelmeer zu den bisherigen Ergebnissen der Sapropelbildung geführt haben, werden in Kapitel 4 eingehend beschrieben und den eigenen Ergebnissen gegenübergestellt.

Die nachfolgenden Untersuchungen im Küstenauftriebsgebiet vor Oregon und Californien wurden an Sedimentproben durchgeführt, die u.a. im Rahmen der Untersuchungen des „Multitracer“ Projektes gewonnen wurden. Die hier vorgestellten Temperaturrekonstruktionen wurden erweiternd zu einer Studie im östlichen äquatorialen Pazifik durch das internationale Ocean Drilling Program (ODP) der Joint Oceanographic Institution for Deep Earth Sampling (JOIDES) durchgeführt. Der Fahrtabschnitt Leg 138 hatte die Aufgabe, die Entwicklung des Strömungssystems im östlichen äquatorialen Pazifik während der letzten 12 Millionen Jahre zu untersuchen. Nach den gewonnenen Erkenntnissen über Fluktuationen in den Oberflächentemperaturen seit dem Miozän im östlichen äquatorialen Divergenzgebiet sollte eine vergleichende Studie im nordöstlichen Pazifik erfolgen, die die Fluktuationen im Küstenauftriebsgebiet vor Oregon und Californien seit dem letzten Glazial dokumentiert.

Die Untersuchungen an Sapropelen im Mittelmeer wurden an Sedimentproben durchgeführt, die im Rahmen des Europäischen MAST-II Projektes Marflux und späteren Paleoflux aus dem östlichen Mittelmeer stammen. Die Aufgabe dieser Projekte bestand in der Erfassung biogeochemischer Stoffflüsse von der Meeresoberfläche durch die Wassersäule bis ins Sediment (Marflux) und in der Rekonstruktion der Bildungsbedingungen der Sapropel im östlichen Mittelmeer (Paleoflux). Ergänzend wurden im Rahmen des ODP während eines transmediterranen Bohrprogrammes weitere Proben aus dem westlichen Mittelmeer genommen. Die Aufgabe des ODP Fahrtabschnittes Leg 160/161 besteht in der Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte und paläoozeanographischen Entwicklung während der Sapropelbildung im Mittelmeer. In beiden Programmen stellen die nachfolgenden Untersuchungen im Mittelmeer einen wichtigen Beitrag zur hydrographischen Situation während der Sapropelbildung dar.

1.2 Geochemische Proxies und ihre Anwendung in der Paläoozeanographie und Paläoklimatologie

Mit Beginn der $\delta^{13}\text{C}$ Untersuchungen an organischem Kohlenstoff von Craig (1953) konzentrieren sich Rekonstruktionen klimatischer und ozeanographischer Prozesse auf die Anwendung von Isotopen und organischen Verbindungen biologischen Ursprungs (Biomarker). Aus den $\delta^{13}\text{C}$ Untersuchungen an der organischen Fraktion läßt sich die Herkunft des organischen Materials ableiten (z.B. Dean et al., 1986; Sutherland et al., 1984). Photosynthese betreibende Pflanzen bauen eher die leichteren ^{12}C Isotope in ihr organisches Material ein als ^{13}C Isotope und produzieren somit eine Verschiebung der $\delta^{13}\text{C}$ Werte um -20‰ PDB verglichen zum Isotopenverhältnis der anorganischen Stickstoffquelle. Organisches Material, das durch atmosphärisches Kohlendioxid ($\delta^{13}\text{C}$ etwa -7‰ PDB) von Landpflanzen produziert wird, hat demnach $\delta^{13}\text{C}$ Werte, die bei -27‰ PDB liegen. Im marinen organischen Material liegen die $\delta^{13}\text{C}$ Werte zwischen -20‰ PDB und -22‰ PDB (Meyers, 1994). Eine weitere Möglichkeit den Ursprung des organischen Materials in Sedimenten zu bestimmen, basiert auf Messungen atomarer Kohlenstoff/Stickstoff-Verhältnisse (C/N). Hierbei wird zwischen Algen und Landpflanzenmaterial unterschieden (Prah et al., 1980 u. a.). Das C/N Verhältnis marinen organischen Materials liegt zwischen 5 und 8 und für Landpflanzen zwischen 20 und 100 (Emerson & Hedges, 1988; Meyers, 1993). Diese Unterscheidung resultiert daraus, daß marine Algen höhere Proteingehalte aufweisen als Landpflanzen (Romankevich, 1990) bzw., daß Cellulose in marinen Algen fehlt und in Landpflanzen Cellulose als Gerüststoff vorliegt (Jasper & Gagosian, 1990; Meyers, 1994). Obwohl das C/N Signal in Böden während der Frühdiagenese mikrobiell verändert wird (Sollins et al., 1984), bleibt es in subaquatischen Sedimenten weitgehend stabil.

Hinsichtlich der Interpretationen des $\delta^{13}\text{C}$ Signals zeigen Untersuchungen von Rau et al. (1989; 1991), daß das $\delta^{13}\text{C}$ der organischen Fraktion von Plankton im Südozean abnimmt, sobald die Konzentration an gelöstem CO_2 im Oberflächenwasser ($[\text{CO}_2(\text{aq})]$) ansteigt. Da die Löslichkeit von CO_2 und somit die von $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ im Wasser temperaturabhängig ist (die CO_2 Löslichkeit nimmt zu bei abnehmenden Temperaturen), kann die Beziehung zwischen planktischem $\delta^{13}\text{C}$ und $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ möglicherweise den Temperatureinfluß auf das Plankton $\delta^{13}\text{C}$, wie z.B. von Fontugne & Duplessy (1981) beobachtet, erklären. Diese Beobachtungen erlauben jedoch auch, daß das $\delta^{13}\text{C}$ Signal der organischen Fraktion im Rezenten als Proxy für ozeanische/atmosphärische CO_2 -Konzentrationen benutzt werden kann und das $\delta^{13}\text{C}$ Änderungen in der organischen Fraktion von Sedimenten mit Änderungen der $\text{CO}_2(\text{aq})$ -Konzentrationen im Oberflächenwasser in Zusammenhang stehen (Rau et al., 1991). Die CO_2 -Konzentrationen im Oberflächenwasser sind aufgrund von Photosynthese betreibenden Organismen niedriger als im Tiefenwasser. Im Tiefenwasser liegen durch die Remineralisierung organischen Materials erhöhte CO_2 Konzentrationen vor. Durch die Photosynthese wird eher isotopisch leichtes ^{12}C aus dem Oberflächenwasser- CO_2 Pool entfernt und es kommt zu einer relativen ^{13}C Anreicherung. Während der Oxidation organischen Materials wird dagegen isotopisch leichteres ^{12}C dem CO_2 -Pool wieder zugeführt und es kommt zu einer relativen Verarmung von ^{13}C im Tiefenwasser. $\delta^{13}\text{C}$ Untersuchungen an planktischen Foraminiferen von Vincent & Berger (1985) reflektieren diese Fluktuationen. Faktoren, die bei der Anwendung dieses Proxies für den quartären Ozean berücksichtigt werden müssen, sind zum einen, daß marine Sedimente z.T. stark mit terrestrischem organischen Material „verunreinigt“ sein können (z.B. Prah et al., 1989a, Jasper & Gagosian, 1989b). Die Isotopenzusammensetzung des planktischen organischen Materials könnte andererseits während der Sedimentation durch Diagenese und metabolische Prozesse überprägt worden sein (Hayes et al., 1989).

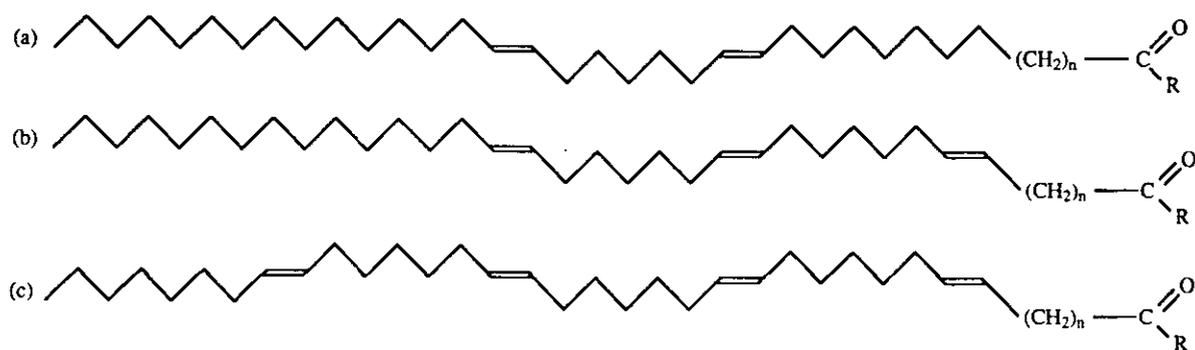
Eine weitere Methode zur Rekonstruktion paläoklimatischer Verhältnisse liegt in der Anwendung und Interpretation der Sauerstoffisotopenzusammensetzung carbonatischer Foraminiferengehäuse (z.B. Emiliani, 1955; Duplessy, 1978; Berger, 1981). Da die Sauerstoffisotopenfraktionierung während der Produktion des Carbonatgehäuses eine Funktion der Temperatur ist, konnten mit Hilfe von Temperaturgleichungen (z.B. Urey, 1947; Epstein et al., 1953; Shackleton, 1982; Erez & Luz, 1983) und der Messung des $\delta^{18}\text{O}$ Wertes an planktischen (z.B. *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber*) und benthischen Foraminiferen (z.B. *Uvigerina peregrina*, *Cibicoides wüllerstorfi*) Paläotemperaturen des entsprechenden Tiefenhabitats bestimmt werden.

Eine andere Methode Paläotemperaturen zu rekonstruieren, liegt in der Untersuchung organischer Moleküle, die ebenfalls als Biomarker von Bedeutung sind. Ideale „Marker-Verbindungen“ sind um so wertvoller für Rekonstruktionen, je biologisch spezifizierter sie sind. Hierzu zählen z.B. Biomarker, die von Organismen abgeleitet werden können, die in einer bestimmten Zone in der Wassersäule oder im Sediment angesiedelt sind (Brassell, 1993) und somit die Umweltbedingungen in einem vorhersagbaren Habitat bestimmen. Sie sollten weitverbreitet sein und über einen langen Zeitraum vorkommen. Ein weiterer Faktor für die Verwertbarkeit von Biomarkern ist insbesondere die qualitative und quantitative Erhaltung während der Sedimentation und Einlagerung ins Sediment. Die Mehrheit der Pflanzen im Ozean sind planktische, einzellige, mikroskopisch kleine Algen (Phytoplankton), die durch die Photosynthese organisches Material bilden. Sie sind Primärproduzenten im Ozean, die anorganisches Material wie Nitrate und Phosphate in organisches Material wie Lipide und Proteine umwandeln können.

Hauptproduzenten organischer Materie sind neben Diatomeen und Dinoflagellaten auch *Prymnesiophyceae*. Sie stehen an erster Stelle der Nahrungskette im Ozean. Viele Photosynthese betreibende Organismen enthalten Lipide als Bestandteil ihrer Membranen aber auch als Versorgungsstoff für physiologische Vorgänge und als Energiereserven. Die Fähigkeit der Alge, ihre Lipide biosynthetisch zu produzieren, wird in bezug auf die Lipidzusammensetzung durch sich ändernde Umwelteinflüsse (z.B. Fluktuationen in Temperatur, Licht oder Salinität) bestimmt (Harwood & Russell, 1984). Membranlipide sind relativ kleine Moleküle mit einem hydrophilen und einem hydrophoben Anteil. Diese Lipide bilden nach dem sogenannten „fluid mosaic model“ (Singer & Nicolson, 1972) in wässrigen Medien geschlossene bimolekulare und flexible Lipiddoppelschichten, die eine Barriere gegen das Eindringen polarer Moleküle bilden (Stryer, 1990). Neben dieser Funktion als Permeabilitätsbarriere dient die Lipiddoppelschicht gleichzeitig auch als „Lösungsmittel“ für Membranproteine, die die Membranfunktionen aufrechterhalten. Die Temperatur steht mit der Fluidität der Membranlipide in direktem Zusammenhang, wobei bei niedrigeren Temperaturen der Grad der Untersättigung der Lipide steigt und die Fluidität der Membranen zunimmt bzw. das Optimum wieder hergestellt wird (Harwood & Russell, 1984; Stryer, 1990). Zu der Gruppe temperatursensibler Membranlipide gehören auch langkettige Alkenone, deren Struktur und Bedeutung in ihrer Anwendung für paläozeanographische und -klimatische Rekonstruktionen im folgenden diskutiert wird, um die Aussagekraft der Untersuchungen im Californienstrom und im Mittelmeer zu demonstrieren.

1.3. Alkenone und Alkenoate als paläoozeanographische und paläoklimatische Proxies

Alkenone sind langkettige, mehrfach ungesättigte Kohlenwasserstoffverbindungen, deren funktionelle Gruppe durch die sogenannte Ketogruppe (C=O) charakterisiert ist. Gemeinsam mit den Alkenonen treten auch langkettige ungesättigte Fettsäuremethylester (Alkenoate) auf, die mit den Alkenonen im biosynthetischen Zusammenhang stehen (Marlowe et al., 1984a, b). In der vorliegenden Arbeit werden C₃₇ bis C₃₉ di-, tri- und tetra- ungesättigte Methyl- und Ethylketone (Abb. 1.1) untersucht, die in ihrer Struktur biologisch seltene *trans*-konfigurierte Doppelbindungen besitzen (Rechka & Maxwell, 1988). „*Trans*“ Verbindungen sind im Gegensatz zu „*cis*“ Verbindungen energieärmer in ihren physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften. Die Stereochemie der Alkenone macht sie stabiler und erhaltungsfähiger gegenüber Abbauvorgängen im Sediment und in der Wassersäule (Sun & Wakeham, 1994) und sie sind dadurch für paläoozeanographische Fragestellungen nützlich.



Alkenone:		Struktur	n	R	M ⁺
37:4Me	heptatriaconta-8E, 15E, 22E, 29E-tetraen-2-on	c	5	CH ₃	526
37:3Me	heptatriaconta-8E, 15E, 22E-trien-2-on	b	5	CH ₃	528
37:2Me	heptatriaconta-15E, 22E-dien-2-on	a	5	CH ₃	530
38:3Et	octatriaconta-9E, 16E, 23E-trien-3-on	b	5	CH ₂ CH ₃	542
38:3Me	octatriaconta-9E, 16E, 23E-trien-3-on	b	6	CH ₃	542
38:2Et	octatriaconta-16E, 23E-dien-3-on	a	5	CH ₂ CH ₃	544
38:2Me	octatriaconta-16E, 23E-dien-2-on	a	6	CH ₃	544
Alkylalkenoate:					
36:3FAME	methylhexatriaconta-7E, 14E, 21E-trienoat	b	5	OCH ₃	544
36:2FAME	methylhexatriaconta-14E, 21E-dienoat	a	5	OCH ₃	546

Abb. 1.1: Darstellung der langkettigen Alkenon- und Alkenoat-Strukturen, wie sie von de Leeuw et al. (1980) bestimmt und in dieser Arbeit analysiert wurden. Die 37:4Me Alkenon-Komponente wurde jedoch nur in den Sedimenten des Californienstroms gefunden. Massenspektrogramme, die der Identifizierung dieser Verbindungen zugrunde liegen, sind im Kapitel 2 dargestellt.

Alkenone und Alkenoate sind biosynthetische Produkte von Phytoplanktongattungen, der Klasse *Prymnesiophyceae* (Marlowe et al., 1984a,b). Alkenone mit Kettenlängen von 37 bis 39 Kohlenstoffatomen wurden erstmals in Sedimenten vor Westafrika (Boon et al., 1978) beschrieben, sind jedoch seitdem weltweit in marinen Sedimenten und Seesedimenten analysiert worden (Cranwell, 1985, 1988; Volkman et al., 1988 u.a.). Für paläoozeanographische Fragestellungen wichtigste *Prymnesiophyceae*, die als Signalträger weltweite Verbreitung haben, sind z.B. die marinen Coccolithophoriden *Emiliania huxleyi*, die vom subarktischen bis subantarktischen Bereich vorkommen und *Gephyrocapsa oceanica*, eine Warmwasserspezies. Eine weitere Spezies, die zu den alkenonsynthetisierenden *Prymnesiophyceae* gehört, ist die in Küstennähe vorkommende *Isochrysis galbana* (Volkman et al., 1980a, 1995; Marlowe et al., 1990) der Gattung *Isochrysidales*. *E. huxleyi* ist die Spezies, die heute

die am weitesten verbreitete Spezies ist und die häufigste, die Calcit und Biomasse produziert. Daher werden Alkenone heute als Biomarker für den Eintrag von *E. huxleyi* ins Sediment gewertet (Volkman et al., 1980b u.a.). Stratigraphisch erscheint *E. huxleyi* erstmals im Spätquartär vor etwa 268 ka, d.h. im Sauerstoffisotopenstadium 8 (Thierstein et al., 1977). Zwischen 85 ka und 73 ka (Isotopenstadium 5a) wurde diese Art dominante Spezies in niederen Breiten, ab Isotopenstadium 4 in höheren Breiten (Hay, 1977; Thierstein et al., 1977). Für die taxonomischen und phylogenetischen Zusammenhänge älterer Coccolithophoriden Spezies ist das Auftreten der Alkenone bereits in Cenoman- und Alb-Sedimenten (Farrimond et al., 1987) von Bedeutung, könnte jedoch auch hinweisgebend für ein früheres Auftreten der heute noch lebenden *E. huxleyi* sein (Brassell, 1993 u.a.). Alkenonuntersuchungen an Sedimenten älter als das erste Auftreten von *E. huxleyi* sind demnach auf Vorfahren der *E. huxleyi* Spezies bzw. auf *G. oceanica* zurückzuführen.

Heute auftretende alkenonsynthetisierende Spezies haben eine gemeinsame Eigenschaft, die sie für Rekonstruktionen auf dem Gebiet der Paläoozeanographie und -klimatologie ganz besonders hervorhebt. Alle die bisher untersuchten Spezies ändern die Zusammensetzung ihrer langkettigen Alkenone in Abhängigkeit zur umgebenden Wassertemperatur. Durch diese physiologische und spezies-typische Eigenschaft zählen die Alkenone zu der Gruppe der Membranlipide mit dem Vorteil, durch Bestimmung der Alkenonzusammensetzung die Wassertemperatur zu ermitteln. Sie wird dadurch auch zu einem wichtigen Werkzeug, um Paläotemperaturen zu rekonstruieren. Brassell et al. (1986) beobachteten erstmals in Proben, die Glazial/Interglazial-Zyklen beschrieben, daß die C_{37} Alkenonuntersättigung im Sediment mit der Temperatur des Oberflächenwassers korreliert und schlossen so auf ein Oberflächentempersignalsignal, wobei der Anteil höher untersättigter Alkenone (z.B. $C_{37,3}$ und $C_{37,4}$) bei niedrigen Temperaturen überwiegt und ein Alkenonuntersättigungsindex, der U_{37}^k Index definiert wurde. Dieser Index (Gl. 1.1) beschreibt das Konzentrationsverhältnis von zwei-, drei- und vierfachuntersättigten C_{37} Alkenonen zueinander:

$$U_{37}^k = \frac{[C_{37:2}] - [C_{37:4}]}{[C_{37:2} + C_{37:3} + C_{37:4}]} \quad (\text{Gl. 1.1})$$

In den meisten bislang untersuchten Sedimenten fehlt die $C_{37,4}$ Komponente in der Lipidfraktion und wird hauptsächlich in Gebieten mit niedrigeren Oberflächentemperaturen beobachtet. Die obige Gleichung vereinfacht sich daher zu:

$$U_{37}^{k'} = \frac{[C_{37:2}]}{[C_{37:3} + C_{37:2}]} \quad (\text{Gl. 1.2})$$

In Hälterungsversuchen mit *E. huxleyi* Kulturen zeigt sich ein linearer Zusammenhang des U_{37}^k Indexes mit der Wachstumstemperatur (Brassell et al., 1986; Prahl & Wakeham, 1987; Prahl et al., 1988). Um das Alkenontempersignalsignal für paläoozeanographische Rekonstruktionen interpretieren zu können, sind ökologische und physiologische Merkmale von heute lebenden Coccolithophoriden unerläßlich. Die Mehrzahl der Coccolithophoriden sind einzellige, mobile und sessile Formen, die eine oder mehrere Lagen organischer Schuppen unmittelbar außerhalb der Plasmamembran besitzen. Eine Ausnahme stellen bestimmte Stadien im Entwicklungskreislauf von *E. huxleyi* dar (Klaveness, 1972). In dieser Spezies fehlen im Coccolith-tragenden Stadium die organischen Schuppen. Im flagellaten, motilen Stadium liegen jedoch die nicht-mineralisierten Schuppen vor (Klaveness, 1972). Hier sind

die Coccolithen die einzigen Schuppen, die die Zelle bedecken (Klaveness, 1972). Die Funktion der Schuppen und Coccolithen ist nicht eindeutig. Sikes & Wilbur (1982) fanden Hinweise, daß den Organismen durch die Coccolithenbedeckung eine größere Toleranz gegenüber niedriger Salinitäten verliehen wird. Der Mechanismus ist jedoch nicht bekannt. Die Tatsache, daß im Lebenskreislauf der Coccolithophoriden sowohl bewegliche als auch unbewegliche Formen auftreten, wirft drei Fragen auf: **a.** Ändert sich die Alkenonsättigung in den verschiedenen Lebensstadien voneinander? **b.** Aus welchem Tiefenhabitat stammt das Alkenontemperatursignal, da es aufgrund der Mobilität der Organismen in unterschiedlichen Wassertiefen gebildet werden könnte und **c.** Läßt sich das Temperatursignal einer bestimmten Jahreszeit, z.B. während der Planktonblüte, zuordnen?

Die Frage nach möglicherweise unterschiedlichen Alkenonuntersättigung in verschiedenen Lebensstadien untersuchten Volkman et al. (1980b) bei *E. huxleyi* und beobachteten nur geringfügige Unterschiede in den relativen Verhältnissen der einzelnen Alkenone ($C_{37,3}$ und $C_{37,2}$) bei mobilen, sessilen und coccolithtragenden Formen. Daher können physiologische und morphologische Unterschiede für Änderungen im Alkenonuntersättigungsindex so gut wie ausgeschlossen werden. Die Frage nach dem Ursprung des Alkenontemperatursignals beruht auf der Beobachtung, daß *E. huxleyi* und *G. oceanica* während ihrer Ontogenese in der Wassersäule aufsteigen bzw. absinken (Cadée, 1985; Burns, 1977; Hallegraef, 1984). Dieses Verhalten, das durch Aggregatbildung in Verbindung mit der Produktion eines Polysaccharids ermöglicht wird (Cadée, 1985), könnte mit dem unterschiedlichen Nährstoffangebot in unterschiedlichen Wassertiefen zusammenhängen (Young, 1994). Untersuchungen von Prahl & Wakeham (1987) fanden durch Hälterungsversuche mit einer *E. huxleyi* Kultur eine lineare Beziehung zwischen dem U_{37}^k Index und der Temperatur. Diese Alkenon-Temperaturkalibrierungsgleichung verwendeten sie anschließend, um Temperaturen an Proben (suspendiertes partikuläres Material) verschiedener Lokationen im Ozean zu rekonstruieren. Die Temperaturegebnisse ihrer Studie zeigen, daß der U_{37}^k Index Jahresdurchschnittstemperaturen der durchmischten Oberflächenschicht reflektiert. Alkenonuntersuchungen im östlichen Nord-Atlantik (Conte et al., 1992, Conte & Eglinton, 1993) dokumentieren, daß der U_{37}^k Index mit Temperaturen in der euphotischen Zone während der maximalen Coccolithophoridenproduktion im Frühjahr korreliert. In einer weiteren Studie im nordöstlichen Pazifik (Prahl et al., 1993) zeigten Alkenonuntersuchungen an Sinkstofffallenproben, daß der U_{37}^k Index mit Winter- bis Frühjahrs oberflächentemperaturen (SST) der gesamten Region aber auch mit Sommer bis Herbst SST in der Nähe der Schelfkante korrelieren, zu einer Zeit in der die NE Passate für Auftrieb nährstoffreichen Wassers sorgen. Zusätzlich wurde beobachtet, daß die aus dem U_{37}^k Index berechnete Temperatur mit der Temperatur des Chlorophyllmaximums korreliert. Diese Ergebnisse aus Sinkstofffallen-Studien stehen Ergebnissen der Proben aus Oberflächensedimenten gegenüber, deren U_{37}^k Indexe die SST der Winter- und Frühjahrsperiode widerspiegeln. Rosell-Melé et al. (1995) verglichen im nordöstlichen Atlantik (2°S - 75°N) U_{37}^k Ergebnisse von Oberflächensedimenten mit lokalen Temperaturen in verschiedenen Wassertiefen und zu verschiedenen Jahreszeiten. Ihre Alkenontemperaturergebnisse weisen höchste Korrelationen mit Oberflächentemperaturen im Herbst und Winter auf.

Es scheint sich aus dieser Entwicklung herauszukristallisieren, daß die bisher publizierten U_{37}^k - Temperaturregressionen nicht generell auf alle Meeresgebiete gleichermaßen anwendbar sind. Es scheint eher, daß lokale biologische und ozeanographische Verhältnisse dafür verantwortlich sind, in welcher Tiefe die alkenonsynthetisierenden Organismen ihr Signal bilden, welches anschließend im Sediment wiedergefunden wird. In Anbetracht dieser Befunde erscheinen Kalibrierungsexperimente

mit lebenden Arten unerlässlich. Volkman et al. (1995) untersuchten Alkenone und Alkenoate an Kulturen von *G. oceanica*, die sie in Jervis Bay, Ost-Australien (34°S) während der Phytoplanktonblüte (Dezember bis Januar) aus dem Meerwasser extrahierten, um unter Laborbedingungen eine Temperaturgleichung zu kalibrieren. Der Verlauf dieser Temperaturgleichung ist zwar der *E. huxleyi*-Gleichung (Prah & Wakeham, 1987) ähnlich, jedoch zeigen Umrechnungen des U_{37}^k Indexes deutlich höhere Temperaturen mit der Gleichung von *G. oceanica* (Abb. 1.2).

Volkman et al. (1995) weisen mit diesen Ergebnissen darauf hin, daß die Temperaturgleichung basierend auf *E. huxleyi* nur für Rekonstruktionen von Paläo-SST benutzt werden sollte, solange Sedimente nicht älter als das erste Auftreten von *E. huxleyi* sind. Sie weisen besonders auf Gebiete hin, in denen *G. oceanica* ähnlich dominant auftritt wie in warmen Rand- und Nebenmeeren und in subtropischen Gebieten. Daß jedoch auch innerhalb einer Spezies biochemische und genetische Unterschiede vorliegen müssen, die sich auch in der U_{37}^k -Temperaturabhängigkeit widerspiegeln, dokumentiert sich in vergleichenden Studien von Sikes & Volkman (1993) und Ternois et al. (1997). In dieser Studie wurden *E. huxleyi* Algen südlich von Tasmanien/Australien und dem Europäischen Mittelmeer untersucht und mit Ergebnissen aus dem nordöstlichen Pazifik (Prah et al., 1988) verglichen. Hierbei wurden Unterschiede im Verlauf beider *E. huxleyi* - Temperaturkurven deutlich (Abb. 1.2.a), die auch bei weiteren *E. huxleyi* - Untersuchungen beobachtet wurden (Abb. 1.2.b; Prah et al., unveröff.).

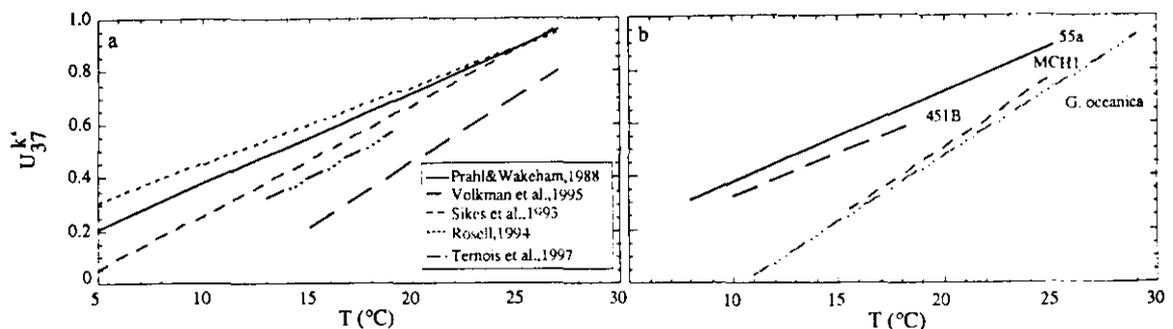


Abb. 1.2: Bisher publizierte Temperaturkalibrierungsgeraden, die aus den Alkenonverhältnissen abgeleitet wurden (a). Dazu der Vergleich zwischen Temperatur-Gleichungen aus verschiedenen *E. huxleyi* Kulturen (b) (Prah et al., unveröff.) mit *G. oceanica* (Volkman et al., 1995).

Diese Beobachtungen erfordern die Differenzierung der im Sediment gefundenen Alkenone nach der Spezies, die für die Signalbildung verantwortlich war. Untersuchungen anderer temperaturabhängiger Parameter, die in Zusammenhang mit den Alkenonen stehen, wurden durch Prah et al. (1989a) eingeführt. Beobachtungen der Verhältnisse K_{37}/K_{38} (Gesamtkonzentrationsverhältnis C_{37} zu C_{38} Alkenonen) und EE/K_{37} (Konzentration der zweifach ungesättigten C_{36} Ethylalkenoate zur Gesamtkonzentration der C_{37} Alkenone) in *E. huxleyi* Kulturen zeigten in Abhängigkeit zum U_{37}^k Index ein nicht-lineares Verhalten. Die entsprechenden Untersuchungen für Sedimentproben zeigten parallele, mit einem „offset“ verbundene Abhängigkeiten zum U_{37}^k Index. Dieser „offset“ wurde als physiologischer Unterschied der *Prymnesiophyceae*-Spezies gewertet, die für die Alkenon- und Alkenoatbildung verantwortlich war (Prah et al., 1988; 1989a). In einer weiteren Studie wurde zusätzlich das Verhältnis $K_{37:4}/K_{37}$ (Konzentrationen der $C_{37,4}$ Alkenone zur Gesamtkonzentration der C_{37} Alkenone) eingeführt (Prah et al., 1995). Zusammen mit K_{37}/K_{38} werden diese Verhältnisse in Abhängigkeit zum U_{37}^k Index benutzt, um die Anwendung der Temperaturgleichung von Prah et al. (1988; $U_{37}^k = 0.034 \times T + 0.039$) für die Rekonstruktion von Wassertemperaturen während der Glazial-/ Interglazialzeiten im nordöstlichen Pazifik zu begründen.

Da in der vorliegenden Dissertation auch Sedimentproben analysiert wurden, die nach ihrer Ablagerung eindeutig diagenetischen Prozessen (z.B. diffusiver Oxidation („burn down“)) unterlagen (z.B. Mittelmeer-Sapropel), muß auch die Frage nach diagenetischen Reaktionen, die das Alkenonverhältnis (U_{37}^k Index) nachträglich beeinflusst haben könnten, berücksichtigt werden. Untersuchungen nicht-oxidierter und oxidierter Sedimentintervalle, in denen die Konzentrationen organischen Kohlenstoffs durch diffusive Oxidation von etwa 1 Gew.% auf 0,15 bis 0,2 Gew.% sanken, zeigen kaum einen Einfluß auf den U_{37}^k Index (Prah et al., 1989b), obwohl in den oxidierten Sedimenten die Gesamtalkenonkonzentrationen um mehr als 85% niedriger waren. Diese Untersuchungen beruhen auf der Berechnung des Alkenonuntersättigungsindex nur mit den $C_{37,3}$ und $C_{37,2}$ Alkenonen und auf Sedimenttiefen bis zu 9 m. Ähnliche Ergebnisse, die grundlegende Veränderungen des U_{37}^k Index durch postsedimentäre Prozesse ausschließen, wurden auch vor NW Afrika und im östlichen N-Atlantik beobachtet (Poynter et al., 1989; Conte & Eglinton 1993) mit dem Zusatz, daß das Auftreten der $C_{37,4}$ Alkenone nur im oberen Kernabschnitt zu beobachten war und in größerer Tiefe durch vollständigen Abbau fehlte (Poynter et al., 1989). Anzeichen für den diagenetischen Abbau der $C_{37,4}$ Alkenone sind auch in einer Sinkstofffallenstudie erkennbar und der Abbildung der Alkenone im Oberflächensediment (Flügge, 1997). Abbauxperimente mit *E. huxleyi* Kulturen belegen, daß das dreifach ungesättigte Alkenon nur geringfügig, aber das vierfach ungesättigte Alkenon 20% schneller abgebaut wird (Flügge, 1997). Der Effekt des oxidativen Abbaus der Alkenone drückt sich jedoch nur in Gebieten mit kalten Wassermassen aus (z.B. in höheren geogr. Breiten), in denen verstärkt vierfach ungesättigte Alkenone synthetisiert werden. Ein schnellerer Abbau des vierfach ungesättigten Alkenons führt in der Berechnung des U_{37}^k Indexes zu höheren Werten. In Gebieten, in denen generell mit höheren Alkenonabbildungstemperaturen zu rechnen ist, tritt dieser Effekt jedoch kaum in Erscheinung, da wenig vierfach ungesättigte Alkenone synthetisiert werden. Eine Veränderung im Alkenonuntersättigungsindex ist nicht meßbar (Flügge, 1997). Im Rahmen sedimentärer Veränderungen hinsichtlich des U_{37}^k Indexes zeigten Sikes et al. (1991), daß Carbonatlösung die $C_{37,3}$ und $C_{37,2}$ Alkenonkonzentrationen nicht verändert und auch Salinitätseffekte ausgeschlossen werden können.

Zu der Frage welche Abbauprodukte sich aus den langkettigen Alkenonen ergeben, scheinen ebenso langkettige (C_{37} und C_{38}) n-Alkane (z.B. McEvoy et al., 1981) in Betracht zu kommen. C_{37} und C_{38} n-Alkane sind jedoch auch Komponenten entschwefelter Produkte der aromatischen Fraktion von Sedimentextrakten (Sinninghe Damsté et al., 1988), so daß auch davon ausgegangen werden kann, daß langkettige ungesättigte Lipide mit Schwefel im frühen Stadium der Diagenese in Bindung gehen bzw. Schwefel in ihre Strukturen einbauen (Marlowe et al., 1990; Sinninghe Damsté et al., 1989).

1.4. Fragestellungen

In der vorliegenden Arbeit werden mittels Alkenonanalysen Oberflächentemperaturen rekonstruiert und paläoozeanographisch interpretiert. Die Untersuchungen im Californienstrom fanden in Erweiterung des Projektes DFG EM 37/3 „Rekonstruktion der Oberflächentemperaturen im östlichen äquatorialen Pazifik statt“, dessen Aufgabe es war, durch die Anwendung von geochemischen „Thermometern“ die Oberflächentemperaturen an zwei Bohrungen des ODP Fahrtabschnittes 138 im östlichen äquatorialen Pazifik zu rekonstruieren. Durch den Vergleich der Paläotemperaturen mit Messungen organischen Kohlenstoffs und Calciumcarbonat wurden in Kombination mit der Sauerstoff-Isotopenstratigraphie klimatische und ozeanographische Veränderungen des Auftriebsgeschehens im östlichen äquatorialen Pazifik während des Pleistozäns rekonstruiert. Die gewonnenen Erkenntnisse sollten durch vergleichende Untersuchungen im Auftriebsgebiet vor Oregon und Califor-

nien im nordöstlichen Pazifik an Zeitscheiben fortgesetzt werden. Hierzu stand folgende Fragestellung im Vordergrund: Inwiefern hat sich der Küstenauftrieb im Californienstrom vor Oregon und Californien seit dem letzten glazialen Maximum verändert? Als besonders interessant dokumentiert sich die Fragestellung in bezug auf die Grenze zwischen saisonalem Küstenauftrieb im Norden und ganzjährig andauerndem Küstenauftrieb im Süden, die heute bei etwa 40°N liegt. Für diese Studie werden langkettige Alkenone gaschromatographisch analysiert. Es werden die Alkenonverhältnisse K37:4/K37 und K37/K38 ermittelt, die bisher verwendet wurden, um die Anwendung einer Alkenontemperaturgleichung abzusichern (Prahl et al., 1995; 1988). Mit Hilfe der Berechnung des U^k_{37} Index werden Paläotemperaturen seit dem letzten glazialen Maximum (LGM) berechnet und paläoozeanographisch interpretiert.

Die Untersuchungen im Europäischen Mittelmeer fanden im Rahmen der Projekte MAST-II (Marflux/Paleoflux) statt und wurden in Erweiterung im ODP Leg 160/161 Forschungsprogramm fortgesetzt. Die Aufgabe der Projekte lag u.a. in der Rekonstruktion der Bildungsbedingungen der Sapropel im östlichen Mittelmeer (Paleoflux). Im Rahmen des ODP Leg 160/161 Forschungsprogrammes wurden im gesamten Mittelmeer Bohrungen in einem West-Ost-Transekt abgeteuft, um u.a. hydrographische und klimatische Bedingungen während der Sapropelbildung zu rekonstruieren. Da die Entstehung der Sapropel im Mittelmeer, wie bereits zuvor erläutert noch nicht eindeutig geklärt ist, sollen hochauflösende Alkenonuntersuchungen Aufschluß über hydrographische Änderungen während der Sapropelbildung geben. Die besondere Herausforderung liegt hier in dem Versuch eines regionalen Vergleichs des östlichen und westlichen Mittelmeerbeckens. Neben den Temperaturrekonstruktionen durch Alkenone sollen weiterhin mit Hilfe von Sauerstoff-Isotopenanalysen planktischer Foraminiferen Abschätzungen hinsichtlich Salinitätsänderungen durchgeführt werden.

2. Methoden

2.1 Alkenone und Alkenoate

Sedimentproben aus dem Californienstrom wurden während eines Studienaufenthaltes in der Abteilung für Chemische Ozeanographie an der Oregon State University in Corvallis aufgearbeitet und analysiert. Die Proben aus dem Europäischen Mittelmeer wurden im Institut für Meereskunde, Abteilung Meereschemie in Kiel, bearbeitet und gemessen.

Reinigungsschritte

Zu Beginn der Arbeiten wurden alle Glasgeräte, die während der Extraktions- und chromatographischen Arbeiten benutzt werden sollten, für einige Stunden in einem Reinigungsbad und über Nacht in schwefliger Säure (H_2SO_3) gereinigt. Nach dem Säurebad wurden die Glasgeräte mit demineralisiertem Wasser gespült und getrocknet. Vor der Benutzung wurden sie abschließend mit Dichlormethan (CH_2Cl_2) gespült, um mögliche restliche organische Verunreinigungen zu beseitigen. Natriumsulfat (Na_2SO_4) und Kieselgel (SiO_2), wurden für einige Stunden mit CH_2Cl_2 extrahiert. Natriumsulfat wurde der organischen Phase der Proben als Trocknungsmittel zugesetzt, um mögliche Mengen Restwassers quantitativ zu entziehen. Das Kieselgel, die feste Phase bei der Säulenchromatographie, wurde 48 Stunden in einer Soxhlet-Apparatur in Dichlormethan extrahiert. Lösungen, die während der Extraktion verwendet wurden, wie demineralisiertes Wasser, eine 50% gesättigte Kochsalz-Lösung (NaCl) und eine etwa 0,5 N Kaliumhydroxid-Lösung (KOH) wurden je zweimal mit CH_2Cl_2 und einmal mit Hexan im Scheidetrichter ausgeschüttelt und somit von möglichen organischen Verunreinigungen befreit.

Deaktivierung des Kieselgels

Das Kieselgel (Silica Gel 60, 70-230 Mesh ASTM, Fa. MERCK) wurde nach der Extraktion bei Zimmertemperatur und mit Aluminiumabdeckung unter einem Abzug getrocknet und anschließend bei 220°C im Ofen 24 Stunden aktiviert. Nach der Aktivierung und langsamen Abkühlung wurde das Kieselgel anschließend für die folgende Säulenchromatographie durch Zugabe von demineralisiertem Wasser zu 5% deaktiviert. Um einer Veränderung des Deaktivierungsgrades durch die Reaktion des Kieselgels mit der Luftfeuchtigkeit vorzubeugen, erfolgte die Aufbewahrung des Kieselgels unter Vakuum oder in abgeschmolzenen Glasampullen.

Probenextraktion

Um die Alkenone und Alkenoate der Sedimentproben analysieren zu können, wurden aus etwa 5 g Feuchtsediment oder 3 g Trockensediment das extrahierbare organische Material im Ultraschallbad mit einem Lösungsmittelgemisch aus Toluol und Methanol (1:3) aus dem Sediment gelöst (Abb. 2.1). Vor dieser Extraktion wurden dem Gemisch aus Sediment und Lösungsmittel noch Standardsubstanzen mit bekannter Konzentration (aiC18, 11,3 ng/ μl ; aiC24, 8,96 ng/ μl ; C19-10-on, 29,3 ng/ μl ; C 19-2-on, 30,4 ng/ μl ; 5a-androst-3-on, 30,6 ng/ μl ; iC20, 93ng/ μl und 5a-androstanol, 97,7 ng/ μl) beigegeben, um die Extraktionsausbeute der Alkenone und Alkenoate zu quantifizieren. Anschließend wurden die Proben dreimal 10 Minuten jeweils in 15 ml Lösungsmittelgemisch Toluol/Methanol (1:3) extrahiert und die Einzelextrakte im Scheidetrichter gesammelt. Diesem Gesamtextrakt wurde anschließend eine 0,5 N KOH Lösung zugegeben, um polare von unpolaren Verbindungen abzutrennen. Der Extrakt der unpolaren organischen Verbindungen wurde dreimal mit Hexan und demineralisiertem Wasser gereinigt. Die polare Fraktion wurde ebenfalls dreimal mit Hexan ausgeschüttelt, um mögliche restliche unpolare Verbindungen herauszuwaschen. Die Gesamthexanfraktion des unpolaren

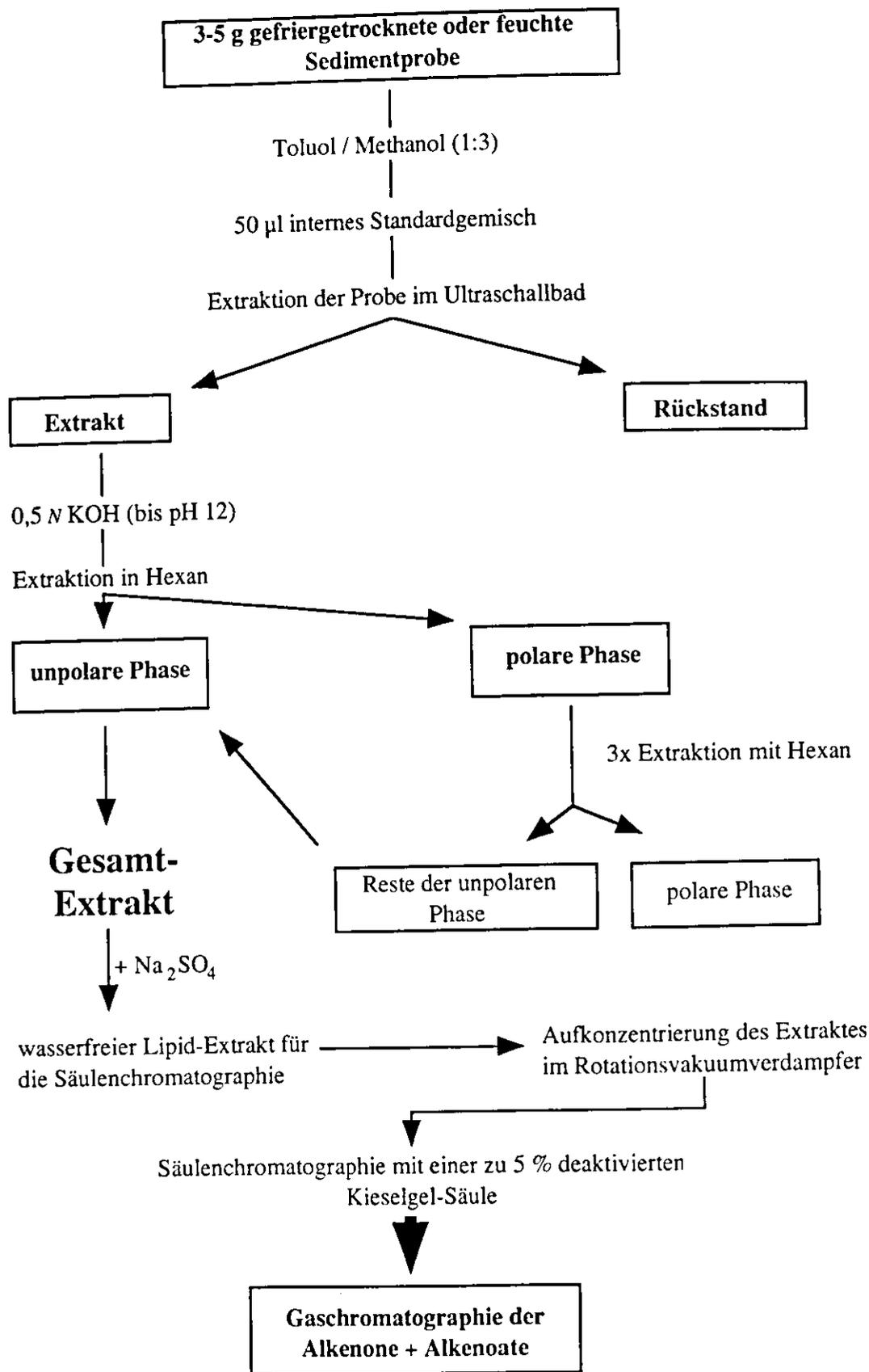


Abb. 2.1: Übersichtsdiagramm zu den einzelnen Aufarbeitungsschritten zur Analyse der Alkenone und Alkenoate.

Extrakt wurde anschließend mit 50% iger Kochsalzlösung „gewaschen“ und später mit Natriumsulfat behandelt, um restliches Wasser der Hexanfraktion zu entziehen. Die Wasserfraktion, die mögliche Reste von Porenwasser und hochpolaren Lipiden aus dem Sediment enthielt, wurde verworfen. Die Hexanfraktion wurde im Rotationsvakuumverdampfer bis auf 1-2 ml Volumen für die folgende Säulenchromatographie einrotiert.

Säulenchromatographie

Für die Säulenchromatographie wurden ca. 7 g des zu 5% deaktivierten Kieselgels benötigt, um eine etwa 10 cm lange Kieselgel-Säule zu schütten. Konditioniert wurde sie mit dem Lösungsmittel der ersten Fraktion (Hexan). Nachdem der auf etwa 1 ml aufkonzentrierte Probenextrakt auf die Säule gegeben wurde, folgten die einzelnen Fraktionen mit zunehmender Polarität der Lösungsmittel:

- | | |
|---------------------------------|----------------------------------|
| 1. 35 ml Hexan (100%) | 4. 15 ml Ethylacetat/Hexan (10%) |
| 2. 40 ml Toluol/Hexan (25%) | 5. 25 ml Ethylacetat/Hexan (15%) |
| 3. 25 ml Ethylacetat/Hexan (5%) | 6. 50 ml Ethylacetat/Hexan (20%) |

Die C_{37-39} Alkenone und Alkenoate eluieren in der dritten Fraktion.

Gaschromatographie

Alle Proben aus dem Californienstrom wurden mit einem Hewlett-Packard Gaschromatographen Model 5890A gemessen, der mit einer DB-1 Fused Silica Kapillarsäule (J&W Scientific; Beschichtungsdicke = 0,25 μm , Länge 30 m, ID = 0,25 mm), einem „on-column“-Injektor und einem Flammenionisationsdetektor (FID) ausgestattet war. Als Trägergas wurde Wasserstoff mit einem konstanten Gasfluß von 10 psi (= 0,7 kg/cm^2) eingesetzt. Das Temperaturprogramm lief während jeder Messung von 100°C bis 275°C mit einer Heizrate von 5°C/min, wurde bei 275°C für 5 Minuten isotherm gehalten und lief anschließend weiter von 275°C bis 300°C mit einer Heizrate von 25°C/min. Die Endtemperatur von 300°C wurde 30 Minuten konstant gehalten, so daß die langkettigen Alkenone und Alkenoate vollständig eluieren konnten. Abb. 2.2 zeigt einen Ausschnitt eines typischen Probenchromatogrammes. An einigen Proben wurden die Alkenone und Alkenoate durch ein am Gaschromatographen angeschlossenes Massenspektrometer überprüft.

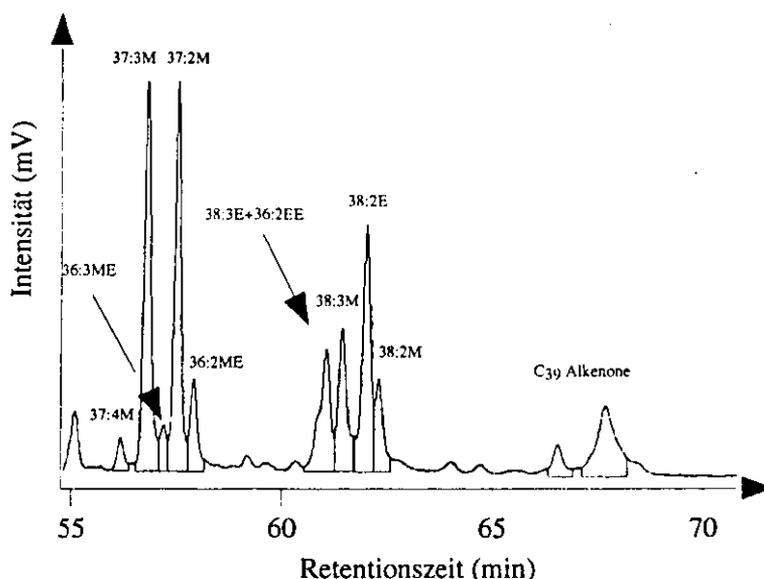


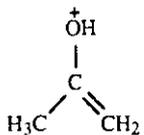
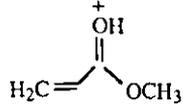
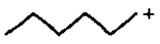
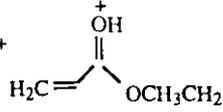
Abb. 2.2: Ausschnitt eines integrierten GC-FID-Chromatogramms der Probe V1-81-G15, 120 cm.

Gaschromatographie (GC)/Massenspektroskopie (MS)

Zur Überprüfung der Alkenone und Alkenoate diente ein „on-column“ Gaschromatograph des Typs HP 5890 Serie II, an dem ein MSD HP5971 Massenspektrometer angeschlossen war. Wasserstoff diente als Trägergas (10 psi = 0,7 kg/cm²). Die Temperatur des Verbindungsmoduls („transfer line“) zwischen Gaschromatograph und Massenspektrometer betrug 310°C. Das Temperaturprogramm für die Messung der Proben verlief von 100°C bis 300°C mit 5°C/min. Das Eluat aus dem Gaschromatographen gelangt über eine fused-silica-Kapillare (HP1; 30 m x 0,25 mm ID, 0,25 µm Beschichtung) in die Ionenquelle, trifft dort auf einen Elektronenstrahl und durch Wechselwirkung der Elektronen mit den neutralen Molekülen entstehen Fragmente positiv geladener Molekül-Ionen. In der Ionisationsquelle, die konstant bei Temperaturen von 200°C gehalten wurde, werden die Molekül-Ionen durch Anlegen einer Spannung an die Quelle beschleunigt. Die Ionisierungsenergie betrug für die Moleküle der Masse 50 bis 650 pro Sekunde 70 eV. In dem Analysatorteil erfolgt die Auftrennung der Ionen aufgrund ihrer Masse, die anschließend auf dem Detektor ein elektronisches Signal hinterlassen.

Die in Abb. 2.2 mittels GC-FID gemessene Probe wurden im folgenden im Hinblick auf Einzelkomponenten durch GC/MS Messung analysiert. Hierzu sind zunächst in Tab. 2.1 die typischen Fragmente, die aus der Ionisierung der Alkenone und Alkenoate hervorgehen, zusammengestellt.

Tab. 2.1: Fragmentierung der Alkenone und Alkenoate (Hesse et al., 1991).

m/z	Fragment	m/z	Fragment
58	$C_3H_6O^+$  Keton	87	$C_4H_7O_2^+$  Methylester
85	$C_6H_{13}^+$  Alkan	101	$CH_2COOHC_2H_5^+$  Ethylester

Für die Analyse des Fragmentierungsmusters der Probe V1-81-G15, 120 cm (Abb. 2.2) wurde der Retentionsbereich herausgegriffen, in dem die Alkenone und Alkenoate mit Kettenlängen von 36 bis 39 Kohlenstoffatomen eluieren. Abb. 2.3.a zeigt das Totalionenstrom-Chromatogramm der Probe V1-81-G15, 120 cm. Der Bereich, des Totalionenstrom-Chromatogrammes, in dem die C₃₇ bis C₃₉ Alkenone und Alkenoate eluieren, zeigt Fragmente von Ketonstrukturen (m/z = 58), Alkanen (m/z = 85), Methylestern (m/z = 87) und Ethylestern (m/z = 101) (Abb. 2.3.b).

Es wird deutlich, daß die Peaks in der Abb. 2.2 sowohl Fragmente von Alkanstrukturen als auch von Keton-, Methyl- und Ethylesterstrukturen beinhalten.

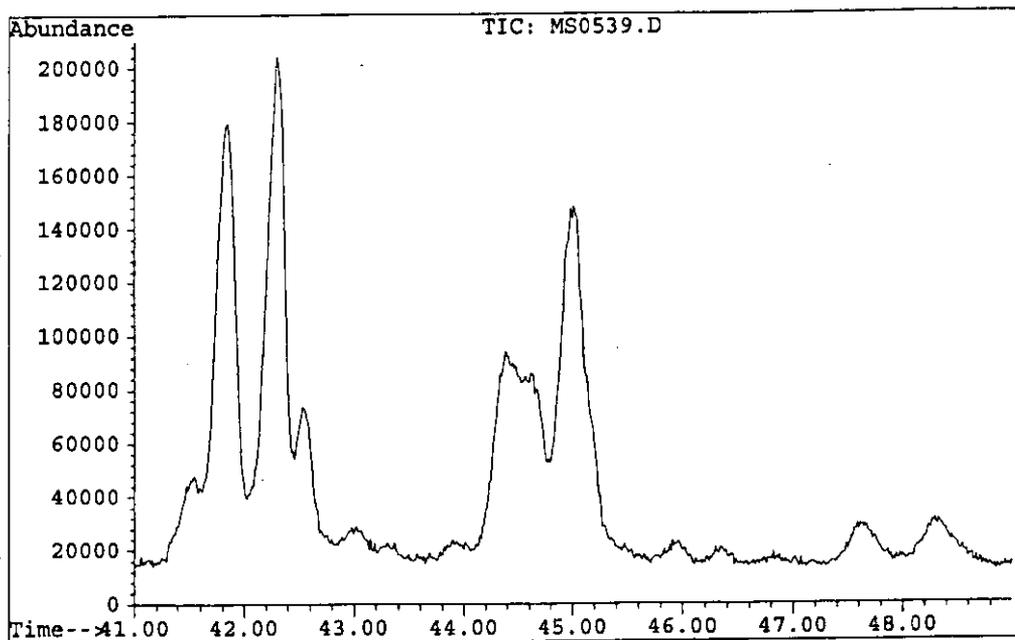


Abb. 2.3.a: Totalionenstromchromatogramm der Probe V1-81-G15, 120 cm.

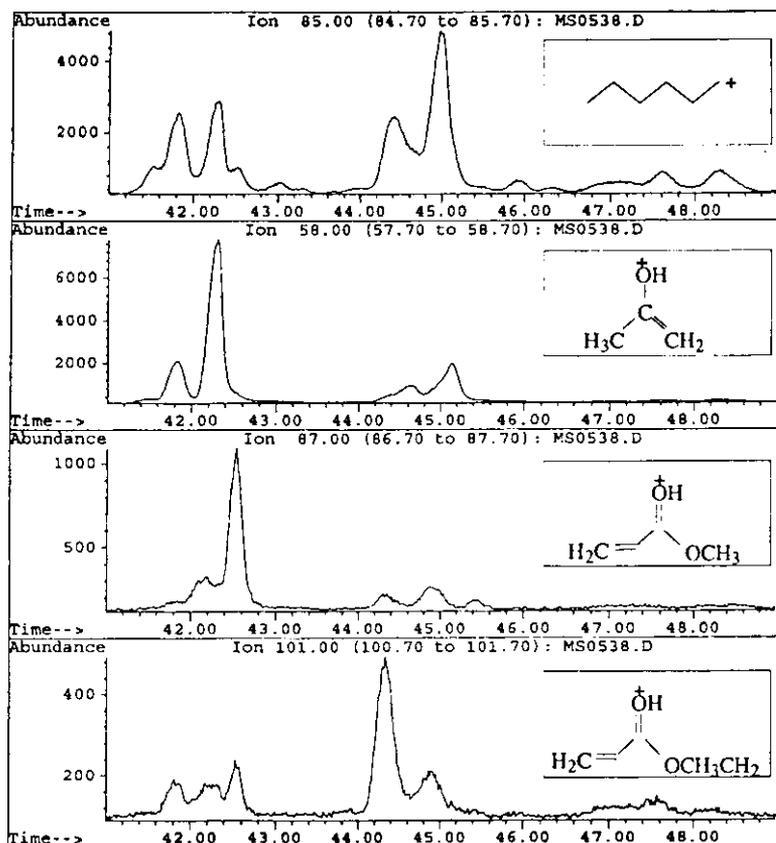


Abb. 2.3.b: Darstellung der Fragmente, die in der Probe V1-81-G15, 120 cm im Retentionsbereich 41 bis 49 Minuten vorliegen.

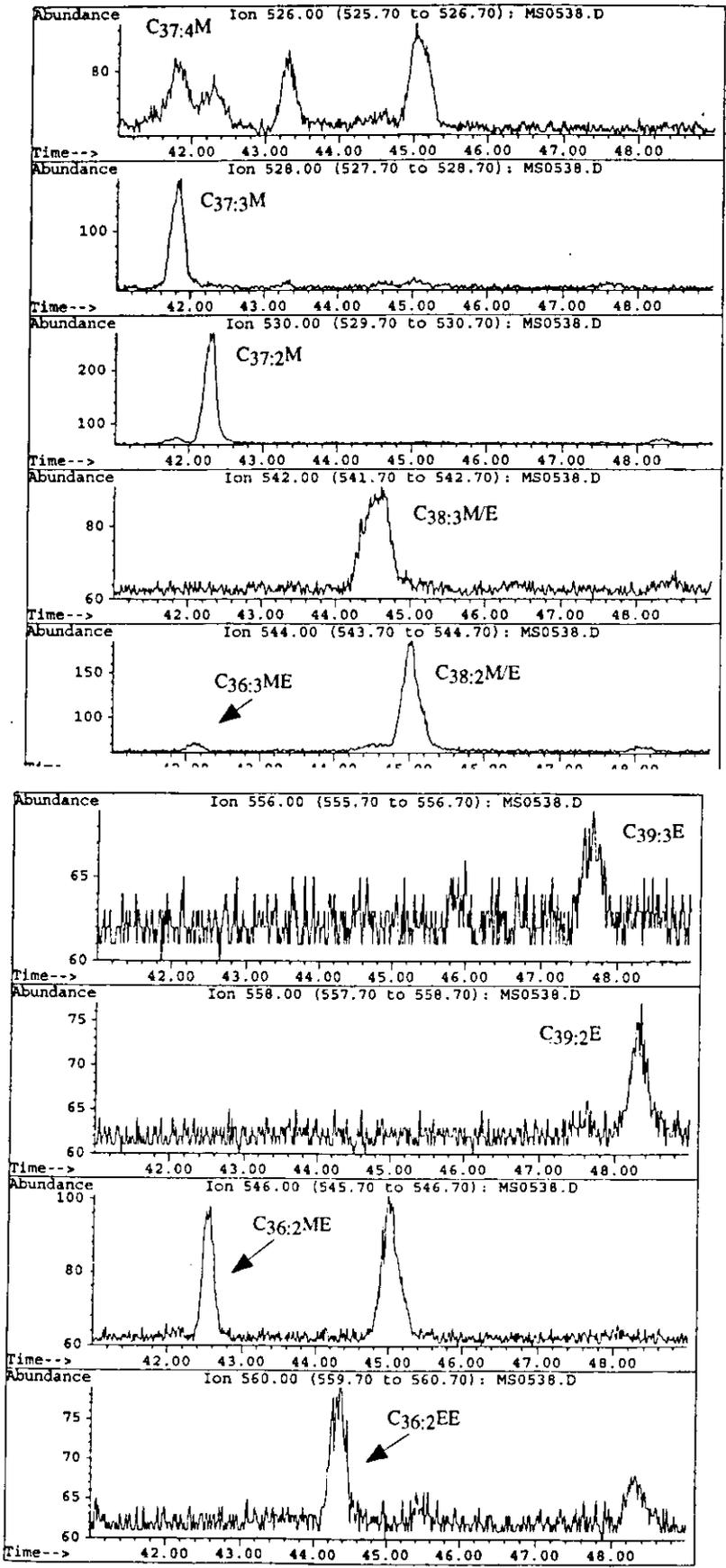


Abb. 2.3.c: Darstellung der im Retentionsbereich 41 bis 49 Minuten eluierenden Molekül-Ionen.

Um genaue Informationen über die Verbindungen zu erhalten, die in diesem Bereich eluieren, wurden in Tab. 2.2 die Massen der Molekül-Ionen (M^+) der Alkenone und Alkenoate zusammengestellt, die in diesem Retentionsbereich auftreten.

Tab. 2.2.: Molekül-Ionenmassen der Alkenone und Alkenoate und ihrer Fragmente.

<u>Verbindung</u>	<u>M^+</u>	<u>m/z</u>
<i>Methylalkenone (M):</i>		
$C_{37.4}$	526	58, 85
$C_{37.3}$	528	58, 85
$C_{37.2}$	530	58, 85
<i>Methyl-/Ethylalkenone (M/E):</i>		
$C_{38.3}$	542	58, 85
$C_{38.2}$	544	58, 85
<i>Ethylalkenone (E):</i>		
$C_{39.3}$	556	58, 85
$C_{39.2}$	558	58, 85
<i>Methylester (ME):</i>		
$C_{36.3}$	544	85, 87
$C_{36.2}$	546	85, 87
<i>Ethylester (EE):</i>		
$C_{36.2}$	560	85, 101

In Abb. 2.3.c. wurde der Retentionsbereich, in dem die C_{37} bis C_{39} Alkenone und Alkenoate eluieren, auf einzelne Molekül-Ionenmassen getestet. Die Chromatogramme, in denen die Probe hinsichtlich ihrer Ionenmassen 526, 528 und 530 gemessen werden, zeigen in Übereinstimmung mit Abb. 2.2 und 2.3.a, b, daß es sich bei den Signalen im Retentionsbereich 41 bis 43 Minuten um die Molekül-Ionen $C_{37.4}$, $C_{37.3}$ und $C_{37.2}$ handelt. Obwohl im Chromatogramm der Masse 526 neben dem Peak bei 41,8 Minuten zwei weitere Peaks mit deutlicher Intensität bei 43,3 und 45 Minuten auftreten, handelt es sich bei dem ersten Peak bei 41,8 Minuten um das Molekül-Ionen $C_{37.4}$. Diese Schlußfolgerung ergibt sich aus dem zeitlich relativ späteren Auftreten der schwereren Molekül-Ionen $C_{37.3}$ (M^+ 528) und $C_{37.2}$ (M^+ 530).

Der Vergleich der Abb. 2.3.a, b mit der Abb. 2.3.c zeigt, daß es sich bei den restlichen Peaks, die zwischen 42 und 48,4 Minuten eluieren, um die Molekül-Ionen $C_{38.3}$ M/E (M^+ 542), $C_{36.3}$ ME, $C_{38.2}$ M/E (M^+ 544), $C_{39.3}$ E (M^+ 556), $C_{39.2}$ E (M^+ 558), $C_{36.2}$ ME (M^+ 546) und $C_{36.3}$ EE (M^+ 560) handelt. Im Chromatogramm (Abb. 2.3.c) erscheinen in der Messung der Molekül-Ionen der Masse 544 bei 42,1 und 45 Minuten zwei Peaks. Der Vergleich dieses Retentionsbereiches mit Abb. 2.3.b macht deutlich, daß es sich bei dem ersten Peak bei 42,1 Minuten um den $C_{36.3}$ Methylester handelt. Bei dem zweiten Molekül-Ion der Masse 544 handelt es sich um das Methyl-/Ethylketon $C_{38.2}$. Beim Vergleich des Totalionenstrom-Chromatogrammes (Abb. 2.3.a) und dem FID-Chromatogramm (Abb. 2.2) der Probe V1-81-G-15, 120 cm wird deutlich, daß die Auflösung der Totalionenstrom-Messung nicht ausreicht, um den $C_{36.3}$ Methylester im Chromatogramm anzuzeigen, während diese Verbindung im FID Chromatogramm zwischen den $C_{37.3}$ und $C_{37.2}$ Methylalkenonen wiederzufinden ist. Die Peakauflösung erscheint im FID-Chromatogramm deutlicher als im Totalionenstrom-Chromatogramm der GC/MS Messung. Da der $C_{36.3}$ Methylester das Ergebnis der gaschromatographischen Quantifizierung der $C_{37.3}$

und $C_{37,2}$ Methylalkenone stört (Marlowe et al., 1984b; Prah1 et al., 1988; Jasper & Gagosian, 1989a), werden somit bei der Berechnung des U_{37}^k Indexes und der späteren Temperaturrekonstruktion zu hohe bzw. zu niedrige Temperaturen berechnet. Der Einfluß des $C_{36,3}$ Methylesters auf den U_{37}^k Index in dieser Probe beträgt 0,028. Dieser U_{37}^k Unterschied entspräche einem Fehler in der Temperaturrekonstruktion von 0,8°C für diese Probe. Ein weiteres Beispiel für die qualitativ bessere Peaktrennung bzw. -auflösung durch GC-FID Messung wird für den Bereich 44 bis 45,5 Minuten deutlich (Abb. 2.3.a). Im Totalionenstrom-Chromatogramm liegen C_{38} Methyl-/Ethylketone und der $C_{36,2}$ Ethylester unaufgelöst in einer Art „Cluster“ vor. Der Vergleich mit der FID Messung (Abb. 2.2) zeigt eine deutliche Trennung der $C_{38,2}$ und $C_{38,3}$ Methyl- und Ethylketone. Jedoch ist auch in dieser Messung der $C_{36,2}$ Ethylester (EE) nicht von dem $C_{38,3}$ Ethylketon abgetrennt. Mit nur sehr geringer Intensität liegen im Bereich 47,5 bis 48,5 Minuten die Molekül-Ionen $C_{39,3}$ und $C_{39,2}$ mit den Massen 556 und 558 vor (Abb. 2.3.c). In Abb. 2.4 ist beispielhaft das MS-Übersichtsspektrum der Probe V1-81-G15 dargestellt. Es zeigen sich auch in dieser Abbildung die Molekül-Ionen $C_{37,3}$ und $C_{37,2}$ mit den Massen 528 und 530.

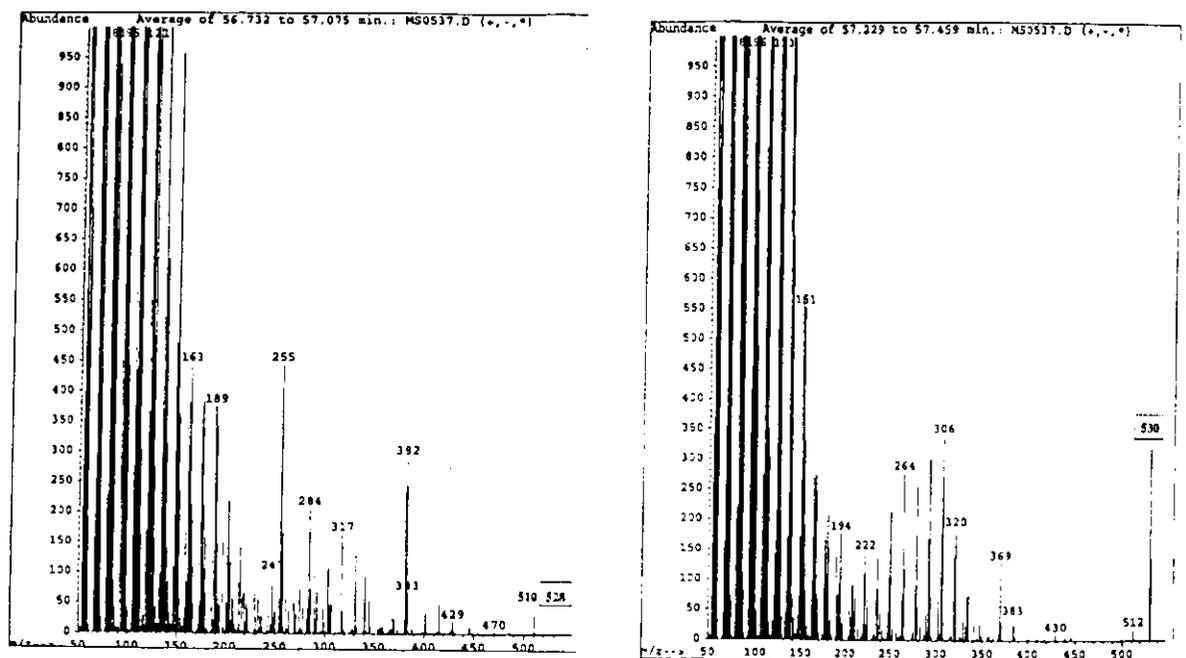


Abb. 2.4: Übersichtsspektren der Probe V1-81-G15, 120 cm. Markiert sind die Molekül-Ionen $C_{37,3}$ und $C_{37,2}$ mit den Massen 528 bzw. 530.

Die Sedimentproben aus dem Mittelmeer wurden auf einem Carlo Erba Gaschromatographen des Typs GC 4130 Fractovap mit FID und „split“-Injektor im „split-splitless“ Betrieb im Institut für Meereskunde in Kiel gemessen. Wasserstoff diente als Trägergas mit einem Druck von 0,8 kg/cm². Das Temperaturprogramm lief von 140°C bis 300°C mit einer Heizrate von 5°C/min und wurde nach Erreichen von 300°C für 30 Minuten isotherm gehalten.

Quantifizierung der Alkenone und Alkenoate

Um die Zuverlässigkeit des Gaschromatographen zu kontrollieren, wurde zu Beginn eines jeden Meßtages ein externes Standardgemisch mit bekannten Konzentrationen von Hexamethylbenzol (HMB), aiC24 und nC36 als „Blank“ gemessen und der „relative Responsefaktor“ der Verbindungen

zueinander ermittelt. Dieses Standardgemisch wurde mit jeder Probe, die anschließend gemessen wurde, zusammen injiziert, um eine Geräte-Kontrolle während jeder Probenmessung zu erhalten. Die Quantifizierung der Alkenone und Alkenoate erfolgte gegen den internen C19-10-on Standard mit Hilfe der FID Chromatogramme (vgl. Abb. 2.2), da in den FID-Messungen die Alkenoate (C_{36,3} ME und C_{36,2} ME) deutlich von den Alkenonen abgetrennt vorliegen und somit in der Berechnung des U^k₃₇ keine Alkenoatbeeinflussung eingeht. Die Berechnung der Alkenonkonzentrationen erfolgte nach der Formel:

$$\frac{Rp \times A(x) \times I}{v} = [x] \frac{ng}{g}$$

Hierbei ist Rp der Responsefaktor, der sich aus dem Quotienten der Konzentration des externen Standards (ng/µl) und der Peakfläche (mV*min) berechnet. A ist die Peakfläche (mV*min) der jeweiligen Verbindung x, deren Konzentration bestimmt werden soll, I die Verdünnung (µl) aus der die Konzentrationsberechnung der Verbindung erfolgt und v die Sedimenteinwaage (g). Die Extraktionsausbeute liegt zwischen 85 und 93%. Doppelmessungen von Proben, die die Reproduzierbarkeit der Messungen verdeutlichen, zeigten Abweichungen im U^k₃₇ Index von 0,004 bis maximal 0,013. Diese Abweichung entspricht einem Fehler von 0,1 bis maximal 0,4°C bei der Temperaturrekonstruktion. Für die Alkenonuntersuchungen im Mittelmeer wurden an den Proben zusätzlich die Konzentrationen organischen Kohlenstoffs (TOC in Gew.%) gemessen. Durch folgende Gleichung wurde der Anteil der Alkenone am gesamtorganischen Kohlenstoff (TOC) bestimmt:

$$\frac{Rp \times A(x) \times I \times 100}{v \times 1000 \times TOC} = [x] \frac{\mu g}{gTOC}$$

2.2 Elementaranalysen

An Sedimentproben aus dem Mittelmeer wurde die Konzentration von Calciumcarbonat (CaCO₃) und organischem Kohlenstoff (TOC) parallel zu den Alkenonuntersuchungen ermittelt, um die Fluktuationen der Konzentrationen innerhalb und außerhalb der Sapropelle zu beobachten und diese den Alkenonergebnissen gegenüberzustellen. Weiterhin dienen die TOC-Konzentrationsmessungen der Umrechnung von Alkenonkonzentrationen in µg/g TOC. Vor den jeweiligen Messungen wurden die Sedimentproben in einer Gefriertrocknungsanlage getrocknet und anschließend gemörsert.

2.2.1 Calciumcarbonat

Gesamtkohlenstoff (TC) und organischer Kohlenstoff wurden an den Proben der Sedimentkerne KC20B und KC01/B mit einem LECO CS-125 Analyser gemessen und gegen einen Acetanilid Standard kalibriert. Es wurden etwa 30 mg der Sedimentproben in einem Hochfrequenz-Induktionsofen bei 1200°C verbrannt. Das freiwerdende Kohlendioxid (CO₂) und Kohlenmonoxid (CO) wurden anschließend in einen Katalysatorofen transferiert, in dem das restliche CO zu CO₂ oxidiert wurde. Das vollständig in CO₂ umgewandelte Material wurde in einer Kohlenstoff-Infrarotzelle als Gesamtkohlenstoff gemessen. Der anorganische Kohlenstoff (IC) wurde anschließend durch folgende Gleichung berechnet:

$$IC = TC - TOC$$

Die Bestimmung des organischen Kohlenstoffs erfolgte in einer zweiten Messung durch die Behandlung der Proben mit 0,25 N Salzsäure (HCl). Die Standardabweichung für den Gesamtkohlenstoff ist niedriger als 1% (n=92) und für den organischen Kohlenstoff niedriger als 5% (n=92). Die Standardabweichungen des anorganischen Kohlenstoffs beträgt weniger als 3% (n=92). Die Bestimmung von Calciumcarbonatgehalten (CaCO₃) an Sedimentproben der ODP Sites 974B und 975B wurde bereits an Bord von „RV JOIDES Resolution“ während Leg 161 durchgeführt. Alle Proben wurden mit einem Coulometer NA5011 Carbonate Carbon Analyser naßchemisch gemessen. Dazu wurden etwa 15 mg Sediment mit einer 2 N HCl Lösung behandelt. Anschließend wurde die Probe mit 100 cm³/min KOH Trägergas gespült. Das freiwerdende CO₂ Gas wird bei pH 3 mit 3% Wasserstoffperoxid (H₂O₂) und Sibersulfat (Ag₂SO₄) gereinigt, um Schwefel- und Chlorverbindungen als Verunreinigungen zu entfernen. Anschließend wird das CO₂ in der coulometrischen Titrationszelle adsorbiert. Diese Zelle enthält eine Platin Kathode, eine Silber Anode, eine Monoethanolamin Lösung mit Thymolphthalein als Indikator. Das CO₂ wird in Hydroxyethylcarbaminsäure umgewandelt und elektrochemisch titriert (Engleman et al., 1985).

Anorganischer Kohlenstoff wurde in Carbonat umgerechnet und in Gewichtsprozent Calciumcarbonat ausgedrückt, wobei angenommen wurde, daß das gesamte Carbonat in der Probe als Calciumcarbonat vorliegt. Nach jeweils 10 Proben wurde regelmäßig ein Standard von 15 mg reinem Calciumcarbonat gemessen, um die Meßgenauigkeit des Coulometers zu kontrollieren. Diese Messungen ergaben Standardabweichungen von $\pm 0,03\%$ (n = 25).

2.2.2. Organischer Kohlenstoff

Die Bestimmungen der Gesamtkohlenstoffkonzentrationen (TC) in Sedimentproben der Bohrungen 974B und 975B wurden ebenfalls bereits an Bord von „RV JOIDES Resolution“ durchgeführt. Alle Proben wurden mit einem Carlo Erba 1500 CNS Analyser gemessen, wobei etwa 5 mg Sediment bei 1000°C in einer Sauerstoffflamme verbrannt wurden. Hierbei wurden Stickstoffoxide zu N₂ reduziert und schließlich SO₂, CO₂ und N₂ gaschromatographisch getrennt und anschließend mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor quantifiziert. Um die Meßgenauigkeit des Analysegerätes zu kontrollieren und die Zuverlässigkeit der Probenmessungen einzuschätzen, wurde zu Beginn jeder Meßserie und nach etwa jeder zehnten Probe eine Sedimentprobe als externer Standard benutzt. Die berechnete Standardabweichung dieses externen Standards betrug für TC $\pm 0,03\%$ (n=25). Die Berechnung der Konzentrationen von TC erfolgte über einen Acetanilid-Standard. TOC-Konzentrationen wurden aus der Differenz der Konzentrationen des TC und des CaCO₃ bestimmt (s.o.).

2.3 Isotopen

Parallel zu den Alkenonuntersuchungen wurden an den Proben der Sedimentkerne aus dem östlichen Mittelmeer Isotopen-Analysen an der planktischen Foraminifere *G. ruber* (weiß) durchgeführt. Innerhalb und außerhalb der Sapropel wurden alle 1-2 cm Proben für Isotopenmessungen genommen, so daß jeweils bis zu 10 cm oberhalb und unterhalb des Sapropels beprobt wurde. In den Sedimenten des Tyrrhenischen Meeres und am Balearen Hang dominierte die planktische Foraminifere *Globigerina bulloides* und wurde von Bernasconi & Pika-Biolzi (unveröff.) zur Isotopenanalyse verwendet.

Probenaufbereitung

Die Foraminiferen-Proben wurden nach herkömmlichen Methoden (z.B. Duplessy, 1978; Ganssen & Sarnthein, 1983 u.v.a.) vorbereitet. Die Sedimentproben wurden mit Sieben der Ma-

schenweite 63 µm naßgesiebt und Sedimentmaterial >63 µm im Durchmesser, wurde 20 Sekunden im Ultraschallbad gereinigt. Nach wiederholter Spülung der Fraktion (>63 µm) wurden die Proben anschließend bei 40°C etwa 48 Stunden getrocknet. Diese trockenen Proben der Fraktion >63 µm wurden wiederholt gesiebt und geteilt, wobei aus der Fraktion 150 bis 250 µm die planktischen Foraminiferen für die Isotopenmessungen ausgelesen wurden. Innerhalb dieses Korngrößenbereiches werden Ungenauigkeiten durch größenabhängige Isotopenfraktionierungen weitestgehend reduziert und die anschließende Darstellung realer Fluktuationen im Isotopenprofil ermöglicht (vgl. Bouvier-Soumagnac & Duplessy, 1985). Vor der Messung im Massenspektrometer wurden die Foraminiferengehäuse noch etwa 30 Sekunden in einer Methanol-Lösung im Ultraschallbad gereinigt, um nachhaltige Verunreinigungen (z.B. Staubpartikel) bzw. Sedimentreste zu beseitigen. Nach der Naßsiebung jeder Probe wurde das Sieb im Ultraschallbad 10 Minuten gereinigt, anschließend mit Preßluft getrocknet. Um blaugefärbte Verunreinigungen bei der späteren Mikroskopie als Artefakte rechtzeitig zu erkennen, wurde das Sieb noch in Methylenblau-Lösung gespült.

Isotopenanalyse

Die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden mit einem MAT 252 Finnigan Massenspektrometer gemessen. An das Massenspektrometer war eine Carbonataufbereitung angeschlossen, in der das Probencarbonat mit Phosphorsäure (H_3PO_4) aufgelöst und in CO_2 umgewandelt wurde. Die an diesem CO_2 gemessenen Isotopenwerte wurden gegen einen internen Laborstandard (Solnhofener Kalk), der gegen den internationalen PDB-Standard geeicht war, berechnet. Die Gesamtreproduzierbarkeit, die die Carbonataufbereitung und die Isotopenanalyse einschließt, liegt für $\delta^{18}O$ bei 0,11‰ und für $\delta^{13}C$ bei 0,03‰. Diese Gesamtreproduzierbarkeiten werden am Finnigan MAT 252 Massenspektrometer bei einer Mindestmenge Carbonat (pro Probe) von 12 bis 20 µg $CaCO_3$ erreicht (Dr. R. Tiedemann, freundl. mündl. Mitteilung, 1997).

3. Der Küstenauftrieb im Californienstrom: Vergleich rezenter und glazialer Alkenonoberflächentemperaturen

3.1. Ozeanographie im Nord-Pazifik

Das rezente Zirkulationssystem im Nord-Pazifik und seine Intensität wird durch starke saisonale Schwankungen der atmosphärischen Hoch- bzw. Tiefdruckgebiete und der Windfelder beeinflusst. Im Winter ist die atmosphärische Zirkulation des subarktischen Pazifiks durch ein subpolares Tiefdruckgebiet beeinflusst, dessen Zentrum in der Bering See nahe der Aleuten liegt. Dieses Tiefdruckgebiet liegt zwischen den Hochdruckgebieten Nord-Amerikas und Ost-Sibiriens (Favorite et al., 1976). Aufgrund der barometrischen Unterschiede zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten herrschen Winde aus westlicher Richtung vor. Im Frühjahr nimmt jedoch der Einfluß des subpolaren Tiefdruckgebietes ab, und durch die Entwicklung des nordpazifischen Hochdruckgebietes zwischen 30 und 40°N herrschen Winde aus östlicher bis südöstlicher Richtung vor. Die Oberflächenzirkulation ist im Nord-Pazifik durch einen subarktischen zyklonischen Wirbel und in mittleren Breiten durch einen subtropischen antizyklonischen Wirbel charakterisiert (Abb. 3.1). Der subarktische zyklonische Wirbel wird durch den Aleutenstrom im Nordwesten und dem Oyashio- und Ostkamtschatkastrom im Norden und Nordosten begrenzt. Im Südosten und Süden wird dieser zyklonische Wirbel durch den Kuroshiostrom und dem Nord-Pazifikstrom begrenzt. Der Nord-Pazifikstrom trennt den subarktischen Wirbel im Norden von dem subtropischen Wirbel im Süden. Der subtropische Wirbel wird durch den Kuroshiostrom im Osten, den Californienstrom im Westen und durch den Nordäquatorialstrom im Süden begrenzt. Über den Kuroshiostrom werden warme tropische Wassermassen in den Nord-Pazifikstrom geleitet und weiter in Richtung Westen transportiert. Im Grenzbereich des subarktischen und subtropischen Strömungssystems werden dadurch die kalten subarktischen Wassermassen im Norden von warmen Wassermassen des subtropischen Wirbelsystems getrennt. Diese Abgrenzung ist durch die sogenannte Polarfront dokumentiert, die im Sommer als vertikale Pycnokline zwischen 2000 und 400 m mit einer Salinität von 34 definiert ist (Dodimead et al., 1963; Favorite et al., 1976). Diese Struktur läßt sich im gesamten Nord-Pazifik beobachten und dokumentiert sich auch im Verteilungsmuster planktischer Foraminiferen. Reynolds & Thunell (1986) beobachteten, daß die sinistral (links) gewundenen planktischen Foraminiferen *N. pachyderma* ein Habitat mit Wassertemperaturen von <8°C bevorzugen, in dem nur eine geringe oder gar keine Schichtung vorliegt. Dextral (rechts) gewundene *N. pachyderma* kommen dagegen am häufigsten in stratifizierten und relativ wärmeren Wassermassen (höher als 8°C) vor. Thompson & Shackleton (1980) konnten mit diesen Foraminiferenvergesellschaftungen im nordwestlichen Pazifik nachweisen, daß die subarktische Front im Isotopenstadium 2 nach Süden verlagert war.

Die Wassermassen im subarktischen zyklonischen Wirbelsystem erfahren in ihren zyklonischen Bewegungen durch Einwirkungen der Corioliskraft auf der Nordhalbkugel eine Ablenkung nach rechts, so daß im Zentrum des subarktischen Wirbels ein Divergenzgebiet entsteht. In diesem Divergenzgebiet sind durch den Auftrieb nährstoffreicher Tiefenwässer die Nährstoffkonzentrationen im Oberflächenwasser erhöht (Brown et al., 1991). Levitus et al. (1993) beobachteten im Gebiet des subarktischen Wirbels im Nord-Pazifik ansteigende Nährstoffkonzentrationen von Osten nach Westen mit höchsten Konzentrationen im Gebiet des Okhotskischen Meeres und der Bering See. Regional bedeutet dies, daß die biologische Produktivität im Oberflächenwasser im Westen des subarktischen Wirbels höher liegt als im Osten (Levitus et al., 1993).

Die antizyklonischen Bewegungen der Wassermassen des subtropischen Wirbels im Nord-Pazifik, die ebenfalls durch Einwirkung der Corioliskraft eine Ablenkung nach rechts erfahren, führen zusammen mit den biologischen Vorgängen zu einer Verarmung von Nährstoffen im Oberflächenwasser, da kein Auftrieb von nährstoffreichen Tiefenwässern erfolgt. Im Zentrum dieses subtropischen Wirbels werden daher die niedrigsten biologischen Produktivitäten des Nord-Pazifiks beobachtet.

Südlich 50°N werden entlang der nordamerikanischen Westküste durch äquatorwärts gerichtete Winde und unter Einfluß der Corioliskraft Wassermassen des Californienstroms seewärts getrieben und aufsteigende Wassermassenbewegungen hervorgerufen.

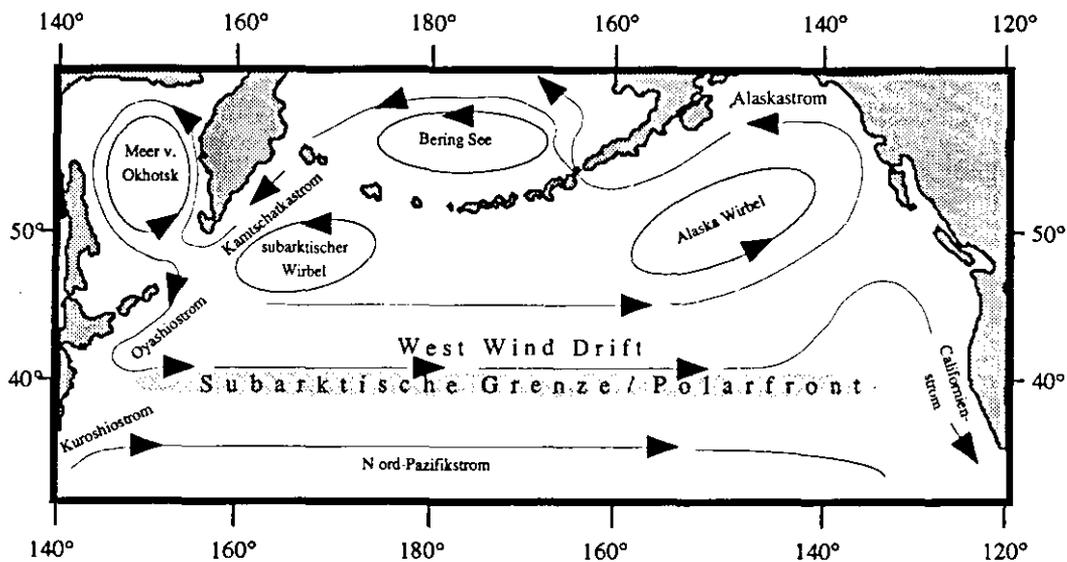


Abb. 3.1: Schematische Darstellung der Oberflächenzirkulation im Nord-Pazifik (verändert nach Hickey, 1979).

3.1.1. Der Californienstrom

Eine äquatorwärts fließende Strömung entlang der Westküste Nordamerikas bildet zusammen mit einer unter ihr fließenden polwärts gerichteten Strömung das Ostrandstromsystem („eastern boundary current system“) des Nordpazifiks und ist als Californienstromsystem bekannt (Wooster & Reid, 1963). Es stellt die Verbindung der Westwinddrift im Norden mit dem Nordäquatorialstrom im Süden dar (Strub et al., 1990) und ist somit die östliche Begrenzung des antizyklonischen subtropischen Wirbels (Lynn & Simpson, 1990). Dieses System umfaßt den nach Süden fließenden kalten Californienstrom an der Oberfläche (0-300 m; Lynn & Simpson, 1987) und den nach Norden gerichteten Californien-Unterstrom (200-400 m; Lynn & Simpson, 1990). Im Herbst und Winter tritt nördlich 40°N in Küstennähe an der Oberfläche der polwärts gerichtete Davidson Strom auf. Südlich 40°N verläuft der polwärts gerichtete californische Gegenstrom, der auch als „Southern California Eddy“ bezeichnet wird. Dieses Ostrandstromsystem wird durch die Westwinddrift angetrieben, wobei ein nach Osten gerichteter Wassermassentransport in den nordöstlichen Pazifik erfolgt. Beim Erreichen des nordamerikanischen Kontinents teilen sich diese Wassermassen nach Norden in den Alaskawirbel und nach Süden in den Californienstrom (Abb. 3.1). Dadurch entwickelt sich ein Divergenzgebiet bei etwa 140°W und 40°N im Sommer und bei 30°N im Winter (Hickey, 1979).

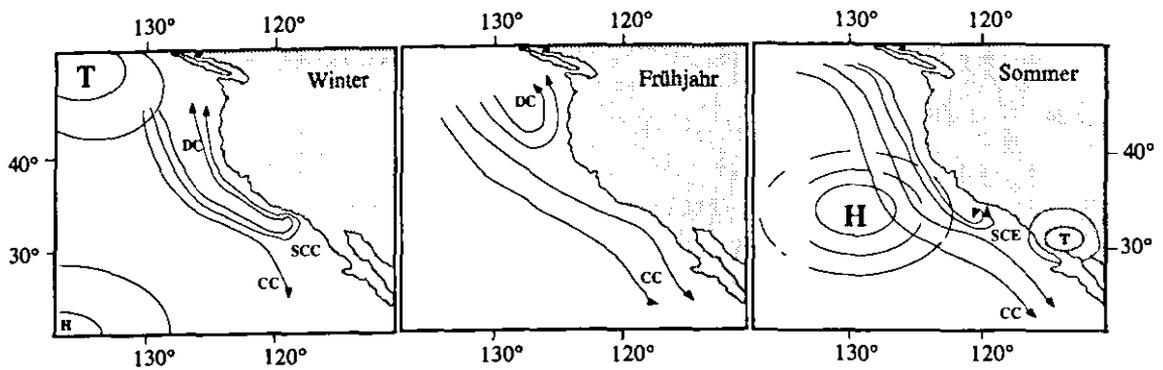


Abb. 3.2: Saisonale Veränderungen im Californienstromsystem. Unter Berücksichtigung der atmosphärischen Zirkulationen umfaßt das Californienstromsystem den Californienstrom (CC), den südcalifornischen Gegenstrom (SCC), den Davidson Strom (DC) und den sogenannten „Southern California Eddy“ (SCE), ein Wirbelsystem mittlerer Größe vor der Küste Californiens.

Saisonale Änderungen in der Intensität und der Orientierung des Californienstroms und der Gegenströmungen werden durch die Position des nordpazifischen Hochdruckgebietes getrieben, das bei etwa 28°N, 130°W im Winter und bei etwa 38°N, 150°W im Sommer liegt (Abb. 3.2; Huyer, 1983). Aus dem nordpazifischen Hochdruckgebiet einerseits und der Lage des kontinentalen Tiefdruckgebietes über Californien resultieren Winde aus nördlicher Richtung, die zwischen April und August (Frühjahr bis Sommer) am intensivsten sind und südlich 40°N generell das ganze Jahr über in ihrer Ausrichtung stabil bleiben. Dadurch werden durch den Californienstrom kalte Wassermassen nach Süden über das Gebiet des Santa Barbara Beckens hinaus transportiert. Der Californienstrom verläuft im Süden küstenferner als im Norden und wird im Gebiet 34°N leicht in Richtung californische Küste abgelenkt, wodurch sich unter Einfluß der lokalen Windfelder der zyklonisch drehende sogenannte „Southern California Eddy“ bildet (Simpson & Lynn, 1990). Durch die Ausbildung dieses Eddies rezirkulieren teilweise Wassermassen wieder in Richtung Norden (Hickey, 1992) und kalte Oberflächenwassermassen werden in die Küstenregionen Californiens transportiert (Simpson & Lynn, 1990). In der zweiten Jahreshälfte werden durch den zunehmenden Einfluß des Tiefdruckgebietes über dem Nord-Pazifik die nördlichen Winde im Gebiet südlich 40°N abgeschwächt (Abb. 3.2). Nördlich 40°N entwickelt sich im Herbst und Winter durch den zunehmenden Einfluß des Tiefdruckgebietes über dem Nord-Pazifik, dem atmosphärischen Druckgradienten folgend, die Windrichtung nach Norden. Zu dieser Zeit entwickelt sich der nach Norden fließende küstennahe Davidson Strom, über den besonders deutlich von Dezember bis Februar relativ wärmere Wassermassen in Richtung Norden transportiert werden.

Entlang der nordamerikanischen Westküste (25°N bis 50°N) werden Wassermassen an der Oberfläche durch äquatorwärts gerichtete Winde und unter Einfluß der Corioliskraft seewärts getrieben. Der daraus resultierende Küstenauftrieb von Wassermassen ist besonders deutlich in einer etwa 10 bis 25 km breiten aktiven Zone entlang der Küste (Huyer, 1983). Aufgrund der saisonalen Änderungen der Windrichtung nördlich 40°N erscheint jedoch in diesem Gebiet der Küstenauftrieb nur im Sommer. Da sich die Windrichtung in diesem Gebiet (nördlich 40°N) im Herbst und Winter in Richtung Norden entwickelt und der Davidson Strom an Einfluß gewinnt, kann sich der Küstenauftrieb zu dieser Jahreszeit nicht entwickeln.

Die beschriebenen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationen im Californienstrom sorgen zusammen mit Auftriebsprozessen für hohe biologische Produktivitäten vor Californien und Oregon.

Diese biologischen Vorgänge führen jedoch auch dazu, daß die Sauerstoffkonzentrationen in Tiefen zwischen 400 und etwa 1400 m auf weniger als 1 ml O₂/l sinken (Summerhayes, 1983). Die Sauerstoffkonzentrationen nehmen in Richtung Küste, wahrscheinlich durch Auftriebsvorgänge und der damit verbundenen Erhöhung der biologischen Produktivität, ab (Brongersma-Sanders, 1971). Beide Kriterien sind im Gebiet vor Californien und Oregon für die Akkumulation organisch reicher Sedimente verantwortlich. Die hohen biologischen Produktivitäten führen auf der einen Seite zur massiven Produktion von „fecal pellets“ und anderen organisch reichen Partikeln (Summerhayes, 1983), die mit Sinkgeschwindigkeiten von 1700 m/Tag (Dunbar & Berger, 1981) bzw. 95 m/Tag (Shanks & Trent, 1980) relativ schnell sedimentieren. Andererseits sorgen niedrige Sauerstoffkonzentrationen im Bereich der Sauerstoff-Minimumzone für relativ gute Erhaltung des sedimentierenden organischen Materials (Summerhayes, 1983). Hohe biologische Produktivitäten durch den Auftrieb nährstoffreicher Wassermassen stehen Episoden gegenüber, in denen die Phytoplanktonproduktivität stark reduziert ist. Diese Episoden stehen im Zusammenhang mit der Abschwächung des nach Süden gerichteten Californienstroms und einer Intensivierung des Davidson Stroms, der relativ warme Wassermassen nach Norden transportiert, Auftriebsvorgänge verhindert und somit nur einen begrenzten „Pool“ an Nährstoffen in Richtung Norden transportiert (Kennett & Venz, 1995; Eppley & Holm-Hansen, 1986). Perioden, in denen der Davidson Strom besonders intensiv ist, stehen wiederum in Beziehung zu El Niño Southern Oscillation (ENSO) Ereignissen, die den gesamten östlichen Pazifik beeinflussen und heute etwa alle 5 bis 7 Jahre auftreten (Enfield & Allen, 1980; Robles & Marione, 1987). Als ENSO Ereignisse wird nach dem Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR) das jahreszeitlich zu frühe Auftreten anomal warmer Oberflächentemperaturen entlang der Küste von Ecuador und Peru bis südlich 12°S bezeichnet (Quinn et al., 1987). Diese Ereignisse stellen Störungen des Systems Ozean-Atmosphäre dar, die durch anomal schwache pazifische SE-Passatwinde hervorgerufen werden und sich infolge der veränderten Luftdruckverhältnisse oftmals zu Westwinden im West-Pazifik entwickeln (Brown et al., 1991). Dadurch kommt es zu einer Vertiefung der Thermokline und der ohnehin verminderte Küstenauftrieb vor Ecuador und Peru treibt warme, höher saline äquatoriale Wassermassen mit bis zu 35,4 in das Auftriebsgebiet. Leetmaa et al. (1987) beobachteten, daß die 15°C-Isotherme und 35-Isohaline von etwa 70 m auf unter 150 m verlagerten. In Küstennähe wurden an der Oberfläche Temperaturanomalien von bis zu +12°C gemessen (Quinn et al., 1987). Im Zuge dieser Vorgänge wurde ein Rückgang der biologischen Produktivität des Phytoplanktons um den Faktor 10 festgestellt (Barber & Chavez, 1986). Im Californienstrom ist dieses Ereignis auch durch eine Vertiefung der Thermokline, einer deutlichen Erwärmung der gemischten Schicht, einem Aussetzen des Küstenauftriebs und einem erhöhten Transport niedrigsalinen Wassers in Richtung Küste charakterisiert (Simpson, 1984; McGowan, 1985). Die Nährstoffkonzentrationen in der euphotischen Zone sind niedrig (McGowan, 1985).

3.1.2. Bisherige Ergebnisse und Interpretationen von Paläotemperatur-Rekonstruktionen im Californienstrom seit dem letzten glazialen Maximum

Untersuchungen, die sich mit den pleistozänen und holozänen ozeanographischen Änderungen im nordöstlichen Pazifik beschäftigen, begannen mit den Arbeiten von José (1960; 1971) Sachs (1973), Moore (1973) und Moore et al. (1980). Während sich Josés (1960; 1971) Arbeiten mit der Verbreitung von Warm- und Kaltwasserdiatomeenspezies im Nord-Pazifik beschäftigten, rekonstruierte Moore (1973) für das letzte glaziale Maximum im Gebiet vor Oregon mit Hilfe einer Transferfunktion basierend auf Radiolarienvergesellschaftungen 4°C niedrigere Sommertemperaturen in der oberflächennahen Schicht (10 m) als heute. Seine Faunenanalysen zeigten im glazialen Horizont der

Sedimentkerne, die vor Oregon genommen wurden, Faunen, die heute vor Alaska gefunden werden. Sachs (1973) beobachtete mit Hilfe der Faunenanalysen von Radiolarienvergesellschaftungen im Gebiet der heutigen subarktischen Front SST Fluktuationen von etwa 10°C seit dem Glazial und brachte diese Fluktuationen in Zusammenhang mit den unterschiedlichen Lokationen der subarktischen Front während zunehmender Erwärmung im Interglazial. Pisias (1978), der Temperaturrekonstruktionen mit Hilfe von Radiolarienvergesellschaftungen im Santa Barbara Becken vornahm, stellte fest, daß es während der letzten 8 ka Zeiträume gab, in denen generell höhere Oberflächentemperaturen im Santa Barbara Becken vorlagen als heute und schloß, daß es signifikante ozeanographische Fluktuationen während des Holozäns gegeben haben muß. Pisias (1979) interpretierte Zeiten mit deutlich niedrigeren Temperaturbedingungen im Oberflächenwasser mit einer höheren Intensität des Californienstroms. CLIMAP Members (1981) zeigen in ihren Untersuchungen der Sauerstoff-Isotopensignale planktischer Foraminiferen, daß während des letzten Glazials die subarktische Front im Nord-Pazifik von seiner heutigen nördlichsten Lage bei etwa 50°N im August (Tschernia, 1980) weiter südlicher bei 40°N verlagert war. Diese Verlagerung ist verglichen zu heute durch etwa 3°C niedrigere Oberflächentemperaturen im Sauerstoff-Isotopensignal planktischer Foraminiferen dokumentiert. Untersuchungen von Diatomeen in Warvensedimenten (Anderson et al., 1987) im Küstenauftriebsgebiet vor Californien (36-42°N) zeigen, daß der saisonale Küstenauftrieb auch im Pleistozän vorlag, jedoch an der Grenze Pleistozän/ Holozän schwächer war. Spätere Pollenuntersuchungen von Eichen-, Erlenarten und der *Sequoiadendron giganteum*, dem Küstenmammutbaum von Sancetta et al. (1992) belegen, daß der Küstenauftrieb bei 42°N während des glazialen Maximums deutlich abgeschwächt vorlag. Beobachtungen in der Häufigkeitsverteilung der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (sinistral), die als Proxy für SST Änderungen im nordöstlichen Pazifik verwendet wird und heute auf subpolare bis polare Gebiete beschränkt auftritt, zeigen während des glazialen Maximums im Küstengebiet vor Californien deutlich größere Häufigkeiten (Thunell & Mortyn, 1995; Mortyn et al., 1996). Die Dominanz dieser Foraminifere in glazialen Sedimenten wird mit einem verstärkten Transport subpolar-ähnlicher Wassermassen entlang des östlichen Kontinentalrandes des Nordpazifiks bis 33°N interpretiert (Thunell & Mortyn, 1995; Mortyn et al., 1996). Durch Vergleich mit rezenten planktischen Foraminiferen der Spezies *N. pachyderma* (sinistral) ergeben sich für das Küstengebiet vor Californien bei 33°N etwa 6-10°C niedrigere SST als heute (Mortyn et al., 1996). Als Ursache für das erhöhte Auftreten der *N. pachyderma* (sinistral) und der aus ihr abgeleiteten glazialen SST wird die Verlagerung des nordpazifischen Hochdruckgebietes in Richtung Süden während des letzten glazialen Maximums vermutet (COHMAP, 1988; Thunell & Mortyn, 1995). Mit Hilfe von Alkenonen wurden an einem Sedimentkern für das letzte Glazial U^k₃₇-SST im Californienstrom bei 42°N rekonstruiert, die 4°C niedriger lagen als heute (Prah et al., 1995). Diese SST Rekonstruktionen stimmen mit den Ergebnissen von Ortiz et al. (1997) überein, die mit Hilfe von Foraminiferen-Vergesellschaftungen und Sauerstoff-Isotopen von planktischen Foraminiferen 3,3°C ± 1,5°C niedrigere SST während des letzten Glazials im Californienstrom beobachteten. Sie führen diese niedrigeren SST nicht auf verstärkten Küstenauftrieb während des glazialen Maximums zurück, sondern auf verstärkten küstenfernen Auftrieb und dem advektiven südwärtigen Transport dieser kalten Wassermassen ins Küstengebiet des Californienstroms. Untersuchungen verschiedener Radiolarienvergesellschaftungen entlang der Küste Californiens und Oregons (30°-55°N) durch Sabin (1995) und Pisias & Mix (unveröff. Daten, 1994) belegen, daß die Radiolarien, die mit dem Ökosystem des Ostrandstromes des Nord-Pazifiks in Beziehung stehen während des Glazials deutlich weniger auftreten. Die stark verringerte Dominanz dieser Ostrandstrom-Radiolarien und die somit

verringerte Relevanz der Küstenauftriebsprozesse für den Lebensraum dieser Spezies stimmen mit den Interpretationen von Lyle et al. (1992) überein, die einen verringerten Auftrieb im nordöstlichen Pazifik aufgrund der südlicheren Lage der Polarfront während des letzten Glazials suggerieren.

3.2. Material

Gegenstand der Untersuchungen im Californienstrom sind Proben aus Sedimentkernen, die entlang der Küste Oregons und Californiens in einem Nord-Süd-Profil genommen wurden, das von 33°N bis 42°N verlief. In einem zweiten Profil, das bei etwa 42°N liegt, wurden von 125°W bis 133°W weitere Sedimentkerne abgeteuft (Tab. 3.1, Abb. 3.3) und für die nachfolgend beschriebenen Untersuchungen beprobt. Die Sedimentserien, die aus dem West-Ost-Profil stammen, wurden im Rahmen der Untersuchungen des „Multitracer Project“ (Lyle et al., 1992) gekernt. Dieses Projekt hatte die Aufgabe, Untersuchungen darüber durchzuführen, inwiefern jährliche ozeanographische Kreisläufe die Produktion biogener sedimentärer Komponenten beeinflussen und inwiefern Informationen über die biologische Produktivität in den Sedimenten dokumentiert sind (Lyle et al., 1992).

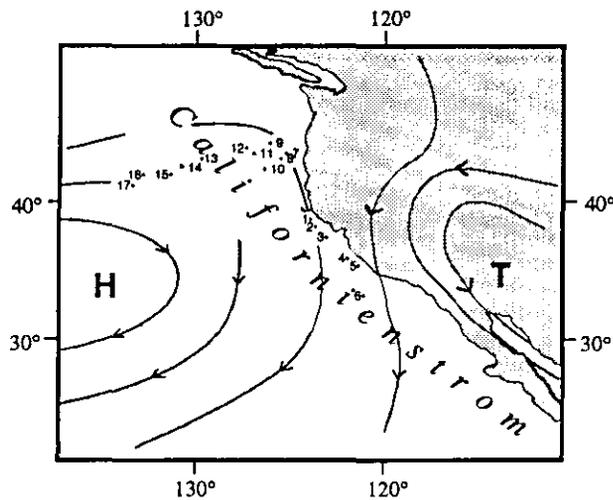


Abb. 3.3: Stationskarte und Untersuchungsgebiet.

Proben der Sedimentkerne aus dem West-Ost-Profil wurden vom Oregon State University Kernlager (Corvallis, OR) zur Verfügung gestellt. Proben, die den Sedimentkernen entlang des Nord-Süd-Profiles entstammen, wurden durch den United States Geological Survey (USGS) genommen. Die gefriergetrockneten Proben dieser Kerne wurden vom USGS Kernlager (Menlo Park, CA) zur Verfügung gestellt. Alle Sedimentkerne wurden im Kernlager bei 4°C aufbewahrt. Bei den beprobten Sedimenten handelt es sich um dunkelbraune bis dunkelgraue, z.T. rötlichbraune, tonige bis siltige Sedimente, die reich an Foraminiferen und Diatomeen sind. Anzeichen für Umlagerungen konnten nicht entdeckt werden. Kern F2-92-P3, der heute im Bereich der Sauerstoff-Minimum-Zone liegt, wies zwischen 204 und 214 cm eine besonders deutliche Feinlaminiierung auf.

Tab.3.1: Kernstationen im Untersuchungsgebiet.

Nr.	Kern	Geogr. Breite (N)	Position Länge (W)	Wassertiefe (m)
01.	L13-81-G138	38°24.8'	123°58.2'	2531
02.	F8-90-G25	37°27.0'	123°19.8'	1720
03.	F8-90-G21	37°13.2'	123°14.4'	1605
04.	F2-92-P3	35°37.4'	121°36.3'	803
05.	F2-92-P34	35°01.9'	121°13.5'	610
06.	V1-81-G15	33°36.0'	120°25.2'	1430
07.	W8709A-13TC	42°07.2'	125°45.0'	2741
07.	W8709A-13PC*	42°07.0'	125°45.0'	2712
08.	W8709A-09BC	42°04.8'	125°49.3'	2814
09.	W8809A-53GC	42°45.0'	126°15.5'	2408
10.	W8809A-21GC	41°08.4'	126°54.4'	2799
11.	W8709A-06BC	42°15.0'	127°40.7'	2911
12.	W8709A-08TC/PC**	42°32.5'	127°40.7'	3111
13.	W8809A-29BC	41°48.0'	129°00.2'	3288
14.	W8809A-31GC	41°40.8'	130°00.4'	3136
15.	W8909A-57GC	41°34.8'	130°37.0'	3330
16.	W8709A-01BC	41°32.4'	131°57.6'	3680
17.	W8909A-48GC	41°19.8'	132°40.0'	3670

*/ ** Für diese Sedimentkerne liegen Alkenondaten von Prahl et al. (unveröff., 1995) vor, die in der Diskussion aufgegriffen werden.

Oberflächen- und Sedimentproben, die das letzte glaziale Maximum (LGM, 18 ¹⁴C ka) repräsentieren, wurden für die hier beschriebenen Untersuchungen analysiert. Die Sedimentkerne V1-81-G15, F2-92-P3 und W8709A-13TC (Abb. 3.3, Tab. 3.1) wurden zusätzlich in 20 cm Abständen bis etwa 30 ka vor heute beprobt. Für die zeitliche Einstufung dieser Proben konnte auf die Arbeiten von Lyle et al. (1992), Ortiz (1995) und Gardner (1997) zurückgegriffen werden, die an Proben dieser Sedimentkerne ¹⁴C AMS (Accelerator Mass Spectrometry) Datierungen an planktischen Foraminiferen und am organischen Kohlenstoff durchführten und eine Stratigraphie durch Analysen stabiler Sauerstoff-Isotopen planktischer Foraminiferen erstellten. Die Daten zu den heutigen Oberflächentemperaturen im Untersuchungsgebiet (Abb. 3.3.), mit denen in dieser Studie ebenfalls gearbeitet wird, wurden aus dem World Ocean Atlas (Levitus, 1985) entnommen. Aufbereitung und Analyse der Alkenone und Alkenoate wurden bereits in Kapitel 2 eingehend erläutert.

3.3. Ergebnisse

Langkettige Alkenone und die wahrscheinlich ebenfalls mit den *Prymnesiophyceae* biosynthetisch verwandten Alkenoate (vgl. Abb. 1.1) konnten in allen Sedimenten des Untersuchungsgebietes (Abb. 3.3) analysiert werden. In folgenden Abschnitten werden zunächst die Ergebnisse der bereits erläuterten Alkenon/Alkenoat-Verhältnisse in Abhängigkeit zum U^k₃₇ Index dargestellt. Damit soll festgestellt werden, ob sich die Alkenon/Alkenoat-Verhältnisse aus den untersuchten Sedimenten einer bestimmten *Prymnesiophyceae* Spezies zuordnen lassen, die für die Signalbildung verantwortlich war. Hierzu stehen zum Vergleich bereits publizierte Ergebnisse aus Kulturstudien einer *E. huxleyi* (Prahl et al., 1988; 1995) und einer *G. oceanica* (Volkman et al., 1995) Spezies zur Verfügung. Weiterhin werden die regionalen U^k₃₇ Ergebnisse von Oberflächensedimentproben und Pro-

ben des letzten glazialen Maximums im Californienstrom dokumentiert. An drei Sedimentkernen, die aus dem Küstenbereich stammen, wurden zusätzlich Proben aus dem Deglazial untersucht.

3.3.1 Alkenonverhältnisse

Die Berechnung des K37:4/K37 Indexes, der den Grad der Alkenonuntersättigung beschreibt, konnte in einigen, größtenteils interglazialen Proben (vgl. Tab.1, Anhang) nicht durchgeführt werden, da das $C_{37,4}$ Alkenon bereits vollständig abgebaut war oder im Vergleich zu den $C_{37,3}$ und $C_{37,2}$ Alkenonen in zu niedriger Intensität im Chromatogramm erschien und die Berechnung dieses Indexes große Abweichungen, verglichen mit den K37:4/K37 Ergebnissen der restlichen Sedimente, zeigte. Es wird in Abb. 3.4.a deutlich, daß der K37:4/K37 Index der Sedimentproben mit steigendem U_{37}^k Index abnimmt. Dies bedeutet entweder, daß mit zunehmender Temperatur mehr zwei- und dreifach untersättigte Alkenone von den *Prymnesiophyceae* produziert werden als vierfach untersättigte Alkenone oder daß die $C_{37,4}$ Alkenone in stärkerem Maße als die $C_{37,3}$ und $C_{37,2}$ Alkenone abgebaut werden. Die Werte für den K37:4/K37 Index schwanken in den Sedimenten zwischen 0,01 und 0,14 (vgl. Tab.1, Anhang). Bei dem Vergleich dieser Werte aus Sedimentproben mit den Ergebnissen von Prahl et al. (1988) für die *E. huxleyi* Kultur 55a wird deutlich, daß die Ergebnisse aus den Sedimenten trotz möglichen Abbaus des $C_{37,4}$ Alkenons denen aus der Kulturstudie mit *E. huxleyi* und den Sedimentuntersuchungen von Prahl et al. (1995) ähneln. Ein Vergleich der Sedimentergebnisse mit denen von *G. oceanica* ist nicht möglich, da das $C_{37,4}$ Alkenon in *G. oceanica* nicht gefunden wurde. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, daß *G. oceanica* eine Warmwasserspezies ist und das $C_{37,4}$ Alkenon vor allem in Proben kälterer Gewässer beobachtet wird.

Die Werte der K37/K38 Indexe der Sedimentproben (Abb. 3.4.b) liegen generell zwischen 0,9 und 1,45. Ein eindeutiger Trend ansteigender K37/K38 Indexe mit zunehmendem U_{37}^k Index läßt sich nicht erkennen. Der Vergleich dieser Ergebnisse mit Kulturstudien läßt jedoch vermuten, daß sich die Sedimentergebnisse der K37/K38 Indexe eher der *E. huxleyi* Kultur 55a (Prah et al., 1988) zuordnen lassen als der von *G. oceanica* (Volkman et al., 1995), die in dem U_{37}^k Bereich 0,2 bis 0,6 kaum Änderungen im K37/K38 Index zeigt.

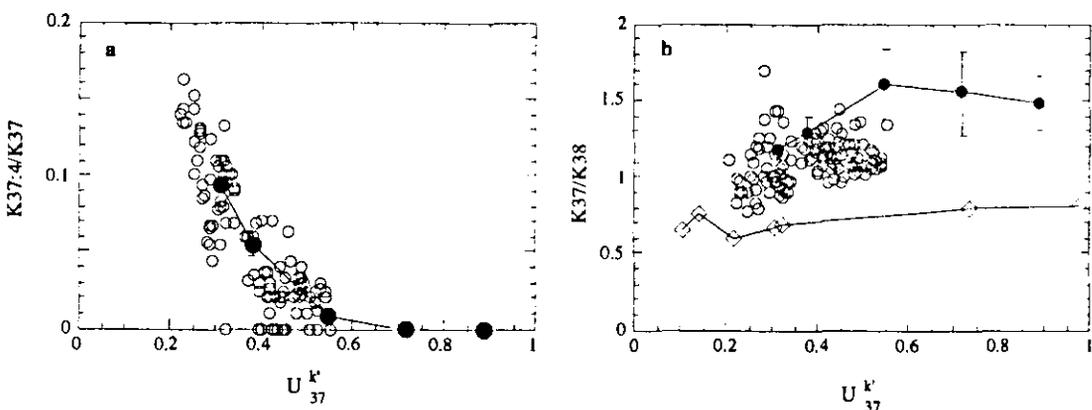


Abb. 3.4: Vergleich der K37:4/K37 (a) und K37/K38 Indexe (b) in Abhängigkeit zum U_{37}^k Index aus Sedimentproben (offene Kreise) des Untersuchungsgebietes mit Kulturdaten der *E. huxleyi* Kultur 55a (gefüllte Kreise; Prahl et al., 1988) und *G. oceanica* (offene Vierecke; Volkman et al., 1995).

3.3.2. U_{37}^k Beobachtungen im Californienstrom

Vergleich rezenter und glazialer Horizonte

Um die rezente und glaziale U_{37}^k Entwicklung im Untersuchungsgebiet zu vergleichen, wurden die Ergebnisse der Oberflächenproben und die aus der Zeit des glazialen Maximums (LGM) in Abb. 3.5 zusammenfassend dargestellt. Um die regionale Variabilität zu verdeutlichen, wurden die U_{37}^k Werte in ihrer Achsenzuordnung vertauscht, indem die U_{37}^k Werte aus dem West-Ost-Profil (3.5.a) auf der y-Achse und die U_{37}^k Werte aus dem Nord-Süd-Profil (3.5.b) auf der x-Achse abgetragen wurden.

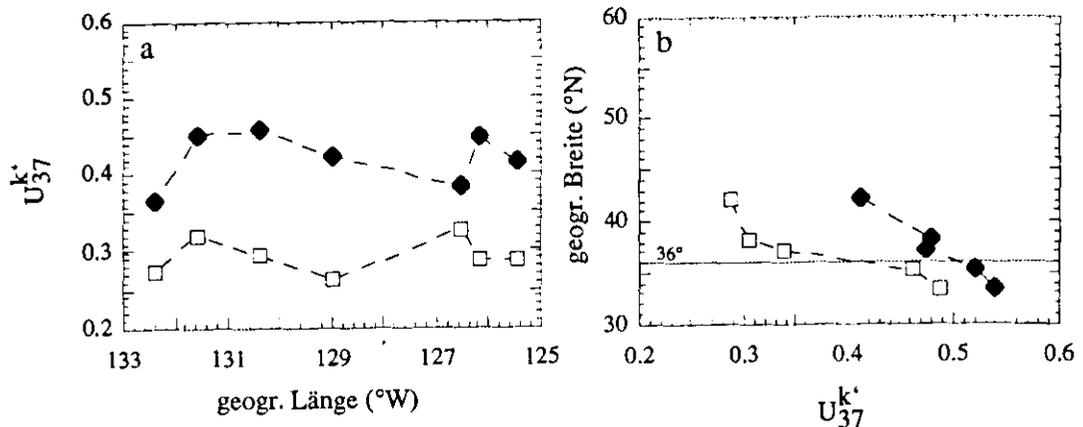


Abb. 3.5: U_{37}^k Ergebnisse aus den Oberflächenproben (gefüllte Vierecke) und des glazialen Horizontes (offene Vierecke) im Untersuchungsgebiet.

Auf den ersten Blick wird deutlich, daß die U_{37}^k Indexe der Oberflächenproben in jedem Fall höhere Werte zeigen als die zur Zeit des LGM. Die Werte liegen für die Oberflächenproben im Bereich 0,367 und 0,539 und zwischen 0,262 und 0,487 zur Zeit des LGM. Weiterhin wird deutlich, daß die U_{37}^k Werte regional im Nord-Süd-Profil variieren. Im Nord-Süd-Profil (Abb. 3.5.b) werden sowohl die rezente als auch die LGM Entwicklung der U_{37}^k Indexe, mit einem stetig abnehmenden Verlauf in Richtung Norden gekennzeichnet. Diese Abnahme der rezenten und LGM U_{37}^k Werte nach Norden verlaufen südlich von etwa 36°N parallel zueinander, mit einer Verschiebung, die etwa 0,05 im U_{37}^k Index beträgt. Nördlich von 36°N weisen beide Kurven deutlich größere glazial/interglaziale U_{37}^k Gradienten auf, die mit durchschnittlich 0,16 etwa dreimal höher als die glazial/interglazialen U_{37}^k Gradienten südlich 36°N sind. Im West-Ost-Profil (Abb. 3.5.a) sind solche deutlichen U_{37}^k Unterschiede nicht zu erkennen. Die rezente Entwicklung des U_{37}^k läßt sich mit einem deutlichen Anstieg des U_{37}^k bis etwa 126°W beschreiben, der westlich davon bei etwa 127°W abrupt abnimmt und anschließend bis etwa 132°W kontinuierlich wieder ansteigt. Westlich 132°W sinkt der U_{37}^k wieder und erreicht dort den niedrigsten Wert ($U_{37}^k = 0,367$). In der U_{37}^k Entwicklung zur Zeit des LGM läßt sich ebenfalls ein deutlicher U_{37}^k Anstieg in Küstennähe erkennen, der jedoch bis etwa 127°W aufrecht erhalten bleibt, bei 129°W abrupt abnimmt und anschließend wieder bis etwa 132°W ansteigt. Wie auch schon die rezente U_{37}^k Entwicklung gezeigt hat, sinkt der U_{37}^k im LGM nach einem kontinuierlichen Anstieg westlich von 132°W wieder.

U_{37}^k Änderungen während des Deglazials

Bei Vergleich der rezenten und LGM U_{37}^k -Kurven dokumentiert sich bei 36°N eine deutliche Änderung. Der „offset“ zwischen beiden Kurven liegt nördlich von 36°N etwa dreimal höher als im südlichen Teil. Um die Frage zu beantworten, wann diese Änderungen stattfanden und ob es sich um

eine allmähliche Entwicklung im Californienstrom handelte, wurden auch Proben zwischen dem glazialen Horizont und der Sedimentoberfläche in drei von den entlang der Küste entnommenen Sedimentkernen untersucht.

Der südlichste Sedimentkern (V1-81-G15, vgl. Station 6, Abb. 3.3) wie auch der nördlich von 36°N gelegene Kern (W8709A-13TC, vgl. Station 7, Abb. 3.3) zeigen beide einen kontinuierlichen Anstieg in ihrer U_{37}^k -Entwicklung. Dieser Anstieg verläuft im Kern V1-81-G15 von der Basis bei 19 ka von 0,49 bis auf ein Maximum von 0,55 bei 10 ka. Im nördlichen Kern W8709A-13TC wird auch ein Anstieg im U_{37}^k von 0,29 bei 15 ka bis auf maximal 0,44 bei 10 ka beobachtet. Somit beträgt dieser Anstieg zwischen 15-10 ka im südlichen Kern etwa 0,06 und im nördlichen Kern 0,15. Nach dem U_{37}^k Maximum bei etwa 10 ka wird in allen Kernen eine Abnahme beobachtet. Am deutlichsten ist diese Abnahme jedoch nur im nördlichsten Kern W8709A-13TC dokumentiert. Der U_{37}^k Index sinkt von 0,44 auf 0,39 ab und verläuft anschließend bis 5 ka mit leicht ansteigendem Trend auf 0,42. Im südlichen Kern V1-81-G15 dagegen, werden nach dem U_{37}^k Maximum bei 10 ka nur noch U_{37}^k Werte mit geringer Fluktuation beobachtet. Der Kern F2-92-P3 (vgl. Station 4, Abb. 3.3) liegt wie auch der Kern V1-81-G15 südlich 36°N. Die Fluktuationen des U_{37}^k Indexes in liegt wie auch der Kern V1-81-G15 südlich 36°N. Die Fluktuationen des U_{37}^k Indexes in diesem Kern sind vom LGM bis etwa 10 ka zwar unruhiger im Kurvenverlauf, dokumentieren jedoch ebenfalls einen insgesamt zunehmenden U_{37}^k Trend. Dem leichten Maximum bei etwa 10 ka geht ein früheres deutlicheres Maximum bei etwa 14 ka voraus.

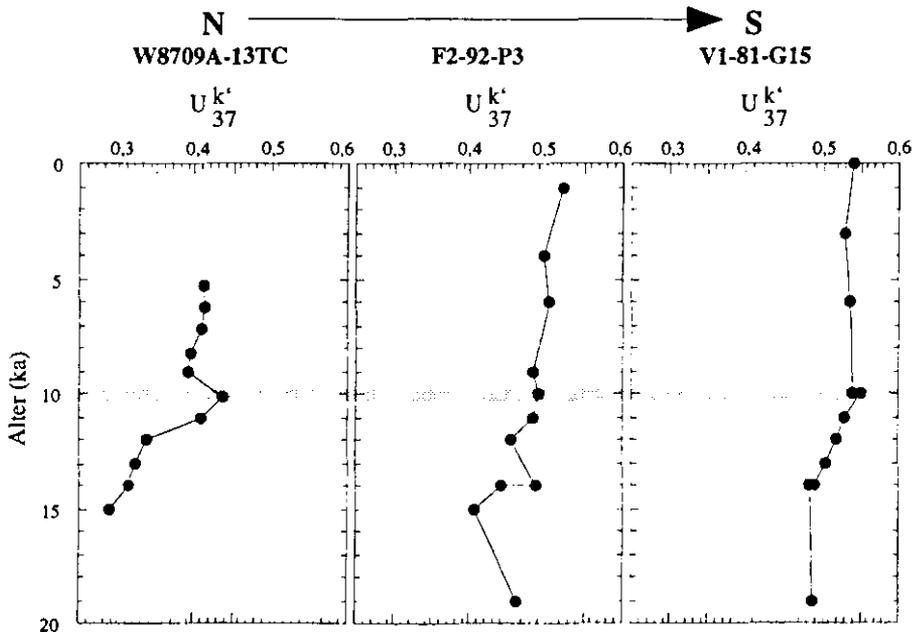


Abb. 3.6: U_{37}^k Ergebnisse aus Sedimentkernen aus dem Küstengebiet des Californienstroms. Die zeitliche Einstufung der Sedimentproben basiert auf ^{14}C AMS Messungen (F2-92-P3, V1-81-G15; Gardner et al., 1997) und Sauerstoff-Isotopenstratigraphie an planktischen Foraminiferen (W8709A-13TC; Ortiz, 1995).

Diese Beobachtungen regionaler und zeitlicher Änderungen der U_{37}^k Trends seit der Zeit des glazialen Maximums sind wichtig für die ozeanographische Rekonstruktion des Auftriebsgeschehens im Californienstrom und werden in den folgenden Abschnitten noch eingehend diskutiert.

3.4. Diskussion

3.4.1. Alkenonsignale im Californienstrom

Hervorgehend aus den Erläuterungen in Kapitel 1 führen die bisher publizierten Temperaturkalibrierungsgleichungen und Korrelationen mit Oberflächentemperaturen nicht generell in jedem Meeresgebiet zu realistischen Temperaturrekonstruktionen. Um weitere Anhaltspunkte über charakteristische Merkmale der Alkenonproduzenten zu erhalten, untersuchten Prahl et al. (1988, 1995) Alkenonverhältnisse (K37:4/K37 und K37/K38) in *E. huxleyi* Kulturen und verglichen diese mit den gleichen Verhältnissen aus Sinkstofffallenproben und Sedimentproben. Da ihre K37:4/K37 und K37/K38 Indexe aus einem Sedimentkern (0-30 ka) vor Oregon sehr gute Korrelationen mit den Kulturdaten der *E. huxleyi* (55a) zeigten, schlossen sie auf eine *E. huxleyi* Spezies, die sich in ihrer Alkenonsignalfbildung ähnlich wie die Kultur 55a verhält (Prah et al., 1995). Auf diesem Ergebnis begründeten sie weiterhin, daß die Temperaturkalibrierungsgleichung aus der Kulturstudie von *E. huxleyi* (55a) die Gleichung ist, die zu bestmöglichen Temperaturrekonstruktionen im nordöstlichen Pazifik führt. Seit den Untersuchungen von Volkman et al. (1995) ist bekannt, daß auch die Prymnesiophyceae *G. oceanica* Alkenone in Abhängigkeit zur Wassertemperatur synthetisiert. Demnach wäre es möglich, daß Alkenonsignale aus Sedimentproben in Gebieten, in denen beide Prymnesiophyceae Spezies vorkommen eine Art Mischsignal dokumentieren. *G. oceanica* ist im oberen bis mittleren Bereich der euphotischen Zone im äquatorialen Pazifik verbreitet (Honjo & Okada, 1974). Der Vergleich der Alkenonsignale zwischen *E. huxleyi* und *G. oceanica* in Abhängigkeit zum U_{37}^k Index unterscheidet sich in den Kulturstudien eindeutig voneinander (vgl. Abb. 3.4.b). Für die *E. huxleyi* Kultur 55a aus dem nordöstlichen Pazifik liegen die K37/K38 Werte generell höher als die K37/K38 Werte für die *G. oceanica*. Weiterhin scheint, daß *E. huxleyi* ihr K37/K38 Verhältnis mit ansteigendem U_{37}^k Index verändert. Dagegen scheint *G. oceanica* dies nicht zu tun. Die Schwankungen im K37/K38 Verhältnis mit ansteigendem U_{37}^k Index sind geringer. Der Vergleich der K37/K38 Ergebnisse der Sedimentproben des Untersuchungsgebietes mit den K37/K38 Ergebnissen aus den Kulturstudien von Prahl et al. (1988) und Volkman et al. (1995) zeigen, daß die K37/K38 Ergebnisse der Sedimentproben deutlich höher liegen als die K37/K38 Ergebnisse aus der Kulturstudie mit *G. oceanica* (vgl. Abb. 3.4.b). Wenn diese Unterschiede in den Alkenonsignalen für die Differenzierung zwischen einzelner Prymnesiophyceae-Spezies Gültigkeit hat, wie von Prahl et al. (1988; 1995) vorgeschlagen wurde, ist die Anwendung einer Alkenon-Temperaturkalibrierungsgleichung für Temperaturrekonstruktionen, die *E. huxleyi* als Alkenonproduzent zu Grunde legt, gerechtfertigt. Infolgedessen basieren Temperaturrekonstruktionen und -interpretationen in der vorliegenden Arbeit auf der von Prahl et al. (1988) für den nordöstlichen Pazifik kalibrierten *E. huxleyi*-Temperaturgleichung ($U_{37}^k = 0,034 T + 0,039$).

Die Studien von Volkman et al. (1995) und Prahl et al. (1995) machen durch das offensichtlich unterschiedliche Verhalten der *G. oceanica* auch deutlich, daß die Berechnung anderer Indexe neben dem U_{37}^k nötig sind, um anhand von Kulturdaten weitere Möglichkeiten zu haben, Informationen aus den Sedimenten im Hinblick auf den in Frage kommenden Alkenonproduzenten zu erhalten. Dazu sind weitere Studien an verschiedenen Kulturen der *E. huxleyi* und *G. oceanica* nötig.

Um die in Temperaturen umgerechneten U_{37}^k Indexe für spätere paläoozeanographische Rekonstruktionen bestmöglich interpretieren zu können, muß vorher geklärt werden, welche Tiefe durch die U_{37}^k -Temperaturen reflektiert wird und welche Spezies als Signalbildner realistische Temperaturen liefert.

Welche Temperaturen bilden die Alkenontemperaturen im Untersuchungsgebiet ab?

Mehrere Studien haben gezeigt, daß das Verhalten des U_{37}^k Indexes in Abhängigkeit zur Wachstumstemperatur in den bisher untersuchten Spezies von *E. huxleyi* stark variiert (Conte et al., 1994; Prahl et al., 1995). Volkman et al. (1995) zeigten in einer Studie im Gebiet von Jervis Bay vor Ost-Australien, daß die U_{37}^k -Temperaturbeziehung von *G. oceanica* (Kultur JB02; $U_{37}^k = 0,049T - 0,520$; $r^2 = 0,89$) eine andere ist als die von *E. huxleyi* (Kultur 55a; $U_{37}^k = 0,034T + 0,039$; $r^2 = 0,997$; Prahl & Wakeham, 1987), die aus dem Gebiet des subarktischen Pazifiks stammt. Zwar bestehen deutliche Unterschiede zwischen den U_{37}^k Temperaturbeziehungen, doch zeigen alle bisher konstruierten Alkenontemperatur-Kalibrierungsgleichungen den gleichen Kurventrend (Abb. 1.2, vgl. Kapitel 1), indem bei zunehmenden Temperaturen auch der U_{37}^k zunimmt. Unterschiede bestehen lediglich in der Steigung dieser Geraden.

In den kürzlich dokumentierten U_{37}^k Ergebnissen aus den Oberflächenproben beider Transekte des Californienstroms wurden im folgenden Temperaturen unter Anwendung der in Abb. 1.2.b abgebildeten Kalibrierungsgleichungen berechnet. In Abb. 3.7 sind diese Temperatur-Ergebnisse dargestellt. Vergleichend sind zusätzlich lokale Levitus-Winter (Februar bis April) und -Sommeroberflächentemperaturen (August bis Oktober) abgebildet. Die Gegenüberstellung der U_{37}^k Temperaturen zu Levitus-Winter- und Sommeroberflächentemperaturen erfolgte, da sich im Bereich des Californienstromes in dieser Zeit die deutlichsten atmosphärischen und ozeanographischen Änderungen vollziehen. Abb. 3.7. veranschaulicht, daß die Temperaturen, die unter Anwendung der Alkenon-Temperaturkalibrierungsgleichung von *E. huxleyi* Spezies MCH1 (Bermuda) und *G. oceanica* (Jervis Bay, Ost-Australien) berechnet würden, höhere Temperaturen abbilden, als die Temperaturen, die heute im Sommer an der Oberfläche beobachtet werden. Die Temperaturen, die mit Hilfe der Kalibrierungsgleichung von *E. huxleyi* Kultur 451B (Norwegen) berechnet werden, scheinen zumindest im Gebiet bei 42°N von der Küstenregion bis etwa 128°W mit Sommer-Oberflächentemperaturen übereinzustimmen. Entlang der Küste südlich 42°N werden jedoch durch Anwendung dieser Kalibrierungsgleichung ebenfalls zu hohe Temperaturen berechnet als heute im Sommer an der Oberfläche beobachtet werden.

Es scheint, daß die Temperaturen, die mit der Kalibrierungsgleichung der *E. huxleyi* Kultur 55a berechnet werden, am besten mit Winter- und Sommeroberflächentemperaturen im Untersuchungsgebiet übereinstimmen. Diese berechneten Alkenontemperaturen liegen in Küstennähe 1-2°C höher als Winter-SST (Abb. 3.7). In größerer Entfernung von der Küste stimmen die Alkenontemperaturen dagegen in etwa mit Winter-SST überein. Diese Beobachtungen lassen sich durch die Ergebnisse von Prahl et al. (1993) während einer Sinkstofffallenstudie im Gebiet 42°N erklären. Ihre Untersuchungen zeigten, daß die U_{37}^k Temperaturen der küstenfernen Sinkstofffallenproben ungefähr mit Winter-SST und mit Temperaturen des Chlorophyllmaximums zu Beginn der Dichteschichtung vom Spätfrühjahr bis Frühherbst übereinstimmen. Im Küstengebiet stimmen seine U_{37}^k Temperaturen der Sinkstofffallenproben mit den SST von Sommer bis Herbst überein, in der Zeit des lokalen Küstenauftriebs. Seine Ergebnisse verdeutlichen weiterhin, daß die Alkenonproduzenten das ganze Jahr über aktiv sind (Rosell-Melé et al., 1995), im Frühjahr (April bis Juni) die Alkenonflüsse am höchsten sind und diese in Richtung offener Ozean zunehmen (Prahl et al., 1993). Sedimente, die in der küstenfernen Region akkumulieren, erhalten mit Einsetzen des Frühjahrs einen dominanten Alkenonfluß aus der Wassersäule, der Zeit, in der die winterliche Durchmischung von der beginnenden sommerlichen Dichteschichtung abgewechselt wird.

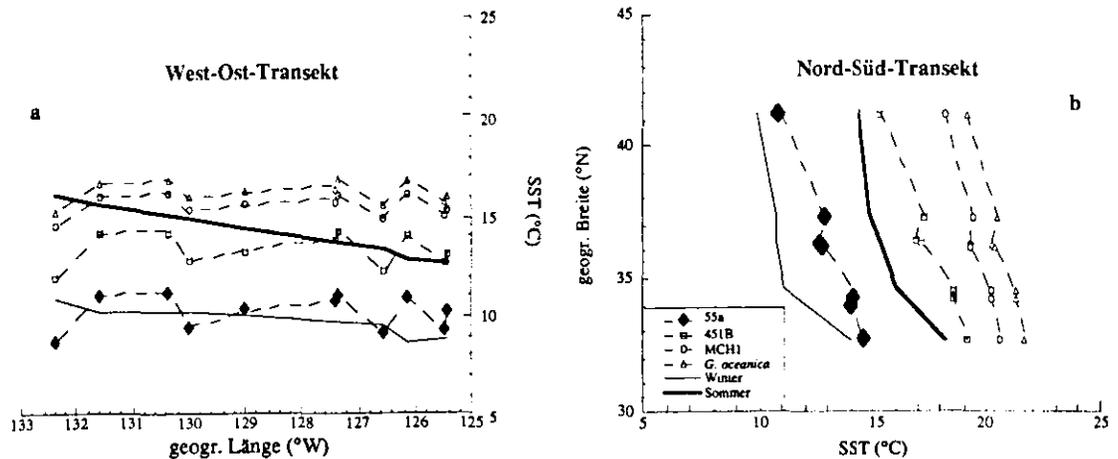


Abb. 3.7: Darstellung der aus den verschiedenen Alkenontemperatur-Kalibrierungsgleichungen (vgl. Abb. 1.2) abgeleiteten Temperaturen der U_{37}^k Ergebnisse der Sedimentoberflächenproben des Untersuchungsgebietes.

Dieser Anstieg des Alkenonflusses im küstenfernen Gebiet zeichnet sich bereits von Februar bis April (Levitus-Winter) ab (vgl. Prahl et al., 1993). U_{37}^k Werte, die aus Oberflächensedimenten des küstenfernen Gebietes stammen, sind demnach saisonal durch kalte Winter-SST beeinflusst. Die Sinkstofffallenergebnisse im Küstengebiet dokumentieren einen gleichmäßigen Alkenonfluß während des gesamten Jahres (vgl. Prahl et al., 1993). Daher kann angenommen werden, daß die Sedimente, die küstennah akkumulieren, einen ebenso gleichmäßigen Alkenonfluß aus der Wassersäule erhalten und die U_{37}^k Werte aus Oberflächensedimenten weniger saisonal beeinflusst sind und daher etwas höhere und eher jahresdurchschnittliche SST reflektieren.

Aus diesen Beobachtungen wird für die weiteren Diskussionspunkte zusammenfassend das Alkenonsignal wie folgt interpretiert: Die Spezies, die für die Bildung der temperaturrelevanten Alkenonsignale im Californienstrom seit den letzten 20 ka verantwortlich war, verhält sich in ihrer Temperaturabhängigkeit ähnlich der *E. huxleyi* Kultur 55a. Alle berechneten U_{37}^k Ergebnisse wurden daher durch Anwendung dieser Kalibrierungsgleichung (Prahl & Wakeham, 1987) in Temperaturen übersetzt. Hinsichtlich der Saisonalität bilden die Alkenontemperaturen im Küstengebiet jahresdurchschnittliche SST ab, küstenfern sind sie jedoch saisonal von kalten Winter-SST beeinflusst.

3.4.2. Alkenontemperaturen im Küstenauftriebsgebiet vor Oregon und Californien seit dem letzten glazialen Maximum

In der Abb. 3.8 liegen die SST Abschätzungen aus den Oberflächenproben, die die rezenten SST im Californienstrom abbilden sollen, mit denen aus der Glazialzeit vor. Diesen Ergebnissen sind Sommer- und Winter-Oberflächentemperaturen (Levitus, 1982) gegenübergestellt. Regionale Trends werden im Folgenden diskutiert.

Vergleich rezenter mit glazialen Alkenon-SST

Die rekonstruierten Alkenontemperaturen der Oberflächensedimente reflektieren in beiden Profilen jeweils höhere Temperaturen als zur Zeit des glazialen Maximums (Abb. 3.8). Es fällt auf, daß die Größenordnung, mit der sich die Temperaturunterschiede zwischen rezenter und glazialer Kurve präsentieren, sich regional in ihrem Nord-Süd Verlauf verändert. Im Norden liegen die Temperaturdifferenzen zwischen glazialem und rezentem Ozean bei 3-5°C und können im gesamten West-Ost-

Profil bei 42°N beobachtet werden (Abb. 3.8.a). Diese deutlich niedrigeren Temperaturen, die durch die Alkenone impliziert werden, stimmen mit unabhängigen SST Abschätzungen überein, die auf Unterschieden in der Zusammensetzung von Radiolarien-Populationen (Sabin, 1995; Prahl et al., 1995) und auf $\delta^{18}\text{O}$ Messungen planktischer Foraminiferen (*G. bulloides*) basieren (Ortiz et al., 1997).

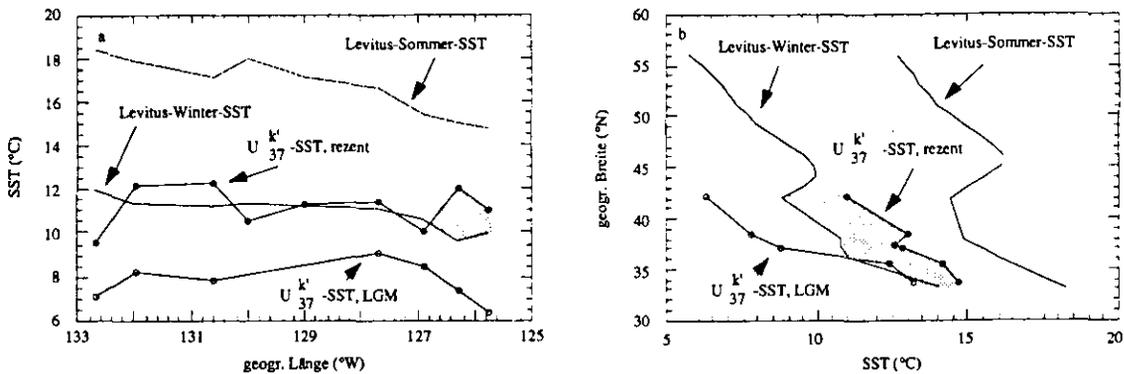


Abb. 3.8: Regionale Trends in den Alkenon-SST rezenter und glazialer (18 ka) Proben im Californienstrom. Den rekonstruierten Temperaturen stehen zum Vergleich Messungen rezenter Levitus-Winter- und Sommer-SST gegenüber. Markiert ist der regional sich ändernde Alkenon-SST-Gradient der Oberflächenproben relativ zu den rezenter Winter- und Sommer-SST.

In der Radiolarienpopulation glazialer Sedimente dominieren im Untersuchungsgebiet arktische Faunen und Faunenvergesellschaftungen, die einer Übergangszone zuzuordnen sind und heute im nördlichsten Nord-Pazifik und in der Bering See zu finden sind (Prahl et al., 1995). Ortiz et al. (1997) beobachteten an $\delta^{18}\text{O}$ Messungen planktischer Foraminiferen (*G. bulloides*) eine Abkühlung von $3,3^\circ\text{C} \pm 1,5^\circ\text{C}$ bei 42°N . Die kältesten Temperaturen beobachteten sie im Küstengebiet bei 42°N mit einem zunehmenden Temperaturtrend in Richtung küstenferne Region. Die in Abb. 3.8.b dargestellten großen Alkenontemperaturdifferenzen existieren nur im Norden. Entlang der Küste Oregons und Californiens verringern sich die Temperaturdifferenzen bei etwa 36°N sprunghaft auf nur noch $1\text{-}2^\circ\text{C}$. Basierend auf den Alkenontemperaturen lagen die durchschnittlichen glazialen SST nur etwas niedriger als heutige SST im Gebiet vor Zentralcalifornien. Die $1\text{-}2^\circ\text{C}$ Temperaturdifferenzen glazialer und rezenter Sedimentproben korrelieren mit den Ergebnissen von Herbert et al. (1995), die im Gebiet des Santa Barbara Beckens ($34^\circ 17.25'\text{N}$, $120^\circ 02.2'\text{W}$) Alkenone untersuchten und eine Abkühlung von $1,5^\circ\text{C}$ in dem 18 ka Horizont beobachten konnten, bzw. während der letzten glazialen Periode (24-12 ka) eine Abkühlung von 2°C feststellten (Hinrichs et al., 1997).

Zusätzlich zu den Alkenonanalysen im Santa Barbara Becken zeigen Untersuchungen an planktischen Foraminiferen *N. pachyderma* SST Rekonstruktionen, die eine $7\text{-}8^\circ\text{C}$ Abkühlung zur Zeit des glazialen Maximums angeben (Kennett & Venz, 1995). Ihre Beobachtungen stützen sich auf die Änderungen von links- nach rechtsgewundenen (coiling ratio) *N. pachyderma* Schalengehäusen mit Dominanz von $>90\%$ sinistraler (linksgewundener) Gehäuse in glazialen Sedimenten zu $>90\%$ dextraler (rechtsgewundener) Gehäuse in rezenter Sedimenten. Untersuchungen rezenter *N. pachyderma* Schalengehäuse zeigen, daß sich die Wechsel zu dominant auftretenden sinistralen Gehäusen bei etwa 8°C ereignen (Reynolds & Thunell, 1986). Diese Beobachtungen scheinen im Widerspruch zu den bisherigen Ergebnissen zu stehen. Da jedoch *N. pachyderma* eine Spezies ist, die ein Habitat bewohnt, das in größerer Tiefe anzusiedeln ist (Fairbanks & Wiebe, 1980; Fairbanks et al., 1982), läßt sich annehmen, daß Temperaturen, die aus diesem Verhältnis abgeleitet werden, nicht unbedingt

Oberflächentemperaturen reflektieren (Sautter & Thunell, 1989). Ortiz et al. (1997) beobachteten hierzu, daß die rezente *N. pachyderma* (sinistral) im Californienstrom im Bereich der oberen Thermokline calcifiziert.

Glaziale Alkenon-SST und der Küstenauftrieb

Um die in Abb. 3.8 dargestellten durchschnittlichen SST des glazialen Maximums in Beziehung zum glazialen Küstenauftrieb zu stellen, erfolgt zunächst ein Vergleich des rezenten Levitus-Winter- und Sommer-SST-Musters. Die regionalen Levitus-Winter- und Sommer-SST Trends entlang der Küste verlaufen mit einem saisonal bedingten Temperaturunterschied etwa parallel zueinander (Abb. 3.8.b). Auch die Alkenon-SST der Oberflächensedimentproben, die den rezenten Ozean dokumentieren, verlaufen zu diesen beiden „Kurven“ parallel. Es scheint, daß die saisonalen Änderungen im Küstenauftrieb (südlich 40°N permanenter Küstenauftrieb, nördlich 40°N nur im Sommer Küstenauftrieb) das rezente SST Muster nicht beeinflussen. Wenn der Küstenauftrieb zur Zeit des glazialen Maximums vor etwa 18 ka mit dem heutigen vergleichbar wäre, könnte man eine ähnliche Parallelität im Verlauf der LGM Alkenon-SST „Kurve“ erwarten, die lediglich kühlere SST abbilden würde. Wie aus dem Verlauf der Alkenon-SST „Kurve“ deutlich wird (Abb. 3.8.b), ändert sich während des LGM der regionale Trend der Alkenon-SST bei etwa 36°N und dokumentiert wahrscheinlich eine Änderung des Küstenauftriebs im Gebiet nördlich von 36°N. Während südlich 36°N die glazialen Alkenon-SST noch etwa parallel verlaufen und mit Levitus-Winter-SST korrelieren, scheinen nördlich der 36°N die Alkenon-SST nicht einmal mehr mit heutigen Winter-Temperaturen in 100 m Wassertiefe zu korrelieren. Die im Süden parallel verlaufende Alkenon-SST-Kurve hört abrupt nördlich 36°N auf und ist in keiner der nördlichen Bohrungen mehr erkennbar. Da der Verlauf der rezenten Levitus-Winter- und Sommer-SST den Küstenauftrieb mit berücksichtigt, läßt sich annehmen, daß es offensichtlich zu deutlichen ozeanographischen Änderungen im Küstenauftrieb im Norden des Untersuchungsgebietes gekommen sein muß, wobei sich der Verlauf der glazialen Alkenontemperaturkurve drastisch verglichen zu ihrem heutigen Verlauf änderte.

Derart niedrige Alkenontemperaturen während des Glazials, die im Küstengebiet nördlich 36°N zwischen 6,3°C und 9,0°C (vgl. Abb. 3.8.b) liegen, lassen sich möglicherweise mit einem stark verminderten oder vollständigen Ausbleiben des Küstenauftriebs erklären. In solch einer Situation ließe sich annehmen, daß sich die alkenonsynthetisierenden *Prymnesiophyceae*, nachdem möglicherweise keine Nährstoffversorgung der Oberfläche durch den Auftrieb mehr stattfand, in den Tiefenbereich zurückzogen, in dem ausreichend Nährstoffe vorlagen. Demnach würden die Alkenontemperaturen wahrscheinlich Temperaturen der Nutrikline reflektieren, wie von Prahl et al. (1993) während einer Sinkstofffallen-Studie in der vom Küstenauftrieb unbeeinflussten „offshore“ Region beobachtet wurde. Solch ein „Rückzug“ in andere Tiefenbereiche ist nach den Beobachtungen von Cadée (1985) möglich, da *E. huxleyi* in der Lage ist, Makroaggregate zu bilden. Die Bildung von Makroaggregaten erfolgt durch die Produktion eines klebrigen Polysaccharids. Makroaggregate von *E. huxleyi* sinken in der Wassersäule schneller ab und könnten somit auch in Tiefenbereiche absinken, in denen eine optimale Nährstoffversorgung vorliegt.

Die Interpretationen der Alkenontemperaturen im nördlichen Untersuchungsgebiet untermauern die Beobachtungen von Sancetta et al. (1992), deren Studien zeigen, daß Pollen verschiedener Eichenarten und der *Sequoiadendron giganteum* (Küstenmammutbäume oder Redwoods), in Sedimenten (W8709A-13TC) des glazialen Maximums insgesamt fehlten und erst mit zunehmender Erwär-

mung im Holozän häufiger wurden. Die *Sequoiadendron giganteum* sind heute auf das Küstengebiet des nördlichen Californiens begrenzt, beeinflusst durch genügend Küstennebelfeuchtigkeit (Azevedo & Morgan, 1974), die wiederum durch den Küstenauftrieb entsteht. Das Fehlen dieser Pollentaxa während der Glazialzeit interpretieren Sancetta et al. (1992) mit kälterem Klima und dem Fehlen der sommerlichen Küstennebel, die heute durch den Küstenauftrieb induziert werden. Der Sedimentkern W8709A-13TC liegt heute in einem Gebiet, in dem der Küstenauftrieb saisonal mit einem Maximum im Sommer und Frühherbst auftritt. Sancetta et al. (1992) kommen durch ihre Beobachtungen zu dem Schluß, daß der sommerliche Küstenauftrieb während des glazialen Maximums vor 18 ka nur schwach ausgebildet war und der für das Wachstum der *Sequoiadendron giganteum* und Eichen-Flora benötigte Küstennebel durch abgeschwächten Küstenauftrieb ebenfalls vermindert bzw. nicht ausreichende Feuchtigkeit enthielt. Die Akkumulationsraten von bestimmten Diatomeensporen (*Chaetoceros*), die rezent dem Küstenauftriebs-Ökosystem zugeordnet werden (Guillard & Kilham, 1977), lagen in dem untersuchten Sedimentkern W8709A-13TC ebenfalls deutlich niedriger während des glazialen Maximums (Sancetta et al., 1992). Diese Ergebnisse scheinen mit den Beobachtungen von Kutzbach (1987) übereinzustimmen, der für diese Region ein trockenes Klima während des glazialen Maximums implizierte.

In einer Studie über die Verbreitung von Radiolarienvergesellschaftungen kommt Moore (1973) zu dem Schluß, daß entweder die Intensität des Küstenauftriebs während der Glazialzeit durch den zunehmenden Einfluß des Tiefdruckgebietes über Alaska deutlich abgeschwächt war oder daß das gesamte Gebiet des Küstenauftriebs südlicher lag als heute. $\delta^{18}\text{O}$ Untersuchungen an planktischen Foraminiferenspezies durch Ortiz et al. (1997) weisen ebenfalls auf einen verminderten Küstenauftrieb während des Glazials. Ihre beobachteten deutlich niedrigeren Temperaturen im Küstengebiet bei 42°N während des Glazials und in Richtung „offshore“ Region ansteigenden Temperaturen, sowie der beobachtete Temperaturgradient zwischen Küste und „offshore“ Gebiet, werden auf einen nach Süden gerichteten Californienstrom zurückgeführt und somit auf die Lage der Polarfront nördlich von 42°N , also ähnliche Verhältnisse wie heute. $\delta^{18}\text{O}$ Untersuchungen und Beobachtungen der Foraminiferen-Flußraten weisen auf erhöhte Nährstoffkonzentrationen und eine erhöhte Foraminiferenproduktivität im küstenfernen Gebiet im nördlichen Californienstrom bei 42°N während des letzten Glazials (Ortiz et al., 1997). Ortiz et al. (1997) vergleichen die ozeanographische Situation im Californienstrom bei 42°N während des glazialen Maximums mit der heutigen Situation im Golf von Alaska, in dem aufgrund der heutigen atmosphärischen Zirkulation der Windstreiß für küstenfernen, divergenzgetriebenen Auftrieb sorgt und der Küstenauftrieb vor Alaska stark abgeschwächt ist. Die rekonstruierte Abkühlung der Wassermassen und die erhöhte biologische Produktivität in diesem Gebiet des Californienstroms bei 42°N während des letzten Glazials führen Ortiz et al. (1997) somit eher auf verstärkten divergenzgetriebenen Auftrieb und/oder der Advektion dieser Wassermassen in den Californienstrom zurück als auf Küsterauftrieb.

Die Untersuchungen von Kennett & Venz (1995) im Santa Barbara Becken und somit südlich 36°N stehen nicht unbedingt im Kontrast zu den bisherigen Interpretationen. Das signifikante Auftreten der planktischen Foraminifere *G. bulloides* im glazialen Horizont der untersuchten Sedimentkerne des Santa Barbara Beckens, die allgemein als Indikator für Auftriebsereignisse interpretiert werden (Thiede, 1975; Prell & Curry, 1981), bedeuten, daß der Küstenauftrieb signifikant das Santa Barbara Becken während des letzten Glazials beeinflusst hat (Kennett & Venz, 1995).

Temperaturentwicklung während des Deglazials

Aus dem Vergleich rezenter und glazialer U^{k}_{37} -SST (Abb. 3.8) läßt sich nördlich $36^{\circ}N$ eindeutig eine regionale Änderung zwischen rezenten und glazialen U^{k}_{37} -SST erkennen. Nach den im vorhergehenden Kapitel beschriebenen Temperaturvariabilitäten scheinen sich diese in der Zeit von 15-10 ka im Californienstrom entwickelt zu haben. Abb. 3.9 zeigt die U^{k}_{37} -SST Ergebnisse der in dieser Studie untersuchten Kerne zusammen mit Ergebnissen von Prahl et al. (1995; unveröff.). Diesen Ergebnissen stehen für die nördlichen Sedimentkerne $\delta^{18}O$ Daten von Lyle et al. (1992) gegenüber. In den nördlichen Kernen (W8709A-8TC/PC und W8709A-13TC/PC) zeigt sich durch Vergleich der $\delta^{18}O$ Werte der benthischen Foraminiferen *Uvigerina spp.* (Lyle et al., 1992), daß die positivsten Werte des $\delta^{18}O$ Isotopensignals, welches das letzte glaziale Maximum dokumentiert, nicht mit den niedrigsten Alkenon-SST übereinstimmen. Diese Beobachtungen stimmen mit den Ergebnissen von Herbert et al. (1995), Hinrichs et al. (1997) und Kennett & Venz (1995) überein. Herbert et al. (1995) ermittelten die kälteste Alkenon-SST im Gebiet des Santa Barbara Beckens im Zeitraum zwischen 20-23 ka. Die benthischen $\delta^{18}O$ Isotopensignale von Kennett & Venz (1995) weisen jedoch darauf hin, daß das glaziale Maximum bei 18 ka liegt. Diese Unstimmigkeiten erklären Hinrichs et al. (1997) dadurch, daß das benthische $\delta^{18}O$ Isotopensignal die Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung des Tiefenwassers reflektiert, welches auf die Veränderungen des globalen Eisvolumens reagiert. Es steht nicht direkt mit der Temperatur der Wassermasse, die durch die Alkenontemperatur reflektiert wird, in Beziehung. Alkenontemperaturen sind zudem stark durch regionale und ozeanographische Bedingungen beeinflusst. Die Unterschiede zwischen den Alkenontemperaturen und dem benthischen $\delta^{18}O$ Isotopensignal werden auf regionale Wechselwirkungen zwischen dem Strömungssystem und auftretenden Auftrieb zurückgeführt, die die SST in diesem Gebiet kontrolliert (Hinrichs et al., 1997).

In beiden Kernen werden seit den letzten 30 ka im Bereich von 25-23 ka die niedrigsten Alkenontemperaturen gemessen. Die aus den Radiolarien-Untersuchungen von Sabin (1995) abgeleiteten niedrigsten SST liegen bei etwa 21 ka (W8709A-13TC/PC) und variieren ebenfalls leicht zu den $\delta^{18}O$ Ergebnissen von Lyle et al. (1992). Der Übergang von 20 bis 15 ka dokumentiert sich durch geringe, durchschnittlich etwas höhere Alkenontemperaturen von etwa $6,5^{\circ}C$. Das Zeitintervall von 15 bis 10 ka zeigt im Verlauf der Alkenontemperaturkurven deutliche Unterschiede. Verläuft während dieser Zeit die Temperaturzunahme in den Kernen W8709A-13TC/PC und V1-81-G15 kontinuierlich von etwa $7-12^{\circ}C$ bzw. von $13-15^{\circ}C$, wird in den Kernen W8709A-8TC/PC und F2-92-P3 im Zeitraum von 13-11 ka ein Minimum von $9,6^{\circ}C$ bzw. von $12,2^{\circ}C$ in den Alkenontemperaturen beobachtet. Dieses Minimum in den Alkenontemperaturen korreliert zeitlich etwa mit der kühleren Periode der jüngeren Dryas und stimmt mit den Ergebnissen von Herbert et al. (1995) überein, die in diesem Zeitraum im Santa Barbara Becken ein Temperaturminimum von $12,8^{\circ}C$ beobachteten.

Die von Norden nach Süden zunehmende Temperatur etwa zur Zeit der jüngeren Dryas ist aus den rezenten und glazialen SST Beobachtungen zu erwarten. Wie die Alkenontemperaturergebnisse dieser und der von Herbert et al. (1995) durchgeführten Studie zeigen (Abb. 3.9), liegen rekonstruierte SST südlich $36^{\circ}N$ zur Zeit der jüngeren Dryas im Bereich rezenter lokaler Levitus-Winter-SST und sind somit etwa $2-3^{\circ}C$ niedriger als rezente SST im Jahresdurchschnitt. Diese Ergebnisse stimmen mit den Beobachtungen von Sancetta (1995) überein, die aus Untersuchungen an Diatomeen im Golf von Californien die jüngere Dryas als Übergangsepoche von glazialen zu rezenten Bedingungen beschreibt. Die klimatischen Bedingungen ähnelten denen, wie sie heute in diesem Gebiet vorherrschen und zwar mit verlangsamt Intensitäten der nordwestlichen Winde von Winter bis Frühjahr

verbunden mit einer Abnahme in der biologischen Produktion, wiederkehrenden ENSO Bedingungen und möglicherweise abgeschwächten südöstlichen Winden von Sommer bis Herbst mit Annäherung an ihren heutigen Level.

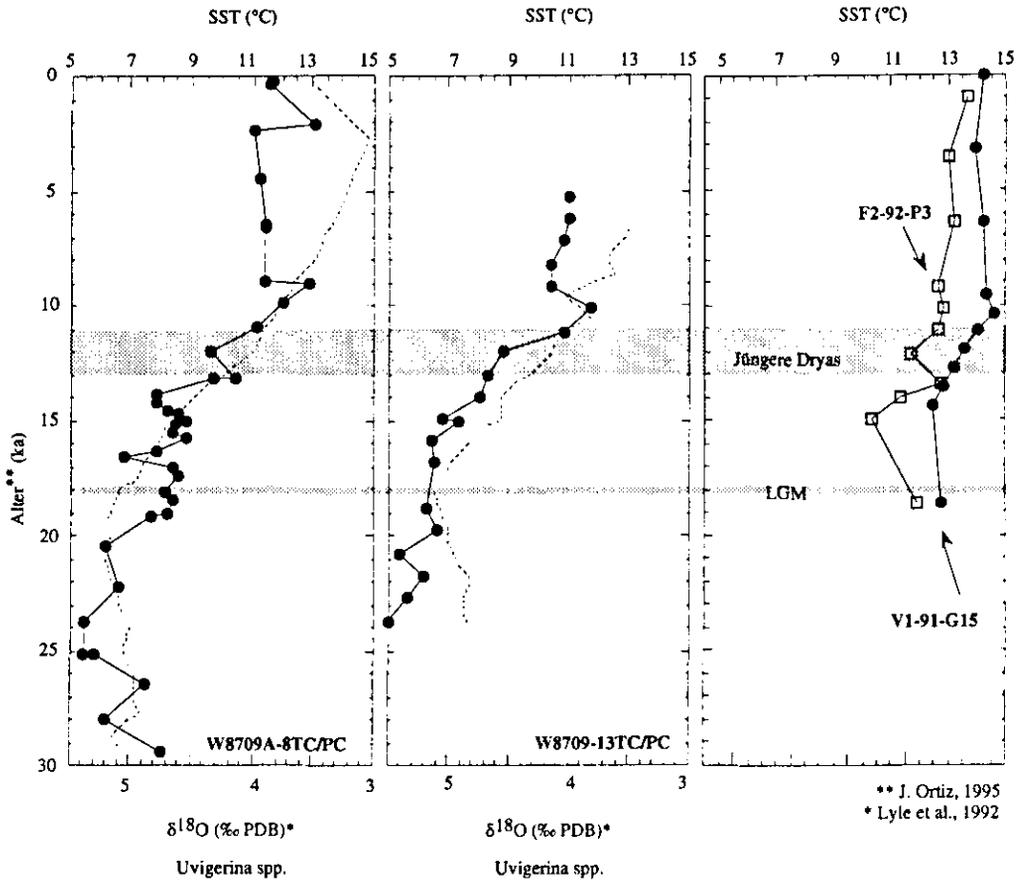


Abb. 3.9: Stratigraphische Profile von Alkenon-SST (gefüllte Punkte) aus vier Sedimentkernen, die entlang der Küste Californiens und Oregons bearbeitet wurden. Die Alkenon-SST von W8709A-8TC/PC und W8709A-13TC/PC stammen aus den Arbeiten von Prahl et al. (1995; unveröff.). Der Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Kurve (gestrichelte Linie) basiert auf $\delta^{18}\text{O}$ Daten von Lyle et al. (1992).

3.5. Schlußfolgerungen

Aus den erläuterten Ergebnissen und Beobachtungen lassen sich für den Californienstrom folgende Aussagen treffen: 1. Aus dem Vergleich der K37/K38 Alkenonverhältnisse von Sedimentproben aus dem Untersuchungsgebiet mit den K37/K38 Alkenonverhältnissen aus Kulturstudien von *E. huxleyi* und *G. oceanica* läßt sich annehmen, daß eine alkenonproduzierende *Prymnesiophyceae* Spezies ähnlich der *E. huxleyi* Kultur 55a aus dem Gebiet des subarktischen Pazifiks für die Bildung der Alkenonsignale verantwortlich war (vgl. Abb. 3.4.b). 2. Alkenontemperaturen aus Oberflächensedimenten, die aus Sedimenten fern der Küste ermittelt werden, spiegeln in etwa rezente Winter-SST wider. Alkenontemperaturen aus Oberflächensedimenten, die aus Proben entlang der Küste stammen, weisen 1-3°C höhere Temperaturen als durchschnittliche Winter-SST auf und reflektieren somit eher SST im Jahresdurchschnitt im Californienstrom (vgl. Abb. 3.7). Der räumliche Trend rezenter Alkenontemperaturen ist auf die rezente Küstenauftriebsereignisse, die saisonal oder das ganze Jahr über zwischen 33 und 42°N herrschen, zurückzuführen (vgl. Abb. 3.8). 3. SST während des letzten glazialen Maximums waren im Californienstrom zwischen 33 und 42°N niedriger als heute, wobei die Größenordnung zwischen rezenten und glazialen SST Unterschiede systematisch zwischen 1-2°C

südlich 36°N variieren und um etwa 5°C nördlich dieses Breitengrades liegen (vgl. Abb. 3.8). 4. Die Alkenonuntersuchungen unterstützen die Aussagen der Pollen- und Diatomeenuntersuchungen von Sancetta et al. (1992) und Ortiz et al. (1997), daß der Küstenauftrieb nördlich von 36°N im Californienstrom wahrscheinlich während des letzten Glazials schwächer war oder möglicherweise gar nicht existierte. In der Zeit von 15-10 ka fand wahrscheinlich eine allmähliche Veränderung der ozeanographischen Prozesse statt, wie sie heute im Californienstrom beobachtet werden können (vgl. Abb. 4.9).

4. Rekonstruktion hydrographischer Verhältnisse während der Sapropelbildung im Europäischen Mittelmeer

Sedimente mit erhöhten Konzentrationen an organischem Kohlenstoff bilden sich unter verschiedenen Bedingungen und in charakteristischen Gebieten (vgl. Kapitel 1). Marine Gebiete, in denen hohe Produktionsraten organischen Materials und erhöhte Sedimentationsraten vorliegen, sind z.B. die Küstenauftriebsgebiete, äquatoriale Divergenzgebiete und Gebiete mit einem hohen fluvialen Nährstoffeintrag. Zu den Gebieten, in denen eine sehr gute Erhaltung des organischen Materials durch Sauerstoffmangel möglich ist, zählen anoxische Becken, die z.B. durch Schwellen begrenzt sind und den Austausch von sauerstoffangereicherten Wassermassen aus dem offenen marinen Bereich unterbinden. Hypothesen über die Prozesse, die im Europäischen Mittelmeer im Verlauf der Erdgeschichte immer wieder zur Bildung von Sapropelen geführt haben, wurden bereits in Kapitel 1 erläutert. Daher wird zunächst eine Übersicht zur Ozeanographie des rezenten Mittelmeeres gegeben und anschließend der Begriff „Sapropel“ definiert.

4.1. Ozeanographie im Europäischen Mittelmeer

Das Europäische Mittelmeer, ein interkontinentales Meer, umgeben von Afrika, Süd-Europa und dem mittleren Osten hat eine Fläche von etwa 2512 km² (das Schwarze Meer ausgeschlossen) mit einer mittleren Tiefe von 1500 m. Über die etwa 60 km lange und etwa 12 km breite Straße von Gibraltar steht das Mittelmeer mit dem Atlantik in Verbindung. Die Schwellentiefe beträgt 280 m. Im Nordosten ist es über den Bosphorus mit dem Schwarzen Meer verbunden. Im Südosten besteht die Verbindung zum Roten Meer über den Suezkanal.

Die Oberflächenzirkulation wird im Mittelmeer hauptsächlich durch die saisonalen Winde Mistral, Bora, Schirokko, Chamsin, durch thermohaline Gradienten und durch Konvektionsprozesse angetrieben. Mistral und Bora sind kalte, trockene katabatische Winde aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung, die vor allem im Winter und Frühjahr in Südfrankreich im Gebiet des Rhônetales bzw. in der Adria z.T. mit Sturmstärke auftreten (Malberg, 1985) und großen regionalen Einfluß auf die Oberflächenzirkulation und Tiefenkonvektionsprozesse (Heburn, 1994) ausüben. Von Frühjahr bis Herbst treten aus südlicher bis südöstlicher Richtung die sehr warmen, trockenen und staubbeladenen Winde Schirokko und Chamsin auf, die in den Wüstengebieten Nordafrikas entstehen (Malberg, 1985). Beim Überqueren des Mittelmeeres reichern sich diese trockenen Luftmassen mit Feuchtigkeit an, so daß vor allem in Spanien, Italien und Griechenland starke Regenfälle die Folge sind. Durch die grundsätzlich vorliegenden ariden klimatischen Verhältnisse liegt im Mittelmeerraum eine negative Wasserbilanz vor, wobei die Verdunstungsraten mit durchschnittlich etwa 1,4 m/Jahr (Tschernia, 1980) die Niederschlagsraten (durchschnittlich 750-250 mm/Jahr; Tschernia, 1980) und die Flußzufuhr überschreiten.

Das rezente Strömungsmuster im Europäischen Mittelmeer ist durch eine antiästuarine Zirkulation gekennzeichnet. Atlantikwasser strömt an der Oberfläche mit 1,04 Sv (1 Sv = 10⁶ m³/s) (Bryden & Kinder, 1991) in Richtung Osten und ist nährstoffärmer (0,24 µmol/kg PO₄), wärmer (15°C) und hat eine geringere Salinität (36,5 < S < 37,5) (Tintoré et al., 1994) als die Wassermassen, die in der Tiefe über die Schwelle aus dem Mittelmeer mit 0,76 Sv (Bryden & Kinder, 1991) in den Atlantik fließen (0,40 µmol/Kg PO₄, 13°C, S=38,2) (Lacombe et al., 1981; Béthoux, 1989; Sarmiento et al., 1988) (Abb. 4.1). Aus den Berechnungen der durchschnittlichen Niederschlags- und Verdunstungsraten pro Jahr im gesamten Mittelmeerraum (Tschernia, 1980) und der Wassermassenvolumen, die pro

Sekunde die Straße von Gibraltar passieren (Bryden & Kinder, 1991; Béthoux, 1980) wird deutlich, daß die Zirkulation im Mittelmeer durch Salinitätsgradienten angetrieben wird, die durch hohe, nach Osten zunehmende Verdunstungsraten entstehen.

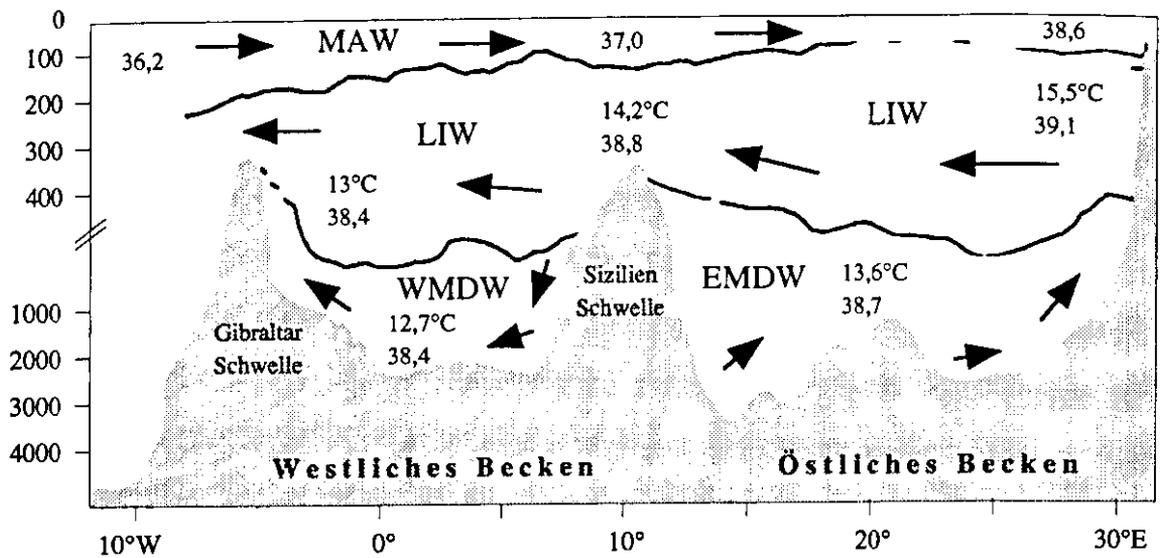


Abb. 4.1: Schematischer Überblick der zirkulierenden Wassermassen im Mittelmeer einschließlich ihrer Salinitäten und Temperaturen (modifiziert nach Wüst, 1961).

Einströmendes Atlantikwasser mit einer Salinität von 36,2 und Temperaturen von etwa 15°C (Abb.4.2) fließt als Oberflächenströmung entlang der nordafrikanischen Küste im Algerienstrom (Millot, 1985) weiter in Richtung Osten. Durch fortlaufende Verdunstung auf dem Weg nach Osten wird das ursprüngliche Atlantikwasser modifiziert und hat im Gebiet der Straße von Sizilien bei Eintritt in das östliche Mittelmeer bereits eine Salinität von 37,3 (Sparnocchia et al., 1994; Abb. 4.2). Durch die zunehmende Verdunstung erhöht sich die Dichte im Oberflächenwasser, und thermohaline Konvektionsprozesse werden eingeleitet. Die Verbreitung des modifizierten atlantischen Wassers (MAW) bis ins östliche Mittelmeer erfolgt hauptsächlich über antizyklonische Wirbelsysteme. Im Gebiet des Levantinen Beckens, wo durch höchste Verdunstungsraten entsprechend die höchsten Oberflächensalinitäten des gesamten Mittelmeeres von durchschnittlich 38,6 vorliegen und im Gebiet der Inseln Zypern und Rhodos sogar 39,1 (Lacombe & Tschernia, 1972) erreicht werden, sinkt Oberflächenwasser bis in eine mittlere Tiefe von etwa 400 m ab, wobei sich durch Konvektionsprozesse levantinisches Zwischenwasser (LIW) bildet. Über der Adria nimmt durch den Einfluß kalter, trockener, kontinentaler Winde (Bora) während der Wintermonate die Verdunstung zu, so daß es zu einer Dichteerhöhung im Oberflächenwasser kommt (Hendershott & Rizzoli, 1976 u.a.). Das an Sauerstoff angereicherte Oberflächenwasser sinkt ab und ostmediterranes Tiefenwasser (EMDW) wird gebildet (Pollak, 1951; Zore-Armanda, 1963 u.a.). Die Salinität liegt in der Adria an der Oberfläche bei 38,6 (Béthoux, 1980). Die Wassermassen, die infolge der Dichteerhöhung absinken, vermischen sich (Hendershott & Rizzoli, 1976 u.a.) und versorgen tiefere Beckenbereiche der Adria mit Sauerstoff. Das EMDW ist auf das östliche Mittelmeerbecken beschränkt, da die flache Schwellentiefe der Straße von Sizilien von lediglich 330 m einen Austausch tieferer Wassermassen zwischen östlichem und westlichem Mittelmeer einschränkt (Wüst, 1961 u.a.). Das im Levantinen Becken gebildete Zwischenwasser liegt im gesamten Mittelmeer in Tiefen zwischen 200 und 600 m vor und strömt von seinem Bildungsgebiet in Richtung Westen (Abb. 4.1). Seine Salinitäten und Temperaturen verringern sich dabei von seinem Ursprungsort von 39,1 und 15,5°C auf 38,8 und 14,0°C im Gebiet der

Straße von Sizilien und auf etwa 38,4 und 13,0°C nahe der Gibraltar Schwelle (Abb. 4.1.), wo es in den Atlantik strömt.

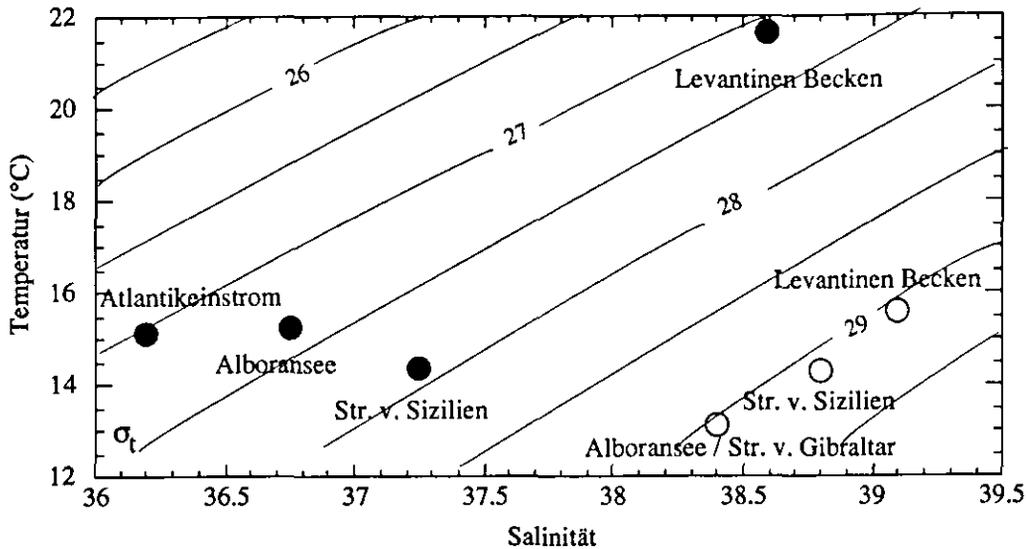


Abb. 4.2: Temperatur- und Salinitätsverhältnisse des modifizierten atlantischen Wassers (MAW; gefüllte Punkte) und des Levantinen Zwischenwassers (LIW; offene Kreise) an verschiedenen Lokationen des westlichen und östlichen mittelmeeeres. Die Daten entstammen den Arbeiten von Wüst (1961), Béthoux (1989) und Sparnocchia et al. (1994).

Während der Wintermonate kommt es im nordwestlichen Mittelmeer, im Ligurischen Becken zur Tiefenwasserbildung, da der Mistral, ein trockener, kontinentaler katabatischer Wind aus Norden und Nordwesten für eine erhöhte Verdunstung sorgt (MEDOC Group, 1970; Leaman, 1994) und die Vermischung und Abkühlung des MAW und LIW fördert. Dadurch sinken die Wassermassen ab und bilden in 800 bis 3000 m Wassertiefe das westmediterrane Tiefenwasser (WMDW), die Wassermasse mit dem größten Volumen im westlichen Becken, mit niedrigeren Temperaturen (12,75 bis 12,9°C) und Salinitäten (38,4 bis 38,48) als das MAW und LIW (La Violette, 1995).

Aus Abb. 4.2 wird deutlich, daß die heutige antiästuarine Zirkulation im Mittelmeer durch die nach Osten zunehmende Verdunstung und die Salinitätsgradienten angetrieben wird. Aufgrund der Tiefenkonvektionsprozesse wird weiterhin deutlich, daß die Mittelmeertiefenwasser heute ausreichend mit Sauerstoff versorgt werden. Eine Vorstellung hinsichtlich der Bildung des Sapropels S1, der vor 8 ka im östlichen Mittelmeer gebildet wurde, ist, daß sich aufgrund des verstärkten Frischwassereintrags, durch das Abschmelzen der alpinen Gletscher, die Ein- und Ausstromsituation wie sie heute vorliegt während der Sapropelbildung umgekehrt hatte, d.h. ästuarin vorlag, mit einem Tiefenwassereinstrom und Oberflächenausstrom (z.B. Olausson, 1961; Huang & Stanley, 1972). Ein weiterer Effekt eines solchen Frischwassereintrags wäre, daß sich die Tiefenkonvektionsvorgänge eingestellt haben könnten, der Sauerstoff durch die biologischen Prozesse im Oberflächenbereich schnell verbraucht würde und sich anoxische Bedingungen im Tiefenwasser entwickelten (vgl. Kapitel 1). Untersuchungen stabiler Isotope an planktischen und benthischen Foraminiferen im Gebiet westlich und östlich der Gibraltar Schwelle seit dem letzten glazialen Maximum belegen jedoch, daß der Mittelmeerausstrom zwar abgeschwächt war, aber Anzeichen einer Zirkulationsumkehr nicht vorliegen (Zahn et al., 1987; Vergnaud-Grazzini et al., 1989). Aus der Abb. 4.2 läßt sich ableiten, daß sich die Gradienten der Dichte σ_t des MAW und LIW reduzieren müßten, um eine Abschwächung der Zirkulation im Mittelmeer zu erreichen. Inwiefern sich Temperatur- und Salinitätsgradienten während der

Sapropelbildung im Mittelmeer verändert haben, soll anhand dieser Untersuchungen dokumentiert werden.

4.1.1 Regionale Ozeanographie im Bereich der Kernlokationen

Die ODP Bohrung 975B liegt am südlichen Menorca-Hang zwischen den Inseln Menorca und Mallorca im Norden und dem Süd-Balearen-Algerien Becken im Süden in 2415 m Wassertiefe. Die Hydrographie in diesem Gebiet (Abb. 4.3) wird durch Oberflächenwassermassen des Algerienstroms und von rezirkulierenden Oberflächenwassermassen aus der Balearen See beeinflusst. Der Algerienstrom ist durch großräumige (etwa 100 km Durchmesser), langsam antizyklonisch drehende Wirbel gekennzeichnet. Das MAW erscheint in diesem Strom nur bis nahe 0° geographischer Länge als schmaler gradliniger Strom entlang der Küste in Richtung Osten. Bei etwa 1-2°E werden Wassermassen aus dem Hauptstrom durch Advektion in Form von antizyklonischen Wirbeln weitertransportiert (Millot, 1985). Außerhalb benachbarter antizyklonisch drehender Wirbel und in Küstennähe (vgl. Abb. 4.3) kann es durch Einfluß der Corioliskraft zu divergenzbedingtem Wassermassenauftrieb kommen, der in diesem Gebiet zu erhöhter biologischer Produktivität im Oberflächenwasser führt (Arnone & La Violette, 1986; Raimbault et al., 1993). Im Süd-Balearen-Algerien Becken werden Wassermassen atlantischen Ursprungs gesammelt; das durch die Straße von Gibraltar eintretende Atlantikwasser und das bereits durch Verdunstung modifizierte atlantische Wasser, welches durch die Straße von Sardinien in die Ligurische See strömt (Millot, 1987). Die nördliche Grenze dieses Reservoirs bildet die „Nord-Balearen-Front“ (Abb. 4.3), durch die die Verbreitung des MAW gegenüber höher salinen, warmen Mittelmeerwasser (Garcia et al., 1994) auskartiert werden kann. Die Bohrung 975B liegt im Bereich des MAW Reservoirs südlich der Balearen Front und somit in der Durchstromregion für MAW in Richtung Osten. Oberflächensalinitäten liegen dort im Bereich von 37,25 bis 37,5 (La Violette, 1990). Etwa ein Drittel des MAW aus der Oberflächenströmung des ursprünglichen Algerienstroms erreicht das Tyrrhenische Meer.

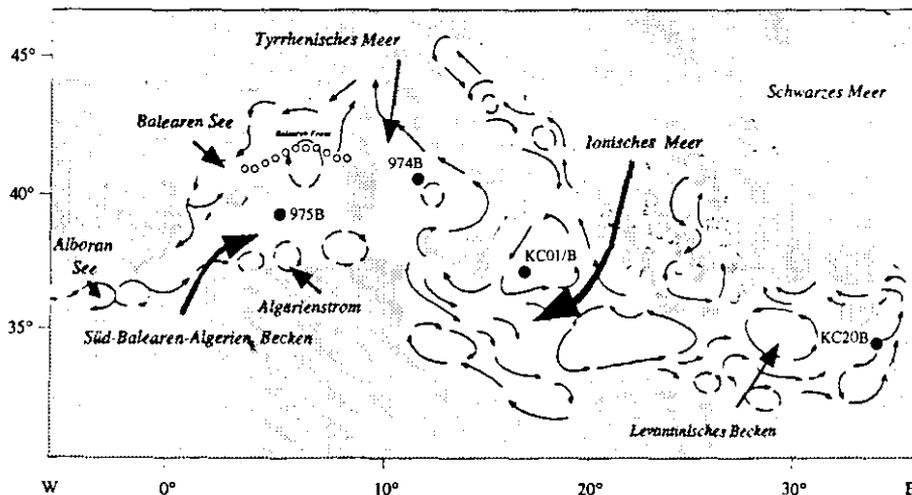


Abb. 4.3. Stationskarte und Oberflächenzirkulation im Mittelmeer (modifiziert nach Béthoux (1980) und Millot (1987)).

Das Tyrrhenische Meer, das Gebiet der Bohrung 974B (Abb. 4.3), hat durch den Korsika-Kanal im Norden mit einer Schwellentiefe von 350 m und dem Sardinien-Kanal im Süden mit einer maximalen Tiefe von etwa 2000 m morphologisch zwei Hauptöffnungen. Mit Ausnahme des EMDW, das durch die flache Sizilienschwelle (350 m) auf das östliche Mittelmeerbecken beschränkt bleibt, zir-

kulieren im Tyrrhenischen Meer die Wassermassen des gesamten Mittelmeeres. Durch die Straße von Sardinien im Süden breitet sich aus westlicher Richtung kommend MAW an der Oberfläche in Richtung Norden aus. Unterhalb dieser Wassermasse befindet sich in 250 bis 500 m Wassertiefe das Levantische Zwischenwasser (Astraldi & Gasparini, 1994), das aus dem östlichen Mittelmeerbecken ins Tyrrhenische Meer fließt. Zusammen mit dem Tiefenwasser (WMDW) in etwa 500 bis 3000 m Wassertiefe (Astraldi & Gasparini, 1994) breiten sich diese Wassermassen im Tyrrhenischen Meer in Richtung Norden aus und treten durch den Korsika-Kanal in die Ligurische See ein. Da der Korsika-Kanal maximal 350 m tief ist und dadurch das Tiefenwasser nicht austreten kann, rezirkuliert es im Tyrrhenischen Meer und fließt anschließend durch den Sardinien-Kanal wieder hinaus (Marullo et al., 1994). Die Oberflächenzirkulation im nördlichen und zentralen Gebiet des Tyrrhenische Meeres ist durch zyklonische und antizyklonische Wirbel gekennzeichnet. Die Bohrung 974B in 3454,1 m Wassertiefe liegt im Einflußbereich dieser Wirbel. Das südliche Gebiet wird hauptsächlich durch die von Süden in das Tyrrhenische Meer einströmenden Wassermassen charakterisiert. Die Zirkulation im Tyrrhenischem Meer unterliegt deutlichen saisonalen Schwankungen. Im Winter führt nach Norden ein Strom mit MAW entlang der italienischen Westküste durch den Korsika-Kanal bis in das Ligurische Becken. Im Sommer ist dieser Strom modifizierter atlantischer Wassermassen deutlich abgeschwächt und wird in die zyklonische Zirkulation vor der Straße von Bonifacio eingebunden. Somit ist im Sommer der Transport von MAW durch den Korsika-Kanal beschränkt und eine Verbindung zwischen der Straße von Sardinien und dem Korsika-Kanal nur im Winter gegeben (Artale et al., 1994). Die saisonalen Änderungen im östlichen Randstrom des Beckens wirken sich auch auf die räumliche Ausbreitung des Wirbels aus. Im Zusammenhang mit dem zyklonischen Wirbel im Norden tritt im Süden ein antizyklonischer Wirbel auf. Die grundsätzliche Antriebskraft beider Wirbel resultiert hauptsächlich aus dem das ganze Jahr über beständigen Westwind (Moen, 1984; May, 1982), der als „Windjet“ durch die Straße von Bonifacio an der Straßenöffnung seine stärkste Windkraft hat (Moen, 1984). Neben der Windkraft sind jedoch für den Antrieb der Wirbel auch die saisonalen Änderungen des östlichen Randstromes, die die Verbindung des Sardinien-Kanals mit dem Korsika-Kanal darstellt, zu berücksichtigen. Astraldi & Gasparini (1994) berechneten den saisonalen Wassermassentransport durch den Korsika-Kanal mit 0,16 Sv im Sommer und von 1,2 Sv im Winter. Dies bedeutet, daß dem zyklonischen Wirbel im Norden für seine physikalischen und dynamischen Vorgänge saisonal unterschiedlich Energie aus dem Wassermassentransport des östlichen Randstromes zugeführt wird. Da im Sommer der Wassermassentransport durch den Korsika-Kanal stark reduziert ist und Wassermassen bereits vorher in die Zirkulation des zyklonischen Wirbels eingebunden werden, entwickelt sich dieser Wirbel mit zonaler Orientierung zu dem dominanten Wirbelsystem im Tyrrhenischen Meer (Artale et al., 1994; Astraldi & Gasparini, 1994). Im Winter, wenn der östliche Randstrom verstärkt ist, verringert sich seine zonale Ausbreitung. Durch den Windstress und den Einfluß der Corioliskraft kommt es vor der Öffnung der Straße von Bonifacio und innerhalb des zyklonisch drehenden Wirbels zur Bildung von Divergenzzonen und daraus resultierend zum Auftrieb kälterer Wassermassen. Die Temperaturen des nördlichen Wirbels schwanken von April bis Oktober zwischen 12 und 19,4°C (Marullo et al., 1994). Innerhalb des antizyklonisch drehenden Wirbels resultieren Absinkprozesse. Da diese Wirbelsysteme das ganze Jahr über gleichermaßen orientiert sind und auch die Westwinde ganzjährig auftreten, werden Auftriebs- und Absinkprozesse von Wassermassen das ganze Jahr über beobachtet (Astraldi & Gasparini, 1994). Höhere Salinitäten östlich der Straße von Bonifacio und innerhalb des zyklonischen Wirbels dokumentieren vertikale Vermischung des MAW mit höher salinem LIW (Astraldi & Gasparini, 1994). Das im Algerienstrom durch

die südliche Öffnung ins Tyrrhenische Meer einfließende MAW sorgt für die Verbreitung niedrig saliner Oberflächenwasser mit deutlichen saisonalen Änderungen und großen horizontalen Gradienten. Bei Eintritt des MAW ins Tyrrhenische Meer liegen die Salinitäten bei 36,8 und steigen bis auf 38,2 und 38,4 in den Zentren der nördlichen und südlichen Wirbelsysteme. Im Gebiet der Bohrung 974B liegen Salinitäten von etwa 38 vor.

Im Ionischen Becken im Bereich des Pisano Plateaus liegt in 3640 m Wassertiefe die Lokation von Kern KC01/B (Abb. 4.3). Aus Abb. 4.3 läßt sich schließen, daß die Wassermassen dieses Gebietes durch Wassermassen aus drei Gebieten des Mittelmeeres geprägt werden. Einströmendes MAW durch die Straße von Sizilien mit einer Salinität von etwa 37,32 an der Oberfläche, Wassermassen aus der Adria in mittlerer Tiefe mit Salinitäten von 38,6 und aus dem östlichsten Mittelmeer kommendes levantinisches Zwischenwasser ($S = 39,05$) vermischen sich und rezirkulieren in einem zyklonisch drehenden Wirbelsystem. Die Strömungen ins östliche Levantinen Becken werden als Fortsetzung der nordafrikanischen Strömung bezeichnet (Robinson et al., 1987). Südöstlich von Zypern teilt sich diese Strömung in eine nördliche und eine westliche Komponente bis ins Zentrum des Levantinen Beckens auf. Somit ist die Oberflächenzirkulation im Levantinen Becken zwischen Zypern und der ägyptischen Küste zyklonisch orientiert (Robinson et al., 1987). Die Bohrung KC20B (Abb. 4.3) liegt im Einflußgebiet des zyklonisch drehenden Wirbels in 882 m Wassertiefe. In diesem Bereich kommt es durch höchste Evaporationsraten zu Konvektionsprozessen, die zur Bildung levantinischen Zwischenwassers führen. Dieses Zwischenwasser ist durch ein Salinitätsmaximum in mittlerer Tiefe zwischen 100 und 300 m (Robinson et al., 1987) gekennzeichnet.

Aus diesen Erläuterungen wird deutlich, daß die Hydrographie in den Gebieten Balearen Hang, Tyrrhenisches Meer, Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount von einströmenden und sich nach Osten hin ausbreitenden Wassermassen atlantischen Ursprunges (MAW) beeinflusst ist, mit denen Änderungen in der Temperatur und der Salinität verbunden sind. Durch Auftriebsprozesse in Gebieten, in denen die Oberflächenzirkulation durch zyklonische Wirbel charakterisiert ist, wie z.B. im Gebiet des Pisano Plateaus und im Levantinen Becken (vgl. Abb. 4.3), werden die Temperatur- und Salinitätsbedingungen an der Oberfläche ebenfalls beeinflusst. Bei der Interpretation rekonstruierter Paläotemperaturen und -salinitäten muß sowohl die rezente Variabilität von Temperatur und Salzgehalt berücksichtigt werden, als auch die Prozesse, die zu veränderten Temperatur- und Salinitätsbedingungen im Oberflächenwasser führen.

4.1.2. Sapropel und ihre Definitionen im Europäischen Mittelmeer

Sedimente mit erhöhten Konzentrationen an organischem Kohlenstoff (Sapropel) sind ein charakteristisches Merkmal pleistozäner, pliozäner und miozäner Sedimentabfolgen im östlichen Mittelmeer (Kullenberg, 1952; Olausson, 1961; Cita et al., 1977; Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Williams et al., 1978; Kidd et al., 1978; Rossignol-Strick et al., 1982; Calvert, 1983; Fontugne & Calvert, 1992; Béthoux, 1993 u.v.a.m.). Das Vorkommen von Sapropelen wurde erstmals durch Bradley (1938) publiziert. Kidd et al. (1978) definierten Sapropel als diskrete Lagen mit einer Mächtigkeit von mindestens einem Zentimeter und einer Konzentration an organischem Kohlenstoff von mindestens 2 Gew.%. Ähnlich wurden sapropelartige Lagen definiert, deren Konzentrationen organischen Kohlenstoffs zwischen 0,5 und 2,0 Gew.% lagen. Sapropel und sapropelartige Lagen sind im östlichen Mittelmeer „normalen“ hemipelagischen Sedimenten seit dem mittleren Miozän zwischengelagert. Der Begriff Sapropel wird ausschließlich für Sedimente mit hohen Konzentrationen an organischem

Kohlenstoff benutzt, die im offenen marinen Milieu zur Ablagerung gekommen sind (Kidd et al., 1978; Emeis et al., 1991). Durch weitere Untersuchungen wurden Sapropel zusätzlich zur bestehenden Definition als feinlaminierte (Nesteroff, 1973; Stanley, 1985), schwarze, an organischem Kohlenstoff angereicherte Sedimente definiert, mit hohen Konzentrationen an Eisensulfiden und anderen Sulfiden, die paragenetisch mit den Eisensulfiden in anaeroben Gebieten auftreten (Calvert, 1983; Sutherland et al., 1984). Sie kommen zyklisch in Sedimentsequenzen vor (Rossignol-Strick, 1983; 1985; u.a.) und enthalten häufig gut erhaltene planktische Mikrofossilien, wie Foraminiferen, sind jedoch verarmt an benthischen Mikrofossilien (Williams et al., 1978). Im Gegensatz zur Definition von Kidd et al. (1978) bezeichnet Hilgen (1991b) Sapropel als Sedimente mit Konzentrationen an organischem Kohlenstoff, die höher als die des Hintergrundsedimentes sind. Zusätzlich korrelierte Hilgen (1991a) die charakteristischen sedimentären Zyklen der pliozänen und pleistozänen Sapropel in den marinen Sequenzen Süditaliens mit den Änderungen von Präzession und Exzentrizität. Die Bestimmung der Phasenbeziehungen zwischen den sedimentären und orbitalen Zyklen zeigten, daß das stratigraphische Sapropelvorkommen mit Präzession-Index-Minima übereinstimmten (Hilgen, 1991a; Lourens, 1994).

Während der ODP Bohrkampagne 107 (Kastens, Mascle et al., 1990; Emeis et al., 1991) konnten auch im Tyrrhenischen Meer pleistozäne und pliozäne Sapropelsequenzen erbohrt werden. Ihre stratigraphische Korrelation zu den Sapropelen im östlichen Mittelmeer ist jedoch noch unklar. Frühpleistozäne, pliozäne und miozäne Sapropel sind außerdem von Landsektionen in Süditalien und auf Sizilien bekannt (Hilgen, 1991a,b). Seit der ODP Bohrkampagne 161 (Comas, Zahn, Klaus et al., 1996) ist das Vorkommen von Sapropelen und sapropelartigen Sedimenten auch im Gebiet der Balearen und sogar in der Alboran See bekannt. In dieser Dissertation wird für die Charakterisierung der Sapropel im östlichen und westlichen Mittelmeer auf die Definition von Hilgen (1991a,b) zurückgegriffen.

4.2. Material und Methoden

4.2.1. Das Untersuchungsgebiet

Im Rahmen des MAST-II Projektes (Marflux/Paleoflux) wurden während der *Marion Dufresne* Fahrt MD69 im Ionischen Meer, im Gebiet des Calabrischen Rückens am Pisano Plateau und im Levantinen Becken am Eratosthenes Seamount u.a. zwei Bohrungen (Abb. 4.3) abgeteuft (KCO1/B; 36°15.3'N 17°44.3'E, in 3640 m Wassertiefe, KC20B; 33°40.56'N 32°42.59'E in 882 m Wassertiefe). Mit insgesamt 210 Proben wurden die Sapropelintervalle dieser Sedimentkerne hochauflösend (1-2 cm Abstand) beprobt. Grund der Untersuchungen war der Versuch der Rekonstruktion von Temperaturen und Salinitäten mit Hilfe langkettiger Alkenone ($C_{37,3}$ und $C_{37,2}$) und Sauerstoffisotopen planktischer Foraminiferen zur Zeit der Sapropelbildung. In Fortsetzung zu diesen Arbeiten wurden während der ODP Bohrkampagne 160 und 161 im östlichen und westlichen Mittelmeer weitere Bohrungen abgeteuft, um u.a. Zirkulationsmuster im gesamten Mittelmeer während des Känozoikums zu rekonstruieren. Ein besonderer Schwerpunkt lag auf der Rekonstruktion hydrographischer Gradienten während der Sapropelbildung. Um ergänzend zu den Sapropeluntersuchungen im Osten, auch Anhaltspunkte zur Hydrographie des westlichen Mittelmeeres zur Zeit der Sapropelbildung zu erhalten, erfolgte für diese hier vorliegende Arbeit die Beprobung der Bohrungen im Tyrrhenischen Meer (ODP Site 974B; 40°21.362'N 12°08.516'E, in 3454,1 m Wassertiefe) und im Gebiet des Balearn Hanges (ODP Site 975B; 38°53.786'N 04°30.596'E, in 2415,5 m Wassertiefe) (Abb. 4.2). Die Probenauflösung entsprach der für die östlichen Sedimentkerne, in denen innerhalb der Sapropel alle 1-2

cm beprobt wurde. Zusätzlich wurden ober- und unterhalb der beprobten Sapropelintervalle noch je zwei Proben im Abstand von 5 cm genommen.

4.2.2. Zusammenhänge zwischen Temperatur, Salinität und dem $\delta^{18}\text{O}$ Signal planktischer Foraminiferen für paläoklimatische Rekonstruktionen

Paläoklimatische Interpretationen basieren neben Temperatur- und Produktivitätsrekonstruktionen auch auf Unterschiede in der Zusammensetzung stabiler Sauerstoff-Isotope der Wassermoleküle. Da sowohl Wasserstoff als auch Sauerstoff stabile Isotope haben (^1H , ^2H , ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O), gibt es verschiedene Kombinationsmöglichkeiten in der isotopischen Zusammensetzung der Wassermoleküle. In der Paläoklimatologie sind jedoch nur die Verhältnisse $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ und $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ interessant. Beide Moleküle werden im Folgenden nur kurz als H_2^{16}O und H_2^{18}O bezeichnet. Da der Dampfdruck von H_2^{16}O höher als der von H_2^{18}O ist, erfolgt bei der Verdunstung eine Isotopenfraktionierung, bei der sich im Wasser H_2^{18}O relativ zu H_2^{16}O anreichert. Im Wasserdampf reichert sich in umgekehrter Weise das H_2^{16}O relativ zu H_2^{18}O an. Bei der Kondensation erfolgt aufgrund des niedrigeren Dampfdrucks des H_2^{18}O eine relative Anreicherung von H_2^{18}O zu H_2^{16}O im Wasser (Dansgaard, 1961). Bei weiterer Kondensation erfolgt eine stetige Entfernung des H_2^{18}O aus dem Wasserdampf, der sich gleichzeitig relativ an H_2^{16}O anreichert. Geographisch bedeutet dies, daß sich der Wasserdampf mit zunehmender Entfernung von der Verdunstungsquelle an ^{18}O verringert bzw. an ^{16}O anreichert. Niederschläge an den Polen sind somit isotopisch leichter als am Äquator. Aus diesen Verhältnissen wird auch deutlich, daß die Sauerstoff-Isotopenfraktionierung bei Kondensation und Verdunstung temperaturabhängig ist. Während der Glazialzeiten wurde isotopisch leichteres Wasser aus den Meeren entfernt, um kontinentale Eismassen zu bilden. Dieser Prozeß ist mit einer Abnahme des Meeresspiegels und einem Anstieg des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisses ($\delta^{18}\text{O}$) im Meerwasser verbunden. Nach den Untersuchungen von Chappel & Shackleton (1986) und Fairbanks (1989) entspricht eine Meeresspiegelabnahme von einem Meter einer Zunahme von 0,01‰ im $\delta^{18}\text{O}$ Wert. Der als Folge dieses Fraktionierungsvorgangs bezeichnete „Eiseffekt“ beschreibt die Speicherung isotopisch leichteren Wassers an den Polen.

Wenn Calciumcarbonat (CaCO_3) aus dem Meerwasser ausfällt, z.B. wenn Foraminiferen CaCO_3 zum Aufbau ihres Gehäuses einbauen, ist das CaCO_3 etwas höher an ^{18}O konzentriert als das umgebende Meerwasser. Dieser Fraktionierungsprozeß zwischen CaCO_3 und Meerwasser ist temperaturabhängig, wobei mit abnehmenden Temperaturen die ^{18}O -Konzentration im CaCO_3 zunimmt. Mit den abnehmenden Temperaturen in Glazialzeiten hätte dies demnach einen Anstieg des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisses (positive $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) im carbonatischen Foraminiferengehäuse zur Folge (0,25‰ Zunahme pro 1°C Temperaturabnahme; Epstein et al., 1953; Shackleton, 1974), da das Isotopensignal des Foraminiferengehäuses linear mit der umgebenden Wassertemperatur korreliert. Diese temperaturabhängige Sauerstoff-Isotopenfraktionierung zwischen Carbonat und Wasser wurde theoretisch und experimentell bestimmt (McCrea, 1950; Epstein et al., 1953 u.a.) und in Form einer Paläotemperaturgleichung für bestimmte Temperaturbereiche optimiert (Shackleton, 1974; Erez & Luz, 1983; Wefer & Berger, 1991). Da Temperaturänderungen auch Änderungen in der Dichte des Meerwassers hervorrufen und Verdunstung und Niederschlag den Salzgehalt von Meerwasser ändern, wird das $\delta^{18}\text{O}$ Signal der Foraminiferen neben Temperatur und globalem Eisvolumen auch von der Salinität beeinflusst. Formal wird dieser Zusammenhang nach Broecker (1989a,b) wie folgt beschrieben:

$$\Delta\delta^{18}\text{O}_f = a - b\Delta T - c(S-S^*)$$

In dieser Formel beschreibt $\Delta\delta^{18}\text{O}_f$ die relative Änderung des Sauerstoff-Isotopensignals der Foraminiferenschale, a den Eiseffekt, b die Änderung des $\delta^{18}\text{O}_f$ pro 1°C Temperaturänderung, ΔT die Temperaturänderung und c die Änderung des $\delta^{18}\text{O}_w$ des Wassers pro 1 Salinitätsänderung. Die Abweichung der rezenten lokalen Salinität (S) von der Paläosalinität (S^*) wird durch $(S-S^*)$ beschrieben. Nach den Untersuchungen von Stahl & Rinow (1973) gilt für das rezente Mittelmeer $c = 0.41$. Neuere Untersuchungen von Pierre (im Druck) zeigen jedoch, daß eine Salinitätsänderung von 1 mit einer Änderung von $0,27\text{‰}$ im $\delta^{18}\text{O}_w$ für das Mittelmeer gilt. Die temperaturabhängige Isotopenfraktionierung unterscheidet sich in den einzelnen Spezies, so daß b (Änderung des $\delta^{18}\text{O}_f$ pro 1°C Temperaturänderung) speziesabhängig ist. Duplessy et al. (1981) ermittelten für die planktische Foraminifere *G. ruber* im Indischen Ozean einen Temperatureffekt von $-0,2\text{‰}$. Duplessy et al. (1991) beobachteten im Nordatlantik, daß das Sauerstoff-Isotopenverhältnis der rezenten planktischen Foraminiferen *G. bulloides* und *N. pachyderma* (sinistral) 1°C bzw. $2,5^\circ\text{C}$ niedrigere Temperaturen als Sommer-SST reflektieren.

Temperaturänderungen lassen sich unabhängig von Salinitätsänderungen aus den von *Prymnesiophyceae* biosynthetisch produzierten Alkenonen ableiten (Sonzogni et al., 1997). Mit dem Alkenontemperatursignal ist somit ein wichtiger Temperaturproxy gegeben, mit dem die Möglichkeit besteht, zusammen mit Messungen der Sauerstoff-Isotopen planktischer Foraminiferen relative Änderungen in der Paläosalinität abzuleiten und zu berechnen. Im Folgenden wird die Vorgehensweise beschrieben, wie in dieser Arbeit Paläosalinitäten berechnet werden.

Durch die Kombination der Alkenontemperaturen und der Sauerstoff-Isotopensignale der planktischen Foraminiferen *G. bulloides* und *G. ruber* wurden mit der Temperaturgleichung von Erez & Luz (1983), die für den Temperaturbereich $14-30^\circ\text{C}$ optimiert ist, die $\delta^{18}\text{O}_w$ Werte bestimmt:

$$T (^\circ\text{C}) = 17,0 - 4,52 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,03 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

Hierbei wurden für die Temperaturen T die berechneten Alkenontemperaturen (berechnet nach Prahl et al., 1988) eingesetzt. $\delta^{18}\text{O}_c$ beschreibt die relative Abweichung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisses im Carbonatgehäuse der planktischen Foraminiferen vom $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnis des PDB Standards. Die Methodik zur Sauerstoff-Isotopenanalyse und Alkenonanalyse wurde bereits in Kapitel 2 ausführlich beschrieben. Durch diese bekannten Größen konnten die $\delta^{18}\text{O}$ Werte des Wassers ($\delta^{18}\text{O}_w$) bestimmt werden.

Da jedoch das $\delta^{18}\text{O}$ Signal der planktischen Foraminiferen neben Temperatur- und Salinitätsänderungen auch von Änderungen im globalen Eisvolumen beeinflusst wird, wurde das $\delta^{18}\text{O}$ Signal der planktischen Foraminiferen zuvor neben dem speziesabhängigen Temperatureffekt (für *G. ruber* um $-0,2\text{‰}$; Duplessy et al., 1981 und für *G. bulloides* um $-0,25\text{‰}$; Duplessy et al., 1991) noch um den sogenannten „Eiseffekt“ bereinigt, indem das $\delta^{18}\text{O}_{w\text{ ice}}$ (Vogelsang, 1990) vom $\delta^{18}\text{O}$ Signal der Foraminiferenschalen ($\delta^{18}\text{O}_c$) abgezogen wurde.

$$\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_{T\ G.\ ruber,\ T\ G.\ bulloides} - \delta^{18}\text{O}_{w\ ice} = \delta^{18}\text{O}_c\ \text{korrigiert}$$

Der $\delta^{18}\text{O}_w$ Wert des Wassers und die Salinität werden durch Niederschlag und Verdunstung kontrolliert (Dansgaard, 1964; Joussaume et al., 1984), wobei zwischen dem $\delta^{18}\text{O}_w$ Wert und der Salinität eine lineare Korrelation besteht (Craig & Gordon, 1965 u.a.). Regionale Unterschiede dieser Wassermassen-Parameter drücken sich in unterschiedlichen Geradensteigungen aus. Für das rezente

Mittelmeerwasser ist die Steigung der $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehung 0,27 (Pierre, im Druck; Abb. 4.4). Da nur die $\delta^{18}\text{O}$ Zusammensetzung des rezenten Mittelmeeres ($\delta^{18}\text{O}_w$) bekannt ist, nicht aber die zur Zeit der Sapropelbildung, muß eine Abschätzung des glazialen $\delta^{18}\text{O}_w$ gemacht werden, da in Glazialzeiten die höchsten $\delta^{18}\text{O}_w$ Differenzen, verglichen mit den rezenten $\delta^{18}\text{O}_w$ Verhältnissen, erwartet werden. Für die interglazialen Bedingungen wird bei einer durchschnittlichen Salinität von 38 die $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehung des rezenten Mittelmeeres benutzt (0,27‰ $\delta^{18}\text{O}$ pro Salinitätseinheit; Pierre, im Druck). Für die glazialen Bedingungen werden $\delta^{18}\text{O}_w$ Werte von -30‰ (SMOW) und -40‰ (SMOW) angenommen (Abb. 4.4).

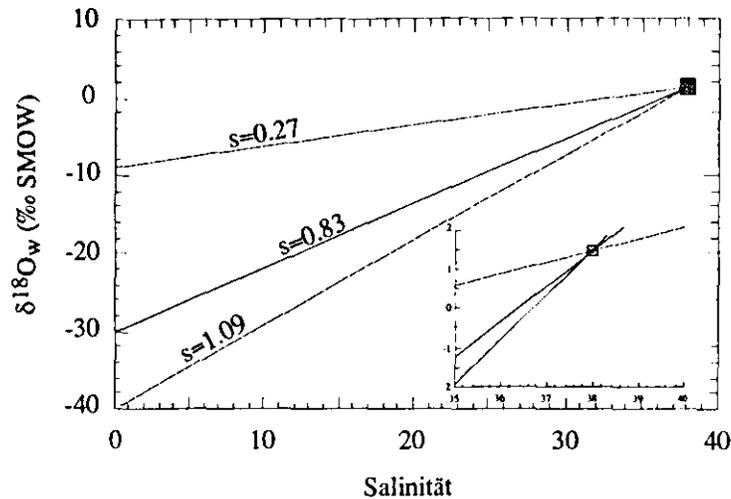


Abb. 4.4.a: Abschätzung der $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehung für Glazialzeiten im Mittelmeer im Vergleich rezenter $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbedingungen (Pierre, im Druck).

Mit Hilfe der in Abb. 4.4 dargestellten $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehungen werden für das glaziale Mittelmeer $\delta^{18}\text{O}_w$ Werte von 1,54‰ (SMOW) bzw. 1,42‰ (SMOW) berechnet. Die aus der Temperaturgleichung von Erez & Luz (1983) berechneten $\delta^{18}\text{O}_w$ Werte werden von den PDB Carbonatwerten in SMOW Werte durch die Gleichung von Hut (1987) umgerechnet:

$$\delta^{18}\text{O}_{w\text{PDB}} = 0.99973 \times \delta^{18}\text{O}_{w\text{SMOW}} - 0,27$$

Salinitäten wurden anschließend durch die folgenden Gleichungen berechnet:

$$S_1 = \frac{\delta^{18}\text{O}_w + 8.9}{0.27}$$

$$S_2 = \frac{\delta^{18}\text{O}_w + 30}{0.83}$$

$$S_3 = \frac{\delta^{18}\text{O}_w + 40}{1.09}$$

Hierbei beschreiben S_2 und S_3 die Salinitäten während der Carbonatbildung im Glazial. S_1 ist die rezente lokale Salinität (Pierre, im Druck), die hier stellvertretend für interglaziale Bedingungen angewendet wird.

Um lokale Salinitäten im Mittelmeer berechnen zu können, müssen die berechneten Salinitäten S_1 , S_2 und S_3 weiterhin um die globalen Salinitätsänderungen, die auf unterschiedliche Meeresspie-

gelstände im Laufe der Erdgeschichte zurückgehen, korrigiert werden. Da der Meeresspiegel während des letzten glazialen Maximums um etwa 120 m abgesenkt war (Fairbanks, 1989) hatte dies zur Folge, daß sich die Salinität global um etwa eine Einheit erhöhte (Abb. 4.4.b). Aus dieser Beziehung wurden die Salinitätseinflüsse ΔS für die letzten 300 ka in Abb. 4.4.b dargestellt. Für die Salinitätsrekonstruktionen im Mittelmeer wurde daher der Salinitätseinfluß, der auf Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen ist, zu den berechneten lokalen Salinitäten S_1 , S_2 und S_3 addiert.

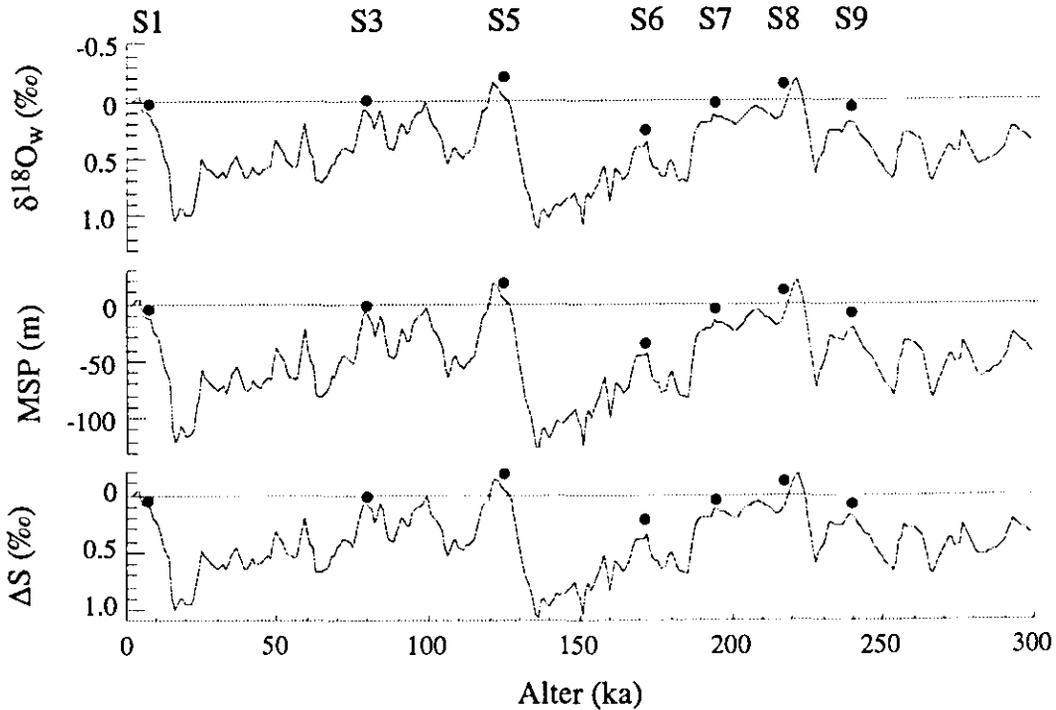


Abb. 4.4.b: Darstellung der relativen Salinitätsänderungen (ΔS) infolge der Meeresspiegelschwankungen (MSP) (modifiziert nach Vogelsang, 1990; Fairbanks, 1989) unter Berücksichtigung der stratigraphische Positionen der Sapropelle S1 bis S9.

Das Sauerstoff-Isotopenverhältnis in den Carbonatschalen der Foraminiferen enthält auch art-spezifische $\delta^{18}\text{O}$ Fraktionierungen, die als sogenannte „Vitaleffekte“ bezeichnet werden (Urey et al., 1951). Die auch im Mittelmeer, vorkommende planktische Foraminifere *G. bulloides* baut ihr Gehäuse mit einer positiven Verschiebung von $+0,5\text{‰}$ (Vitaleffekt) zum Isotopengleichgewicht auf (Hemleben et al., 1989). *G. ruber* (weiß), eine weitere planktische Foraminifere im rezenten Mittelmeer zeigt relativ hohe Vitaleffekte, die je nach Autor zwischen $-0,2\text{‰}$ und $-0,8\text{‰}$ liegen (Deuser, 1987; Fairbanks et al., 1982 u.a.). Da keine genauen Aussagen darüber getroffen werden können, inwiefern sich diese Vitaleffekte der rezenten Formen auch auf ältere *G. bulloides* bzw. *G. ruber* übertragen lassen, werden diese Effekte in den folgenden Interpretationen zwar berücksichtigt, jedoch in den Berechnungen bleiben sie unkorrigiert.

Die Verknüpfung von Alkenontemperaturen und $\delta^{18}\text{O}$ Signalen planktischer Foraminiferen, wie sie bereits von Rostek et al. (1993) benutzt wurden, um Paläosalinitäten im Arabischen Meer zu rekonstruieren, enthalten jedoch Unsicherheiten, die die Möglichkeiten der Paläosalinitäten für eine paläoozeanographische Interpretation begrenzen. Die $\delta^{18}\text{O}$ Signale der planktischen Foraminiferen *G. bulloides* und *G. ruber* und die Temperatursignale der alkenonproduzierenden Prymnesiophyceae

reflektieren nicht die gleiche Saison und nicht die gleiche Wassertiefe. *G. bulloides* bevorzugt ein Tiefenhabitat zwischen 50 und 200 m (Hemleben & Spindler, 1983), wohingegen *G. ruber* in den oberen 30 m der Wassersäule lebt (Hemleben & Spindler, 1983). Untersuchungen ihrer Sauerstoffisotopen zeigen eine Korrelation mit April-Mai-Temperaturen bzw. Oktober-November-Temperaturen (Kallel et al., 1997). Die alkenonsynthetisierenden Prymnesiophyceae *E. huxleyi* bevorzugen dagegen im Mittelmeer die durchmischte Oberflächenschicht (20 bis 50 m) von März bis November (Knappertsbusch, 1993). Untersuchungen an Sinkstoffallenmaterial im nordwestlichen Mittelmeer weisen darauf hin, daß die Alkenonproduktion im Mittelmeer von Frühjahr bis Herbst in Tiefen zwischen 30 und 50 m erfolgt (Ternois et al., 1996). Die Alkenontemperaturen der Oberflächensedimente reflektieren SST im Jahresdurchschnitt (Ternois et al., 1996).

E. huxleyi, der Hauptproduzent für Alkenone im Ozean (Volkman et al., 1980a; Marlowe et al., 1984a) existiert seit etwa 268 ka (Thierstein et al., 1977). SST Abschätzungen sind daher nur für Sedimente jünger als 268 ka möglich. Alkenone aus Sedimenten älter als 268 ka können nicht von *E. huxleyi* synthetisiert worden sein. Temperaturen, die vom U^{k}_{37} Index und von einer *E. huxleyi*-Temperaturkalibrierungsgleichung abgeleitet werden, beinhalten daher Fehler. Seit den Untersuchungen durch Volkman et al. (1995) ist jedoch auch für die rezente und im Mittelmeer seit etwa 1,5 Millionen Jahren auftretende Spezies *G. oceanica* eine U^{k}_{37} -Temperaturbeziehung bekannt. Inwiefern sich diese U^{k}_{37} -Temperaturbeziehung auch auf Sedimente älter als 268 ka übertragen läßt, ist nicht bekannt. Da die Trends und Geradensteigungen der U^{k}_{37} -Temperaturbeziehung von *G. oceanica* (Volkman et al., 1995) und *E. huxleyi* (Prah & Wakeham, 1988) einander ähneln (vgl. Abb. 1.2), werden die U^{k}_{37} -SST älterer Sedimente benutzt, um generelle Änderungen der SST Trends zu erläutern.

Ein weiterer Aspekt, der bei der Rekonstruktion von Paläosalinitäten und -temperaturen berücksichtigt werden muß, liegt in der Interpretation der vom U^{k}_{37} Index abgeleiteten SST im Bereich oberhalb der Sapropel, der möglicherweise durch postsedimentäre Oxidationsprozesse den organischen Inhalt verändert hat. Eine Veränderung des U^{k}_{37} Indexes infolge von Oxidationsprozessen läßt sich aus der Tatsache ableiten, daß höher untersättigte Alkenone wie z.B. $C_{37.4}$ und $C_{37.3}$ eine höhere Reaktivität besitzen als $C_{37.2}$ Alkenone und daher eher oxidativ abgebaut werden. Obwohl diese oxidativen Artefakte oberhalb der Sapropel möglicherweise nur gering sind, bleiben sie dennoch für Salinitätsrekonstruktionen unberücksichtigt.

Da diese Erläuterungen die Schwächen in der Rekonstruktion von Paläosalinitäten klar herausstellen, stellen die in dieser Untersuchung berechneten Salinitäten nur Schätzwerte dar, deren Aussagekraft in der Interpretation regionaler Unterschiede liegt.

4.3. Ergebnisse

4.3.1. Vorkommen und stratigraphische Korrelation von Sapropelen

Seit Beginn der Untersuchungen an Sapropelen im Mittelmeer wurde davon ausgegangen, daß sie in ihrem Vorkommen auf das östliche Mittelmeerbecken und das Tyrrhenische Meer beschränkt sind. Während der ODP Bohrkampagne 161 konnten auch im Gebiet des Balearen Hanges (Site 975) pliozäne bis pleistozäne Sedimentsequenzen erbohrt werden, an denen deutlich höhere Konzentrationen an organischem Kohlenstoff gemessen wurden als im Hintergrundsediment, die der Definition von Hilgen (1991a, b) zufolge als Sapropel bezeichnet werden.

Um Änderungen in der Hydrographie des westlichen und östlichen Mittelmeerbeckens, die zur Zeit der Sapropelbildung stattgefunden haben, herauszuarbeiten, ist zunächst die stratigraphische Korrelation der Sapropelvorkommen am Balearen Hang und im dem Tyrrhenischen Meer zum Auftreten der Sapropelle im östlichen Mittelmeer notwendig. In Abb. 4.5 sind die im westlichen Mittelmeer beprobten Sapropelle stratigraphisch eingestuft. Da bislang nur für die Bohrung am Balearen Hang (Site 975B) eine Sauerstoff-Isotopenstratigraphie (Pierre et al., einger.) vorliegt, basiert die zeitliche Einstufung der erbohrten Sapropelle im Tyrrhenischen Meer (Bohrung 974B) auf biostratigraphischen (de Kaenel & Siesser, einger.) und paläomagnetischen Grenzen (Comas, Zahn, Klaus et al., 1996). Im Hinblick auf die paläomagnetischen Altersdatierungen ist zu berücksichtigen, daß in allen Bohrungen der ODP Bohrkampagne 161 die natürlichen Signale magnetisierbarer Minerale, die für die Bestimmung der magnetostratigraphischen Grenzen nötig sind, stark durch eine sekundäre, während des Bohrvorganges auftretende Magnetisierung überprägt wurden (Curry, Shackleton, Richter, et al., 1995; Comas, Zahn, Klaus et al., 1996). Durch die Störungen der ursprünglichen magnetischen Signale enthält die paläomagnetische Grenze wie sie in Abb. 4.5 für den Kern 974B angegeben ist möglicherweise Ungenauigkeiten. Die Ursache dieser störenden sekundären Magnetisierungen ist noch nicht vollständig geklärt, wird aber in Zusammenhang mit einem in situ Temperaturmesser gebracht. Weiterhin zeigten Untersuchungen von Channell et al. (1990a,b) im Tyrrhenischen Meer, daß detritischer Titanmagnetkies während fortschreitender Diagenese und bei reduzierenden Bedingungen mit zunehmender Kerntiefe verstärkt gelöst wird. Diese Lösungsvorgänge haben den feinkörnigen Magnetit als Signalträger der ursprünglichen Magnetisierung im Tyrrhenischen Meer zerstört (Channell et al., 1990a,b).

Die Klassifizierung der Sapropelle (Abb. 4.5) 501 bis 532 bzw. 401 bis 420 (Murat, einger.) bezieht sich auf die erbohrten Sedimente mit erhöhten Konzentrationen an organischem Kohlenstoff am Balearen Hang (500er Nummern) bzw. im Tyrrhenischen Meer (400er Nummern). Diese Sapropelle wurden mit den bekannten und orbital datierten Sapropelen S1 bis S12 (Lourens et al., 1996) aus dem östlichen Mittelmeer verglichen und korreliert. In Bohrung 975B wurden vier von sieben Sapropelen, die sich während der letzten 500 ka gebildet haben, beprobt. Ihre durchschnittlichen TOC-Konzentrationen betragen 1,47 Gew.% (501), 1,17 Gew.% (505), 1,24 Gew.% (506) und 0,60 Gew.% (507) (vgl. Tab. 2, Anhang). Verglichen mit den TOC-Konzentrationen des Hintergrundsedimentes, die zwischen 0,05 Gew.% und 0,37 Gew.% schwanken, liegen die Konzentrationen in den Sapropelen bis zu 4-fach erhöht vor. Basierend auf der Sauerstoff-Isotopenstratigraphie von Pierre et al. (einger.) wurde der jüngste Sapropel (501) der Bohrung 975B vor etwa 122 ka im Sauerstoff-Isotopenstadium 5 (71 ka bis 128 ka; Imbrie et al., 1984) gebildet und korreliert wahrscheinlich mit dem Sapropel S5 (124 ka; Lourens et al., 1996). Die Sapropelle 502, 503 und 504 sind in dem Kern 975B nicht belegt. Die Untersuchungen von Pierre et al. (einger.) zeigen jedoch, daß es sich bei den Sapropelen 502 (168 ka; 975D), 503 (171 ka; 975D) und 504 (173 ka; 975C) um den Sapropel S6 handeln könnte, der ein Alter von 172 ka (Lourens et al., 1996) aufweist. In der Bohrung 975B korreliert der Sapropel 505, der ein Alter von 176 ka aufweist, wahrscheinlich mit dem im Sauerstoff-Isotopenstadium 6 auftretenden Sapropel S6. Der Sapropel 506 der Bohrung 975B, im Sauerstoff-Isotopenstadium 7 (186 ka bis 245 ka; Imbrie et al., 1984) mit einem Alter von 194 ka korreliert mit dem S7 (195 ka; Lourens et al., 1996). Als zweiter Sapropel im Sauerstoff-Isotopenstadium 7 erscheint in der Bohrung 975B der Sapropel 507, der mit einem Alter von 239 ka wahrscheinlich mit dem Sapropel S9 korreliert (240 ka; Lourens et al., 1996). Es wird aus der stratigraphischen Einstufung der Sapropelle 506 und 507 deutlich, daß der Sapropel S8 am Balearen Hang entweder nicht gebildet wurde oder möglicherweise auf-

grund von Oxidationsvorgängen („burn down“) in der Sedimentabfolge nicht mehr als Lage mit erhöhten TOC-Konzentrationen sichtbar ist. Vor etwa 331 ka wurde im Sauerstoff-Isotopenstadium 9 am Balearen Hang der Sapropel 508 gebildet, der mit dem Sapropel S10 (331 ka; Lourens et al., 1996) korreliert. Die Sapropel 509 (405 ka) und 511 (481 ka) korrelieren mit den Sapropelen S11 (407 ka; Lourens et al., 1996) und S12 (483 ka; Lourens et al., 1996). Am Balearen Hang wurde ein zusätzlicher Sapropel (510) bei 471 ka erbohrt, der jedoch nicht beprobt wurde.

Da die Datierung der Sapropel im Tyrrhenischen Meer (Bohrung 974B) auf biostratigraphischen und paläomagnetischen Grenzen (Comas, Zahn, Klaus et al., 1996) basiert, die mit zuvor erläuterten Unsicherheiten behaftet sind, können im Hinblick auf mögliche Korrelationen der Sapropel mit denen am Balearen Hang und mit dem Sapropelvorkommen des östlichen Mittelmeeres nur vorläufige Annahmen gemacht werden. Die stratigraphische Überprüfung dieser Sapropelvorkommen mittels Sauerstoff-Isotopen ist daher eine wichtige Aufgabe für zukünftige Arbeiten, zumal die Beobachtungen von Emeis et al. (1991) dokumentieren, daß keine Sapropel im Tyrrhenischen Meer (Vavilov Becken und Marsili Becken; Leg 107) mit denen aus dem östlichen Mittelmeer bekannten S1 bis S12 Sapropelen korrelieren.

Ausgehend davon, daß parallel zu der Sapropelbildung im Tyrrhenischen Meer nicht immer zeitgleich Sapropel auch am Balearen Hang gebildet wurden, korrelieren de Kaenel & Siesser (einger.) den Sapropel 401 mit dem Sapropel 507, der wie zuvor erläutert mit dem Sapropel S9 korreliert. Das biostratigraphische Alter des Sapropels 402 (405 ka) entspricht dem des Sapropels 509 und liegt etwa zeitgleich mit dem aus dem östlichen Mittelmeer bekannten Sapropel S11. Die Sapropel 512 und 403, die in dieser Studie zwar nicht beprobt wurden, haben ein Alter von 525 ka (vgl. Abb. 4.5) und korrelieren wahrscheinlich mit einem älteren Sapropel am Pisano Plateau, der als SO-I bezeichnet und ebenfalls vor 525 ka gebildet wurde (vgl. Abb. 4.6). Die Sapropel 404 und 514 mit einem Alter von 597 ka korrelieren möglicherweise mit dem in der Bohrung KC01/B am Pisano Plateau beprobten Sapropel SO-II, der ein Alter von 591 ka hat. Weitere mögliche Korrelationen älterer Sapropel zwischen Tyrrhenischem Meer und Balearen Hang sind zwar möglich, bleiben jedoch in den nachfolgenden Ausführungen unberücksichtigt, da keine entsprechend alten Sapropel im östlichen Mittelmeer beprobt wurden und ein Schwerpunkt dieser Arbeit die Rekonstruktion regionaler Temperatur- und Salinitätsgradienten ist.

Die Abb. 4.6 zeigt die beprobten Sapropel an den Sedimentkernen KC01/B (Pisano Plateau) und KC20B (Eratosthenes Seamount) im östlichen Mittelmeer. Basierend auf der Sauerstoff-Isotopenstratigraphie von Paterne (unveröff.) für den Kern KC01/B, die ebenfalls in Abb. 4.6 dargestellt ist, wird deutlich, daß die beprobten Sapropel im Gebiet des Pisano Plateaus (KC01/B) mit den Sapropelen S1 und S3 bis S12 korrelieren. Die Sapropel S2 und S10 in den Sauerstoff-Isotopenstadien 3 und 9, die vor 55 ka und 331 ka (Lourens et al., 1996) gebildet wurden, fehlen in dieser Sedimentabfolge (Castradori, 1993). Ob es sich bei dem Sapropel bei etwa 461 ka, an der Grenze der Sauerstoff-Isotopenstadien 11 und 12, um den Sapropel S12 handelt, ist unsicher. Lourens et al. (1996) geben für den Sapropel S12 ein Alter von 483 ka an und somit etwas älter als der Sapropel im Kern KC01/B. Biostratigraphische Untersuchungen von Castradori (1993) identifizieren jedoch den S12 in Kern KC01/B in etwa 22 mbsf. In dieser Sedimentabfolge am Pisano Plateau konnten zwei weitere Sapropel an der Grenze der Stadien 13/14 und im Stadium 15 erbohrt werden, die vor 525 ka und 592 ka gebildet wurden.

975 - Balearen Hang

974B

Tyrrhenisches Meer

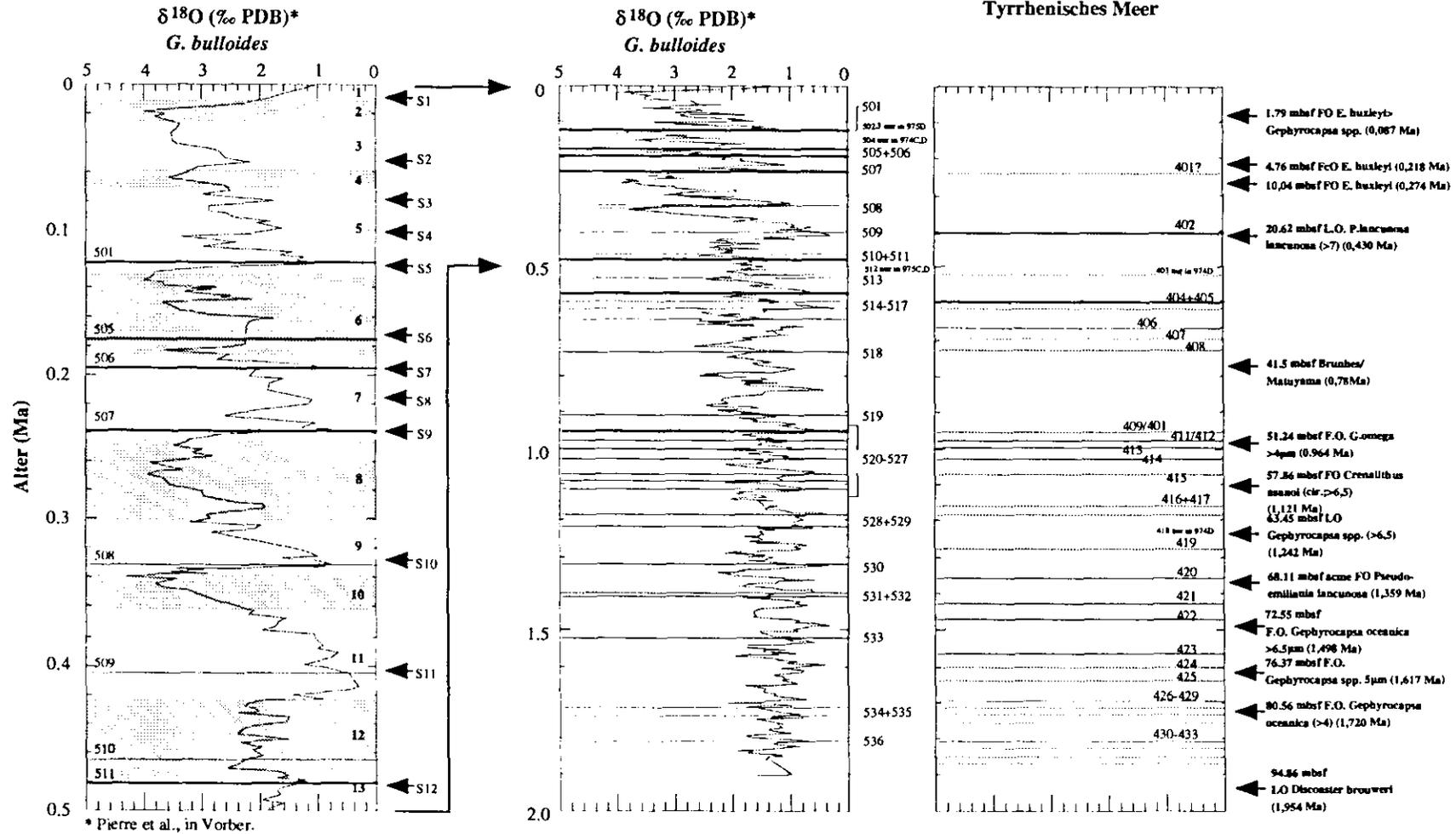


Abb. 4.5.: Stratigraphische Darstellung der gekernten Sapropel am Balearen Hang (975) und im Tyrrhenischen Meer (974B). Die datierten Sapropel am Balearen Hang (Pierre et al., in Vorber.) wurden den orbital datierten Sapropelen S1-S12 (Lourens et al., 1996) aus dem östlichen Mittelmeer gegenüber gestellt. Die Grenzen der Sauerstoff-Isotopenstadien in der linken Abbildung liegen den Untersuchungen von Imbrie et al. (1984) zugrunde. Die zeitliche Einstufung der beprobten Sapropel (dicke Linien) im Tyrrhenischen Meer erfolgte mit Hilfe biostratigraphischer (de Kaenel & Siesser, in Vorber.) und paläomagnetischer Grenzen (Comas, Zahn, Klaus et al., 1996). Ob es sich bei dem im „core catcher“ des Kerns 974B gefundenen Sapropel 401 tatsächlich um einen Sapropel handelt, dessen stratigraphische Lage der hier eingetragenen Position entspricht, ist nicht sicher.

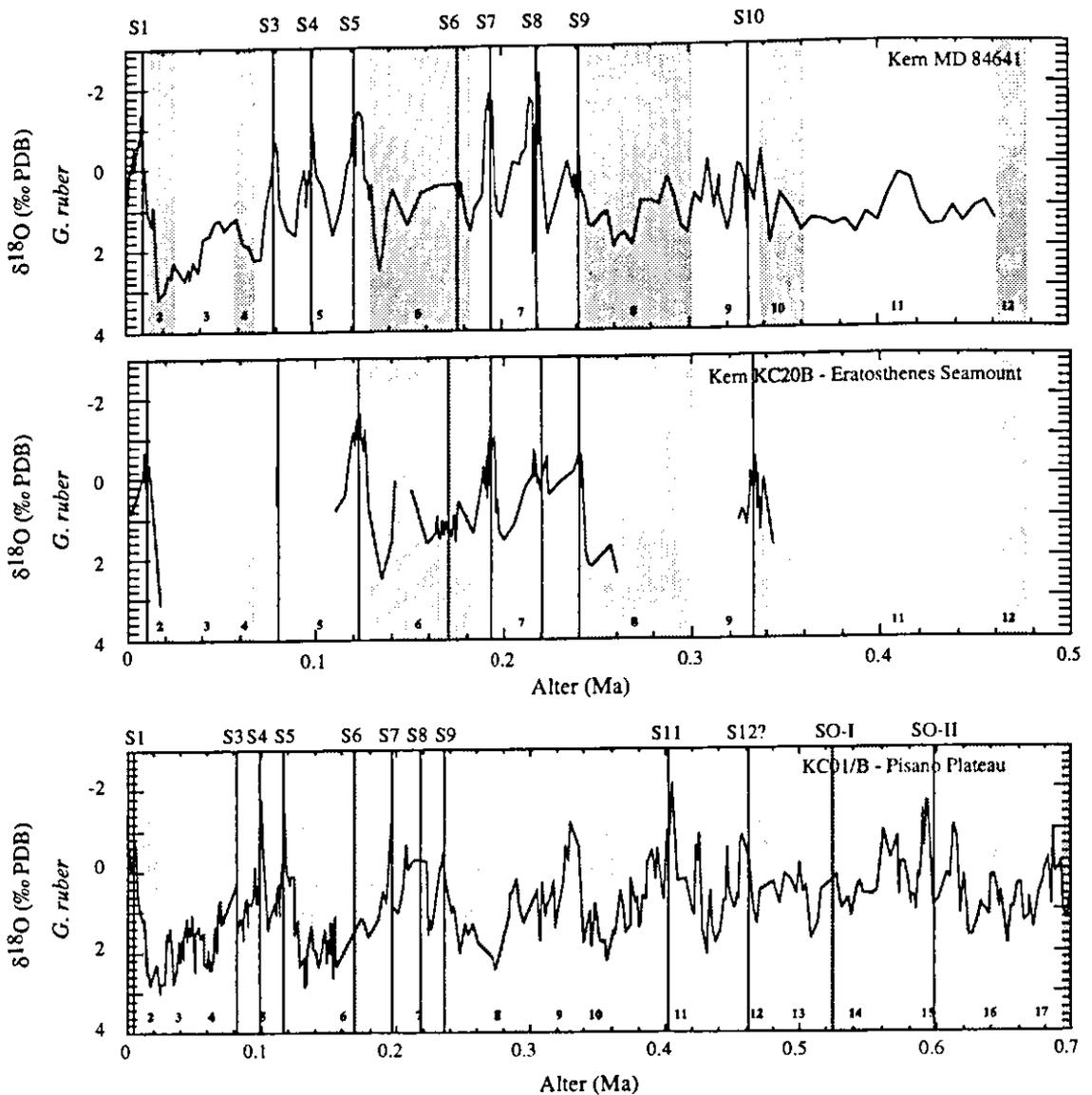


Abb. 4.6: Stratigraphische Darstellung der Sapropel in den Sedimentkernen KC01/B (Pisano Plateau) und KC20B (Eratosthenes Seamount) im Vergleich mit den erbohrten Sapropelen des Sedimentkerns MD84641 (südöstliches Mittelmeer; Fontugne & Calvert, 1992). Die Sauerstoff-Isotopenstratigraphie des Kerns KC01/B stammt von Paterne (unveröff.). Die Grenzen der Sauerstoff-Isotopenstadien liegen den Untersuchungen von Imbrie et al., (1984) zugrunde.

Da an dem östlichsten Sedimentkern KC20B (Eratosthenes Seamount) keine vollständige Sauerstoff-Isotopenstratigraphie vorliegt, die Identifizierung der individuellen Sapropel jedoch mit Hilfe von Aschenlagen und biostratigraphischen Untersuchungen (Castradori, 1993) möglich war, wurden im Bereich oberhalb und unterhalb der Sapropel jeweils zusätzlich zu den hochauflösenden Sapropelintervallen Proben (alle 1-2 cm) für Sauerstoff-Isotopenmessungen genommen. Die Ergebnisse der Sauerstoff-Isotopenmessungen wurden denen des nahegelegenen Kerns MD84641 (Fontugne & Calvert, 1992) gegenübergestellt. Aus dem Vergleich der Sauerstoff-Isotopenstratigraphie des Kerns MD84641 (Fontugne & Calvert, 1992; Abb. 4.6) mit den Sauerstoff-Isotopendaten für den Kern KC20B wird deutlich, daß am Eratosthenes Seamount die vollständige Sapropelabfolge beginnend mit dem Sapropel S1 bis S10 vorliegt. Ausnahmen sind die Sapropel S2 und S4, wobei die wahre Existenz des Sapropels S2 jedoch nicht sicher ist (Castradori, 1993). Der Sapropel S4 scheint in der Bohrung am Eratosthenes Seamount entweder nicht gebildet zu sein oder er ist vollständig oxidiert

(„burn down“) und als TOC reiche Lage nicht mehr sichtbar. Mit Ausnahme des glazialen Sapropels S6 korrelieren alle Sapropole deutlich mit negativen Ausschlägen in den Sauerstoff-Isotopen. Das Sauerstoff-Isotopenstadium 7 ist im Liegenden durch einen kurzzeitigen Wechsel von positiven (+2,15‰ PDB) zu negativen (-0,06‰ PDB) Sauerstoff-Isotopen gekennzeichnet. Die Abgrenzung zum Stadium 6 ist durch eine kleinere Amplitude gekennzeichnet. Das Stadium 6 kann im Hangenden durch den kurzzeitigen markanten Übergang von positiven Sauerstoff-Isotopenwerten (+2,49‰ PDB) zu negativen Werten (-1,20‰ PDB) gegenüber dem Stadium 5 abgegrenzt werden. Im Liegenden verläuft die Grenze des Stadiums 6 im Übergang der Sauerstoff-Isotopenwerte von +1,37‰ PDB zu -0,28‰ PDB.

Der Tiefenbereich des Stadiums 6 liegt zwischen 3,35 mbsf und 4,20 mbsf. Der Sapropel S6 korreliert als einziger glazialer Sapropel mit positiven Sauerstoff-Isotopenwerten von maximal +1,59‰ PDB. Der Beginn des Stadiums 5 ist mit einem markanten Wechsel globaler klimatischer Bedingungen verbunden; von einem glazialen Maximum bei etwa 132 ka v.h. zu einem interglazialen Maximum bei etwa 125 ka v.h. (Broecker & van Donk, 1970; Shackleton & Opdyke, 1973). Diese Grenze entspricht der Warthe/Eem Grenze in W-Europa basierend auf Pollenstratigraphie (Kukla, 1977). Der Sapropel S5 wurde im Stadium 5e am Eratosthenes Seamount in der Zeit von 126 bis 118 ka gebildet, zur Zeit des Klimaoptimums der letzten 700 ka als der Meeresspiegel global etwas höher lag als der heutige (Mesolella et al., 1969; Shackleton & Matthews, 1977). Negative Sauerstoff-Isotopenwerte mit maximal -1,57‰ PDB markieren den Sapropel S5.

Da ein Schwerpunkt dieser Studie der regionale Vergleich zeitlich korrelierender Sapropole ist, werden lediglich die Ergebnisse der Sapropole S1 bis SO-II in nachfolgenden Abschnitten erläutert und diskutiert.

4.3.2. U^{k}_{37} - Variabilitäten und regionale Trends zur Zeit der Sapropelbildung

Im folgenden werden zunächst die Entwicklungen der U^{k}_{37} Verhältnisse in den beprobten Sapropelen erläutert. Anschließend folgen Erläuterungen zu beobachteten Trends zwischen U^{k}_{37} Index und den Sauerstoff-Isotopendaten der planktischen Foraminiferen *G. bulloides* und *G. ruber*, da beide für die späteren Berechnungen der Paläotemperaturen und der Paläosalinitäten benötigt werden, um die hydrographischen Änderungen zu rekonstruieren, die sich mit der Sapropelbildung entwickelten. Abschliessend wird ein regionaler Überblick zu den Entwicklungen der U^{k}_{37} Verhältnisse im Untersuchungsgebiet gegeben.

U^{k}_{37} Entwicklung innerhalb der Sapropole

Mit dem Einsetzen der Sapropelbildung bis zum Top des Sapropels (hier durch noch erhöhte TOC-Konzentrationen definiert) werden leicht ansteigende U^{k}_{37} Indexe in den Sapropelen S1, S4, S5 (nur am Balearen Hang und am Pisano Plateau), S7 (nur am Pisano Plateau), S9 (nur am Balearen Hang), S10 und S11 beobachtet (Abb. 4.7). Kurzfristige größere Fluktuationen werden innerhalb dieser Gruppe im unteren Bereich des Sapropels S1 am Pisano Plateau beobachtet und im oberen Bereich des Sapropels S7 (Pisano Plateau). Die geringsten U^{k}_{37} Fluktuationen treten in den Sapropelen S3, S5 (nur am Eratosthenes Seamount), S9 (Eratosthenes Seamount), S12 und SO-I (Pisano Plateau) auf. Der Sapropel S5 ist nur im oberen Bereich durch kurzfristige Fluktuationen gekennzeichnet. Der U^{k}_{37} Index steigt zwar mit Beginn der Bildung des Sapropels SO-I deutlich an, sinkt jedoch anschließend wieder etwa auf den U^{k}_{37} Wert, der unmittelbar vor der Sapropelbildung vorlag. In eine dritte Gruppierung lassen sich die Sapropole S3 (Pisano Plateau), S6, S7 (Eratosthenes Seamount), S9

(Pisano Plateau) und SO-II einordnen. Diese Sapropel fallen auf, weil die U^{k}_{37} Indexe mit dem Einsetzen der Sapropelbildung bis zum Top des Sapropels einen abnehmenden Trend aufweisen bzw. deutlich niedrigere U^{k}_{37} Indexe in den Sapropelen vorliegen, verglichen mit der Zeit unmittelbar vor der Sapropelbildung. Inwiefern sich diese Entwicklungen auch in den Sauerstoff-Isotopen planktischer Foraminiferen dokumentieren, wird im folgenden erläutert.

U^{k}_{37} und $\delta^{18}O$ Korrelationen

Die in vielen Sapropelen bereits beobachteten negativen Amplituden der $\delta^{18}O$ Werte planktischer Foraminiferen, die als Hinweis auf ein niedrigsalines Oberflächenwasser gedeutet werden (z.B. Williams et al., 1978; Vergnaud-Grazzini et al., 1986 u.a.), treten auch in den Sapropelen S1 bis SO-II auf (Abb. 4.7). Eine Ausnahme ist der glaziale Sapropel S6 im Gebiet des Eratosthenes Seamount, bei dem positive $\delta^{18}O$ Werte beobachtet werden (Abb. 4.7).

Bei dem Vergleich der U^{k}_{37} Indexe und der $\delta^{18}O$ Werte fällt auf, daß zusammen mit Beginn der negativen Amplituden in den Sauerstoff-Isotopen eine Zunahme im U^{k}_{37} Index beobachtet wird. Dies läßt sich z.B. in den Sapropelen S1 (Eratosthenes Seamount), S4, S5 und S7 (Pisano Plateau), aber auch während der Bildung des Sapropels S9 (Balearen Hang, Pisano Plateau) und S11 (Tyrrhenischen Meer) beobachten. Die Größenordnungen, mit denen sich diese Trends zeigen, variieren deutlich. Der Sapropel S1 ist am Eratosthenes Seamount durch einen leichten Anstieg im U^{k}_{37} Index um 0,013 und durch leicht negative $\delta^{18}O$ Werte (-0,16‰ PDB) charakterisiert. Das $\delta^{18}O$ Signal unterhalb der Sapropelbasis sinkt im Sapropel um maximal 0,83‰ am Eratosthenes Seamount. Im Sapropel S4 (Pisano Plateau) werden erst zum Top deutlich negativere $\delta^{18}O$ Werte beobachtet, die bei -1,01‰ PDB liegen. Im unteren Bereich des Sapropels S4 werden konstante oder leicht positivere $\delta^{18}O$ Werte beobachtet. Zusammen mit dieser negativen $\delta^{18}O$ Amplitude liegt eine Zunahme im U^{k}_{37} Index vor, die von unterhalb des Sapropels S4 bis zum Top 0,074 beträgt. Im Sapropel S5 (Pisano Plateau) wird mit einer relativen $\delta^{18}O$ Abnahme von 1,25‰ eine Zunahme von 0,073 im U^{k}_{37} Index beobachtet. Im Sapropel S5 werden am Eratosthenes Seamount (KC20B) die negativsten $\delta^{18}O$ Amplituden beobachtet. Unterhalb des Sapropels (d.h. vor dem Anstieg der TOC-Konzentrationen) liegen $\delta^{18}O$ Werte von +0,77‰ PDB vor und sinken mit Beginn der Sapropelbildung auf -1,20‰ PDB. Im weiteren Verlauf des Sapropels S5 am Eratosthenes Seamount liegen die $\delta^{18}O$ Werte im Bereich von -0,67‰ bis -1,57‰ und werden erst oberhalb des Sapropels wieder positiver (+0,42‰ PDB). Diese Entwicklung wird von höchsten U^{k}_{37} Werten begleitet. Inwiefern sich die U^{k}_{37} Werte, verglichen mit der Zeit vor der Bildung des Sapropels S5 verändert haben, ist nicht nachvollziehbar, da die Alkenonsignale unterhalb der Sapropelbasis aufgrund zu geringer Konzentrationen nicht mehr analysiert werden konnten. Am Pisano Plateau kommt es mit der Bildung des Sapropels S7 zu einer Abnahme im $\delta^{18}O$ Signal von +0,87‰ PDB auf -1,19‰ PDB (Paterne, unveröff.). Mit dieser Abnahme um 2,06‰ PDB wird eine Zunahme im U^{k}_{37} um 0,148 im unteren Bereich des Sapropels beobachtet. Im Sapropel S9 am Balearen Hang deutet sich an, daß die negative $\delta^{18}O$ Amplitude, die mit dem Auftreten der Sapropel beobachtet wird (z.B. Williams et al., 1978; Vergnaud-Grazzini et al., 1986 u.a.) noch oberhalb des TOC Maximums weiter verläuft. Daraus läßt sich schließen, daß der U^{k}_{37} Index, der oberhalb des TOC Maximums ermittelt wurde, nicht die Zeit nach der Sapropelbildung dokumentiert, sondern zum bereits oxidierten Sapropel S9 am Balearen Hang gehört. Der Trend negativer $\delta^{18}O$ Werte innerhalb des Sapropels S9 liegt auch am Pisano Plateau vor (KC01/B), der U^{k}_{37} konnte unterhalb der Sapropelbasis nicht mehr berechnet werden. Er steigt jedoch innerhalb des Sapropels S9 sprunghaft von 0,664 unterhalb der Sapropelbasis auf 0,768 im oberen Bereich des Sapropels an.

Neben diesen Beispielen, in denen U^{k}_{37} Index und $\delta^{18}O$ Werte negativ miteinander korrelieren, lassen sich jedoch auch abnehmende U^{k}_{37} Werte in Sapropelen beobachten, die parallel mit positiven $\delta^{18}O$ Werten auftreten. Diese untypischen Verläufe zeigt z.B. der Sapropel S6 am Eratosthenes Seamount. Die Entwicklung der $\delta^{18}O$ Werte am Eratosthenes Seamount erfolgt in diesem Sapropel in Richtung positive Werte. Der $\delta^{18}O$ Anstieg von +0,62‰ unterhalb der Sapropelbasis auf durchschnittlich +1,28‰ im gesamten Sapropel, verläuft zunächst parallel mit einer Abnahme im U^{k}_{37} Index um 0,096 und schließlich ähnlichen U^{k}_{37} Werten. Am Pisano Plateau (KC01/B) nehmen die $\delta^{18}O$ Werte von +0,17‰ PDB vor der Bildung des Sapropels S7 auf Werte von bis zu -0,82‰ PDB während der Bildung des Sapropels S6 ab. Trotz dieser Amplitude im $\delta^{18}O$ Signal bleiben die U^{k}_{37} Werte relativ stabil mit Durchschnittswerten von 0,502.

Ähnlich untypische Verhältnisse wie im Sapropel S6 am Eratosthenes Seamount beobachtet wurden, liegen auch für den Sapropel S11 vor. Am Pisano Plateau entwickeln sich zunächst die $\delta^{18}O$ Signale während der Bildung des Sapropels S11 in Richtung positiverer Werte, während in den U^{k}_{37} Werten ein deutlich ansteigender Trend zu beobachten ist. Zum Top dieses Sapropels verlaufen $\delta^{18}O$ Signale und U^{k}_{37} Index anschließend wieder gegensätzlich und werden negative $\delta^{18}O$ Werte mit leicht abnehmenden U^{k}_{37} Werten beobachtet.

Eine dritte Anordnung zwischen U^{k}_{37} Index und dem $\delta^{18}O$ Signal trifft für den Sapropel S7 im Gebiet des Eratosthenes Seamount zu. Es fällt auf, daß die deutlich negative Anomalie im Sauerstoff-Isotopensignal, die maximal 2,06‰ beträgt, parallel mit einem abnehmenden Trend in den U^{k}_{37} Werten verläuft. Im oberen Bereich ist dieser Sapropel durch größere Fluktuationen im U^{k}_{37} gekennzeichnet. Im Sapropel S7 am Balearen Hang scheint diese Anordnung zwischen U^{k}_{37} Index und dem $\delta^{18}O$ Signal ebenfalls vorzuliegen. Die negative Anomalie in den Sauerstoff-Isotopensignalen, die mit den Sapropelen beobachtet wird (z.B. Williams et al., 1978; Vergnaud-Grazzini et al., 1986 u.a.), verläuft wie bereits in anderen Sapropelen beobachtet, noch außerhalb des Bereiches erhöhter TOC-Konzentrationen (Abb. 4.7). Es ist demnach möglich, daß der U^{k}_{37} Wert oberhalb des TOC - Maximums nicht die Zeit nach der Bildung des Sapropels S7 am Balearen Hang dokumentiert, sondern zum oxidierten Teil des Sapropel S7 gehört. Die negative $\delta^{18}O$ Amplitude liegt am Balearen Hang im Sapropel S7 bei maximal 1,06‰. Der Sapropel S10, der nur in den Bohrungen am Eratosthenes Seamount (KC20B) vorlag, zeigt größere Fluktuationen im $\delta^{18}O$ Signal bei vergleichsweise einheitlichen U^{k}_{37} Werten. Im unteren Bereich des Sapropels S10 nimmt der U^{k}_{37} Index jedoch von 0,625 auf 0,602 ab. Der Sapropel SO-II dokumentiert sich in der Bohrung am Pisano Plateau mit dem auffälligsten Trend abnehmender U^{k}_{37} Indexe parallel zu einer negativen $\delta^{18}O$ Amplitude, die durchschnittlich -1,14‰ beträgt.

Westliches Mittelmeer

975B - Balearen Hang

974B - Tyrrhenisches Meer

Östliches Mittelmeer

KC01/B - Pisano Plateau

KC20B - Eratosthenes Seamount

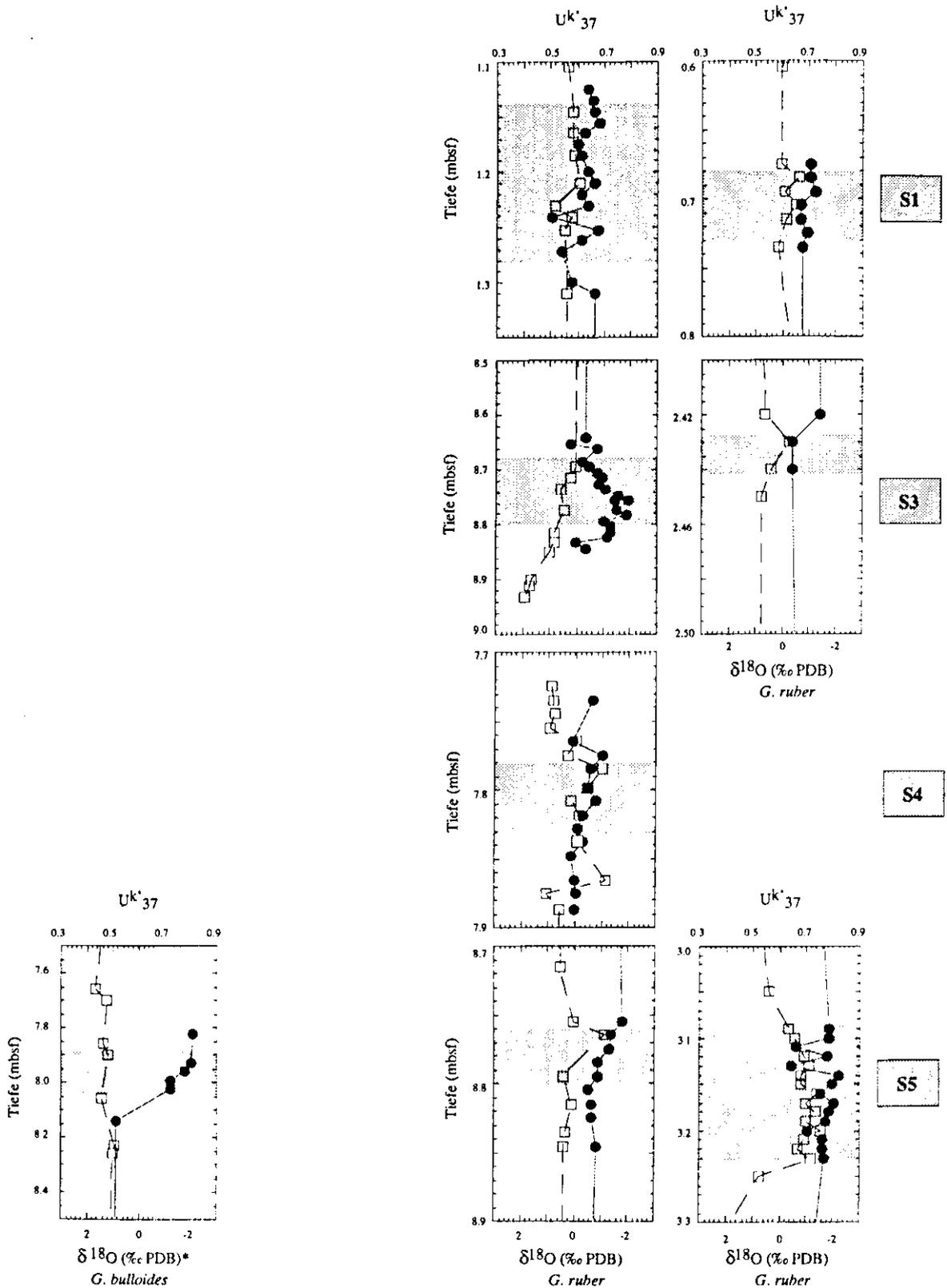


Abb. 4.7: Übersicht der Alkenonuntersättigungsindexe (U^k_{37} ; Punkte) und Sauerstoff-Isotopen (offene Vierecke) in Sapropelen des östlichen und westlichen Mittelmeeres. Die Sapropete S1 bis S4 bzw. bis S5 wurden im Tyrrhenischen Meer und am Balearen Hang nicht erbohrt. Der Sapropel S4 am Eratosthenes Seamount wurde nicht beprobt. Die Sauerstoff-Isotopendaten der Bohrung 975B (*) stammen von Bernasconi & Pika-Biolzi (unveröff.) und Pierre et al. (In Vorber.).

Westliches Mittelmeer

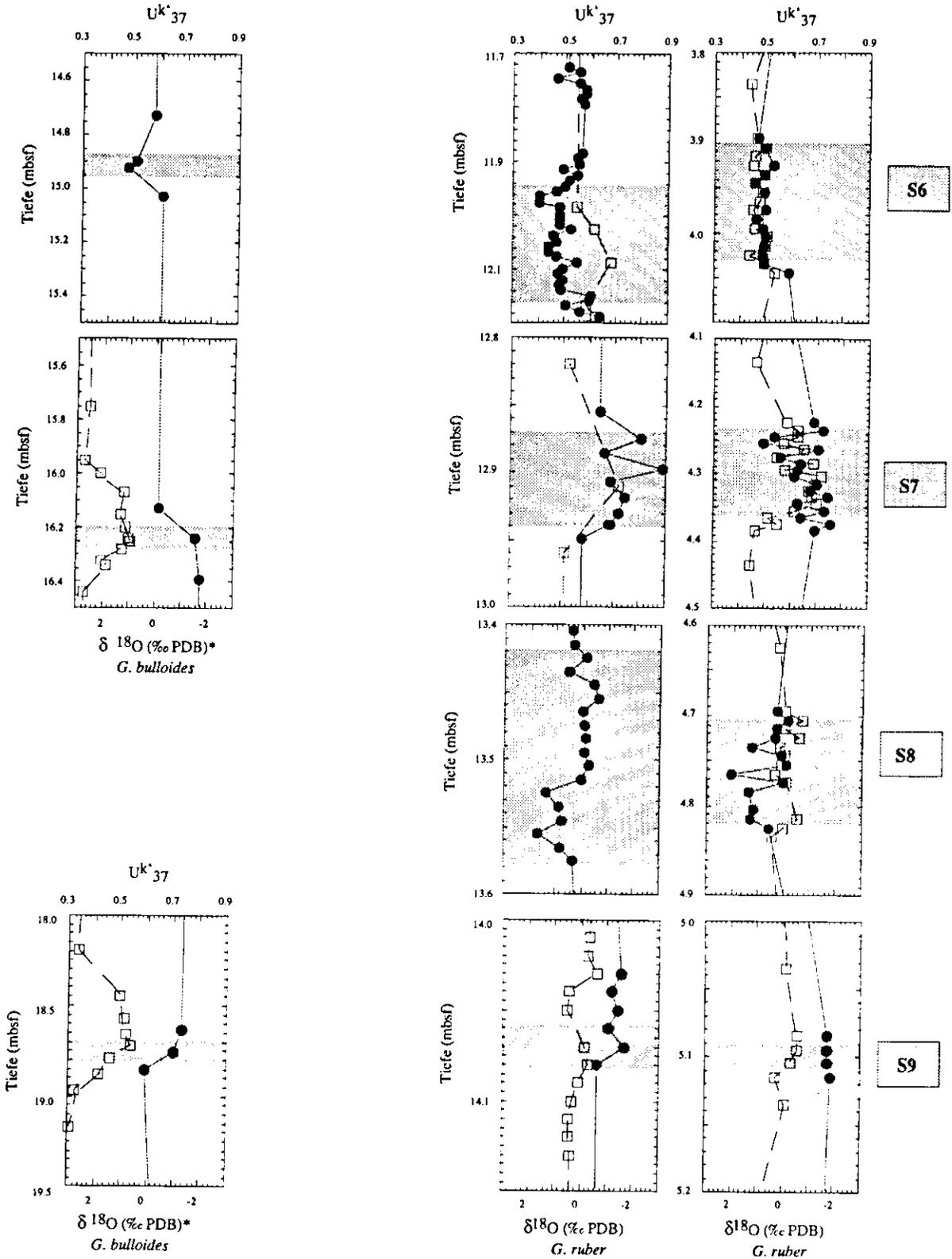
Östliches Mittelmeer

975B - Balearen Hang

974B - Tyrrhenisches Meer

KC011B - Pisano Plateau

KC20B - Eratosthenes Seamount



* Bernasconi & Pika-Biolzi (unveröff.) und Pierre et al. (in Vorber.)

Abb. 4.7: Fortsetzung der U^k₃₇ Ergebnisse der beprobten Sapropel. Die Sauerstoff-Isotopendaten im Sapropel S7 am Pisano Plateau stammen von Pateme (unveröff.).

Westliches Mittelmeer

Östliches Mittelmeer

975B - Balearen Hang

974B - Tyrrhenisches Meer

KC01/B - Pisano Plateau

KC20B - Eratosthenes Seamount

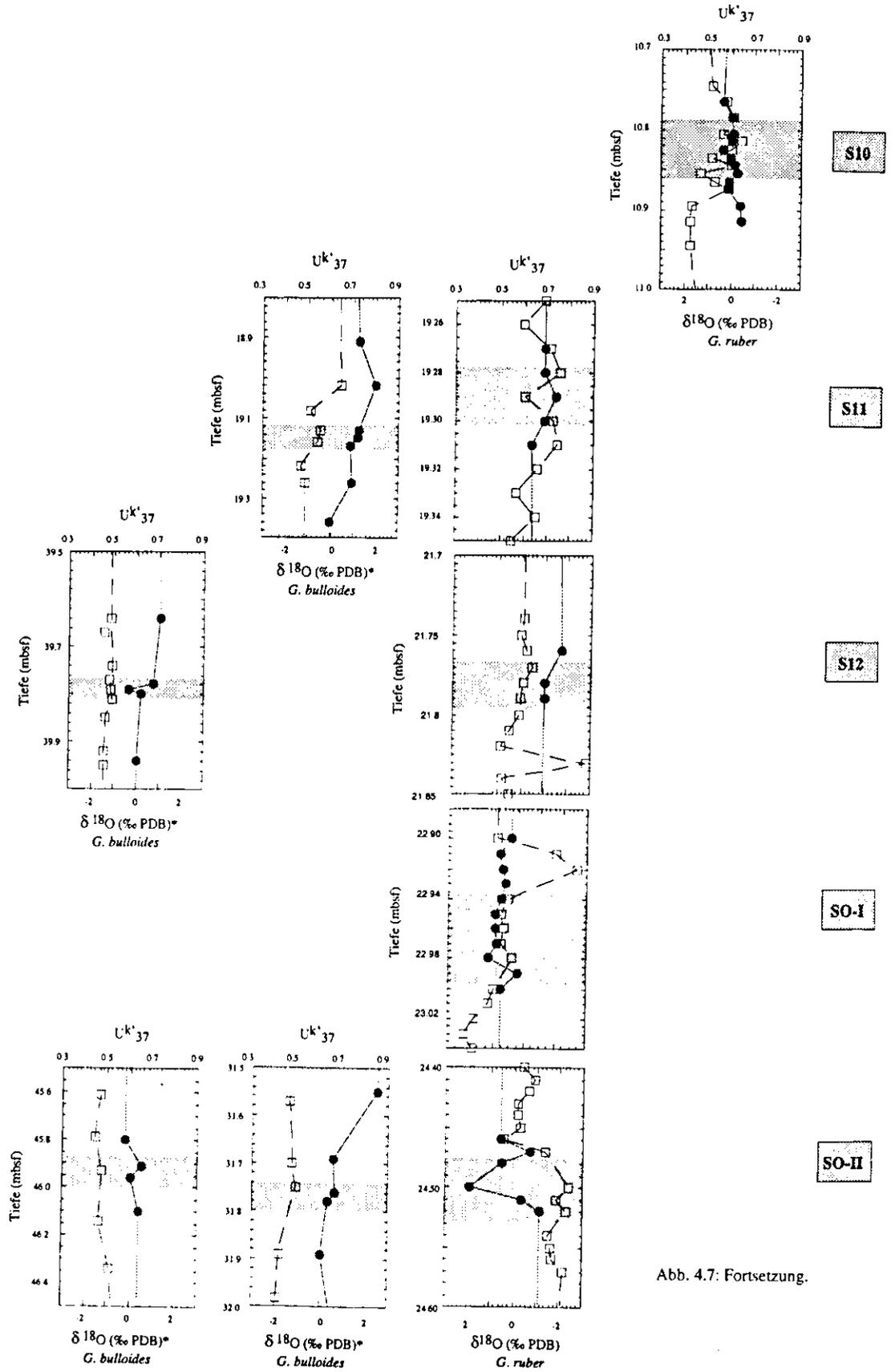


Abb. 4.7: Fortsetzung.

Abb. 4.7: Fortsetzung.

Regionale Trends der U^{k}_{37} , Entwicklung im östlichen und westlichen Mittelmeer

Um die regionale U^{k}_{37} Entwicklung im Untersuchungsgebiet darzustellen, sind in Abb. 4.8 durchschnittliche U^{k}_{37} Werte der beprobten Sapropel berechnet. Die Standardabweichungen der U^{k}_{37} Werte innerhalb des Sapropels liegen insgesamt zwischen null und maximal 0,077. Ausnahmen bilden hierzu die Sapropel SO-I und SO-II im Kern KC01/B, in denen Standardabweichungen von maximal 0,113 und 0,131 vorliegen.

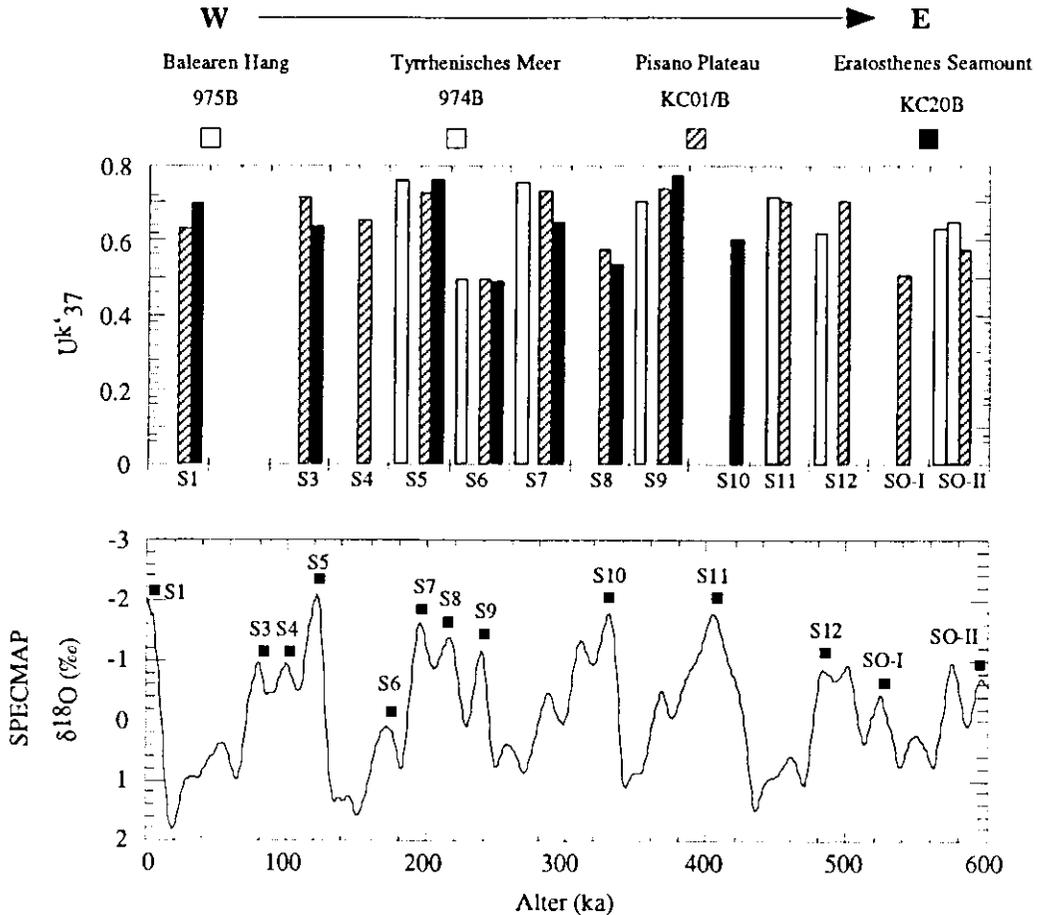


Abb.4.8: Darstellung durchschnittlicher U^{k}_{37} -Indexe der beprobten Sapropel der Bohrungen im westlichen und östlichen Mittelmeer.

Bei dem Vergleich zeitgleicher Sapropel fällt auf, daß im Gebiet des östlichen Mittelmeerbeckens der U^{k}_{37} Index in den interglazialen Sapropelen S1, S5 und S9 von der westlichen Lokation (Pisano Plateau) zur östlichen hin (Eratosthenes Seamount) zunimmt. Dagegen ist der Gradient in den interglazialen Sapropelen S3, S7 und S8 umgekehrt, die Werte nehmen nach Westen hin zu.

Korrelationen einzelner Sapropel vom östlichen Mittelmeerbecken zum Balearen Hang sind für die Sapropel S5 (501), S6 (505), S7 (506) und S9 (507) möglich (vgl. Abb. 4.5 und 4.6). Im Falle des Sapropels S5 liegt der durchschnittliche U^{k}_{37} Wert nicht wie aus dem Trend der S5 Sapropel der Bohrungen am Pisano Plateau und am Eratosthenes Seamount zu erwarten wäre, niedriger, sondern mit einem Wert von 0,759 ähnlich wie der am Eratosthenes Seamount. Die U^{k}_{37} Werte des Sapropels S6 am Balearen Hang liegen mit einem durchschnittlichen Wert von 0,492 ähnlich wie der am Eratosthenes Seamount (0,489) und der am Pisano Plateau (0,492). Im Falle des Sapropels S7 setzt sich der beobachtete Trend zunehmender U^{k}_{37} Werte vom Eratosthenes Seamount bis zum Pisano Plateau auch

am Balearen Hang fort. Der U^{k}_{37} Gradient beträgt vom Eratosthenes Seamount bis zum Balearen Hang 0,112. Der im östlichen Mittelmeerbecken beobachtete Trend zunehmender U^{k}_{37} Werte vom Pisano Plateau bis zum Eratosthenes Seamount zur Bildungszeit des Sapropels S9 wird durch die beobachteten U^{k}_{37} Werte am Balearen Hang unterstützt. Es wird ein kontinuierlicher Anstieg im U^{k}_{37} Index von 0,702 (Balearen Hang) auf 0,736 (Pisano Plateau) bis auf 0,774 (Eratosthenes Seamount) beobachtet. Der U^{k}_{37} Gradient im Sapropel S9 beträgt somit vom Balearen Hang bis zum Eratosthenes Seamount 0,072.

Der glaziale Sapropel S6 dokumentiert sich mit den niedrigsten und regional einheitlichsten U^{k}_{37} Werten. Durchschnittliche U^{k}_{37} Werte für den Sapropel S6 liegen im Gebiet des Eratosthenes Seamount bei 0,490, im Gebiet des Pisano Plateaus bei 0,502 und am Balearen Hang bei 0,492. Ähnlich niedrige U^{k}_{37} Werte werden zur Bildungszeit des Sapropels SO-I am Pisano Plateau beobachtet, die bei 0,522 liegen.

Der regionale Vergleich der U^{k}_{37} Werte älterer Sapropelle S11, S12 und SO-II, zeigt einheitlich hohe U^{k}_{37} Werte während der Bildung des Sapropels S11 im Tyrrhenischen Meer und am Pisano Plateau, die durchschnittlich bei 0,712 und 0,705 liegen. Der größte U^{k}_{37} Gradient zwischen den Gebieten Balearen Hang und Pisano Plateau liegt mit 0,082 während der Bildung des Sapropels S12 vor.

4.3.3. Fluktuation der Konzentrationen von TOC, $CaCO_3$, Alkenonen und des $\delta^{13}C$ Signals in Sapropelen

TOC- und Alkenonkonzentrationen erlauben Rückschlüsse auf Änderungen der biologischen Produktivität zur Bildungszeit der Sapropelle. $CaCO_3$ -Konzentrationen geben zusätzliche Anhaltspunkte hinsichtlich möglicher diagenetischer Veränderungen. Die Abnahme im $\delta^{13}C$ Isotopensignal planktischer Foraminiferen wird generell auf Auftriebsprozesse nährstoffreichen Wassers zurückgeführt, das an ^{13}C Isotopen verarmt ist (Berger et al., 1978; Curry et al., 1992). Da organisches Material, das von Algen im Meer gebildet wird, um etwa 20‰ an ^{13}C Isotopen verarmt ist, führt die Bildung organischen Materials durch Photosynthese zu einer Anreicherung von ^{13}C Isotopen im Wasser, während Oxidationsprozesse zu einer Verarmung von ^{13}C Isotopen führen. Fontugne & Calvert (1992) beobachteten leichtere $\delta^{13}C$ Werte der planktischen Foraminifere *G. ruber* in Sapropelen des östlichen Mittelmeeres als in anderen marinen Gebieten und führten diese Änderung auf eine mögliche veränderte Isotopenzusammensetzung des gelösten anorganischen Kohlenstoffs im Mittelmeer zurück. Eine Änderung der C-Isotopenzusammensetzung wäre auch durch die Vermischung mit Frischwasser möglich. Da Frischwasser relativ zu Meerwasser an ^{13}C Isotopen verarmt ist, würde ein Frischwasser-eintrag zu leichteren $\delta^{13}C$ Werten im marinen Oberflächenwasser führen.

Exemplarisch werden am Kern KC20B (Eratosthenes Seamount) die Unterschiede in den $CaCO_3$, TOC und Alkenonkonzentrationen sowie die $\delta^{13}C$ Fluktuationen der Sapropelle S1 bis S10 beschrieben (Abb. 4.9). Anschließend werden regionale Konzentrationsgradienten an vier Sapropelen vom Eratosthenes Seamount im Osten bis zum Balearen Hang im Westen erläutert (Abb. 4.10).

KC20B - Eratosthenes Seamount

Die $CaCO_3$ -Konzentrationen im Kern KC20B schwanken in den beprobten Sapropelen zwischen 25,66 Gew.% und 62,18 Gew.% (Abb. 4.9). Die Fluktuationen der $CaCO_3$ -Konzentrationen unterscheiden sich in den einzelnen Intervallen deutlich voneinander, wobei in den Sapropelen S1, S3, S6, S9 und im Sapropel S10 kaum Unterschiede in den $CaCO_3$ -Konzentrationen im Bereich maximaler

TOC-Konzentrationen beobachtet werden, verglichen mit Messungen außerhalb der TOC „Peaks“. Die TOC-Konzentrationen liegen ohne große Fluktuationen im Sapropel S1 bei maximal 1,41 Gew.%, im Sapropel S3 bei 1,02 Gew.%, im Sapropel S6 bei 1,24 Gew.%, im Sapropel S9 bei 1,47 Gew.% und im S10 bei 1,21 Gew.%. Alkenonkonzentrationen (in μg) normalisiert auf Gramm TOC zeigen im S1 und S3 keine auffälligen Umschwünge und konnten außerhalb der Bereiche mit erhöhten TOC-Konzentrationen z.T. nicht mehr gemessen werden. Von allen beprobten Intervallen zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ Änderungen in den Sapropelen S1, S3 und S9 die geringsten Amplituden.

Im Sapropel S5 werden die größten Konzentrationsunterschiede im CaCO_3 Gehalt beobachtet. Die deutliche Abnahme der CaCO_3 -Konzentrationen von 60,99 Gew.% unterhalb des Sapropels auf 26,24 Gew.% im Bereich der Sapropelbasis, erfolgt parallel zu einem stufenweisen Anstieg in den TOC-Konzentrationen von 0,12 Gew.% unterhalb des Sapropels auf 1,94 Gew.% im Bereich der Sapropelbasis bis auf maximal 4,52 Gew.% im mittleren Bereich des Sapropels S5. Trotz dieser markanten Änderung folgen die Alkenonkonzentrationen dem Trend nach zwar der TOC Kurve, deutlich höhere Alkenonkonzentrationen können jedoch nicht beobachtet werden. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte nehmen parallel zu den sprunghaft ansteigenden TOC-Konzentrationen und abnehmenden CaCO_3 -Konzentrationen um maximal 1,52‰ PDB ab und steigen außerhalb erhöhter TOC-Konzentrationen wieder von -0,52‰ PDB auf +0,40‰ PDB an. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte vor und nach dem Bereich erhöhter TOC-Konzentrationen sind etwa identisch.

Der Sapropel S6 ist durch relativ niedrige TOC-Konzentrationen und geringer TOC Fluktuationen gekennzeichnet. Maximale TOC-Konzentrationen liegen zwar nur bei 1,24 Gew.%, heben sich dennoch deutlich von den Hintergrundkonzentrationen, die bei 0,25 Gew.% liegen, ab. Die CaCO_3 -Konzentrationen zeigen ähnlich wie im S1 und S3 keine großen Änderungen und liegen zwischen 45,82 Gew.% und 52,06 Gew.%. Obwohl die TOC-Konzentrationen relativ niedrig sind, läßt sich ein sprunghafter Anstieg in den Alkenonkonzentrationen von 17,9 $\mu\text{g/g}$ TOC unterhalb des Sapropels S6 auf 268,5 $\mu\text{g/g}$ TOC beobachten. Innerhalb des Sapropels S6 schwanken die Alkenonkonzentrationen zwischen 148,5 $\mu\text{g/g}$ TOC und 308,3 $\mu\text{g/g}$ TOC. Die $\delta^{13}\text{C}$ Kurve zeigt ähnlich wie in den Sapropelen S1 und S3 kaum Änderungen, verglichen mit der $\delta^{13}\text{C}$ Amplitude im Sapropel S5. Werden unterhalb der Sapropelbasis zunächst leicht ansteigende $\delta^{13}\text{C}$ Werte beobachtet, sinken diese im unteren Bereich des Sapropels bis auf -0,21‰ PDB ab. Anschließend steigen die $\delta^{13}\text{C}$ Werte wieder und liegen im Durchschnitt bei +0,19‰ PDB.

Die Sapropel S7 und S8 sind wie der S5 durch einen sprunghaften Anstieg der TOC-Konzentration gekennzeichnet, verbunden mit einer kontinuierlichen Abnahme (S7) oder größeren Fluktuationen (S8) in den CaCO_3 -Konzentrationen. Die Alkenonkonzentrationen dokumentieren ebenfalls deutliche Konzentrationsänderungen, die im Sapropel S7 etwas versetzt zur TOC Kurve verlaufen und im Sapropel S8 ähnlich wie die CaCO_3 -Konzentrationen größeren Schwankungen unterliegen. Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte nehmen im Sapropel S7 parallel zum TOC Anstieg um 0,95‰ PDB ab und zeigen im Sapropel S8 größere Fluktuationen.

Im Sapropel S9 nehmen die TOC-Konzentrationen kontinuierlich bis maximal 1,47 Gew.% zu. Ähnlich wie in den Sapropelen S1, S3 und S6 ändern sich die CaCO_3 -Konzentrationen im Sapropel S9 nur geringfügig. Der TOC „Peak“ korreliert mit höchsten Alkenonkonzentrationen, die jedoch nur bei 59,1 $\mu\text{g/g}$ TOC liegen.

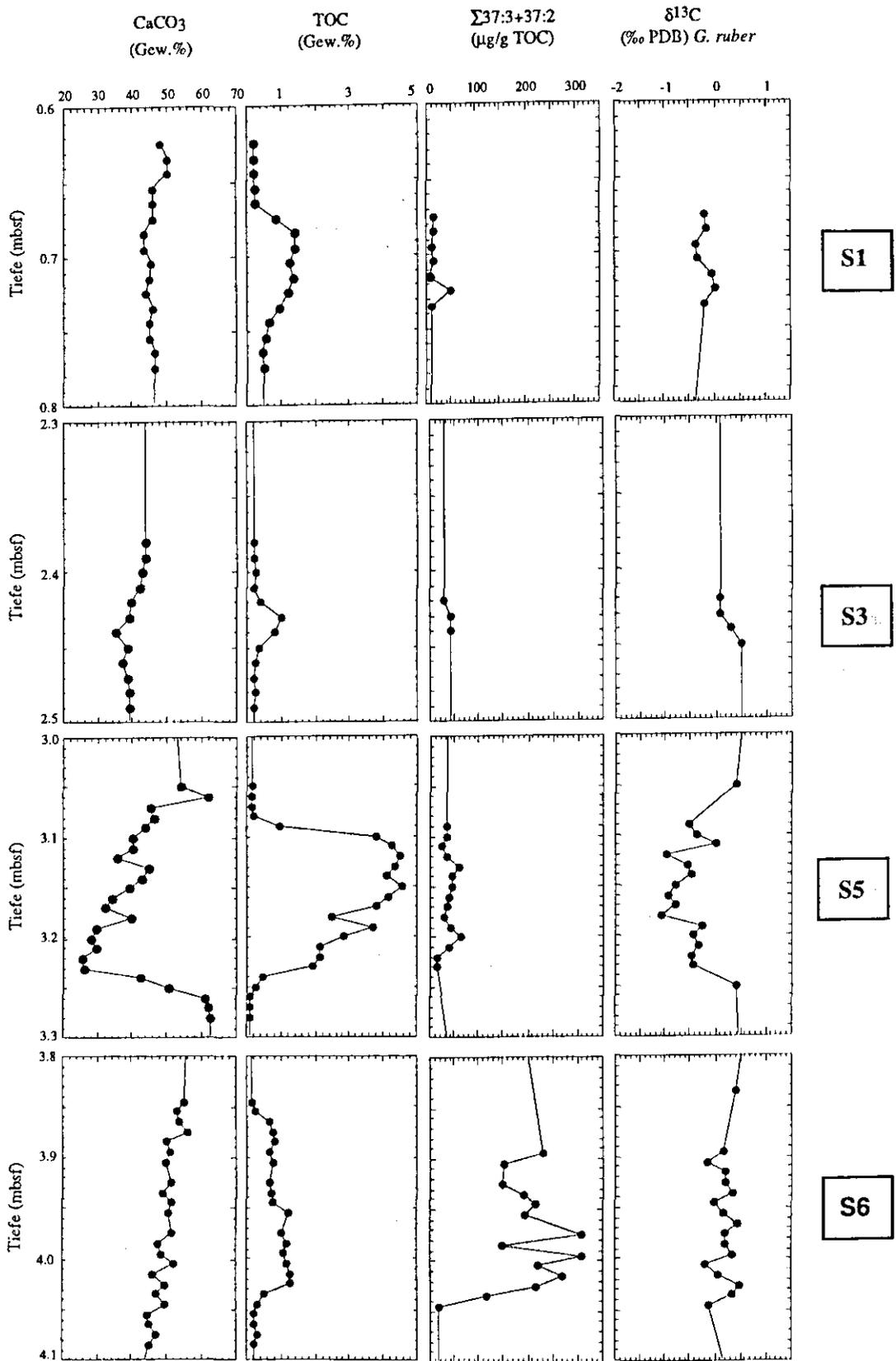


Abb. 4.9: Eratosthenes Seamount, Kern KC20B. Schwankungen von CaCO₃, TOC, Alkenonen und von δ¹³C in den Sapropelen S1-S10 (schattierte Bereiche).

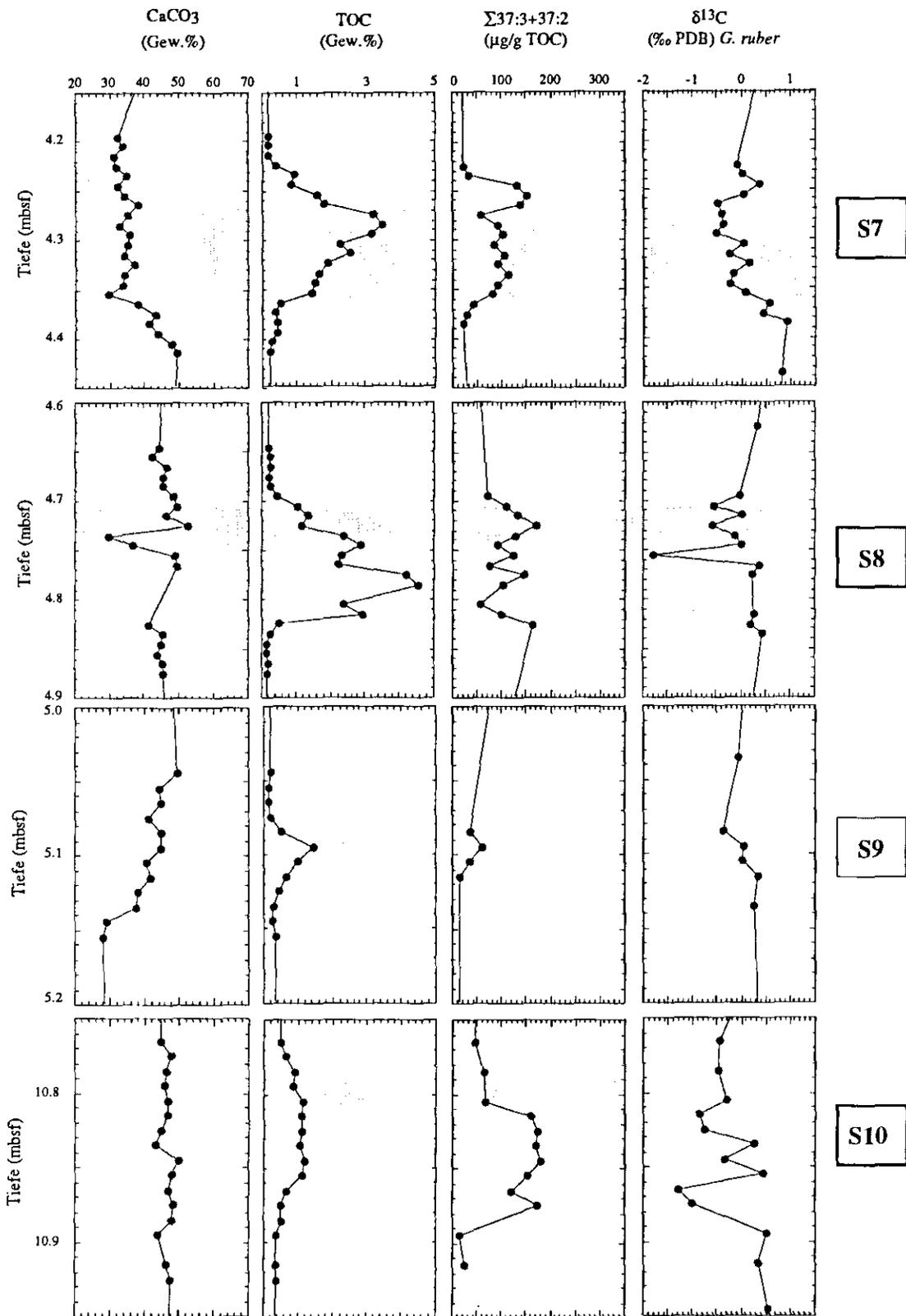


Abb. 4.9: Fortsetzung.

Der Sapropel S10 ist wie die Sapropel S1 und S3 durch niedrige TOC-Konzentrationen mit geringer Fluktuation und einheitlichen CaCO_3 -Konzentrationen gekennzeichnet, wohingegen die Alkenonkonzentrationen sprunghaft noch unterhalb der Sapropelbasis ansteigen und Konzentrationen von bis zu $181,2 \mu\text{g/g}$ TOC erreichen. Die Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ Werte, die wie die Alkenonkonzentrationen bereits vor dem Anstieg der TOC-Konzentrationen beginnt, zeigt innerhalb des Sapropels größere Schwankungen, wobei im unteren Bereich des Sapropels das $\delta^{13}\text{C}$ Signal jedoch vorübergehend zu schwereren $\delta^{13}\text{C}$ Werten wechselt.

Regionale Gradienten in den Konzentrationen von TOC, CaCO_3 , Alkenonen und $\delta^{13}\text{C}$ Fluktuationen

Wurden in Abb. 4.9 am Beispiel des Sedimentkerns KC20B im Gebiet des Eratosthenes Seamount die Ergebnisse der relativen Konzentrationsänderungen von TOC, CaCO_3 und Alkenonen erläutert sowie die Fluktuationen des $\delta^{13}\text{C}$ Signals planktischer Foraminiferen erklärt, so sollen im folgenden TOC-, CaCO_3 -, Alkenonkonzentrationen und $\delta^{13}\text{C}$ Fluktuationen exemplarisch an den zeitgleichen Sapropelen S5, S6, S7 und S9 in einem regionalen Vergleich zwischen westlichem und östlichem Mittelmeer dokumentiert werden (Abb. 4.10).

Die Zeit vor 124 ka, in der sich im Mittelmeer der Sapropel S5 gebildet hat (Lourens et al., 1996), ist von Interesse, da sich zu dieser Zeit das globale Klima von einem glazialen Maximum vor etwa 132 ka zu einem interglazialen Maximum entwickelt hat. Die Temperaturbedingungen während dieses interglazialen Maximums zur Bildungszeit des Sapropels S5 waren mit den heutigen vergleichbar oder sogar wärmer als heute (Emiliani, 1966; Shackleton, 1969). Verglichen zu dem Sapropel, der sich während eines „Klimaoptimums“ gebildet hat, wird der glaziale Sapropel S6 untersucht, um glaziale/interglaziale Unterschiede herauszuarbeiten. Inwiefern sich die interglazialen Bedingungen des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5 auch in den Sapropelen, die sich während Stadium 7 gebildet haben ähneln, wird in den Sapropelen S7 und S9 untersucht.

Die TOC-Konzentrationen steigen im Sapropel S5 von Westen nach Osten von durchschnittlich 1,47 Gew.% am Balearen Hang und 3,02 Gew.% am Pisano Plateau (de Lange, unveröff.) bis auf 3,30 Gew.% am Eratosthenes Seamount an. Somit haben sich die TOC-Konzentrationen in den S5 Sapropelen von der westlichsten Bohrung bis zur östlichsten Bohrung etwa verdoppelt.

Im regionalen Vergleich zeigt der Sapropel S6 am Balearen Hang durchschnittliche TOC-Konzentrationen, die bei 1,17 Gew.% liegen, am Pisano Plateau bei durchschnittlich 2,30 Gew.% (de Lange, unveröff.) und im Gebiet des Eratosthenes Seamounts bei 0,97 Gew.%.

Der Unterschied in den TOC-Konzentrationen zwischen dem interglazialen Sapropel S5 und dem glazialen Sapropel S6 ist im Gebiet des Eratosthenes Seamounts größer als am Balearen Hang. Die TOC-Konzentrationen im glazialen Sapropel betragen am Eratosthenes Seamount durchschnittlich nur noch etwa ein Drittel von den TOC-Konzentrationen im Sapropel S5. Am Balearen Hang lassen sich kaum Unterschiede in den TOC-Konzentrationen zwischen interglazialem und glazialem Sapropel beobachten. Die TOC-Konzentrationen der interglazialen Sapropel S7 und S9 sind am Eratosthenes Seamount mit durchschnittlichen Werten von 2,04 Gew.% (S7) und 1,24 Gew.% (S9) doppelt so hoch wie in den Sapropelen am Balearen Hang. Dort liegen die TOC-Konzentrationen nur bei 1,24 Gew.% (S7) und bei 0,60 Gew.% (S9).

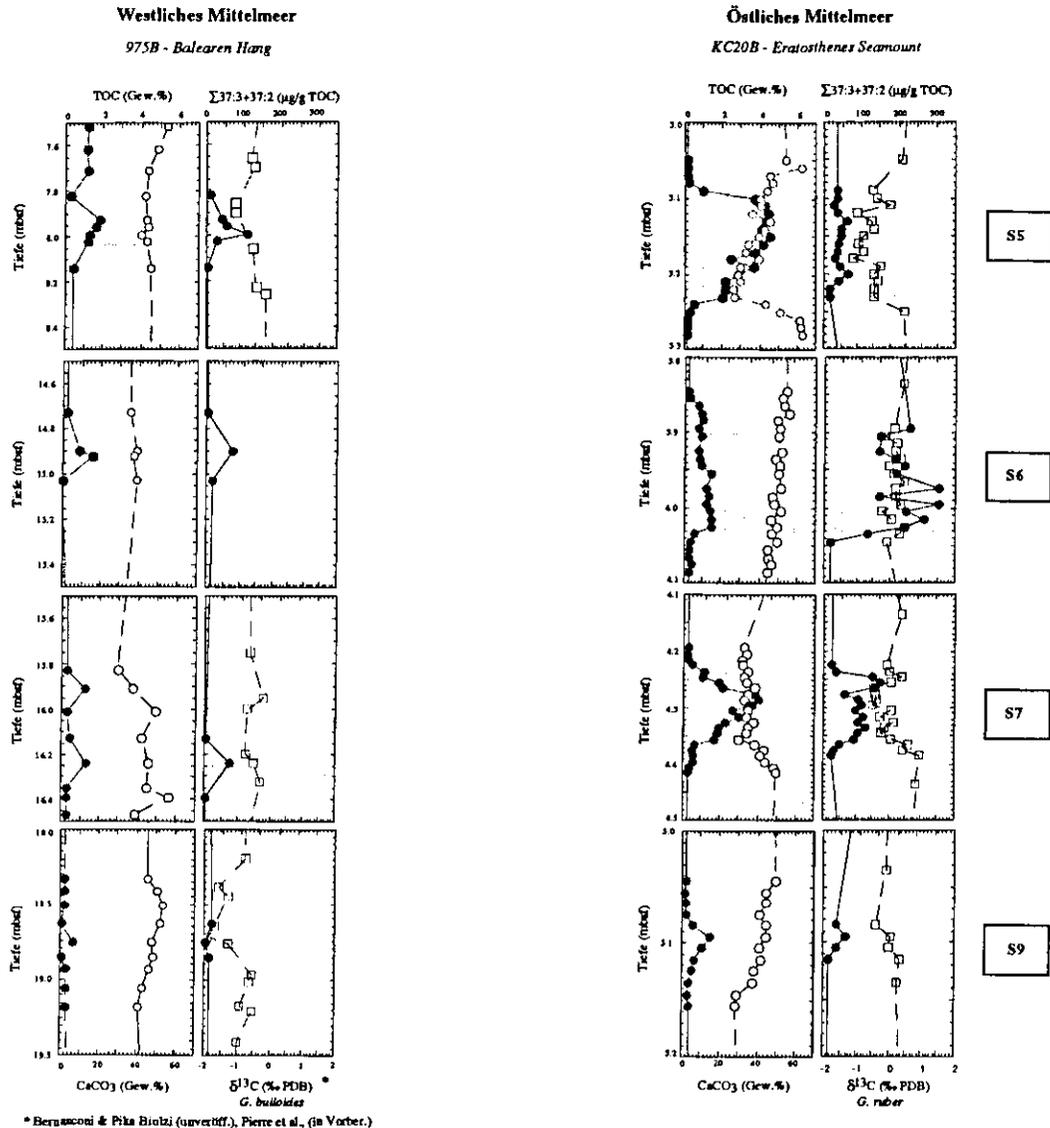


Abb. 4.10: Regionaler Vergleich der Konzentrationsmessungen von CaCO₃ (offene Kreise), TOC (gefüllte Kreise), Alkenonen (gefüllte Kreise) und δ¹³C Signalen planktischer Foraminiferen (offene Vierecke) am Beispiel der Sapropel S5, S6, S7 und S9. Repräsentativ für das östliche Mittelmeer wurde der Sedimentkern am Eratosthenes Seamount (KC20B) untersucht. Für das westliche Mittelmeer wurden die zeitlich korrelierenden Sapropel des Sedimentkerns am Balearen Hang (975B) untersucht.

Die Konzentrationen an CaCO₃ liegen in den Sapropelen am Balearen Hang (S5, S6, S7 und S9) generell einheitlich vor mit durchschnittlichen Werten von 42,57 Gew.% (S5), 38,29 Gew.% (S6), 45,73 Gew.% (S7) und 48,06 Gew.% (S9). Am Eratosthenes Seamount liegen die durchschnittlichen CaCO₃-Konzentrationen bei 35,54 Gew.% (S5), 49,73 Gew.% (S6), 34,33 Gew.% (S7) und bei 42,67 Gew.% (S9). Im Sapropel S5 am Eratosthenes Seamount wird ein deutlicher Anstieg in den CaCO₃-Konzentrationen von der Sapropelbasis bis zum Top des Sapropels und darüber hinaus beobachtet. Im glazialen Sapropel S6 bildet sich kein Trend zunehmender oder abnehmender CaCO₃-Konzentrationen aus. Verglichen mit den CaCO₃-Konzentrationen am Balearen Hang, die bei durchschnittlich 38,29 Gew.% liegen, sind die CaCO₃-Konzentrationen am Eratosthenes Seamount mit durchschnittlich 49,73 Gew.% deutlich höher. Die CaCO₃-Konzentrationen der interglazialen Sapropel S7 und S9

am Balearen Hang liegen verglichen mit den CaCO_3 -Konzentrationen am Eratosthenes Seamount etwas höher.

Die Alkenonkonzentrationen im Sapropel S5 liegen am Balearen Hang bei durchschnittlich 57,1 $\mu\text{g/g}$ TOC und am Eratosthenes Seamount bei 36,4 $\mu\text{g/g}$ TOC. Der beobachtete zunehmende Trend der TOC-Konzentrationen von Westen nach Osten während der Bildung des Sapropels S5 wird somit nicht in den Alkenonkonzentrationen beobachtet. Auffällige regionale Unterschiede in den Alkenonkonzentrationen dokumentieren sich jedoch während der Bildung des Sapropels S6. Die Alkenonkonzentrationen steigen von 68,9 $\mu\text{g/g}$ TOC am Balearen Hang auf 215,8 $\mu\text{g/g}$ TOC am Eratosthenes Seamount. Verglichen mit den Alkenonkonzentrationen im Sapropel S5 liegen diese im Sapropel S6 am Eratosthenes Seamount 6-fach erhöht vor. Bei dem Vergleich der TOC- und Alkenonkonzentrationen der Sapropel S5 und S6 am Eratosthenes Seamount fällt weiterhin auf, daß hohe TOC-Konzentrationen nicht unbedingt mit hohen Alkenonkonzentrationen einhergehen. Besonders auffällige Trends in den interglazialen Sapropelen S7 und S9, die von den Beobachtungen der Sapropel S5 und S6 abweichen, liegen nur für den Sapropel S7 vor. Die Alkenonkonzentrationen innerhalb des Sapropel S7 liegen am Eratosthenes Seamount mit Werten von 96,9 $\mu\text{g/g}$ TOC deutlich höher als am Balearen Hang (66,5 $\mu\text{g/g}$ TOC).

Die $\delta^{13}\text{C}$ Werte im Sapropel S5 betragen am Balearen Hang durchschnittlich -0,84‰ PDB, am Pisano Plateau durchschnittlich -0,39‰ PDB (-0,17 bis -0,69‰ PDB, vgl. Tab. 2, Anhang) und am Eratosthenes Seamount maximal -1,10‰ PDB und durchschnittlich bei -0,61‰ PDB. Da die $\delta^{13}\text{C}$ Werte am Balearen Hang (Bernasconi & Pika-Biolzi, unveröff; Pierre et al., einger.) jeweils im Randbereich des Sapropels gemessen wurden, ist es nicht sicher, inwiefern dieser durchschnittliche $\delta^{13}\text{C}$ Wert tatsächlich den des gesamten Sapropels dokumentiert. Es liegen dennoch Anzeichen vor, daß das $\delta^{13}\text{C}$ Signal im Sapropel S5 von Westen nach Osten negativer wird. $\delta^{13}\text{C}$ Messungen im Sapropel S6 am Balearen Hang fehlen. Daher ist ein regionaler Vergleich zwischen westlichem und östlichem Mittelmeerbecken nicht möglich. Es fällt jedoch auf, daß die $\delta^{13}\text{C}$ Werte im Sapropel S6 am Eratosthenes Seamount nur geringe Fluktuationen zeigen und mit einem durchschnittlichen Werte von +0,17‰ PDB positivere Werte aufweisen, verglichen mit den anderen interglazialen $\delta^{13}\text{C}$ Werten. Die interglazialen Sapropel S7 und S9 zeigen am Eratosthenes Seamount durchschnittliche $\delta^{13}\text{C}$ Werte von -0,13‰ PDB (S7) und 0,03‰ PDB (S9).

Aus diesen regionalen Vergleichen läßt sich schließlich folgern, daß die TOC- und Alkenonkonzentrationen der Sapropel S5, S6, S7 und S9 im Osten deutlich höher liegen als im Westen. Maximale TOC-Konzentrationen werden in den interglazialen Sapropelen S5 und S7 beobachtet. Höchste Alkenonkonzentrationen verbunden mit großen Fluktuationen werden am Eratosthenes Seamount in den Sapropelen S6 und S7 beobachtet. Die CaCO_3 -Konzentrationen liegen in den Sapropelen sehr einheitlich vor, und größere Gradienten lassen sich nur parallel mit deutlich höheren TOC-Konzentrationen beobachten, wie z.B. im Sapropel S5 und S7 am Eratosthenes Seamount. In allen Sapropelen nehmen die $\delta^{13}\text{C}$ Werte der planktischen Foraminiferen *G. ruber* und *G. bulloides* mit ansteigenden TOC- und/oder Alkenonkonzentrationen ab. Größte Amplituden von bis zu 2‰ werden in den interglazialen Sapropelen S5 und S7 am Eratosthenes Seamount beobachtet. Die $\delta^{13}\text{C}$ Signale im glazialen Sapropel S6 am Eratosthenes Seamount dokumentieren die positivsten Werte.

4.4. Diskussion

Bei der Anwendung U_{37}^k - abgeleiteter Paläotemperaturen muß im Rahmen ihrer Interpretationen der mögliche selektive Abbau höher ungesättigter Alkenone besonders in postsedimentär oxidierten Sedimenten berücksichtigt werden. Neuere Untersuchungen von Ficken & Farrimond (1995) und Flüge (1997) zeigen einheitlich, daß Oxidationsprozesse einen Einfluß auf den U_{37}^k Index haben und somit rekonstruierte Paläotemperaturen fehlerhaft in oxidierten Sedimenten sein können (vgl. S.14). Solch ein Fehler bedingt durch oxidativen Abbau der Alkenone führt dazu, daß höhere Paläotemperaturen rekonstruiert werden, da höher ungesättigte Alkenone aufgrund ihrer höheren Reaktivität schneller abgebaut werden. Der oxidative Artefakt ist jedoch nur in Gebieten mit generell niedrigen Alkenonabbildungstemperaturen von Bedeutung. Mehrere Untersuchungen an Sapropelen des Mittelmeeres beweisen, daß fortschreitende postsedimentäre Oxidationsvorgänge des organischen Materials („burn down“) den ursprünglichen Sapropel S1 mit seinen charakteristischen Merkmalen (z.B. deutlich höhere TOC-Konzentrationen) von oben nach unten verändert haben (z.B. de Lange et al., 1989; Pruyers et al., 1993 u.a.). Bezogen auf die in dieser Studie vorgestellten Untersuchungen können möglicherweise rekonstruierte Paläotemperaturen aus Bereichen oberhalb der Sapropel Fehler beinhalten. Da vermutet wird, daß dieser Fehler in den Paläotemperaturabschätzungen nur gering ist, eine Abschätzung über die Größenordnung des Oxidationseinflusses auf den U_{37}^k Index jedoch nicht möglich ist, bleiben Temperaturen aus den Bereichen, in denen postsedimentärer oxidativer Abbau möglicherweise stattgefunden haben könnte, für nachfolgende paläoozeanographische Interpretationen unberücksichtigt.

Alle ermittelten U_{37}^k Werte wurden mit der Regressionsgleichung von Prahl et al. (1988) in Oberflächentemperaturen (SST) umgerechnet. Die kürzlich für das Mittelmeer kalibrierte Alkenontemperaturgleichung (Ternois et al., 1997) ist in ihrer Anwendung nur für Temperaturbereiche von 13 bis 19°C (U_{37}^k Bereich: 0,3 bis 0,55) geeicht. Da Sedimente dieser Studie höhere U_{37}^k Werte aufweisen, werden Alkenontemperaturen, die mit der Mittelmeer-Alkenontemperaturgleichung berechnet würden, nur vergleichend in der Diskussion um Paläotemperaturen und -salinitäten hinzugezogen.

In der folgenden Diskussion zu den rekonstruierten Paläotemperaturen (SST) wird zunächst die SST Entwicklung innerhalb der einzelnen Sapropel im westlichen und östlichen Mittelmeer erläutert. Danach wird ein synoptischer Vergleich der regionalen SST Gradienten zwischen den östlichen (KC20B; Eratosthenes Seamount und KC01/B; Pisano Plateau) und westlichen (975B; Balearen Hang und 974B; Tyrrhenisches Meer) Bohrungen angestellt. Zusammen mit den rekonstruierten Salinitäten werden hydrographische Gradienten erarbeitet, die während der Sapropelbildung im Mittelmeer vorgelegen haben. Im Anschluß werden die Ergebnisse der Konzentrationsmessungen von TOC, CaCO_3 und Alkenonen sowie die $\delta^{13}\text{C}$ Fluktuationen hinsichtlich einer erhöhten Produktivität zur Zeit der Sapropelbildung diskutiert.

4.4.1. Temperaturentwicklung und regionale SST Gradienten während der Sapropelbildung

Die rekonstruierten SST zu Beginn der Bildung des Sapropels S1 am Eratosthenes Seamount und am Pisano Plateau weisen auf einen leichten Temperaturanstieg hin. Am Pisano Plateau werden zunächst unterhalb des Sapropels abnehmende Temperaturen von 18,3°C auf 15,8°C beobachtet (Abb. 4.11). Die Sapropelbildung beginnt bei relativ niedriger Temperatur von 14,8°C. Anschließend steigt im unteren Bereich die Temperatur bis auf 18,7°C. Nach einer kurzfristigen Temperaturabnahme lie-

gen Temperaturen ohne größere Fluktuationen zwischen 17,0 und 18,4°C vor. Kurz vor dem Top des heute noch sichtbaren Sapropels steigt die Temperatur noch einmal kurzfristig auf 19,0°C an und liegt bis zum Top konstant bei 18,4°C. Die Temperaturentwicklung zu Beginn der Sapropelbildung am Eratosthenes Seamount beginnt mit einem Anstieg von 18,8 auf 19,2°C. Anschließend liegen konstante Temperaturen von 18,6°C vor. Auch in diesem Sapropel wird kurz vor dem Top des Sapropels ein Temperaturmaximum von 20,1°C beobachtet. Oberhalb dieses Maximums liegen konstante Temperaturen von 19,6°C vor.

Die rekonstruierten SST vor der Bildung des Sapropels S3 am Pisano Plateau steigen von 17°C bis auf 20,2°C. Im unteren Bereich des Sapropels werden höchste Temperaturen von bis zu 22,1°C beobachtet. Anschließend sinken die Temperaturen bis zum Top des Sapropels kontinuierlich auf 17,2°C ab. Oberhalb des Sapropels steigt die Temperatur noch einmal kurzfristig auf 18,3°C an. Aufgrund einer möglichen postsedimentären Veränderung des U^k_{37} Index beinhalten Temperaturschätzwerte oberhalb des Sapropels jedoch möglicherweise Fehler. Am Eratosthenes Seamount konnten unterhalb des Sapropels S3 keine Alkenonsignale ermittelt werden. Die rekonstruierten Temperaturen liegen im Sapropel konstant bei 17,6°C. Oberhalb des Sapropels steigen sie sprunghaft auf 20,7°C. Da solch drastischer Temperaturanstieg in keinem der anderen Sapropole, denen relativ einheitliche Temperaturen vorausgingen, beobachtet wurde, läßt sich ein Oxidationseffekt in dem ermittelten U^k_{37} Index in diesem Sapropel nicht ausschließen.

Der Sapropel S4, der nur in der Sedimentabfolge am Pisano Plateau erscheint, ist durch sehr einheitliche Temperaturen gekennzeichnet. Unter der Sapropelbasis werden konstante Temperaturen von durchschnittlich 16,5°C beobachtet. Die Sapropelbildung beginnt mit einer Temperatur von 16,7°C und steigt in der Mitte des Sapropels auf ein erstes Maximum von 18,7°C an. Anschließend sinkt die Temperatur kurzfristig auf 17,8°C ab und steigt dann zum Top des Sapropels wieder bis auf 18,2°C an. Unmittelbar oberhalb des Sapropels S4 wird zunächst die Entwicklung kontinuierlich ansteigender Temperaturen aufrechterhalten, jedoch sinkt dann die Temperatur abrupt auf 16,2°C ab.

Die Temperaturverläufe innerhalb des S5 Sapropole am Balearen Hang, Pisano Plateau und am Eratosthenes Seamount sind wie in Abb. 4.11 dargestellt, zunächst recht einheitlich. Die rekonstruierten Temperaturen weisen relativ zu der Zeit vor der Sapropelbildung in allen drei Bohrungen höhere Werte auf. Innerhalb der Sapropole werden kontinuierlich ansteigende Temperaturen beobachtet. Am Balearen Hang steigen die Temperaturen im Sapropel von 20,2°C kontinuierlich auf 22,5°C. Am Pisano Plateau steigen die Temperaturen von 19,0°C kontinuierlich auf 21,8°C, und am Eratosthenes Seamount läßt sich trotz zweier „Ausreißer“ ein Temperaturanstieg von 21,4°C auf 22,0°C beobachten. Es wird deutlich, daß der Temperaturanstieg innerhalb der S5 Sapropole sich regional unterscheidet. In der östlichsten Bohrung beträgt er lediglich 0,6°C, wohingegen am Balearen Hang und am Pisano Plateau Temperaturanstiege von 2,3 bzw. 2,8°C beobachtet werden.

Der einzige glaziale Sapropel S6 dokumentiert sich in allen drei Bohrungen mit den niedrigsten Temperaturen. Vor der Bildung des Sapropels S6 werden abnehmende Temperaturverläufe beobachtet. Am Balearen Hang sinkt die Temperatur von 15,9°C auf 12,8°C, steigt anschließend jedoch wieder leicht an. Am Pisano Plateau steigt die Temperatur unterhalb des Sapropels zunächst von 15,1°C auf 17,6°C, sinkt dann jedoch auf Werte von 13,7°C. Trotz weniger kurzfristiger Temperaturmaxima, die im unteren Bereich des Sapropels S6 am Pisano Plateau bei 16,5°C liegen, im mittleren Bereich noch bei 15,1°C und im oberen Bereich des Sapropels nur noch 14,4°C betragen, läßt sich ein stetig

abnehmender Temperaturverlauf beobachten, der kurz vor dem Top des Sapropels endet (Abb. 4.11). Am Eratosthenes Seamount sinkt die Temperatur von 16,3°C auf 13,4°C und bleiben innerhalb des Sapropels konstant. Kurz vor der heute noch sichtbaren oberen Grenze des Sapropels wird im oberen Bereich ein kurzfristiges Temperaturmaximum beobachtet, das jedoch nur bei 14,4°C liegt. Anschließend sinkt die Temperatur auf 12,7°C.

Die Temperaturentwicklungen in den Sapropelen S7, S8 und S9 weisen keine grundsätzlichen Unterschiede zu den bereits erläuterten auf. Es scheint jedoch, daß die Temperaturfluktuationen innerhalb der Sapropelle S7 und S8 besonders am Eratosthenes Seamount auffälliger werden.

Da die rekonstruierten Alkenontemperaturen auf der alkenonsynthetisierenden Prymnesiophyceae *E. huxleyi* basieren, deren erstes Auftreten auf 268 ka vor heute angegeben wird (Thierstein et al., 1977), können die rekonstruierten Alkenontemperaturen der älteren Sapropelle S10 bis SO-II nicht von *E. huxleyi* abgeleitet werden. Wie bereits in Kapitel 1 erläutert wurde, synthetisiert auch *G. oceanica* Alkenone (Volkman et al., 1995). Das erste Auftreten von *G. oceanica* in Mittelmeer-Sedimenten wird mit 1,72 Ma (de Kaenel & Siesser, eingebr.) angegeben, so daß die Alkenonsignale in den alten Sapropelen S10 bis SO-II möglicherweise auf *G. oceanica* zurückzuführen sind. Die Temperaturabhängigkeit der Alkenonsignale rezenter *G. oceanica* ist ähnlich der der rezenten *E. huxleyi* (vgl. Kapitel 1, Abb. 1.2). Daher können zumindest Temperaturtrends in den älteren Sapropelen mit in die Betrachtungen einbezogen werden.

Die Temperaturentwicklungen in den Sapropelen S10 bis SO-II ähneln grundsätzlich den bisher beobachteten. Die Temperaturfluktuationen sind zur Bildungszeit des Sapropels S10 am Eratosthenes Seamount sehr gering und zeigen von unterhalb der Sapropelbasis bis zum Top einen leicht abnehmenden Trend. Die Sapropelle S11 im Tyrrhenischen Meer und am Pisano Plateau weisen im Bereich des TOC Maximums leicht ansteigende Temperaturtrends auf. Die auffälligsten Temperaturänderungen werden im Sapropel SO-II am Pisano Plateau beobachtet. Während sich die SO-II Sapropelle im westlichen Mittelmeer parallel zu einem leichten SST Anstieg im Oberflächenwasser bildeten, kam es im Gebiet des Pisano Plateaus zu einer deutlichen Temperaturabnahme.

Die Temperaturen der beprobten Sapropelle im östlichen und westlichen Mittelmeer schwanken somit durchschnittlich zwischen 13,3°C und 21,6°C am Eratosthenes Seamount, zwischen 13,4°C und 20,4°C im Gebiet des Pisano Plateaus, zwischen 17,9°C und 19,8°C im Tyrrhenischen Meer und zwischen 13,4°C und 21,2°C am Balearen Hang. Die SST Entwicklung innerhalb der Sapropelle läßt sich nicht generell mit einem für alle Sapropelle geltenden Schema beschreiben. Es werden innerhalb der Sapropelle sowohl einheitliche SST Verläufe mit geringen Fluktuationen beobachtet, wie z.B. während der Bildung der Sapropelle S3 (KC20B), S4, S9, S10 und S12 aber auch abnehmende (S3; KC01/B, S6, S7; KC20B) oder leicht zunehmende SST Verläufe (S1, S5, S7; KC01/B, S8).

Die durchschnittliche SST des Sapropels S1 liegt bei 17,3°C am Pisano Plateau und bei 19,3°C am Eratosthenes Seamount. Der SST Gradient beträgt somit 2°C zunehmend in Richtung Osten und ist somit etwa viermal größer als der heutige Gradient zwischen beiden Gebieten (Abb. 4.12). Der Sapropel S1 hat sich zu Zeiten gebildet als im östlichen Mittelmeer 3,0°C (Pisano Plateau) und 2,3°C (Eratosthenes Seamount) niedrigere Temperaturen vorlagen als heute im Jahresdurchschnitt beobachtet werden.

Westliches Mittelmeer

975B - Balearen Hang

974B - Tyrrhenisches Meer

Östliches Mittelmeer

KC01/B - Pisano Plateau

KC20B - Eratosthenes Seamount

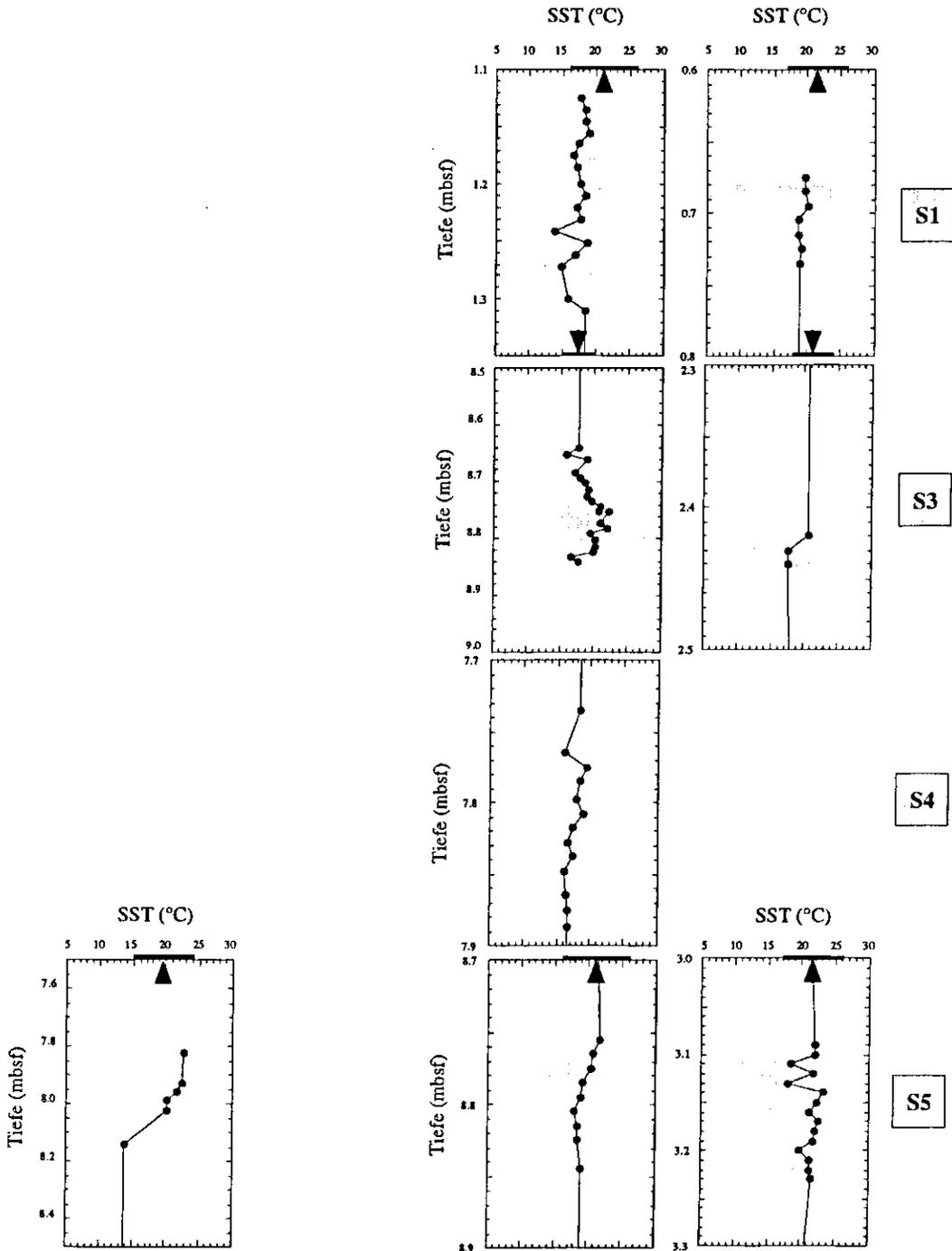


Abb. 4.11: Darstellung der Alkenon-SST der beprobten Sapropel der Bohrungen 975B (Balearen Hang), 974B (Tyrrhenisches Meer), KC01/B (Pisano Plateau) und KC20B (Eratosthenes Seamount) im westlichen und östlichen Mittelmeer. Die Balken am oberen Rand der SST-Skala markieren den Bereich heutiger Winter- bis Sommer-SST und der SST im Jahresdurchschnitt (Pfeil). Am unteren Rand der SST-Skala des Sapropels S1 sind die glazialen Winter- bis sommer-SST nach Thiede (1978) dargestellt einschließlich durchschnittlicher SST (Pfeil). Die Sapropel S1 bis S8 wurden im Tyrrhenischen Meer nicht erbohrt. Am Balearen Hang ist der S5 der jüngste Sapropel.

Westliches Mittelmeer

975B - Balearen Hang 974B - Tyrrhenisches Meer

Östliches Mittelmeer

KC01/B - Pisano Plateau KC20B - Eratosthenes Seamount

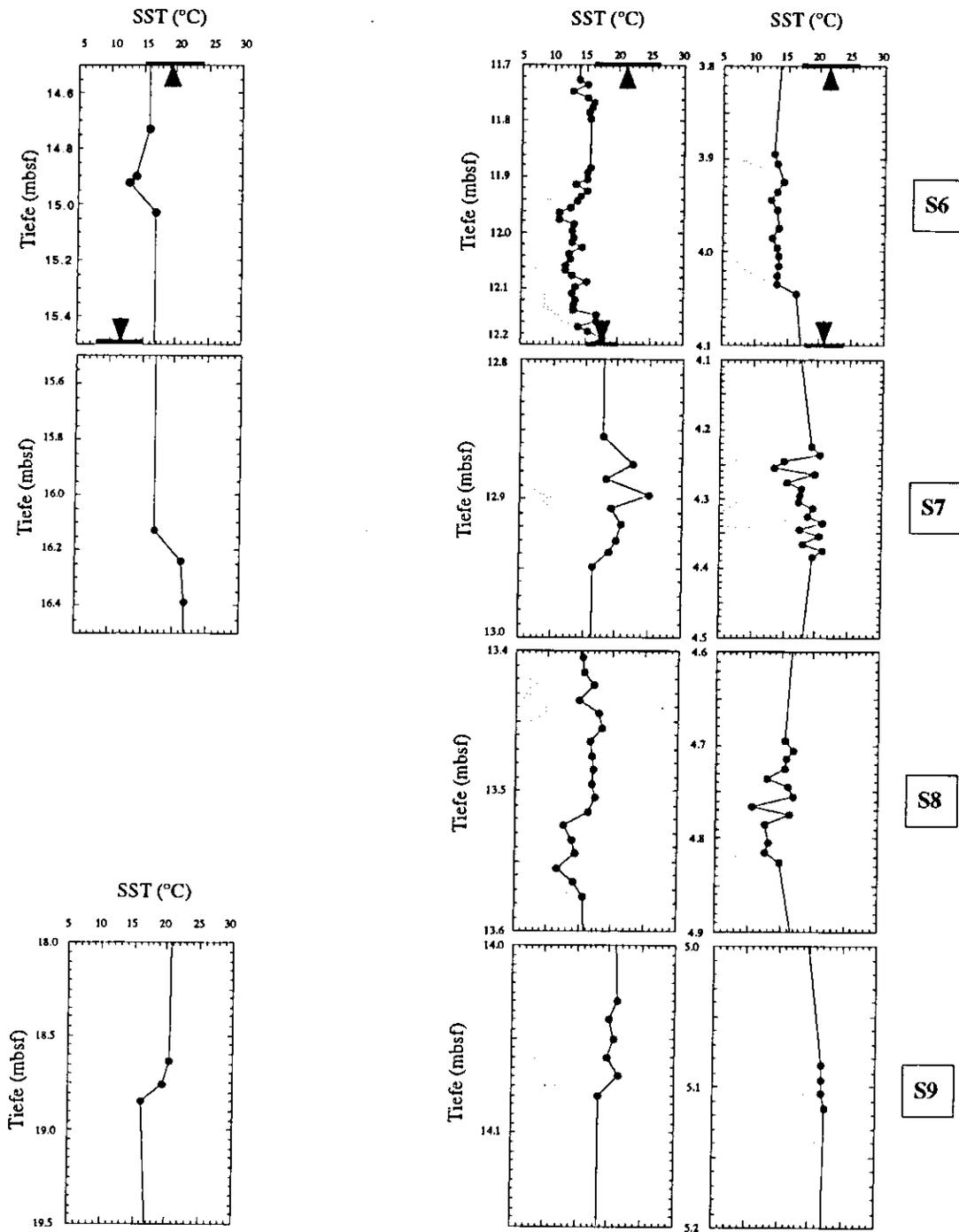


Abb. 4.11: Fortsetzung. Die Sapropel S6, S7 und S8 liegen in der Bohrung 974 nicht vor. Der Sapropel S8 liegt in der Bohrung 975B nicht vor.

Westliches Mittelmeer

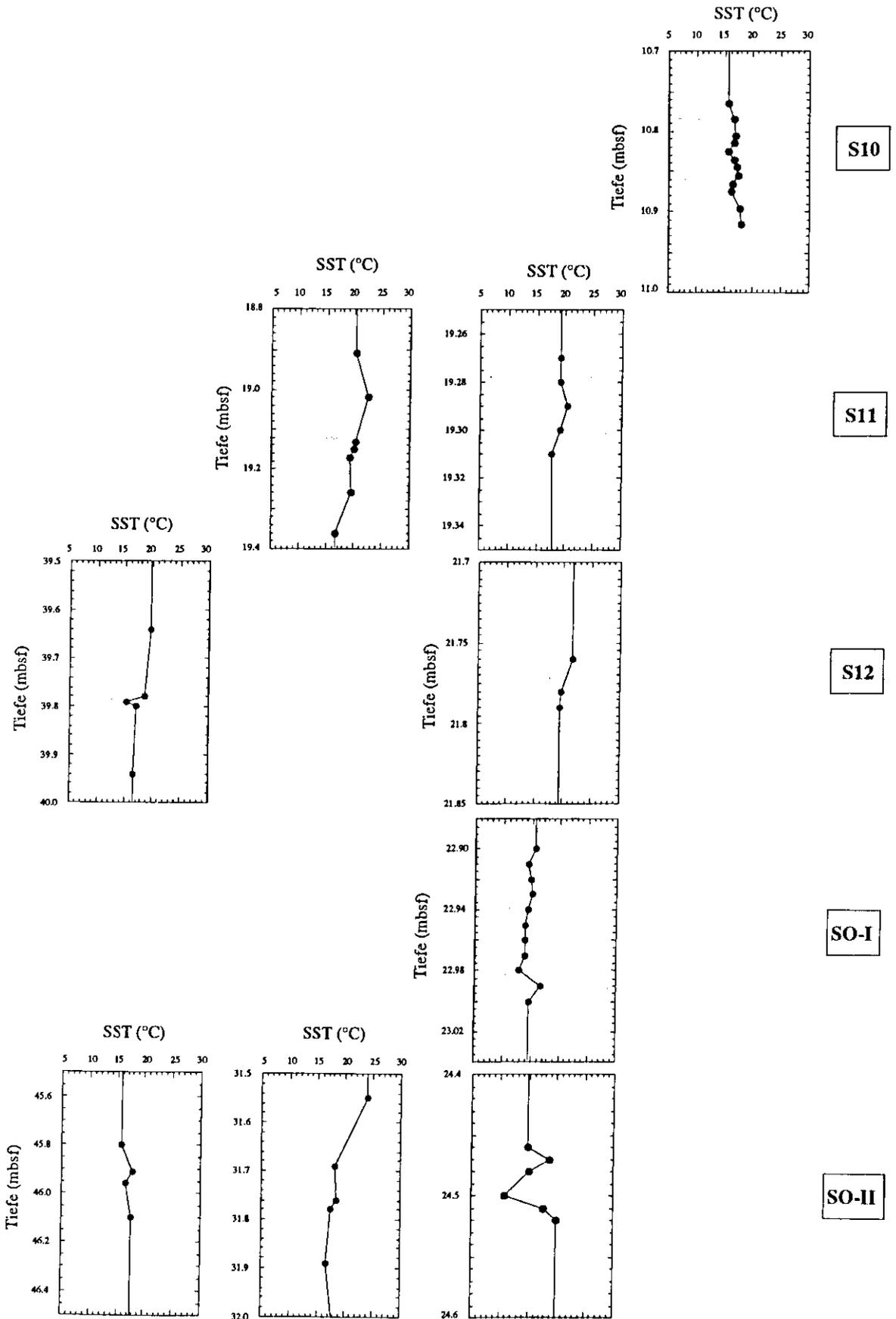
Östliches Mittelmeer

975B - Balearen Hang

974B - Tyrrhenisches Meer

KC01/B - Pisano Plateau

KC20B - Eratosthenes Seamount



Diese Beobachtungen stimmen mit den Ergebnissen von Aksu et al. (1995) überein, die in einem Nord-Süd-Profil durch das Ägäische Meer an S1 Sapropelen Winter- und Sommer-SST durch die Häufigkeitsverteilung planktischer Foraminiferen bestimmten. Die aus ihren Ergebnissen berechneten durchschnittlichen SST liegen für den Sapropel S1 zwischen 15°C und 18°C und somit niedriger als die SST im Jahresdurchschnitt, die heute im Ägäischen Meer vorliegen. Obwohl der Sapropel S1 vor 8 ka (Lourens et al., 1996) und somit nach dem glazialen Maximum und nach einer kurzen kälteren Epoche zwischen 11 und 10 ka (Jüngere Dryas) gebildet wurde, liegen die rekonstruierten Alkenon-SST des Sapropels S1 im Bereich rekonstruierter glazialer SST. Thiede (1978) gibt für die Levantinen See glaziale Winter-SST von etwa 18°C und Sommer-SST von etwa 24°C an und für das Ionische Meer Winter-SST von 15°C und Sommer-SST von 20°C. Die rekonstruierten Alkenon-SST liegen somit im Bereich rekonstruierter glazialer SST im Jahresdurchschnitt (KC01/B; Pisano Plateau) oder sogar niedriger (KC20B; Eratosthenes Seamount). Unter Berücksichtigung der Alkenon-temperaturkalibrierungsgleichung von Ternois et al. (1997) würden durchschnittliche Temperaturen von 20,4°C am Pisano Plateau und von 22,1°C am Eratosthenes Seamount rekonstruiert werden. Der Temperaturgradient zwischen beiden Gebieten von 1,7°C wäre somit etwa dreimal höher als heute beobachtet wird.

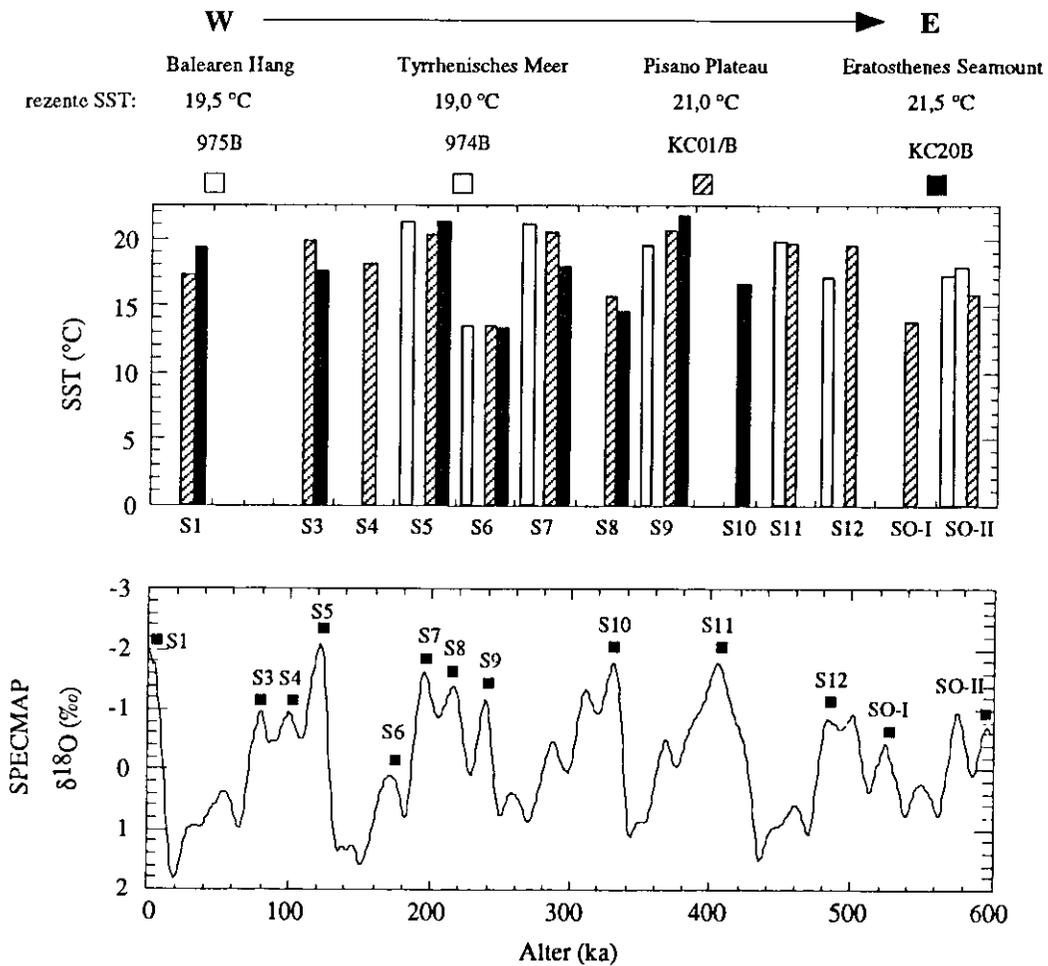


Abb.4.12: Übersichtsdarstellung durchschnittlicher Alkenon-SST der Sapropel im Untersuchungsgebiet.

Im Gegensatz zu den Bedingungen während der Bildung des Sapropels S1 liegen während der Bildung des Sapropels S3 zwischen Pisano Plateaus und Eratosthenes Seamount inverse Temperaturgradienten vor (Abb. 4.12). Am Pisano Plateau werden im Sapropel S3 durchschnittlich 19,8°C beob-

achtet, dagegen nur 17,6°C am Eratosthenes Seamount. Auch für diesen Sapropel liegen die rekonstruierten Alkenon-SST um 0,5°C (Pisano Plateau) und um 4,0°C niedriger als rezente SST im Jahresdurchschnitt.

Die durchschnittlichen SST des Sapropels S5, der während eines Klimaoptimums im Stadium 5e gebildet wurde, liegen bei 21,2°C am Balearen Hang, bei 20,2°C am Pisano Plateau und bei 21,2°C im Gebiet des Eratosthenes Seamount. Ein SST Gradient liegt nur zwischen den beiden Gebieten des östlichen Mittelmeerbeckens vor und nimmt in Richtung Osten um 1°C zu. Er ist somit doppelt so hoch wie heute (Abb. 4.12). Die globalen klimatischen Bedingungen während dieser Zeit waren den heutigen ähnlich oder wärmer (Emiliani, 1966). Diese Beobachtungen stimmen mit den Ergebnissen der Alkenonuntersuchungen überein. Die durchschnittlichen Alkenontemperaturen des Sapropels S5 im östlichen Mittelmeer liegen im Bereich rezenter Jahresdurchschnittstemperaturen. Am Balearen Hang liegen die rekonstruierten SST dagegen um 2,2°C höher als rezente Jahresdurchschnittstemperaturen. Die Bildungszeit des Sapropels S5 (124 ka, Lourens et al., 1996) ist auch eine Zeit, in der der Meeresspiegel höher war als heute (z.B. Shackleton & Matthews, 1977). Die Beobachtung, daß sowohl am Balearen Hang im Westen als auch am Eratosthenes Seamount im Osten zur Zeit der Bildung des Sapropels S5 gleiche SST vorgelegen haben, könnte entweder auf sehr einheitliche SST im Mittelmeer zurückzuführen sein oder auf eine lokale Erwärmung im Gebiet des Balearen Hanges, zumal heute zwischen beiden Gebieten ein SST Gradient von etwa 2°C zunehmend in Richtung Osten besteht.

Die SST der einzigen glazialen S6 Sapropole dokumentieren die niedrigsten Temperaturen aller untersuchten Sapropole und zugleich die regional einheitlichsten. Ein offensichtlicher Temperaturgradient läßt sich nicht erkennen. Am Balearen Hang (975B) liegen durchschnittliche SST von 13,4°C vor, am Pisano Plateau (KC01/B) 13,4°C vor und am Eratosthenes Seamount (KC20B) nur 13,3°C. Somit sind die rekonstruierten SST in den S6 Sapropelen um 5,6°C (975B), 6,9°C (KC01/B) und um 8,3°C (KC20B) niedriger als rezente SST im Jahresdurchschnitt.

Die rekonstruierten SST der S7 Sapropole betragen am Balearen Hang, Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount durchschnittlich 21,1°C, 20,4°C und 17,8°C. Der Gradient ist somit 3,3°C zunehmend in Richtung Westen und invers relativ zu heutigen SST Gradienten. Ähnlich wie bereits in den Sapropelen S3 und S5 beobachtet, liegen die SST des Sapropels S7 zumindest nur für das Gebiet des Pisano Plateaus etwa im Bereich rezenter jahresdurchschnittlicher SST.

Deutlich niedrigere SST, aber ebenfalls inverse SST Gradienten werden zur Zeit der Bildung des Sapropels S8 beobachtet, mit durchschnittlich nur noch 15,7°C am Pisano Plateau und 14,5°C am Eratosthenes Seamount vor. Die rekonstruierten SST des S8 liegen somit um 4,6°C (KC01/B) und um 7,1°C (KC20B) niedriger als rezente SST im Jahresdurchschnitt.

Die SST Bedingungen während der Bildung des Sapropels S9 liegen am Balearen Hang durchschnittlich bei nur 19,5°C, am Pisano Plateau bei 20,5°C und am Eratosthenes Seamount bei 21,6°C. Die rekonstruierten SST stimmen mit den rezenten SST im Jahresdurchschnitt überein (Eratosthenes Seamount) oder liegen um 0,5°C (Balearen Hang) und 0,2°C (Pisano Plateau) höher. Der SST Gradient zwischen Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount beträgt 2,1°C zunehmend in Richtung Osten.

Ein offensichtlicher regionaler Temperaturgradient für den Sapropel S11 zwischen Tyrrhenischen Meer und Pisano Plateau kann nicht beobachtet werden. Es liegen zwischen Tyrrhenischen Meer und Pisano Plateau einheitliche SST Bedingungen vor. Aus den Temperaturrekonstruktionen des Sapropels S12 dokumentiert sich zwischen Balearen Hang und Pisano Plateau ein Temperaturgradient von 2,4°C zunehmend in Richtung Osten. Im Gegensatz zu den Verhältnissen während der Bildung des S12 haben wahrscheinlich während der Bildung des Sapropels SO-II zwischen Balearen Hang und Pisano Plateau inverse Temperaturgradienten vorgelegen.

Interpretation der beobachteten SST Gradienten aus der Sicht heutiger Zirkulationsprozesse

Wie aus Abb. 4.12 hervorgeht, wird heute zwischen Balearen Hang und Eratosthenes Seamount ein SST Gradient von 2°C zunehmend in Richtung Osten beobachtet. Vom Gebiet des Pisano Plateaus bis zum Eratosthenes Seamount nehmen die SST um 0,5°C nach Osten zu. Im Tyrrhenischen Meer liegen heute, im Vergleich der untersuchten Gebiete die niedrigsten Temperaturen vor. Der Vergleich dieser rezenten Bedingungen mit den Verhältnissen zur Zeit der Sapropelbildung zeigt, daß der rezent vom Balearen Hang zum Eratosthenes Seamount zunehmende SST Verlauf und SST Gradient von 2°C nicht mit den Beobachtungen während der Sapropelbildung übereinstimmt. Ähnliche SST Verläufe wie sie heute im Mittelmeer vorliegen, dokumentieren sich nur in den Sapropelen S1 und S9, in denen die SST in Richtung Osten zwar zunehmen, die SST Gradienten zwischen den Gebieten Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount jedoch viermal (S1) bzw. doppelt (S9) so hoch sind verglichen mit dem rezenten SST Gradienten zwischen beiden Gebieten (0,5°C). Die zwischen Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount beobachtete ansteigenden SST dokumentiert sich auch im Sapropel S5. Die regionale Besonderheit innerhalb dieses Sapropels zeigt sich jedoch am Balearen Hang, wo auffällig hohe SST von durchschnittlich 21,2°C angezeigt werden. Dies bedeutet, daß am Balearen Hang zur Zeit der Bildung des Sapropels S5 (während des Klimaoptimums im Stadium 5e) wahrscheinlich ähnliche Temperaturverhältnisse vorgelegen haben wie am Eratosthenes Seamount im Osten. Liegen im Jahresdurchschnitt im östlichen Mittelmeer während der Bildung des Sapropels S5 ähnliche SST vor wie heute, werden am Balearen Hang 2,2°C höhere SST als heute an der Oberfläche im Jahresdurchschnitt vorliegen, angezeigt. Im Gegensatz zu den SST Verhältnissen während eines interglazialen Maximums (S5) zeichnen sich die SST Bedingungen während der Bildung des glazialen Sapropels S6 durch einheitlich niedrige SST Bedingungen im gesamten Untersuchungsgebiet aus. Die Temperaturen liegen bei 13,3°C am Eratosthenes Seamount und bei 13,4°C am Pisano Plateau und am Balearen Hang. Ein SST Gradient liegt nicht vor. Neben diesen Beobachtungen fallen die Sapropetele S7 und S8 durch inverse SST Trends auf, d.h. die Temperaturen nehmen nach Westen zu. Die Gradienten liegen bei 3,3°C im Sapropel S7 und bei 1,2°C im Sapropel S8.

Es lassen sich nach den obigen Beobachtungen die Sapropetele in drei Gruppen einteilen: 1. Sapropetele, aus Bildungszeiten, in denen SST Trends vorlagen, die den heutigen entsprechen, also von Westen nach Osten kontinuierlich zunahmten. Dieser Gruppe gehören die Sapropetele S1, S5, S9 und möglicherweise auch S12 an. 2. Sapropetele S3, S7, S8 und möglicherweise SO-II, die sich gebildet haben, als inverse SST Trends zwischen östlichem und westlichem Mittelmeer vorlagen. 3. Sapropetele S6 und S11, aus einer Zeit, in der wahrscheinlich sehr einheitliche SST Bedingungen im gesamten Untersuchungsgebiet vorlagen.

Vergleicht man „normale“ SST Trends (S1, S5, S9 und S12) mit den heutigen lokalen ozeanischen Verhältnissen im Mittelmeer, läßt sich ein deutlich größerer SST Gradient zwischen den Gebie-

ten Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount am ehesten durch den Einfluß kalter Wassermassen auf das Gebiet am Pisano Plateau erklären. Die Herkunft dieser kalten Wassermassen wird aus der Adria vermutet. Die Oberflächenzirkulation in der Adria ist heute durch einen großräumig, zyklonisch drehenden Wirbel (Abb. 4.3) mit einem nördlichen Einstrom entlang der Küste im Osten und einem südlichen Ausstrom entlang der Küste Italiens im Westen charakterisiert (Orlic et al., 1992). Die Wassermassen, die sich entlang der Westküste in Richtung Süden ausbreiten, sind in ihren charakteristischen Eigenschaften stark von den Wassermassen des Po beeinflusst und vermischen sich im Gebiet des Pisano Plateaus (KC01/B) mit denen des zyklonisch drehenden Wirbels des Ionischen Meeres (vgl. Abb. 4.3). Im Winter bleiben diese vom Po-Abfluß beeinflussten niedrigsalinen Wassermassen auf das unmittelbare Küstengebiet beschränkt, breiten sich jedoch während der Sommermonate bis weit auf das Ionische Meer hinaus aus (Orlic et al., 1992). Die aus den SST Einzelmessungen in den Sapropelen berechneten Standardabweichungen, die möglicherweise die SST Fluktuationen während der Bildung des Sapropels S1 dokumentieren, sind am Pisano Plateau mit $1,5^{\circ}\text{C}$ höher als die am Eratosthenes Seamount ($0,6^{\circ}\text{C}$). Diese größeren SST Fluktuationen am Pisano Plateau reflektieren möglicherweise den Einfluß des Adria-Ausstroms, dessen Wassermassen durch den Po-Abfluß kalt und durch seinen niedrigen Salzgehalt an der Oberfläche bleiben. Die relativ zu heute höheren SST Gradienten zwischen Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount der Sapropel S1 (2°C), S5 (1°C) und S9 ($1,1^{\circ}\text{C}$) können ebenfalls auf einen verstärkten Einfluß durch das durch den Po-Abfluß modifizierte Adria-Austromwasser zurückgeführt werden. Es ist ebenso möglich, daß der Rückstrom rezirkulierender, wärmerer Wassermassen aus dem Osten (Levantisches Becken) zur Bildungszeit der Sapropel S1, S5 und S9 langsamer verlief und die SST im Gebiet des Pisano Plateaus, die zusätzlich durch Wassermassen des Po beeinflusst sind, somit relativ niedriger lagen, und sich der SST Gradient zwischen beiden Gebieten vergrößerte. Andererseits könnte der divergenzgetriebene Auftrieb kälterer Wassermassen im zyklonisch orientierten Wirbel im Gebiet des Pisano Plateaus die SST erniedrigt haben (vgl. Abb. 4.3). Ein verstärkter Einfluß durch festländischen Abfluß oder auch durch den Auftrieb kälterer Wassermassen innerhalb zyklonischer Wirbel auf das Gebiet des Pisano Plateaus läßt sich aus der Rekonstruktion von Salinitäten und Salinitätsgradienten zwischen beiden Gebieten ableiten.

Inverse SST Trends zwischen den Gebieten des Pisano Plateaus und des Eratosthenes Seamounts existieren heute zu keiner Jahreszeit. Jedoch werden solche Trends in den rekonstruierten SST der Sapropelen S3, S7, S8 und SO-II beobachtet. Daß sich dieser Trend bis ins westliche Mittelmeer fortsetzt, zeichnet sich im Sapropel S7 und SO-II ab (Abb. 4.12). Inwiefern dieser Befund auch auf die anderen Sapropel mit inversen SST Trends angewendet werden kann, läßt sich bislang nicht beweisen, da die Sapropel S3 und S8 am Balearen Hang entweder nicht gebildet wurden oder bereits vollständig oxidiert sind und als Sapropel im Sedimentkern nicht erkannt wurden. Obwohl die durchschnittlichen SST der Sapropel S3 und S7 am Eratosthenes Seamount um $3,9^{\circ}\text{C}$ und $3,7^{\circ}\text{C}$ niedriger als rezente durchschnittliche SST in diesem Gebiet liegen, befinden sie sich jedoch noch im Bereich der rezenten lokalen saisonalen SST Schwankungen. Die durchschnittliche SST des Sapropels S8 im Gebiet des Eratosthenes Seamount liegt um $2,5^{\circ}\text{C}$ niedriger als die lokalen Winter-SST und somit außerhalb der saisonalen SST Schwankungen. Die Prozesse, die zu derart niedrigen SST während der Interglazialzeiten (Stadium 7) zusammen mit inversen SST Trends geführt haben, sind bislang noch unklar. Inverse SST Trends zwischen Eratosthenes Seamount und Pisano Plateau lassen sich nicht mit einem verstärkten Einfluß des Nils in Zusammenhang bringen, da frühe Untersuchungen von Liebmann (1935) zeigen, daß ein verstärkter Nil-Abfluß keinen Einfluß auf die Wassertemperaturen

hat. Inverse SST Trends könnten jedoch durch lokalen Auftrieb kalter Tiefenwasser im Gebiet des Levantinischen Beckens erklärt werden. Der Auftrieb nährstoffreicher, kalter Tiefenwasser wird heute im Levantinischen Becken zwischen Rhodos und Zypern innerhalb eines großräumigen zyklonischen Wirbels beobachtet (Salihoglu et al., 1990). Ausgehend von der Annahme, daß ähnliche Verhältnisse auch zur Bildungszeit der Sapropel vorlagen, könnte die Advektion dieser kalten Wassermassen in Richtung Osten das Gebiet am Eratosthenes Seamount mit relativ kälteren Wassermassen versorgt haben. Weiterhin existieren ozeanische Wirbelsysteme, sogenannte „mesoscale eddies“, im Gebiet südlich von Zypern (Robinson et al., 1987) in unmittelbarer Nähe des Eratosthenes Seamount (Brenner, 1989). Abhängig von ihrem Orientierungssinn handelt es sich bei diesen „mesoscale eddies“ um Wirbel mit zyklonischem oder antizyklonischem Drehsinn mit einem durchschnittlichen Radius von 12 bis 15 km (Robinson, 1987). Im Vordergrund der SST Interpretationen stehen hier die von Brenner (1989) beobachteten antizyklonischen Wirbel südlich von Zypern und nördlich der afrikanischen Küste, dem sogenannten Ägypten-Eddy im Süden und dem Zypern-Eddy im Norden.

Der Ägypten-Eddy bildet sich heute während des Sommers wahrscheinlich durch Instabilitäten, die durch Wechselwirkungen der nordafrikanischen Strömung mit dem Rhodos Wirbel entstehen. Der Zypern-Eddy wird das ganze Jahr über beobachtet. Es wird angenommen, daß der Zypern-Eddy topographisch durch die Insel Zypern, dem Eratosthenes Seamount und der libanesischen Küste auf seine heutige Position begrenzt bleibt (Brenner, 1989). Durch das Auftreten dieser zwei benachbarten antizyklonischen Wirbel bestehen außerhalb beider Wirbelsysteme Bedingungen, die zu einem divergenzgetriebenen Auftrieb von Wassermassen führen können und die SST erniedrigen. Wenn ähnliche Wirbelsysteme auch zur Zeit der Sapropelbildung im östlichen Mittelmeer vorgelegen haben, ist es denkbar, daß die rekonstruierten niedrigen SST der Sapropel am Eratosthenes Seamount durch relativ kältere Wassermassen aus divergenzgetriebenen Auftrieb überprägt wurden.

Die im Untersuchungsgebiet beobachteten einheitlich niedrigen SST, z.B. während der Bildung des glazialen Sapropels S6 (172 ka; Lourens et al., 1996) sollen mit den Verhältnissen des letzten glazialen Maximums vor etwa 18 ka verglichen werden. Während des letzten glazialen Maximums war der Meeresspiegel um etwa 120 m abgesenkt (Fairbanks, 1989) und der Wassermassenaustausch zwischen Mittelmeer und Nordatlantik über die Straße von Gibraltar reduziert (Béthoux, 1984). Die Verbindung des Mittelmeeres mit dem Schwarzen Meer war wahrscheinlich während Glazialzeiten unterbrochen (Scholten, 1974) oder nur durch eine Art Überlauf vorhanden, über den ein Frischwassereintrag ins östliche Mittelmeer stattfand (Thunell et al., 1983). Untersuchungen von Thunell & Williams (1989) zeigten mit Hilfe von Sauerstoff-Isotopenmessungen an planktischen Foraminiferen, daß die Salinitäten während des letzten Glazials im östlichen und westlichen Mittelmeerbecken um etwa 2,7 bzw. 1,2 Einheiten höher waren als heute. Sie zeigen weiterhin, daß der West-Ost-Salinitätsgradient größer als der heutige war und eine antiästuarine Zirkulation vorlag. Größere Salinitätsgradienten dokumentieren, daß wahrscheinlich eine höhere Verdunstung im Osten vorlag. Unter der Annahme, daß die Zirkulationsverhältnisse während des letzten Glazials auch auf die ozeanischen Verhältnisse zur Bildungszeit des glazialen Sapropels S6 im Stadium 6 anwendbar sind und höhere Verdunstungsraten im östlichen Mittelmeer vorgelegen haben, könnten die niedrigen SST von 13,4°C am Pisano Plateau bzw. 13,3°C im Gebiet des Eratosthenes Seamount möglicherweise verstärkte Konvektionsprozesse dokumentieren. Bei höheren Verdunstungsraten erhöht sich die Dichte der Wassermassen an der Oberfläche, die dadurch absinken und durch Wassermassen aus der Tiefe mit geringerer Dichte und relativ niedrigeren Temperaturen ersetzt werden. Thunell et al. (1983) zeigen jedoch

anhand von Untersuchungen der Sauerstoff-Isotopen planktischer Foraminiferen im Gebiet des Zeus Plateaus (35°52'N; 20°46'E) und somit in der Nähe des Pisano Plateaus (36°40.56'N; 17° 44.3'E), daß zur Bildungszeit des Sapropels S6 die Oberflächensalinitäten niedriger gewesen waren. Dieser scheinbare Widerspruch wird im folgenden Kapitel durch die Rekonstruktion der Salinitäten zur Zeit der Sapropelbildung noch einmal aufgegriffen.

4.4.2. Rekonstruktion von Salinitäten und hydrographischen Gradienten während der Sapropelbildung

In Kapitel 4.2.2 wurde bereits die Vorgehensweise für die Paläosalinitätsberechnungen erläutert und mögliche Unschärfen hinsichtlich ihrer paläoozeanographischen Interpretationen diskutiert. Im folgenden werden zunächst die Salinitätsfluktuationen innerhalb der untersuchten Sapropetele am Eratosthenes Seamount betrachtet. Anschließend folgt ein regionaler Vergleich der Salinitätsrekonstruktionen an zeitgleichen Sapropelen. Abschließend werden im Gebiet des Eratosthenes Seamount durchschnittliche rekonstruierte Temperaturen und Salinitäten vor der Sapropelbildung mit den T/S Bedingungen zur Zeit der Sapropelbildung verglichen. An zeitlich korrelierenden Sapropelen wird ein Überblick über die regionalen Unterschiede der T/S Bedingungen im östlichen Mittelmeer zur Zeit der Sapropelbildung gegeben. Die Salinitätsentwicklung nach der Sapropelbildung wird aus zuvor erläuterten Gründen nicht vorgenommen (vgl. Kap. 4.2.2).

Salinitätsfluktuationen innerhalb der Sapropetele

Da die $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehung für das Mittelmeer zur Zeit der Sapropelbildung nicht bekannt ist, sind in der Abb. 4.13 nur maximale und minimale Salinitätsbereiche angegeben. Hierbei ist die rezente $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehung (0,27‰ $\delta^{18}\text{O}$ pro Salinitätseinheit; Pierre, im Druck) des Mittelmeeres repräsentativ für Interglazialzeiten. Für Glazialzeiten wurden 0,83 bzw. 1,09‰ $\delta^{18}\text{O}$ pro Salinitätseinheit angenommen (vgl. Kap. 4.2.2). Die Salinitätsberechnungen wurden getrennt voneinander mit Hilfe der Alkenon-Temperaturkalibrierungsgleichung von Prahl et al. (1988) und mit einer für das Mittelmeer (13°C-19°C) geeichten Alkenon-Temperaturkalibrierungsgleichung (Ternois et al., 1997) berechnet. Da bei der Anwendung der Alkenon-Temperaturkalibrierungsgleichung im Mittelmeer durchschnittlich etwa 3°C höhere Temperaturen berechnet werden, liegen berechnete Salinitäten um durchschnittlich 2,5 (für $s=0,27$), 0,8 (für $S=0,83$) und um etwa 0,6 (für $s=1,09$) höher als die Salinitäten, die mit Hilfe der Alkenon-Temperaturkalibrierungsgleichung von Prahl et al. (1988) berechnet wurden. Es wird deutlich, daß bei der Salinitätsrekonstruktion mittels der Alkenontemperaturen bei der Anwendung der rezenten $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsverhältnisse die größten Salinitätsfluktuationen zu beobachten sind.

Wie aus den Salinitätsrekonstruktionen hervorgeht, vollzog sich die Sapropelbildung am Eratosthenes Seamount nicht bei einheitlich niedrigen Salinitäten im Oberflächenwasser (Abb. 4.13). Vielmehr sind in allen untersuchten Sapropelen eindeutig Fluktuationen erkennbar. Unter der Annahme, daß zur Bildungszeit der interglazialen Sapropetele S1, S3 und S5 eine $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehung ähnlich der heutigen vorlag, konnten diese Fluktuationen in der Salinität 2,4 (S1) bis maximal 5,5 (S5) betragen. Aus den Salinitätsrekonstruktionen deutet sich mit Beginn der Bildung des Sapropels S1 eine kontinuierliche Salinitätsabnahme von 30,3 unterhalb der Sapropelbasis bis auf 28,3 im mittleren Bereich an. Im oberen Bereich des Sapropels S1 werden Fluktuationen beobachtet und Salinitäten rekonstruiert, die mit Werten von 30,5 und 30,7 vergleichbar sind mit den Salinitäten vor der Sapropelbildung.

Da der Sapropel S3 in dieser Sedimentabfolge nur zwei Zentimeter mächtig war und unterhalb dieses Sapropels keine Alkenone mehr analysiert werden konnten, wurden zwar Salinitäten an zwei Proben berechnet (vgl. Tabelle 3, Anhang), jedoch ist es fraglich, ob diese rekonstruierten Salinitäten repräsentativ für den Sapropel S3 sind. Auf eine Darstellung dieses Intervalls in Abb. 4.13 wurde verzichtet.

Da unterhalb des Sapropels S5 keine Alkenone mehr zuverlässig analysiert werden konnten, läßt sich aus den Alkenon- und $\delta^{18}\text{O}$ Untersuchungen eine Abnahme der Salinität im Oberflächenwasser relativ zu der Zeit vor der Sapropelbildung für diesen Sapropel nicht ableiten. Unter der Annahme, daß $\delta^{18}\text{O}$ /Salinitätsbeziehung den heutigen ähnelten, lassen sich für den Sapropel S5 deutlich größere Fluktuationen in die rekonstruierten Salinitäten feststellen als zur Bildungszeit des Sapropels S1. Die rekonstruierten Salinitäten schwanken im gesamten Sapropel zwischen 26,2 und 31,4 Einheiten.

Für die Salinitätsberechnungen des Sapropels S6 wurde eine $\delta^{18}\text{O}$ /Salinitätsbeziehung angenommen, die für Glazialzeiten konstruiert wurden (vgl. Kapitel 4.2.2). Die rekonstruierten Salinitäten zur Bildungszeit des glazialen Sapropels S6 weisen auf kaum veränderte Salinitätsbedingungen relativ zu der Zeit vor ihrer Bildung hin. Es deutet sich sogar eher ein leichter Anstieg in der Salinität an von 35,8 vor der Sapropelbildung auf 36,1 im unteren Bereich des Sapropels S6. Insgesamt liegen im Sapropel S6 nur geringe Salinitätsfluktuationen vor mit durchschnittlichen Schwankungen von 0,29 (für $s=0,83$; $n=12$) und 0,22 (für $s=1,09$; $n=12$). Durchschnittliche Salinitäten liegen im Sapropel S6 bei 35,8 und somit um etwa 3 Salinitätseinheiten niedriger als heute im östlichen Mittelmeer.

Aus den Salinitätsrekonstruktionen des Sapropels S7 deutet sich an, daß die Salinitäten im Oberflächenwasser kontinuierlich abnahmen. Diese Abnahme, die sich schon vor der Bildung des Sapropels S7 andeutet, erfolgte von Salinitätswerten, die, verglichen mit den heute beobachteten Salinitäten im Gebiet des östlichen Mittelmeeres, deutlich niedriger liegen. Wenn eine $\delta^{18}\text{O}$ /Salinitätsbeziehung angenommen wird, die der heutigen entspricht, lag die Salinität vor der Sapropelbildung bei 35,5. Es läßt sich demnach eine Salinitätsabnahme beobachten, die bis zu 10 Salinitätseinheiten betragen konnte. Dieses Ergebnis aus dem interglazialen Sapropel S7 steht im deutlichen Gegensatz zu den Beobachtungen, die zuvor während der Bildung des glazialen Sapropels S6 gemacht wurden.

Im Bildungszeitraum des Sapropels S8, bei dem zu Beginn zunächst ein sprunghafter Salinitätsrückgang von 27,5 auf 24,0 beobachtet wird, nehmen die Salinitäten anschließend mit größeren Fluktuationen bis auf maximal 29,7 wieder zu. Von diesem Maximum bei 218,9 ka sinken die Salinitäten kontinuierlich wieder auf Werte von 25,9 ab. Zum Top des Sapropels werden leicht ansteigende Salinitäten beobachtet.

Da der heute noch sichtbare Sapropel S9 in der Bohrung am Eratosthenes Seamount (KC20B) nur etwa 3 cm mächtig ist, konnten nur von zwei Proben die Salinitäten rekonstruiert werden. Die Frage, ob es sich bei den in Abb. 4.13 dargestellten Salinitätsbereichen für den Sapropel S9 um repräsentative Salinitätsrekonstruktionen handelt, kann daher nicht eindeutig geklärt werden. Es scheint sich jedoch aus den Salinitätsrekonstruktionen auch für diesen Sapropel anzudeuten, daß sich im Verlauf seiner Bildung die Salinität im Oberflächenwasser leicht verringerte.

Da sich der Sapropel S10 vor 336 bis 331 ka bildete und Alkenontemperaturrekonstruktionen basierend auf *E. huxleyi* als Alkenonproduzenten nur bis 268 ka (Thierstein et al., 1977) realistisch sind, wurden für den Sapropel S10 keine Salinitäten rekonstruiert.

Die Hypothese, daß sich die Sapropel während deutlich niedrigerer Salinitäten im Oberflächenwasser gebildet haben (z.B. Williams et al., 1978; Vergnaud-Grazzini et al., 1986; Thunell et al., 1984), stimmt generell mit den Salinitätsabschätzungen vom Eratosthenes Seamount überein.

Vergleichend zu den Untersuchungen am Eratosthenes Seamount wurden für die Sapropel S1, S5, S6 und S9 im Gebiet des Pisano Plateaus und des Balearen Hanges Salinitäten rekonstruiert (Abb. 4.14). Die Bildung des Sapropels S1 beginnt am Pisano Plateau ähnlich wie am Eratosthenes Seamount während abnehmender Salinitäten im Oberflächenwasser. Diese Salinitätsabnahme verlief von 31,4 an der Sapropelbasis kontinuierlich bis auf 29,6 bei 7,4 ka. Anschließend läßt sich jedoch ein deutlicher Trend kontinuierlich ansteigender Salinitäten erkennen, der bis zum Ende der Sapropelbildung bzw. bis zum heute noch sichtbaren Sapropel anhält.

Im Sapropel S5 können am Pisano Plateau unter der Annahme, daß die $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehungen ähnlich waren wie heute, größere Fluktuationen in den rekonstruierten Salinitäten beobachtet werden. Diese Beobachtungen stimmen mit denen am Eratosthenes Seamount überein. Liegen die rekonstruierten Salinitäten an der Basis des Sapropels S5 am Pisano Plateau bei 32, sinken sie anschließend auf 28,9, steigen jedoch zum Top des Sapropels wieder auf 32,4. Da am Eratosthenes Seamount keine Alkenone unterhalb des Sapropels S5 mehr analysiert werden konnten, ist an diesem Sapropel am Pisano Plateau bemerkenswert, daß sich seine Bildung parallel zu einem relativen Anstieg der Salinität im Oberflächenwasser um eine Salinitätseinheit vollzog. Diese Beobachtung läßt sich ebenfalls zu Beginn der Bildung des Sapropels S5 am Balearen Hang erkennen. Am Balearen Hang wurden mit durchschnittlich 37,1 Einheiten tatsächlich die höchste Salinität zur Zeit der Sapropelbildung rekonstruiert (vgl. Abb. 4.14). Inwiefern jedoch diese Salinitätswerte tatsächlich mit denen aus dem östlichen Mittelmeer vergleichbar sind, ist nicht klar, da die $\delta^{18}\text{O}$ Bestimmungen an Sapropelen am Balearen Hang an der planktischen Foraminifere *G. bulloides* und nicht wie im östlichen Mittelmeer an der *G. ruber* durchgeführt wurden (vgl. Kapitel 4.2.2). Da *G. bulloides* heute in Tiefenbereichen zwischen 50 und 200m vorkommt, sind die Salinitätsrekonstruktionen in Kombination mit den Alkenon-SST wahrscheinlich mit größeren Fehlern behaftet.

Im Sapropel S6 am Pisano Plateau läßt sich, im Gegensatz zu dem S6 Sapropel am Eratosthenes Seamount eine leichte Abnahme in der Salinität von durchschnittlich 35,3 unterhalb der Sapropelbasis bis auf 34,0 im mittleren Bereich erkennen, jedoch steigen die Werte wieder zum Top des Sapropels auf Salinitäten von 34,9 leicht an.

Die Salinitätsentwicklungen während der Bildung des Sapropels S9 verliefen in den Gebieten des Pisano Plateau und Balearen Hang sehr unterschiedlich. Es scheint, daß die Salinitäten am Pisano Plateau während der Bildung des Sapropels S9 kontinuierlich zugenommen haben. Da unterhalb des Sapropels S9 keine Alkenone mehr analysiert werden konnten, läßt sich nicht feststellen, ob der Sapropelbildung eine relative Salinitätsabnahme vorausging. Am Balearen Hang zeigen die Salinitätsrekonstruktionen keine auffälligen Trends, die mit Beginn der Sapropelbildung in Zusammenhang stehen.

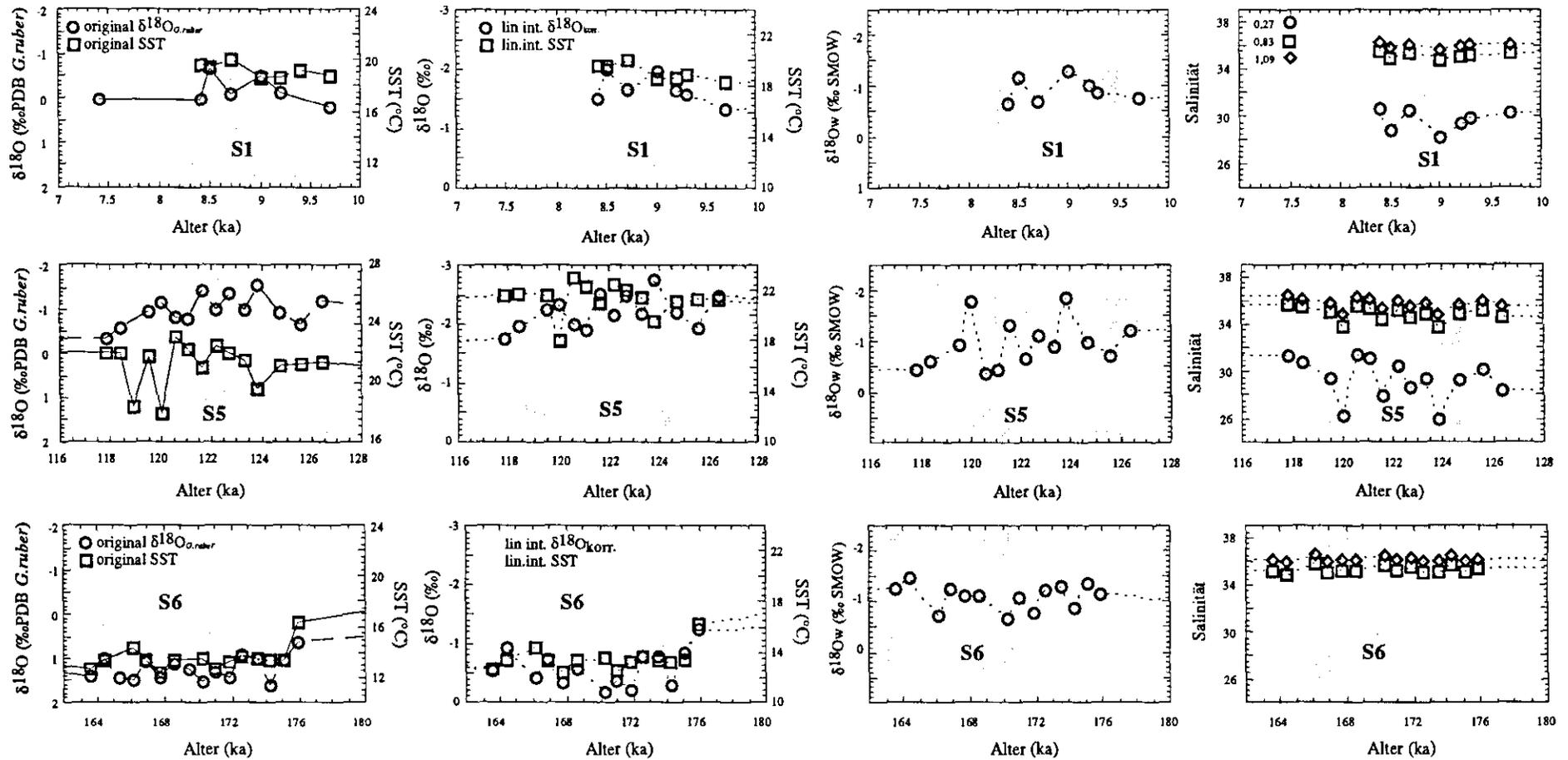


Abb. 4.13: Rekonstruktionen der Paläosalinitäten im Gebiet des Eratosthenes Seamount während der Sapropelbildung (schattierte Bereiche).

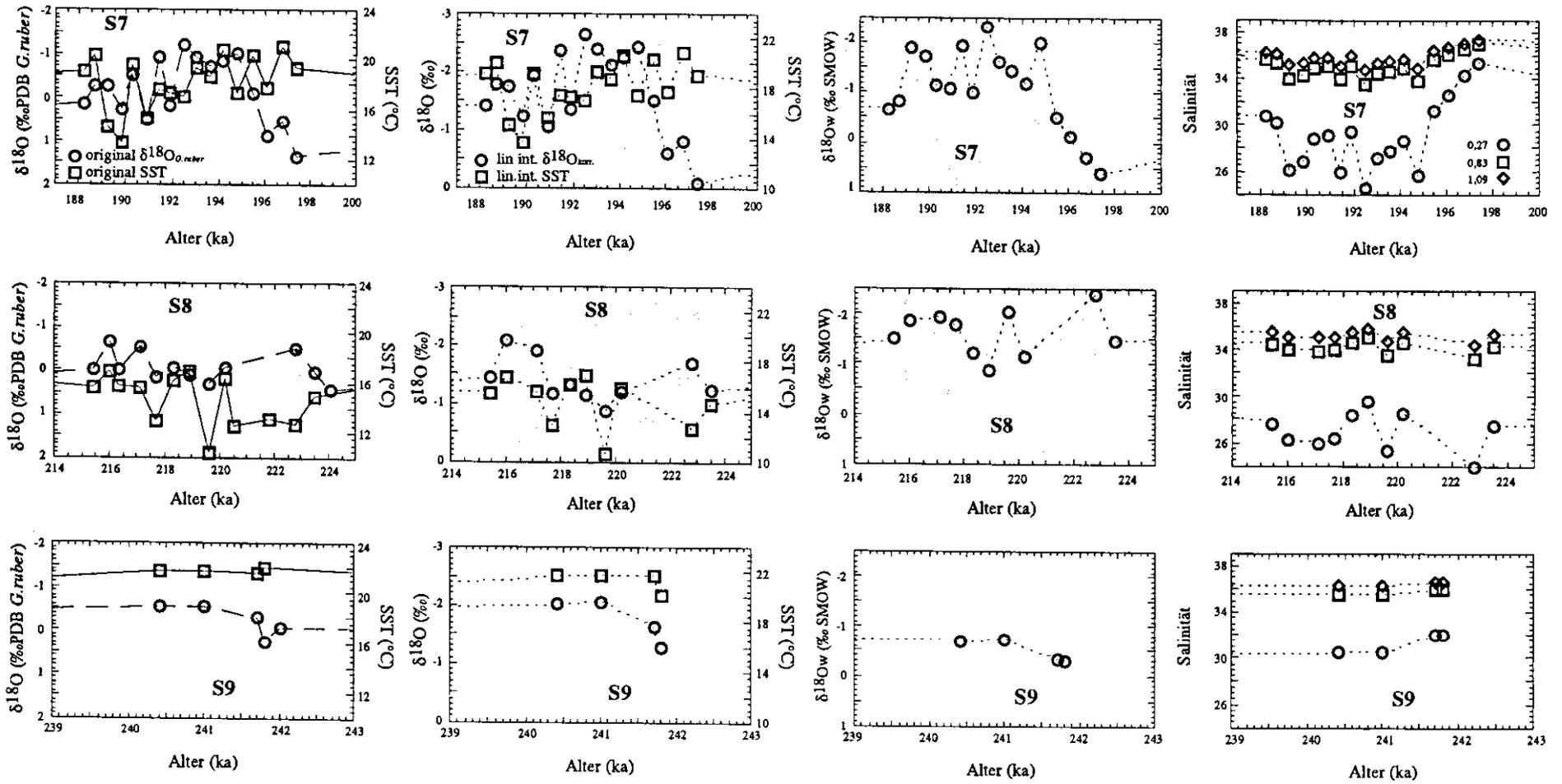


Abb. 4.13: Fortsetzung.

Salinitätsgradienten zur Zeit der Sapropelbildung im östlichen und westlichen Mittelmeer

Gradienten, die sich während der Sapropelbildung aus den rekonstruierten Salinitäten ableiten lassen, können am Eratosthenes Seamount nur an den Sapropelen S1, S6, S7, S8 und S9 berechnet werden, da unterhalb der Sapropelle S3 und S5 keine Alkenone mehr analysiert werden konnten. Alle Gradienten, die im folgenden diskutiert werden, basieren auf Durchschnittswerten der rekonstruierten Salinitäten. Demnach hat sich die Salinität im Oberflächenwasser zur Bildungszeit der Sapropelle S1, S7, S8 und S9 um 0,4, 2,5, 0,4 und um 0,4 erniedrigt (vgl. Tabelle 3, Anhang). Es deutet sich jedoch auch an, daß sich die Salinität zur Bildungszeit des Sapropels S6 kaum verändert hat. Dies bedeutet möglicherweise, daß die seit langem beobachteten negativen Amplituden der Sauerstoff-Isotopensignale der planktischen Foraminiferen mit Beginn der Sapropelbildung nicht unbedingt gleichzusetzen sind mit „dramatischen Salinitätsabnahmen“ wie durch Williams et al. (1978), Rossignol-Strick et al. (1982), Thunell et al. (1984) u.a. postuliert wurde. Die mit der Bildung des Sapropels S7 beobachtete Salinitätsabnahme von durchschnittlich 2,5 bildet die Ausnahme der beprobten Sapropelle. Tang & Stott (1993) berechneten für den S1 Sapropel im Gebiet südlich von Kreta mit Hilfe von Sauerstoff-Isotopenmessungen planktischer Foraminiferen eine Salinitätsabnahme um 4 Einheiten. Ihre Ergebnisse stehen in deutlichem Widerspruch zu den Beobachtungen in dieser Studie. Daß sich mit der Bildung des Sapropels S1 keine großen Salinitätsänderungen vollzogen, dokumentiert sich auch am Pisano Plateau, wo ebenfalls eine relative Salinitätsabnahme von nur 0,4 Einheiten berechnet wird. Salinitätsuntersuchungen von Liebmann (1935), der sich mit dem Einfluß des Nilwassers entlang der palästinensischen Küste beschäftigt, zeigen jedoch, daß sich noch in diesem relativ nördlichen Gebiet der Einfluß der Nil-Überschwemmungen (August und September) durch Salinitätsabnahmen von 2,2 Einheiten bemerkbar macht. Hecht (1964) beobachtete im Gebiet der israelischen Küste Salinitätsabnahmen von 38,8 auf nur noch 31,8 während der Überschwemmungsperiode. Da ihre Untersuchungen nach dem Bau Assuan Staudamm (1892-1902) stattfanden und heute keine Sapropelbildung im Mittelmeer stattfindet, scheint der Einfluß der Nil-Überschwemmungen, selbst mit Salinitätsabnahmen von 7 Einheiten nicht als einziger Faktor für die Bildung von Sapropelen Geltung zu haben. Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, daß der Einfluß des Nilwassers auf die Salinität des Mittelmeerwassers vor dem Bau des Assuan Staudammes deutlich größer war.

Inwiefern die beobachteten Salinitätszunahmen von etwa 6 Einheiten am Balearen Hang zur Bildungszeit des interglazialen Sapropels S5 realistisch sind, kann bislang noch nicht geklärt werden. Es muß jedoch erwähnt werden, daß für die Berechnung dieses Gradienten ausschließlich die rezenten $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehungen benutzt wurden. Unter Einbeziehung der berechneten glazialen $\delta^{18}\text{O}_w$ /Salinitätsbeziehung würde die Salinitätszunahme nur 2,2 (für $s=0,83$) bzw. 1,6 ($s=1,09$) betragen.

Westliches Mittelmeer

975B - Balearen Hang

Östliches Mittelmeer

KC01/B - Pisano Plateau

KC20B - Eratosthenes Seamount

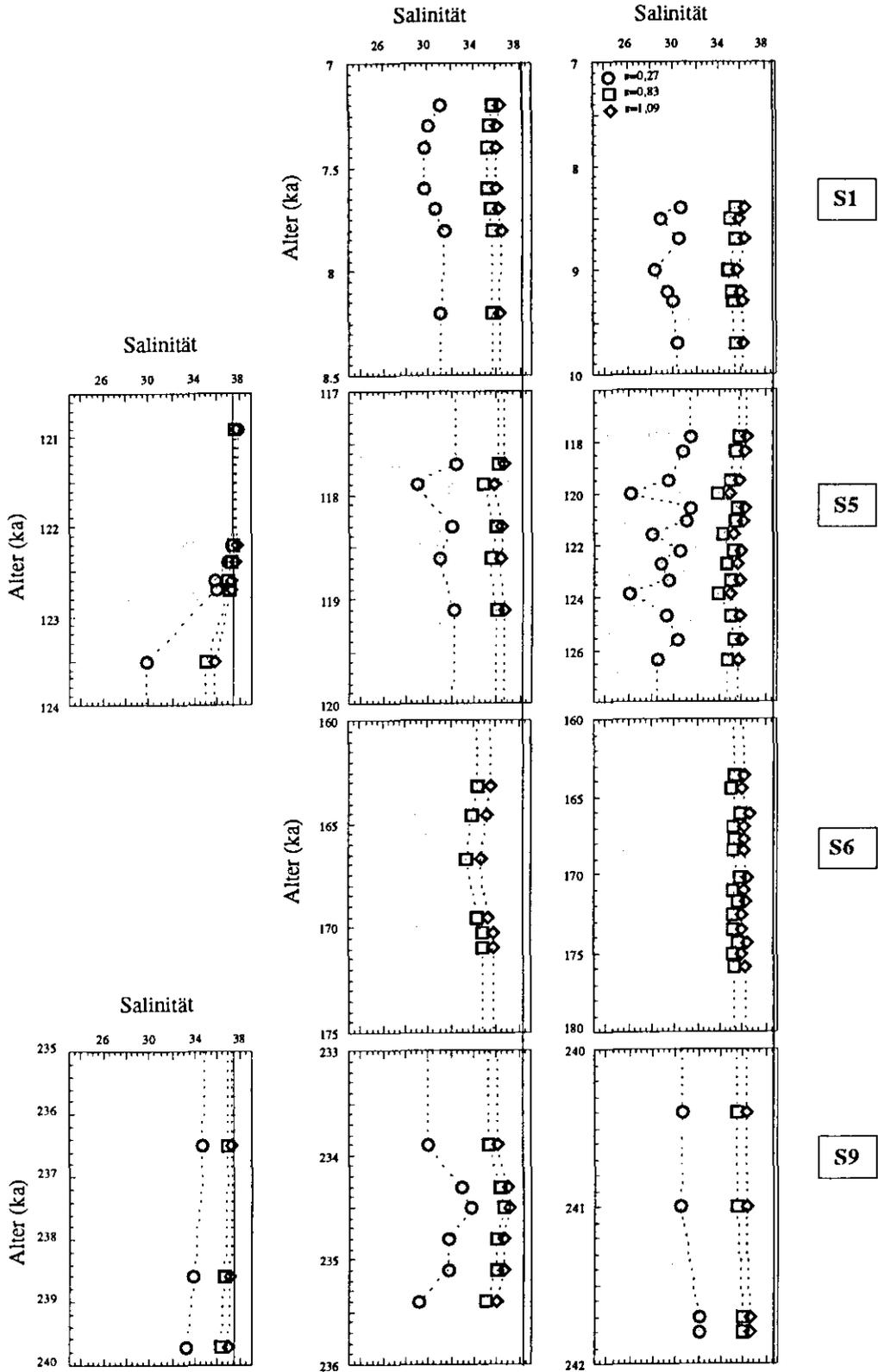


Abb. 4.14: Darstellung der rekonstruierten Salinitäten zeitlich korrelierender Sapropyle unter Berücksichtigung der heutigen lokalen Salinitäten (senkrechte Linien)

Hydrographische Gradienten

Da die Dichte des Meerwassers nötig ist, um Aussagen über die Stabilität und Dynamik eines Wasserkörpers zu machen, wurden die durchschnittlichen Temperaturen (T) und Salinitäten (S), die während der Sapropelbildung am Eratosthenes Seamount rekonstruiert wurden, in einem T/S/Dichte-Diagramm dargestellt (Abb. 4.15). Die Rekonstruktionen weisen darauf hin, daß alle Sapropel während Zeiten gebildet wurden, als die Salinität im Oberflächenwasser im Jahresdurchschnitt deutlich niedriger war als heute am Eratosthenes Seamount beobachtet wird. Die niedrige Salinität zur Zeit der Sapropelbildung wird mit einer Zunahme der Niederschlagsrate (Rohling & Hilgen, 1991; Kallel et al., *inger.*) und/oder der des festländischen Abflusses interpretiert (Williams et al., 1978; Rossignol-Strick, 1982 u.a.). Rossignol-Strick (1982) bringt die Bildung der Sapropel im östlichen Mittelmeer direkt mit einer verstärkten Frischwasserzufuhr durch den Nil infolge eines verstärkten afrikanischen Monsuns in Verbindung. Ihre Korrelationen beweisen, daß starker Monsun, der durch das Sapropelvorkommen gekennzeichnet ist, während der letzten 464 ka am stärksten während Insolationsmaxima auftrat (Rossignol-Strick, 1983). Rohling und Hilgen (1991) zeigen jedoch, daß während Präzessionsminima nicht nur die Monsun-Aktivität über dem östlichen äquatorialen Afrika zugenommen hat, sondern auch die Niederschläge über den nördlichen Randgebieten des östlichen Mittelmeeres. Ihre Ergebnisse machen deutlich, daß die Zunahme dieser Niederschläge über den nördlichen Randgebieten des östlichen Mittelmeeres nicht durch die Expansion und Intensivierung des indischen Sommer-Monsuns erklärt werden können, sondern eher die Aktivität der mediterranen Tiefdruckgebiete zugenommen hat.

Aus den Rekonstruktionen wird deutlich, daß sich neben dem glazialen Sapropel S6 auch die interglazialen Sapropel S1, S3, S7 und S8 während niedrigerer Temperaturen gebildet haben als heute im Jahresdurchschnitt am Eratosthenes Seamount gemessen werden. Die interglazialen Sapropel S5 und S9 wurden zu Zeiten gebildet als ähnliche Temperaturverhältnisse im östlichen Mittelmeer vorlagen wie heute. Mit Ausnahme des Sapropels S6 zeigt sich aus den T/S Verhältnissen (Abb. 4.15) weiterhin, daß die Oberflächenwassermassen am Eratosthenes Seamount während der Sapropelbildung eine niedrigere Dichte (ρ_s) als heute hatten. Während der Bildung des Sapropels S6 lagen ähnliche Dichteverhältnisse wie heute am Eratosthenes Seamount vor. Größte Unterschiede zeigt der Sapropel S5.

Um abzuschätzen, inwiefern sich die Dichte im Oberflächenwasser während der Sapropelbildung relativ zu der Zeit davor veränderte, wurden für die Sapropel S1, S6, S7, S8 und S9 die rekonstruierten T/S Ergebnisse, die unterhalb der Sapropels rekonstruiert wurden ebenfalls in das T/S-Diagramm eingetragen. Aus den Ergebnissen wird deutlich, daß sich die Dichte während der Bildung der interglazialen Sapropel im Oberflächenwasser am Eratosthenes Seamount verringerte. Mit Ausnahme des Sapropels S7 scheint jedoch für die Sapropel S1, S8 und S9 vor allem eine relative Temperaturzunahme ausschlaggebend für die beobachtete Dichterniedrigung zu sein und weniger eine relative Salinitätsabnahme. Während der Bildung des glazialen Sapropels S6 hat sich die Dichte relativ zu der Zeit vor der Sapropelbildung erhöht. Auch in diesem Sapropel scheint eher der Temperatureffekt (hier eine Temperaturemniedrigung) ausschlaggebend gewesen zu sein. Verglichen mit den Temperatur- und Salinitätsrekonstruktionen zur Zeit des letzten glazialen Maximums vor 18 ka im Gebiet der Levantinen See durch Thiede (1978) und Thunell & Williams (1989) (vgl. Abb. 4.15) lagen jedoch zur Bildungszeit des Sapropels S6 niedrigere Dichteverhältnisse vor. Bemerkenswert ist

der Unterschied zur Bildung des Sapropels S7, bei dem die Dichterniedrigung fast ausschließlich über eine Salinitätserniedrigung gesteuert war.

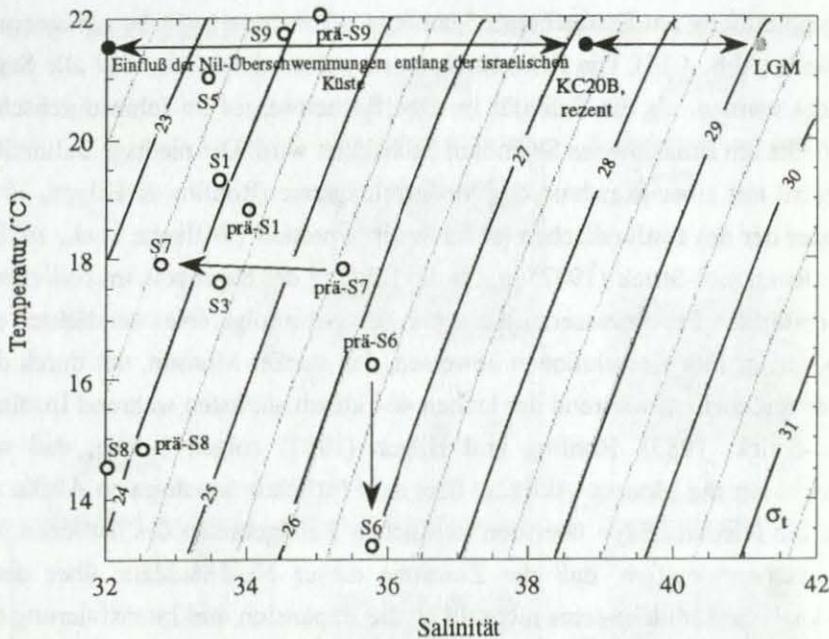


Abb. 4.15: Durchschnittliche Temperatur- und Salinitätswerte der beprobten Sapropel am Eratosthenes Seamount unter Berücksichtigung des Salinitätseinflusses durch den Nil (nach Hecht, 1964). Ebenso wurden die Temperatur- und Salinitätsbedingungen während des letzten glazialen Maximums (LGM) berücksichtigt. Die LGM- Temperaturen basieren auf den Untersuchungen von Thiede (1978), der in der Levantinen See glaziale Oberflächentemperaturen von 18°C (Winter) und 26°C (Sommer) rekonstruierte. Der hier eingetragene Wert ist ein Durchschnittswert. Die Salinitätsangaben stammen aus den Untersuchungen von Thunell & Williams (1989), die für das östliche Mittelmeer höhere Salinitäten als heute postulieren.

Um eine Abschätzung über eine mögliche veränderte Zirkulation während der Sapropelbildung zu erhalten, wurden die rekonstruierten T/S Ergebnisse zeitlich korrelierender Sapropel aus dem Gebiet des Pisano Plateaus und des Balearen Hanges mit denen vom Eratosthenes Seamount verglichen (Abb. 4.16). Aus den heutigen T/S Bedingungen zwischen Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount wird deutlich, daß nur sehr geringe Dichteunterschiede zwischen beiden Lokationen vorliegen, die die heutige antiästuarine Zirkulation beschreiben. Aus dem Vergleich der T/S Beziehungen während der Bildung der Sapropel wird deutlich, daß größere Dichtegradien zwischen den einzelnen Gebieten vorlagen als heute beobachtet werden. Für die Sapropel S1, S3, S5 und S9 werden höhere Dichten im Gebiet des Pisano Plateaus als am Eratosthenes Seamount dokumentiert. Diese inversen Verhältnisse relativ zu den heutigen Beobachtungen werden durch die T/S Bedingungen während der Bildung der Sapropel S5, S7 und S9 am Balearen Hang unterstützt. Da jedoch aus zuvor erläuterten Gründen möglicherweise die Salinitätsrekonstruktionen an den Sapropelen am Balearen Hang grundsätzliche methodische Unterschiede zu denen im östlichen Mittelmeer aufweisen, sollen im folgenden besonders die T/S Bedingungen im östlichen Mittelmeer diskutiert werden.

Aus der Lage der interglazialen Sapropel-Punkte (S1, S3, S5 und S9) im T/S Diagramm zueinander zeigt sich, daß am Eratosthenes Seamount niedrigere Dichteverhältnisse vorlagen als am Pisano Plateau. Da das Gebiet am Eratosthenes Seamount stärker von den Wassermassen des Nils beeinflusst wird als das Gebiet am Pisano Plateau lassen sich diese regionalen Unterschiede am ehesten mit einer verstärkten Frischwasserzufuhr durch den Nil in Verbindung bringen. Während der Bildung des gla-

zialen Sapropels S6 am Eratosthenes Seamount und am Pisano Plateau lassen sich aus den T/S Rekonstruktionen Dichteverhältnisse ableiten, die mit dem heutigen Trend zwischen beiden Gebieten übereinstimmen. Es fällt jedoch auf, daß der rekonstruierte Dichtegradient zwischen beiden Gebieten etwa dreimal größer ist als heute und dieser über die Salinität und die Temperatur kontrolliert wird. Wenn die niedrigen Salinitäten während der Bildung der interglazialen Sapropete am Eratosthenes Seamount aus einem verstärkten Frischwassereintrag durch den Nil infolge eines verstärkten Monsuns abgeleitet werden, so läßt sich aus dem Befund höherer Salinitäten während der Bildung des glazialen Sapropels S6 ein abgeschwächter Monsun vermuten.

Die hier dargestellten T/S Rekonstruktionen für interglaziale Sapropete unterstützen in ihrer regionalen Aussagekraft die Hypothese eines verstärkten Einflusses durch erhöhte Frischwasserzufuhr über den Nil (Rossignol-Strick, 1983 u. a.) und die damit verbundene Ausbildung einer stabilen Dichteschichtung, die Konvektionsprozesse erschwert hat. Salinitätsrekonstruktionen an Sedimentsequenzen am Eratosthenes Seamount, die aus Zeiten vor der Sapropelbildung stammen, weisen jedoch keine größeren Salinitätsumschwünge auf. Dies mag darauf hindeuten, daß lokal bereits vor der Sapropelbildung generell niedrigere Salinitäten vorlagen und zusätzliche Faktoren wie z.B. eine erhöhte biologische Produktivität mit zur Bildung der Sapropete beigetragen haben könnten.

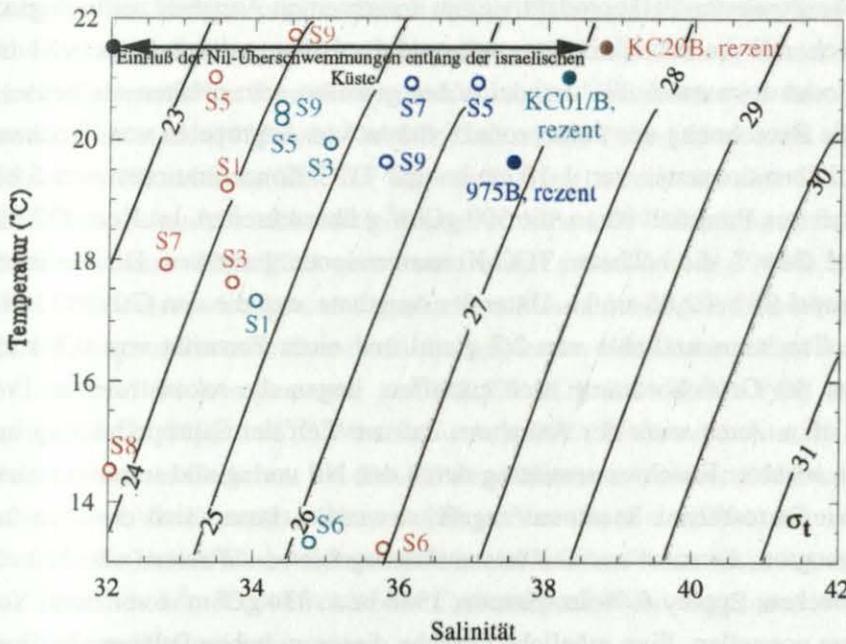


Abb. 4.16: Regionaler Vergleich der Temperatur- und Salinitätsbedingungen während der Sapropelbildung im östlichen und westlichen Mittelmeer.

Die einzige Ausnahme zu diesen Erläuterungen ist der glaziale Sapropel S6 am Eratosthenes Seamount, bei dem sich aus den T/S Rekonstruktionen andeutet, daß aufgrund höherer Dichteverhältnisse im Oberflächenwasser relativ zu der Zeit vor seiner Bildung (Abb. 4.15) Konvektionsprozesse stattfinden konnten.

4.4.3. Diskussion der Paläoproduktivitätstheorie

Die Entstehung der Sapropelle im Mittelmeer wird neben einer veränderten Zirkulation auch durch eine erhöhte biologische Produktivität postuliert, hervorgerufen durch ein erhöhtes Nährstoffangebot (z.B. Calvert, 1983; Rohling & Gieskes, 1989; van Os et al., 1994 u.a.). Im folgenden werden die Ergebnisse der Konzentrationsmessungen von TOC, CaCO_3 und Alkenonen sowie der $\delta^{13}\text{C}$ Messungen, die in Kapitel 4.3.3 erläutert wurden, in bisherige Ergebnisse eingebunden, die als Hinweise für eine erhöhte biologische Produktivität während der Sapropelbildung interpretiert werden.

Die TOC-Konzentrationen der untersuchten Sapropelle liegen am Beispiel des Sapropels S1 im Kern KC20B (Eratosthenes Seamount) zwischen 0,85 und 1,41 Gew.% (vgl. Tab. 2; Anhang). Die lineare Sedimentationsrate liegt bei 3,6 cm/ka. Unter der Annahme, daß die Angaben der Trockenraumdichte von 2,7 g/cm³ und der Porosität von 0,8 eines von Calvert (1987) untersuchten S1 Sapropels des Schwarzen Meeres der Größenordnung nach auch für den S1 Sapropel im Gebiet des Eratosthenes Seamount zutreffen, werden mit Hilfe der Produktivitätsgleichung von Müller & Suess (1979) für den S1 Sapropel am Eratosthenes Seamount Produktivitäten von 104 bzw. 173 gC/m² a berechnet. Rezente Produktivitäten im Jahresmittel liegen heute zwischen 25 und 50 gC/ m² a bzw. zwischen 60 und 75 gC/ m² a in küstennahen Gebieten des Mittelmeeres (Béthoux, 1989). Der Vergleich zwischen rekonstruierten Paläoproduktivitäten und rezenten Angaben zur biologischen Produktivität macht deutlich, daß die Produktivitäten während der Bildung des Sapropels S1 im Gebiet des Eratosthenes Seamount etwa zwei- bis dreimal höher gewesen sein müßten als heute. Emeis et al. (einger.), die für die Berechnung der Paläoproduktivitäten von Sapropelen von Trockenraumdichten von 1,4 g/cm³, Sedimentationsraten von 1-10 cm/ka und TOC-Konzentrationen von 5 bis 10 Gew.% ausgehen, rekonstruierten Produktivitäten, die 500 gC/m² a überschreiten. Im Kern KC20B werden im Sapropel S5 mit 4,5 Gew.% die höchsten TOC-Konzentrationen gemessen. Die Sedimentationsraten liegen für den Sapropel S5 bei 2,86 cm/ka. Unter der Annahme, daß die von Calvert (1987) angegebenen Werte für die Trockenraumdichte von 2,7 g/cm³ und einer Porosität von 0,8 auch für diesen Sapropel zumindest der Größenordnung nach zutreffen, liegen die rekonstruierten Produktivitäten sogar bei 590 gC/ m² a. Auch unter der Annahme, daß zur Zeit der Sapropelbildung im Mittelmeer möglicherweise ein erhöhter Frischwassereintrag durch den Nil vorlag und somit verstärkt Nährstoffe dem Gebiet um den Eratosthenes Seamount zugeführt wurden, lassen sich dennoch Szenarien, die Produktivitäten erzeugten, die sonst nur in Küstenauftriebsgebieten auftreten (z.B. 150 - 300 gC/ m² a im Santa Barbara Becken; Eppley & Holm-Hansen, 1986 bzw. 834 gC/ m² a vor Peru; Yoshida, 1967) im Mittelmeer kaum vorstellen. Eine mögliche Ursache dieser zu hohen Paläoproduktivitäten im Gebiet des Eratosthenes Seamount ist, daß die Berechnungen am gesamten organischen Kohlenstoff gemacht wurden, die die Unterscheidung zwischen marinem und terrestrischen organischen Kohlenstoff nicht berücksichtigen. Untersuchungen der C/N Verhältnisse und der $\delta^{13}\text{C}$ Werte am organischen Material des Sapropels S1 durch Sutherland et al. (1984) am Hellenischen Rücken und durch Fontugne & Calvert (1992) am Eratosthenes Seamount weisen jedoch mit Werten von etwa 10 im C/N Verhältnis und von -20,6‰ PDB bzw. -20,9‰ PDB im $\delta^{13}\text{C}$ jedoch darauf hin, daß der Ursprung des organischen Materials im Sapropel S1 marin ist. Auch die Untersuchungen der Wasserstoff- (HI) und Sauerstoff (OI) Indexe am organischen Material der Sapropelle des westlichen und östlichen Mittelmeeres durch Rock-Eval Pyrolyse von Meyers (einger.) belegen, daß das organische Material der Sapropelle ursprünglich marin gewesen ist, derzeit jedoch durch Oxidationsprozesse nur noch teilweise als solches in den Sedimenten erhalten geblieben ist.

Aus diesen Beobachtungen muß geschlossen werden, daß die Erhaltung des organischen Materials z.B. durch niedrige Sauerstoffkonzentrationen am Meeresboden als Faktor bei der Sapropelbildung miteinbezogen werden muß. Als Hinweis für höhere biologische Produktivitäten zur Zeit der Sapropelbildung beobachteten Sutherland et al. (1984; van Santvoort et al., 1997) hohe Bariumkonzentrationen im Sapropel S1 von durchschnittlich 770 ppm und maximal 1000 ppm. Die Anwendung von Barium als Produktivitätsindikator in anoxischen und suboxischen Sedimenten ist jedoch aufgrund von Baritlösung und Mobilisierung während der Sulfatreduktion ungenau (Dymond et al., 1992).

Einen möglichen Hinweis für Produktivitätsänderungen scheinen die Carbonatkonzentrationen zu reflektieren. Für die z.T. sehr unterschiedlichen Carbonatkonzentrationen, die im Sapropel geringe Fluktuationen aufweisen (vgl. Abb. 4.7), jedoch außerhalb deutlich ansteigen (z.B. im Sapropel S3 und S5), werden Verdünnung, Produktivität (Thunell et al., 1991 u.a.) oder diagenetische Effekte (Sprovieri et al., 1986) oft als Ursache angegeben. Wenn Diagenese für die niedrigen Carbonatkonzentrationen in den Sapropelen verantwortlich war, so berechneten van Os et al. (1994), daß große Mengen organischen Kohlenstoffs abgebaut worden sein müßten, um Konzentrationsunterschiede von 30 Gew.% (z.B. im Sapropel S5 im Kern KC20B) in und außerhalb der Sapropelle erklären zu können. Die Zersetzung großer Mengen organischen Kohlenstoffs würde jedoch den Sauerstoff im Porenwasser schnell verbrauchen und anoxische Bedingungen an der Sediment-Wasser-Grenzfläche hervorrufen. Solch ein diagenetischer Prozeß ist jedoch durch das Vorkommen benthischer Foraminiferen in Sapropelen wie Aksu et al. (1995) und Nolet & Corliss (1990) berichten, nicht möglich. Verdünnung durch terrestrisches Material zur Zeit der Sapropelbildung scheint aus den $\delta^{13}\text{C}$ Untersuchungen an organischem Material ebenfalls nicht stattgefunden zu haben, da Isotopenwerte in den Sapropelen von -20‰ PDB bis maximal -22‰ PDB gemessen wurden (van Os et al., 1994). Fontugne & Calvert (1992) führten $\delta^{13}\text{C}$ Untersuchungen an organischem Material eines Sedimentkernes durch, der südlicher als KC20B liegt und somit näher im Einflußgebiet des Nils. Sie machten deutlich, daß lediglich im glazialen Sapropel S6 Isotopenwerte von -22,5‰ PDB bis -22,8‰ PDB auftreten und in den anderen Sapropelen (S1-S10) die $\delta^{13}\text{C}$ Werte zwischen -20‰ PDB und maximal -21,5‰ PDB liegen. Es scheint somit selbst in Gebieten, wo die Akkumulation terrestrischen Materials zu erwarten wäre, keine Argumente für Verdünnungseffekte zu geben. Van Os et al. (1994) kommen zu dem Schluß, daß die Unterschiede in den Carbonatkonzentrationen auf Produktivitätsänderungen zurückzuführen sind und zu Zeiten hoher Produktivität die Carbonatproduktion zugunsten von Organismen mit schnellerem Größenwachstum variierte.

Wenn die Konzentrationen der Alkenone, die den Prymnesiophyceae-Eintrag reflektieren, als Produktivitätsanzeiger Geltung haben, deutet sich an, daß zur Bildungszeit der Sapropelle S6, S7 und S9 im westlichen Mittelmeer geringere Nährstoffkonzentrationen im Oberflächenwasser vorlagen als im östlichen Mittelmeer (vgl. Abb. 4.10).

Im Hinblick auf die Theorie möglicher erhöhter biologischer Produktivitäten zur Bildungszeit der Sapropelle müssen die im östlichen Mittelmeer südlich des Eratosthenes Seamount und somit in der Nähe der Bohrung KC20B vorkommenden rotierenden Wirbel, die sogenannten „mesoscale eddies“ (Robinson et al., 1987) berücksichtigt werden. Südöstlich von Zypern teilt sich die nordafrikanische Strömung, wobei sich zum einen die Strömung nach Norden und zum anderen nach Westen in Richtung östliches Levantinisches Becken fortsetzt. Die Zirkulation zwischen Zypern und Ägypten

ist somit durch einen großräumigen zyklonisch drehenden Wirbel gekennzeichnet. Brenner (1989) beobachtete in diesem Gebiet auch zwei antizyklonisch rotierende kleinere Verwirbelungen, sogenannte Eddies, die sich aus der nordafrikanischen Strömung als Mäander herausbilden (vgl. auch S. 97). Beide antizyklonischen Eddies beinhalten in ihrem Kern relativ wärmere Wassermassen als ihre Umgebung und im Gegensatz zu zyklonischen Eddies. Innerhalb der großräumigen zyklonischen Wirbel ist der Auftrieb nährstoffreicher Wassermassen ein wichtiges Kriterium für die Bildung erhöhter biologischer Produktivitäten im östlichen Mittelmeer (Salihoglu et al., 1990). Die Beobachtungen von Tranter et al. (1980) lassen möglicherweise darauf schließen, daß entgegen der bisherigen Annahmen auch innerhalb der Eddies mit relativ wärmeren Wassermassen in ihrem Zentrum Prozesse auftreten können, die zu erhöhter Produktivität aufgrund der winterlichen Durchmischung führen (Bradford et al., 1982).

Der regionale Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ Messungen an *G. ruber* ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ruber}}$) aus Oberflächensedimenten zeigt eine kontinuierliche Zunahme von Westen nach Osten mit Werten von +0,83‰ PDB in der Ligurischen See, +1,42‰ PDB am Balearen Hang, +1,44‰ PDB südlich von Kreta und +1,57‰ PDB vor Israel (Vergnaud-Grazzini et al., 1986). Diese Zunahme wird mit der Abgabe von CO_2 an die Atmosphäre infolge ansteigender Temperaturen interpretiert (Vergnaud-Grazzini et al., 1986). Verglichen mit den $\delta^{13}\text{C}_{\text{ruber}}$ Messungen aus Oberflächensedimenten zeigen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{ruber}}$ Messungen aus allen Sapropelen deutlich niedrigere bzw. isotopisch leichtere Werte. Durchschnittliche $\delta^{13}\text{C}$ Messungen zeigen z.B. für den Sapropel S1 im nordöstlichen Mittelmeer $\delta^{13}\text{C}_{\text{ruber}}$ Werte von +0,4‰ PDB (Vergnaud-Grazzini et al., 1986). Im Gebiet des Kerns MD84641 (südöstliches Mittelmeer) liegen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{ruber}}$ Werte des Sapropels S1 durchschnittlich bei +1,0‰ PDB (Fontugne & Calvert, 1992). $\delta^{13}\text{C}_{\text{ruber}}$ Messungen im Gebiet des Kerns KC20B liegen für den Sapropel S1 sogar bei -0,22‰ PDB. Aus den beprobten Sapropelen des Kerns KC20B dokumentieren sich negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{ruber}}$ Amplituden (Abnahmen) von maximal 0,87‰ PDB (S5) bzw. 0,71‰ PDB (S7) (vgl. Abb. 4.7). Diese niedrigen $\delta^{13}\text{C}_{\text{ruber}}$ Werte in den Sapropelen stimmen mit den $\delta^{13}\text{C}$ Messungen an der organischen Fraktion der Sapropete von Fontugne & Calvert (1992) überein. Ihre $\delta^{13}\text{C}$ Untersuchungen am organischen Material der Sapropete S1 bis S10 südlich des Eratosthenes Seamounts und somit in der Nähe des Sedimentkerns KC20B weisen mit Werten, die zwischen -19‰ PDB und -23‰ PDB liegen, relativ große Variabilitäten auf. Fontugne & Calvert (1992) führen diese Fluktuationen weder auf eine Vermischung mit terrestrischem organischen Material, noch auf Temperatureffekte bei der Isotopenfraktionierung noch auf Prozesse während der Diagenese zurück. Sie führen als Erklärung dieser großen Variabilitäten im $\delta^{13}\text{C}$ Signal des organischen Materials Änderungen in der Isotopenzusammensetzung und Änderungen der Konzentration gelösten CO_2 in der durchmischten Schicht des östlichen Mittelmeeres an. Der Eintrag großer Mengen festländischer Wassermassen während der Sapropelbildung, die relativ an ^{13}C Isotopen verarmt sind, führte dazu, daß das im Meerwasser gelöste CO_2 isotopisch leichter wurde. Liegt im Meerwasser isotopisch leichteres, gelöstes CO_2 vor, spiegelt sich dies auch durch isotopisch leichtere $\delta^{13}\text{C}$ Werte im Phytoplankton wider. Durch die Beobachtungen der linearen Beziehung zwischen dem $\delta^{13}\text{C}$ Signal der organischen Fraktion und der Konzentrationen gelösten CO_2 im Oberflächenwasser durch Rau et al. (1989; 1991), erfolgten mit Hilfe der $\delta^{13}\text{C}$ Messungen an der organischen Fraktion der Sapropete Abschätzungen der Konzentrationen gelösten CO_2 , die während der Sapropelbildung im Oberflächenwasser vorlagen. Fontugne & Calvert (1992) rekonstruierten für die Sapropete nahe des Eratosthenes Seamounts erhöhte Konzentrationen gelösten CO_2 im Oberflächenwasser. Die höheren Konzentrationen gelösten CO_2 zur Zeit der Sapropelbildung führen sie auf eine mögliche zusätzliche CO_2 (aq) Versorgung des Oberflächenwassers aus Bereichen unterhalb

der durchmischten Schicht zurück infolge von Auftriebsprozessen. Auftriebsprozesse und die damit verbundene Erhöhung der biologischen Produktivität haben nach Meinung von Berger (1976) und Calvert (1983) möglicherweise zur Bildung der Sapropel geführt.

4.5. Schlußfolgerungen

In der vorliegenden Arbeit wurden an Sapropelen Oberflächentemperaturen mit Hilfe der Alkenontemperaturkalibrierungsgleichung von Prahl & Wakeham (1987) rekonstruiert. Mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ Signale planktischer Foraminiferen (*G. ruber*; weiß, *G. bulloides*) und der Alkenontemperaturen wurden zusätzlich Salinitätsabschätzungen durchgeführt. Aus den Untersuchungen lassen sich zunächst folgende generelle Aussagen treffen:

1. Die SST Rekonstruktionen weisen darauf hin, daß sich die Sapropel S1, S3, S4, S6, S7 (Eratosthenes Seamount) und S8 während durchschnittlich niedrigeren SST im Oberflächenwasser gebildet haben als heute in den Gebieten am Eratosthenes Seamount und Pisano Plateau beobachtet werden. Als besonders auffällig dokumentiert sich der glaziale Sapropel S6 bei einheitlich niedrigen SST von 13,4°C am Balearen Hang, 13,4°C am Pisano Plateau und von 13,3°C im Gebiet des Eratosthenes Seamounts. Die Sapropel S5, S7 und S9 weisen rekonstruierte SST auf, die am Balearen Hang höher liegen als heutige SST im Jahresdurchschnitt. Die rekonstruierten SST dieser Sapropel liegen dagegen im östlichen Mittelmeer im Bereich rezenter SST im Jahresdurchschnitt.
2. Zeitlich hochauflösende Untersuchungen zeigen in einigen dieser Sapropel, wie z.B. in den S1 Sapropelen, im Sapropel S3 (Pisano Plateau), in den S5 Sapropelen (Balearen Hang und Pisano Plateau) und in den S9 Sapropelen (Balearen Hang und Pisano Plateau), daß der Beginn der Sapropelbildung durch einen Temperaturanstieg charakterisiert ist. Da mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ Signale planktischer Foraminiferen und der Alkenontemperaturen auch Salinitätsabschätzungen durchgeführt wurden, konnte gezeigt werden, daß die beobachteten negativen $\delta^{18}\text{O}$ Amplituden während der Sapropelbildung nicht ausschließlich auf eine Salinitätsabnahme zurückzuführen sind, sondern auch auf eine Erwärmung im Oberflächenwasser. Aus diesen Ergebnissen läßt sich schließen, daß die klimatischen Verhältnisse während der Bildung dieser Sapropel wärmer und zudem feuchter relativ zu der Zeit vor ihrer Bildung wurden.

Weiterhin leisten die Temperatur- und Salinitätsabschätzungen folgende Beiträge zu der hydrographischen Situation während der Sapropelbildung im Mittelmeer:

3. Die SST Rekonstruktionen der Sapropel S1, S5 und S9 dokumentieren, daß zwischen den Gebieten Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount ein nach Osten zunehmender SST-Trend, vorlag und dem heutigen somit ähnelte. Verglichen mit den rezenten Verhältnissen zwischen beiden Gebieten lag der SST Gradient zur Bildungszeit der Sapropel S1 viermal höher, bzw. doppelt so hoch (S5, S9). Diese höheren SST-Gradienten werden durch einen verstärkten Einfluß kalter Wassermassen aus der Adria vermutet. Parallel zu diesen Temperaturverhältnissen während der Sapropelbildung werden deutlich niedrigere Salinitäten beobachtet, die dokumentieren, daß Niederschläge und/oder festländischer Abfluß die hydrographischen Bedingungen für Konvektionsvorgänge verminderte.
4. Die SST Rekonstruktionen der Sapropel S3, S7 und S8 weisen darauf hin, daß zwischen den Gebieten Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount ein nach Westen zunehmender SST-Trend vorlag. Inverse SST Trends liegen heute zu keiner Jahreszeit zwischen diesen Gebieten vor. Die rekonstruierten Salinitäten für diese Sapropel liegen ebenfalls deutlich niedriger als rezente Salinitäten. Da die

Bildung dieser Sapropelle am Eratosthenes Seamount mit einer Salinitätsabnahme von 1,3 (S7) und 3,5 (S8) Einheiten verbunden ist, lassen sich niedrigere SST im Gebiet des Eratosthenes Seamount nicht mit einem größeren Einfluß durch lokale divergenzgetriebene Auftriebsereignisse erklären. Da die Überschwemmungen durch den Nil keinen Einfluß auf die lokale SST im unmittelbaren Einflußgebiet des Nils haben (Liebmann, 1935) muß daher angenommen werden, daß diese inversen SST Trends mit einer lokalen Erwärmung im Gebiet des Pisano Plateau und des Balearen Hangs in Zusammenhang stehen.

5. Der glaziale Sapropel S6 nimmt eine Sonderstellung ein. Die rekonstruierten SST liegen mit den unter Punkt 1 angegebenen Werten am Balearen Hang sogar um 1,1°C, am Pisano Plateau um 2,3°C und am Eratosthenes Seamount um 3,7°C niedriger als rezente lokale Winter-SST. Diese SST Ergebnisse scheinen zunächst für das Mittelmeer unrealistisch, stimmen jedoch mit den Ergebnissen von Thunell (1979) überein, der für das letzte glaziale Maximum 6°C niedrigere Winter-SST im Gebiet des Ägäischen Meeres postulierte als heute dort vorliegen. Die Salinitätsabschätzungen weisen darauf hin, daß sich auch der glaziale Sapropel S6 während niedrigerer Salinitäten im Oberflächenwasser gebildet hat. Relativ zu der Zeit vor ihrer Bildung zeigen die Salinitätsabschätzungen für das Gebiet am Pisano Plateau eine Abnahme um 0,7 Einheiten. Im Gebiet des Eratosthenes Seamounts liegen jedoch 0,2 Einheiten höhere Salinitäten im Sapropel vor. Aus dem T/S/Dichte Diagramm (Abb. 4.15) läßt sich trotz der insgesamt niedrigen Salinitäten für den Sapropel S6 am Eratosthenes Seamount eine Dichteerhöhung ableiten.

6. Der regionale Vergleich der T/S Verhältnisse zwischen zeitlich korrelierenden Sapropelen läßt den Schluß zu, daß verglichen mit dem heutigen Dichteanstieg im Mittelmeer von Westen nach Osten aufgrund zunehmender Verdunstung, zwischen Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount während der Bildung der interglazialen Sapropelle S1, S3, S5 und S9 inverse Dichteverhältnisse vorgelegen haben. Diese inversen Dichteverhältnisse während der Bildung der interglazialen Sapropelle werden mit einer verstärkten Frischwasserzufuhr über den Nil interpretiert.

7. Die Ergebnisse der Konzentrationsmessungen von TOC, CaCO₃ und Alkenonen lassen den Schluß einer erhöhten biologischen Produktivität im Oberflächenwasser während der Sapropelbildung kaum zu, da die T/S Verhältnisse während der Bildung der interglazialen Sapropelle verminderte Konvektions- und Zirkulationsvorgänge dokumentieren. Anzeichen stärkerer Konvektions- und Zirkulationsvorgänge, aus denen eine erhöhte biologische Produktivität abgeleitet werden kann, lassen sich jedoch zur Bildungszeit des glazialen Sapropels S6 erkennen.

5. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden Untersuchungen von Oberflächentemperaturen (SST) durch Alkenone an Sedimenten mit erhöhten Konzentrationen organischen Kohlenstoffs im Californienstrom und im Europäischen Mittelmeer angestellt, um hydrographische Veränderungen in geologischer Vergangenheit zu rekonstruieren. Mit Hilfe der Sauerstoffisotopen-Signale planktischer Foraminiferen wurden im Europäischen Mittelmeer zusätzlich Paläosalinitäten berechnet.

Im Californienstrom wurden Alkenon-SST von Oberflächensedimentproben und von Sedimenten des letzten glazialen Maximums ermittelt. Die rekonstruierten SST aus den Sedimenten des glazialen Horizontes liegen deutlich niedriger als ermittelte Alkenon-SST der Oberflächensedimente. Der regionale Vergleich dokumentiert SST-Gradienten von 1-2°C für den Bereich südlich 36°N und SST-Gradienten von etwa 5°C nördlich 36°N. Die glazialen SST-Ergebnisse im Gebiet nördlich 36°N stimmen mit den Ergebnissen von Ortiz et al. (1997) überein, die mit Hilfe von Foraminiferen-Vergesellschaftungen und Sauerstoff-Isotopen planktischer Foraminiferen 3,3°C ± 1,5°C niedrigere SST während des letzten Glazials im Californienstrom bei 42°N feststellten.

Die Alkenon-SST Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen für das Glazial südlich 36°N stimmen mit den Ergebnissen von Hinrichs et al. (1997) überein, die etwa 2°C niedrigere Alkenon-SST während des Glazials im Gebiet des Santa Barbara Beckens rekonstruierten. Stratigraphische Profile von vier Sedimentkernen entlang der Küste Oregons und Californiens verdeutlichen, daß der Temperaturanstieg im Zeitraum zwischen 15 und 10 ka stattgefunden haben muß. Die unterschiedlichen SST-Gradienten nördlich und südlich 36°N stehen in Beziehung zu einem veränderten Küstenauftrieb nördlich 36°N während des Glazials und lassen den Schluß zu, daß der Küstenauftrieb nördlich 36°N möglicherweise schwächer war als heute in dem Gebiet beobachtet wird. Diese Ergebnisse werden durch die Aussagen der Pollen- und Diatomeen-Untersuchungen von Sancetta et al. (1992) und aus den Untersuchungen von Ortiz et al. (1997) unterstützt. Die niedrigeren SST während des Glazials werden von Ortiz et al. (1997) eher aus verstärktem küstenfernen Auftrieb und dem advektiven südwardigen Transport dieser kalten Wassermassen ins Küstengebiet des Californienstroms interpretiert als aus verstärktem Küstenauftrieb.

Im Europäischen Mittelmeer wurden mit Hilfe von Alkenon-SST und Sauerstoff-Isotopen planktischer Foraminiferen Temperatur- und Salinitätsbedingungen zur Zeit der Sapropelbildung rekonstruiert und im Rahmen der bestehenden Bildungsmodelle für Sapropel interpretiert. Hierzu wurden die Sapropel S1 bis S10 bzw. S1 bis S12 und zwei ältere Sapropel (SO-I bei 525 ka und SO-II bei 591 ka) an zwei Sedimentkernen aus dem östlichen Mittelmeer (Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount) beprobt. Die Sapropel S5, S6, S7, S9, S12 und SO-II wurden an zwei weiteren Sedimentkernen des westlichen Mittelmeeres (Balearen Hang und Tyrrhenisches Meer) beprobt. Die Daten dokumentieren, daß sich die Sapropel S1, S3, S4, S6, S7 und S8 am Eratosthenes Seamount und Pisano Plateau während niedrigeren SST gebildet haben als heute in den Gebieten im Jahresdurchschnitt beobachtet werden. Der Sapropel S6 dokumentiert sich im gesamten Untersuchungsgebiet mit den niedrigsten SST von durchschnittlich 13,4°C am Balearen Hang, 13,4°C am Pisano Plateau und von 13,3°C im Gebiet des Eratosthenes Seamount. Die rekonstruierten SST der Sapropel S5, S7 und S9 am Balearen Hang liegen um 2,2°C (S5), 2,1°C (S7) und um 0,5°C (S9) höher als rezente lokale SST im Jahresdurchschnitt. Diese Sapropel zeigen jedoch im regionalen Vergleich zum östlichen

Mittelmeer rekonstruierte SST, die im Bereich der rezenten lokalen SST im Jahresdurchschnitt liegen. Der regionale Vergleich zeitlich korrelierender Sapropelle zeigt, daß im Untersuchungsgebiet während der Bildung der Sapropelle S1, S5, S9 und S12 ein nach Osten zunehmender SST Trend vorlag. Mit diesem SST Trend werden jedoch zwischen Pisano Plateau und Eratosthenes Seamount größere SST Gradienten zwischen beiden Gebieten beobachtet als heute vorliegen. Diese größeren SST Gradienten werden durch einen verstärkten Einfluß kalter Wassermassen aus der Adria erklärt. Während der Bildung der Sapropelle S3, S7 und S8 wird ein nach Westen zunehmender SST Trend beobachtet. Da divergenzgetriebene Auftriebsereignisse aufgrund der rekonstruierten niedrigen Salinitäten, nicht als Erklärung für eine Abnahme der SST im Gebiet des Eratosthenes Seamounts in Frage kommen, werden die nach Westen zunehmenden SST Trends mit einer zunehmenden Erwärmung der Oberflächenwassermassen im Westen erklärt. Die Rekonstruktionen weisen darauf hin, daß sich alle Sapropelle im Mittelmeer während niedrigen Salinitäten im Oberflächenwasser gebildet haben. Einzige Ausnahme ist der Sapropel S5 am Balearen Hang, dessen Salinitätsabschätzungen mit den heutigen lokalen Salinitäten vergleichbar sind. Der regionale Vergleich zeitlich korrelierender Sapropelle veranschaulicht, daß der heutige Dichteanstieg im Mittelmeer von Westen nach Osten aufgrund zunehmender Verdunstung während der Bildung der interglazialen Sapropelle S1, S3, S5 und S9 invers vorgelegen hat. Diese inversen Dichteverhältnisse während der Bildung der interglazialen Sapropelle werden mit einer verstärkten Frischwasserzufuhr durch den Nil interpretiert, zu einer Zeit, in der die Salinitäten im östlichen Mittelmeer durch verstärkte Niederschläge im Bereich der nördlichen Randgebieten ebenfalls erniedrigt vorlagen. Im Unterschied zu den interglazialen Bedingungen während der Sapropelbildung deutet sich aus den T/S Ergebnissen des glazialen Sapropels S6 am Pisano Plateau und am Eratosthenes Seamount an, daß trotz niedriger Salinitäten ähnliche Dichteverhältnisse vorlagen wie heute, jedoch mit einem größeren Dichtegradienten, der möglicherweise als Anhaltspunkt für eine stärkere antiästuarine Zirkulation im östlichen Mittelmeer gedeutet werden kann.

Danksagung

Für die Betreuung dieser Arbeit möchte ich mich bei Herrn Dr. habil. Rainer Zahn und Herrn Prof. Erwin Suess recht herzlich bedanken. Für seine dynamische Betreuung und Diskussionsbereitschaft zu Beginn dieser Arbeit danke ich auch Herrn Prof. K.-C. Emeis, der mir zudem einen Studienaufenthalt an der Oregon State University (Corvallis, Oregon) ermöglichte.

Herrn Prof. Fred Prahl danke ich recht herzlich für die vielen hilfreichen Anregungen und Diskussionen sowie für die motivierenden Gespräche während meines Aufenthaltes an der Oregon State University in Corvallis. Seiner "Crew" im Department Chemical Oceanography, bestehend aus Margret A. Sparrow, Bruce Eversmeyer und Cheryl A. Morgan sei für ihre Unterstützung im Labor gedankt.

Weiterhin möchte ich mich bei Prof. Phil A. Meyers, Phil Rumford und Chieh Peng bedanken, die mir während des ODP Fahrtabschnittes 161 an Bord von RV *Joides Resolution* mit fruchtbaren Diskussionen und tatkräftiger Unterstützung zur Seite gestanden haben.

Mein Dank gilt auch den folgenden Damen und Herren vom Institut für Meereskunde in Kiel, bei denen ich die Alkenonarbeiten an den Mittelmeerproben durchführen durfte: Herrn Dr. habil. Detlef Schulz-Bull, Dr. Dirk Sanders und Frau Marlies Zornow.

Bedanken möchte ich mich auch bei meiner Arbeitsgruppe bestehend aus Frau Dipl. Chem. Claudia Willamowski, Herrn Dr. Joachim Schönfeld, Dipl. Chem. Arndt Stüber und Dipl. Geol. Matthias Hüls für ihre Diskussionsbereitschaft. Frau Ortrud Runze und Dipl. Geol. Ingeborg von Campenhausen-Joost danke ich für das Korrekturlesen.

Meiner ganzen Familie danke ich für ihre motivierenden Gespräche. Hilke, vielen Dank für das "Durchhalteschälchen"!

Bei meinem Freund Andreas Rolinski bedanke ich mich ganz besonders für seine liebevolle Unterstützung und Geduld besonders in der Endphase dieser Arbeit.

Literatur

- Aksu AE, Yasar D, Mudie PJ (1995) Paleoclimatic and paleoceanographic conditions leading to development of sapropel layer S1 in the Aegean Sea. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 116: 71-101.
- Anderson RY, Hemphill-Haley E, Gardner J (1987) Persistent late Pleistocene-Holocene seasonal upwelling and varves off the coast of California. *Quat Res* 28: 307-313.
- Arnone RA, La Violette PE (1986) Biochemical properties of the North African Current. *J Geophys Res* 91 C2: 2351-2364.
- Artale M, Astraldi M, Buffoni G, Gasparini GP (1994) Seasonal variability of gyre-scale circulation in the northern Tyrrhenian Sea. *J Geophys Res* 99 C7: 14127-14137.
- Astraldi M, Gasparini GP (1994) The seasonal characteristics of the circulation in the Tyrrhenian Sea. In: La Violette PE (ed) *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea*: 115-135. Washington DC: AGU.
- Azevedo J, Morgan DL (1974) Fog precipitation in coastal California forests. *Ecology* 55: 1135-1141.
- Barber RT, Chavez FP (1986) Ocean variability in relation of the living resources during the 1982-1983 El Niño. *Nature* 319: 279-285.
- Berger WH (1976) Biogenous deep sea sediments: production, preservation, and interpretation. In: Riley JP, Chester R (eds) *Chemical oceanography* 2:266-388. Academic Press.
- Berger WH, Diester-Haass L, Killingley JS (1978) Upwelling off Northwest Africa: The Holocene decrease as seen in carbon isotopes and sedimentological indicators. *Oceanol. Acta* 1: 1-7.
- Berger WH (1981) Oxygen and carbon isotopes in foraminifera: An introduction. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 33: 3-7.
- Béthoux JP (1980) Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and observed salinities. *Oceanol. Acta* 3: 79-88.
- Béthoux JP (1984) Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20.000 ans. *Oceanol Acta* 7: 43-48.
- Béthoux JP (1989) Oxygen consumption, new production, vertical advection, and environmental evolution of the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res* 36: 769-781.
- Béthoux JP (1993) Mediterranean sapropel formation, dynamic and climatic viewpoints. *Oceanol Acta* 16: 127-133.
- Boon JJ, van der Meer FW, Schuly JW, de Leeuw JW, Schenk PA, Burlingame AL (1978) Organic geochemical analyses of core samples from Site 362, Walvis Ridge, DSDP Leg 40. *Proc ODP, Init Reports* 40: 627-637.
- Bouvier-Soumagnac Y, Duplessy JC (1985) Carbon and oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera from laboratory culture, plankton tows and recent sediment: Implication for the reconstruction of paleoclimatic conditions and of the global carbon cycle. *J Foram Res* 15: 302-320.
- Bradford JM, Heath RA, Chang FH, Hay CH (1982) The effect of warm-core eddies on oceanic productivity off northeastern New Zealand. *Deep-Sea Res* 29: 1501-1515.
- Bradley WH (1938) Mediterranean sediments and Pleistocene sea-levels. *Science* 88: 376-379.
- Bralower TJ, Thierstein HR (1987) Organic carbon and metal accumulation rates in Holocene and mid-Cretaceous sediments: paleoceanographic significance. In: Brooks J, Fleet AJ (eds) *Marine petroleum source rocks*: 345-369. *Geol Soc Spec Publ* No 26.
- Brassell SC, Eglinton G, Marlowe IT, Pflaumann U, Sarnthein M (1986) Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. *Nature* 320: 129-133.
- Brassell SC (1993) Applications of biomarkers for delineating marine paleoclimatic fluctuations during the Pleistocene. In: Engel MH, Macko SA (eds) *Organic geochemistry*: 699-738. New York: Plenum Press.
- Brenner S (1989) Structure and evolution of warm core eddies in the eastern Mediterranean Levantine Basin. *J Geophys Res* 94 C9: 12593-12602.
- Broecker WS, van Donk J (1970) Insolation changes, ice volumes, and the ^{18}O record in deep-sea cores. *Rev Geophys Space Phys* 8: 169-198.
- Broecker WS (1989a) Oxygen isotope constraints on surface ocean temperatures. *Quat Res* 26: 121-134.
- Broecker WS (1989b) The salinity contrast between the Atlantic and Pacific Oceans during glacial times. *Paleoceanography* 4: 207-212.
- Brongersma-Sanders M (1971) Origin of major cyclicity of evaporites and bituminous rocks: An actualistic model. *Mar Geol* 11: 123-144.
- Brown J, Colling A, Park D, Phillips J, Rothery D, Wright J (1991) *Ocean Circulation*. The Open University, Pergamon Press, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Seoul, Sydney, Tokyo, 238 S.
- Brumsack HJ (1980) Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36, and 41). *Chem Geol* 31: 1-25.
- Bryden HL, Kinder TH (1991) Recent progress in strait dynamics. *Rev Geophys* 617-631.

- Burns DA (1977) Phenotypes and dissolution morphotypes of the genus *Gephyrocapsa* Kamptner and *Emiliania huxleyi* (Lohmann). *New Zealand J of Geol and Geophys* 20: 143-155.
- Cadée GC (1985) Macroaggregates of *Emiliania huxleyi* in sediment traps. *Mar Ecol Progr Ser* 24: 193-196.
- Calvert SE (1983) Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the eastern Mediterranean. *Oceanol Acta* 6: 255-267.
- Calvert SE (1987) Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. In: Brooks J, Fleet AJ (eds) *Marine petroleum source rocks*: 137-151. *Geol Soc Spec Publ No* 26.
- Calvert SE (1990) Geochemistry and origin of the Holocene sapropel in the Black Sea. In: Ittekkot V, Kempe S, Michaelis W, Spitz A (eds) *Facets of modern biogeochemistry*: 326-352. Berlin: Springer-Verlag.
- Calvert SE, Nielsen B, Fontugne MR (1992) Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature* 359: 223-225.
- Castradori D (1993) Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in eastern Mediterranean deep-sea cores. *Riv It Paleont Strat* 99: 107-126.
- Channell JET, Hawthorne T, Torii M (1990a) Contrasting magnetic properties in Leg 107 sediments: Preservation and alteration of titanomagnetite at adjacent sites. *Proc ODP Sci Res* 107: 113-123.
- Channell JET, Torii M, Hawthorne T (1990b) Magnetostratigraphy of sediments recovered at sites 650, 651, 652, and 654 (Leg 107, Tyrrhenian Sea). *Proc ODP Sci Res* 107: 335-345.
- Chappel J, Shackleton N (1986) Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324: 137-140.
- Cita MB, Vergnaud-Grazzini C, Chamley H, Chamley CR, Ciaranfi N, D'Onofrio S (1977) Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. *Quat Res* 8: 205-235.
- CLIMAP - Climate, Long-Range Investigation, Mapping and Prediction Project Members (1981) Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum. *Geol Soc America Map and Chart Series*, MC-36.
- Comas M, Zahn R, Klaus A, Scientific Party (1996) *Proc ODP Init Rep* 161, 1023 S.
- Conte MH, Eglinton G, Madureira LAS (1992) Long-chain alkenones and alkyl alkenoates as paleotemperature indicators: their production, flux and early sedimentary diagenesis in the Eastern North Atlantic. *Org Geochem* 19: 287-298.
- Conte MH, Eglinton G (1993) Alkenone and alkenoate distributions within the euphotic zone of the eastern North Atlantic: correlation with production temperature. *Deep-Sea Res* 40: 1935-1961.
- Conte MH, Volkman JK, Eglinton G (1994) Lipid biomarkers of the Haptophyta. In: Green JC, Leadbeater BSC (eds) *The Haptophyte Algae*: 351-379. Oxford: Sci Publ.
- COHMAP - Cooperative Holocene Mapping Project Members (1988) Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science* 241: 1043-1053.
- Craig H (1953) The geochemistry of stable carbon isotopes. *Geochim Cosmochim Acta* 3: 53-92.
- Craig H, Gordon LI (1965) Deuterium and oxygen - 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: Tongiorgi E (ed.) *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*: 9-11. Pisa: Spoleto Cons Naz Ric Lab Geol Nucl.
- Cranwell PA (1985) Long-chain unsaturated ketones in recent lacustrine sediments. *Geochim Cosmochim Acta* 49: 1545-1551.
- Cranwell PA (1988) Lipid geochemistry of late Pleistocene lacustrine sediments from Burland, Cheshire, U.K. *Chem Geol* 68: 181-197.
- Curry WB, Ostermann DR, Guptha VS, Ittekkot V (1992) Foraminiferal production and monsoonal upwelling in the Arabian Sea: Evidences from sediment traps. In: Summerhayes CP, Prell WL, Emeis KC (eds) *Upwelling systems: Evolution since the early Miocene*: 93-106. London: *Geol Soc Spec Publ No* 64.
- Curry WB, Shackleton NJ, Richter C (1995) *Proc ODP Init Rep* 154, 1111 S.
- Dansgaard W (1961) The isotopic composition of natural waters with special reference to the Greenland ice cap. *Meddr. Greenland* 165: 1-120.
- Dansgaard W (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16: 436-467.
- Dean WE, Arthur MA, Claypool GE (1986) Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: Sources, diagenetic, or environmental signal? *Mar Geol* 70: 119-157.
- Debyser J, Deroo G (1969) Faits d'observation sur la genèse du pétrole. *Rev Inst Fr Petr* 24: 21-48.
- de Kaenel E, Siesser W (einger.) Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, ODP Sites 974 to 977 and 979. *Proc ODP Sci Res* 161.
- de Lange G, Middleburg JJ, Pruyssers PA (1989) Discussion: Middle and late Quaternary depositional sequences and cycles in the eastern Mediterranean. *Sedimentology* 36: 151-158.
- de Leeuw JW, v d Meer FW, Rijpstra WIC, Schenk PA (1980): On the occurrence and structural identification of long chain ketones and hydrocarbons in sediments. In: Douglas AG, Maxwell JR (eds) *Advances in Organic Geochemistry*: 211-217. New York: Pergamon Press.
- Demaison G, Moore GT (1980) Anoxic environments and oil source bed genesis. *Org Geochem* 2: 9-31.

- Deuser WG (1987) Seasonal variations in isotopic composition and deep-water fluxes of the tests of perennially abundant planktonic foraminifera of the Sargasso sea: Results from sediment trap collections and their paleoceanographic significance. *J Foram Res* 17: 14-27.
- Dietrich G, Kalle K, Krauss W, Siedler G (1975) *Allgemeine Meereskunde - Eine Einführung in die Ozeanographie*. Berlin, Stuttgart: Gebr. Bornträger, 593 S.
- Dodimead AJ, Favorite F, Hirano T (1963) Review of oceanography of the subarctic Pacific region. *Intern North Pacific Fish Com Bull* 13: 195 S.
- Dunbar RB, Berger WH (1981) Fecal pellet flux to modern bottom sediment of Santa Barbara Basin (California) based on sediment trapping. *Geol Soc of Am Bull* 92: 212-218.
- Duplessy JC (1978) Isotope studies. In: Gribbin J (ed.) *Climatic change: 46-67*. Cambridge: University Press.
- Duplessy JC, Blanc JL, Bé AWH (1981): Oxygen-18 enrichment of planktonic foraminifera due to gametogenic calcification below the euphotic zone. *Science* 213: 1247-1250.
- Duplessy JC, Labeyrie L, Juillet-Leclerc A, Maitre F, Duprat J, Sarnthein M (1991) Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. *Oceanol Acta* 14: 311-324.
- Dymond J, Suess E, Lyle M (1992) Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleo-productivity. *Paleoceanography* 7: 163-181.
- Emeis KC, ODP Leg 107 Scientific Party (1991) Pleistocene/upper Pliocene sapropels in the Tyrrhenian Sea. *Mar Geol* 100: 279-295.
- Emeis KC, Schulz HM, Struck U, Sakamoto T, Dooze H, Erlenkeuser H, Howell M, Kroon D, Paterne M (einger.) Stable isotope and alkenone temperature records of sapropels from ODP Sites 964 and 967: Constraining the physical environment of sapropel formation in the Eastern Mediterranean Sea. *Proc ODP Sci Res* 160.
- Emerson S, Hedges JI (1988) Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography* 5: 685-707.
- Emiliani C (1955) Pleistocene temperatures. *J. Geol.* 63: 538-578.
- Emiliani C (1966) Paleotemperature analysis of Caribbean cores P-6304-8 and P-6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *J Geol* 74: 109-124.
- Enfield DB, Allen J (1980) On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific coast of North and South America. *J Phys Oceanogr* 10: 557-578.
- Engleman EE, Jackson LL, Norton DR (1985) Determination of carbonate carbon in geological materials by coulometric titration. *Chem Geol* 53: 125-128.
- Eppley RW, Holm-Hansen O (1986) Primary production in the southern California Bight. In: Eppley RW (ed) *Plankton dynamics of the southern California Bight: 176-215*. Lect Notes Coastal Estuarine Stud 15.
- Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam HA, Urey HC (1953) Revised carbonate - water isotopic temperature scale. *Bull Geol Soc Am* 64: 1315-1326.
- Erez J, Luz B (1983) Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. *Geochim Cosmochim Acta* 47: 1025-1031.
- Ergin M, Bodur MN, Ediger D, Edinger V, Yilmaz A (1993) Organic carbon distribution in the surface sediments of the Sea of Marmara and its control by the inflows from adjacent water masses. *Mar Chem* 41: 311-326.
- Fairbanks RG, Wiebe PH (1980) Foraminifera and chlorophyll maximum: Vertical distribution, seasonal succession and paleoceanographic significance. *Science* 209: 1524-1526.
- Fairbanks RG, Sverdrlove M, Free R, Wiebe PH, Bé AWH (1982) Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature* 298: 841-844.
- Fairbanks RG (1989) A 17,000- year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 322: 637-622.
- Farrimond P, Eglinton G, Brassell S (1987) Alkenones in Cretaceous black shales, Blake Bahama Basin, western North Atlantic. *Org Geochem* 10: 897-903.
- Favorite F, Dodimead AJ, Nasu K (1976) Oceanography of the subarctic Pacific region, 1969-1971. *Inter North Pacific Fish Comm Bull* 33: 1-187.
- Ficken KJ, Farrimond P (1995) Sedimentary lipid geochemistry of Framvaren: Impacts of a changing environment. *Mar Chem* 51: 31-43.
- Flügge A (1997) Jahreszeitliche Variabilität von ungesättigten C₃₃ Methylketonen (Alkenonen) in Sinkstoffallenmaterial der Norwegischen See und deren Abbildung in Oberflächensedimenten. Dissertation, Univ Kiel 92 S.
- Fontugne M, Duplessy JC (1981) Organic carbon isotopic fractionation by marine plankton in the temperate range -1 to 31 °C. *Oceanol Acta* 4: 85-90.

- Fontugne C, Calvert SE (1992) Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean: Monitor of changes in carbon sources and atmospheric CO₂ concentrations. *Paleoceanography* 7: 1-20.
- Ganssen G, Sarnthein M (1983) Stable isotope composition of foraminifers: The surface and bottom water record of coastal upwelling. In: Suess E, Thiede J (eds) *Coastal upwelling: Its sedimentary record: Part A: 99-121*. Plenum Press.
- Garcia E, Tintore J, Pinot JM, Font J, Manriquez M (1994) Surface circulation and dynamics of the Balearic Sea. In: La Violette PE (ed) *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea: 73-93*. Washington, DC.
- Gardner JV, Dean WE, Dartnell P (1997) Biogenic sedimentation beneath the California Current System for the past 30 kyr and its paleoceanographic significance. *Paleoceanography* 12: 207-225.
- Guillard RRL, Kilham P (1977) The ecology of marine planktonic diatoms. In: Werner D (ed) *The biology of diatoms: 372-469*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Hallegraeff GM (1984) Coccolithophorids (calcareous nanoplankton) from Australian water. *Bot Mar* 27: 229-247.
- Harwood JL, Russell NJ (1984) *Lipids in plants and microbes*. London: Allen & Unwin 163 S.
- Hay WW (1977) Calcareous microfossils. In: Ramsey ATS (ed) *Oceanic Micropaleontology: 1055-1200*. Academic Press.
- Hayes JM, Popp BN, Takigiku R, Johnson MW (1989) An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn formation. *Geochim Cosmochim Acta* 53: 2961-2972.
- Heburn GW (1994) The dynamics of the seasonal variability of the western Mediterranean circulation. In: La Violette PE (ed) *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea: 249-285*. Washington, DC.
- Hecht A (1964) On the turbulent diffusion of the water of the Nile floods in the Mediterranean Sea. *Bull Sea Fish Res Sta* 36. Haifa, Israel.
- Hemleben C, Spindler M (1983) Recent advances in research on living planktonic foraminifera. In: Meulenkamp JE (ed) *Reconstruction on marine paleoenvironments. Utr Micropaleontol Bull* 30: 141-170.
- Hemleben C, Spindler M, Anderson OR (1989) *Modern planktonic foraminifera*. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo: Springer Verlag 363 S.
- Hendershott MC, Rizzoli P (1976) The winter circulation of the Adriatic Sea. *Deep-Sea Res* 23: 353-370.
- Herbert T, Yasuda M, Burnett C (1995) Glacial-interglacial sea-surface temperature record inferred from alkenone unsaturation indices, Site 893, Santa Barbara Basin. *Proc ODP Sci Res* 146: 257-264.
- Hesse M, Meier H, Zeeh B (1991) *Spektroskopische Methoden in der organischen Chemie*. Stuttgart, New York: Thieme Verlag 336 S.
- Hickey BM (1979) The California Current System - hypotheses and facts. *Prog Oceanogr* 8: 191-279.
- Hickey BM (1992) Variability in two deep coastal basins (Santa Monica and San Pedro) off southern California. *J Geophys Res* 96: 16689-16708.
- Hilgen FJ (1991a) Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. *Earth Planet Sci Lett* 104: 226-244.
- Hilgen FJ (1991b) Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth Planet Sci Lett* 107: 349-368.
- Hinrichs KU, Rinna J, Rullkötter J, Stein R (1997) A 160-kyr record of alkenone-derived sea-surface temperatures from Santa Barbara Basin sediments. *Naturwissenschaften* 84: 126-128.
- Honjo S, Okada H (1974) Community structure of coccolithophores in the photic layer of the mid-Pacific. *Micropaleontology* 20: 209-230.
- Huang TC, Stanley DJ (1972) Western Alboran Sea; sediment dispersal, ponding and reversal of currents. In: Stanley DJ (ed) *The Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory: 521-559*. Pennsylvania: Dowden, Hutchinson, Ross, Inc, Stroudsburg.
- Hut G (1987) Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. Consultants Group Meeting IAEA, Wien 16.-18. Sept. 1985, Report to the Director General, 42 pp., Int At Energy Agency, Wien.
- Huyer A (1983) Coastal upwelling in the California Current System. *Prog Oceanogr* 12: 259-284.
- Imbrie J, Hays JD, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Morley JJ, Pisias NG, Prell WL, Shackleton NJ (1984) The orbital theory of pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger AL (ed) *Milankovitch and Climate: Part I: 269-305*. D. Reidel Publ Company.
- Jasper JP, Gagosian RB (1989a) Alkenone molecular stratigraphy in an oceanic environment affected by glacial freshwater events. *Paleoceanography* 4: 603-614.

- Jasper JP, Gagosian RB (1989b) Glacial-interglacial climatically forced $\delta^{13}\text{C}$ variations in sedimentary organic matter. *Nature* 342: 60-62.
- Jasper JP, Gagosian RB (1990) The sources and deposition of organic matter in the late Quaternary Pygmy Basin, Gulf of Mexico. *Geochim Cosmochim Acta* 54: 1117-1132.
- José AP (1960) Les diatomées des dépôts de fond de la partie nord-ouest de l'Océan Pacifique. *Deep-sea Res* 6: 187-196.
- José AP (1971) Diatoms in Pleistocene sediments from the northern Pacific Ocean. In: Riedel WR, Funnell B (eds) *The Micropaleontology of oceans*: 407-421. Elsevier Press.
- Joussaume S, Sadourny R, Jouzel J (1984) A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. *Nature* 311: 24-29.
- Kallel N, Paterne M, Duplessy JC, Vergnaud-Grazzini C, Pujol C, Labeyrie LD, Arnold M, Fontugne M, Pierre C (1997) Enhanced rainfall on Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanol Acta* 20: 697-712.
- Kallel N, Paterne M, Labeyrie LD, Duplessy JC, Arnold M (einger.) Temperature and salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18,000 years. *Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol.*
- Kastens KA, Mascle J (1990) *Proc ODP Sci Res* 107. 635 S.
- Kennett J, Venz K (1995) Late Quaternary climatically related planktonic foraminiferal assemblage changes: Hole 893A Santa Barbara Basin, California. *Proc ODP Sci Res* 146: 281-293.
- Kidd RB, Cita MB, Ryan WBF (1978) Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during DSDP Leg 42A and their paleoenvironmental significance. *Init Rep DSDP* 13: 421- 443.
- Klaveness D (1972) *Coccolithus huxleyi* (Lohm.) Kamptner - The flagellate cell, aberrant cell types, vegetative propagation and life cycles. *Br phycol J* 7: 309-318.
- Knappertsbusch M (1993) Geographic distribution of living and Holocene coccolithophores in the Mediterranean Sea. *Mar Micropal* 21: 219-247.
- Kukla GJ (1977) Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. *Earth Planet Sci Lett* 13: 307-374.
- Kullenberg B (1952) On the salinity of the water contained in marine sediments. *Goteborgs Kungl Vetenskaps Vitt-Samhal Handlingar* 6: 3-37.
- Kutzbach JE (1987) Model simulations of the climatic patterns during the deglaciation of North America. In: Ruddiman WF, Wright HE (eds) *North America and adjacent oceans during the last deglaciation - The geology of North America. K-3*: 425-446. Geol. Soc. Amer., Boulder Colorado.
- Lacombe H, Tschernia P (1972) Caractères hydrologique et circulation des eaux en Méditerranée. In: Stanley DJ (ed) *The Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory*: 26-36. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc Stroudsburg.
- Lacombe H, Gascard JC, Gonella J, Béthoux JP (1981) Response of the Mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and interannual scales. *Oceanol Acta* 14: 247-255.
- Lal D (1977) The oceanic microcosm of particles. *Science* 198: 997-1009.
- Lal D (1980) Comments on some aspects of particulate transport in the oceans. *Earth Planet Sci Lett* 49: 520-527.
- La Violette PE (1990) The western Mediterranean circulation experiment. *J Geophys Res* 95 C2: 1559-1568.
- La Violette PE (1995) Coastal and estuarine studies - seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea. Washington, DC: AGU. 373 S.
- Leaman KD (1994) The formation of western Mediterranean deep water. In: La Violette PE (ed) *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea*: 227-249. Washington, DC.
- Leetmaa A, Behringer DW, Huyer A, Smith RL, Toole J (1987) Hydrographic conditions in the eastern Pacific before, during and after 1982/1983 El Niño. *Prog Oceanogr* 19: 1-47.
- Levitus S (1982) Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof Pap 13. 173 pp US Govt Print Off. Washington, DC.
- Levitus S (1985) Climatological atlas of the world ocean. Computer program.
- Levitus S, Conkright M, Reid JL, Nadjjar RG, Mantyla A (1993) Distribution of nitrate, phosphate and silicate in the world oceans. *Prog Oceanogr.* 31: 245-273.
- Liebmann E (1935) Oceanographic observations on the Palestine Coast. *Reun Comm int Explor scient Mer Mediterr* 9: 181-186.
- Lourens LJ (1994) Astronomical forcing of Mediterranean climate during the last 5.3 million years. Ph.D. thesis, 247 pp. Utrecht University, Netherlands.
- Lourens LJ, Antonarakou A, Hilgen FJ, van Hoof AAM, Vergnaud-Grazzini C, Zachariasse WJ (1996) Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography* 11: 391-413.
- Lyle M, Zahn R, Prah FG, Dymond J, Collier RW, Pisias N, Suess E (1992) Paleoproductivity and carbon burial across the California Current: The multitracer transect, 42 °N. *Paleoceanography* 7: 251-272.

- Lynn RJ, Simpson JJ (1987) The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J Geophys Res* 92: 12947-12966.
- Lynn RJ, Simpson JJ (1990) The flow of the undercurrent over the continental borderland across southern California. *J Geophys Res* 95 C8: 12995-13008.
- Malberg H (1985) *Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung.* Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. Springer Verlag 299 S.
- Marlowe IT, Brassell SC, Eglinton G, Green JC (1984a) Long chain unsaturated ketones and esters in living algae and marine sediments. *Org Geochem* 6: 135-141.
- Marlowe IT, Green JC, Neal AC, Brassell SC, Eglinton G, Course PA (1984b) Long chain (n-C₃₇-C₃₉) alkenones in the Prymnesiophyceae. Distribution of alkenones and other lipids and their taxonomic significance. *Br phycol J* 19: 203-216.
- Marlowe IT, Brassell SC, Eglinton G, Green JC (1990) Long-chain alkenones and alkyl alkenoates and the fossil coccolith record of marine sediments. *Chem Geol* 88: 349-375.
- Marullo S, Santoleri R, Bignami F (1994) The surface characteristics of the Tyrrhenian Sea: Historical Satellite Data analysis. In: La Violette PE (ed) *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea: 135-155.* Washington, DC.
- May PW (1982) Climatological flux estimates in the Mediterranean Sea, I: Winds and wind stress. *NORDA Tech Rep* 54: 1-56.
- McCrea JM (1950) On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J Chem Phys* 18: 849-857.
- McEvoy J, Eglinton G, Maxwell JR (1981) Preliminary lipid analyses of sediments from sections 467-3-3 and 467-97-2. *Init Rep DSDP* 63: 763-774.
- McGowan JA (1985) El Niño 1983 in the southern California Bight. In: Wooster WS, Fluharty DL (eds) *El Niño effects in the eastern subarctic Pacific Ocean: 166-184.* Washington, Washington Univ.
- Mesolella KJ, Matthews RK, Broecker WS, Thurber DL (1969) The astronomical theory of climate change, Barbados data. *J Geol* 77: 250-274.
- Meyers PA (1993) Origin of the Plio-Pleistocene Vrica laminites: Organic geochemical evidence. *Mar Geol* 115: 117-127.
- Meyers PA (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem Geol* 114: 289-302.
- Meyers PA (einger.) Sources, preservation and thermal maturity of organic matter in Pliocene-Pleistocene organic-carbon rich sediments of the western Mediterranean Sea. *Proc ODP Sci Res* 161.
- MEDOC Group (1970) Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea. *Nature* 227: 1037-1040.
- Millot C (1985) Some features of the Algerian Current. *J Geophys Res* 90: 7169-7176.
- Millot C (1987) Circulation in the western Mediterranean Sea. *Oceanol Acta* 10: 143-149.
- Moen J (1984) Variability and mixing of the surface layer in the Tyrrhenian Sea: MILEX-80 Fin Rep *SACLANTCEN Rep SR-75: 1-128.*
- Moore TC (1973) Late Pleistocene-Holocene oceanographic changes in the northeastern Pacific. *Quat Res* 3: 99-109.
- Moore TC, Burckle LH, Geitzenhauer K, Luz B, Molina-Cruz A, Robertson JH, Sachs H, Sancetta C, Thiede J, Thompson P, Wenkam C (1980) The reconstruction of sea surface temperatures in the Pacific Ocean of 18,000 B.P. *Mar Micropal* 5: 215-247.
- Mortyn PG, Thunell RC, Anderson DM, Stott LD, Le J (1996) Sea surface temperature changes in the last glacial-interglacial cycle. *Paleoceanography* 11: 415-430.
- Murat A (einger.) Pliocene-Quaternary paleoenvironmental evolution of the western Mediterranean Sea: Redox cyclicity and sapropel stratigraphy. Comparison with the eastern Mediterranean Sea. *Proc ODP Sci Res* 161.
- Müller PJ, Suess E. (1979) Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans. I. Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res* 26: 1347-1362.
- Nesteroff WD (1973) Petrography and mineralogy of sapropels. *Init Rep DSDP* 13: 713-720.
- Nolet GJ, Corliss BH (1990) Benthic foraminiferal evidence for reduced deep-water circulation during sapropel deposition in the eastern Mediterranean. *Mar Geol* 94: 109-130.
- Olausson E (1961) Studies of deep-sea cores. *Rep swed Deep-Sea Exped 1947-1948* 8: 353-391.
- Orlic M, Garcia M, La Violette P (1992) The currents and circulation of the Adriatic Sea. *Oceanol. Acta* 15: 109-124.
- Ortiz J (1995) Planktic foraminifers of the California Current at 42 °N: Last glacial maximum and present, Ph.D. thesis, 219pp. Oregon State Univ., Corvallis.
- Ortiz J, Mix A, Hostetler S, Kashgarian M (1997) The California Current of the last glacial maximum: Reconstruction at 42 °N based on multiple proxies. *Paleoceanography* 12: 191-205.

- Pedersen TF, Calvert SE (1990) Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *Amer Assoc Petrol Geol Bull* 74: 454-466.
- Pelet R (1987) A model of organic sedimentation on present-day continental margins. In: Brooks J, Fleet AJ (eds) *Marine petroleum source rocks*: 167-180. *Geol Soc Spec Pub* No 26.
- Pierre C, Belanger P, Saliege JF, Urrutiaguier MJ, Murat A (einger.) *Paleoceanography of the western Mediterranean during the Pleistocene: Oxygen and carbon isotope records at ODP site 975*. *Proc ODP Sci Rep* 161.
- Pierre C (im Druck) *The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses*. *Mar Geol Pistas NG* (1978) *Paleoceanography of the Santa Barbara Basin during the last 8000 years*. *Quat Res* 10: 366-384.
- Pistas NG (1979) *Model for paleoceanographic reconstructions of the California Current during the last 8000 years*. *Quat Res* 11: 373-386.
- Pollak MI (1951) *The sources of deep water in the eastern Mediterranean Sea*. *J Mar Res* 10: 128-152.
- Poynter JG, Farrimond P, Brassell SC, Eglinton G (1989) *Molecular stratigraphic study of sediments from Holes 658A and 660A, Leg 108*. *Proc ODP Sci Res* 108: 387-394.
- Prahl FG, Bennett JT, Carpenter R (1980) *The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington*. *Geochim Cosmochim Acta* 44: 1967-1976.
- Prahl FG, Wakeham SG (1987) *Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment*. *Nature* 330: 367-369.
- Prahl FG, Muehlhausen LA, Zahnle DL (1988) *Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions*. *Geochim Cosmochim Acta* 52: 2303-2310.
- Prahl FG, Muehlhausen LA, Lyle M (1989a) *An organic geochemical assessment of oceanographic conditions at MANOP Site C over the past 26,000 years*. *Paleoceanography* 4: 495-510.
- Prahl FG, Lange GJ, Lyle M, Sparrow MA (1989b) *Post-depositional stability of long-chain-alkenones under contrasting redox conditions*. *Nature* 341: 434-437.
- Prahl FG, Collier RB, Dymond J, Lyle M, Sparrow MA (1993) *A biomarker perspective on prymnesiophyte productivity in the northeast Pacific Ocean*. *Deep-Sea Res* 40: 2061-2076.
- Prahl FG, Pistas N, Sparrow M, Sabin A (1995) *Assessment of sea-surface temperature at 42°N in the California Current over the last 30,000 years*. *Paleoceanography* 10: 763-775.
- Prell WL, Curry WB (1981) *Faunal and isotopic indices of monsoonal upwelling: Western Arabian Sea*. *Oceanol Acta* 4: 91-98.
- Pruyters PA, de Lange G, Middleburg JJ, Hydes DJ (1993) *The diagenetic formation of metal-rich layers sapropel-containing sediments in the eastern Mediterranean*. *Geochim Cosmochim Acta* 57: 527-536.
- Quinn WH, Neal VT, Antunez de Mayolo SE (1987) *El Niño occurrence over the last four and a half centuries*. *J Geophys Res* 92 C13: 14449-14461.
- Raimbault P, Coste B, Boulhadid M, Boudjellal B (1993) *Origin of high phytoplankton concentration in deep chlorophyll maximum (DCM) in a frontal region of the southwestern Mediterranean Sea (Algerian Current)*. *Deep Sea Res* 40: 791-804.
- Rau GH, Takahashi T, Des Marais DJ (1989) *Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: implications for CO_2 and productivity in past oceans*. *Nature* 341: 516-518.
- Rau GH, Froehlich PN, Takahashi T, Des Marais DJ (1991) *Does sedimentary organic $\delta^{13}\text{C}$ record variations in Quaternary ocean (CO_2 (aq))?* *Paleoceanography* 6: 335-347.
- Rechka JA, Maxwell JR (1988) *Characterisation of alkenone temperature indicators in sediments and organisms*. *Adv Organ Geochem* 13: 727-734.
- Reynolds LA, Thunell RC (1986) *Seasonal production and morphologic variation of Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg) in the northeast Pacific*. *Micropaleontology* 32: 1-18.
- Robinson AR, Hecht A, Pinardi N, Bishop J, Leslie WG, Rosenroub Z, Mariano AJ, Brenner S (1987) *Small synoptic/mesoscale eddies and energetic variability of the eastern Levantine Basin*. *Nature* 327: 131-134.
- Robles JM, Marione SG (1987) *Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas Basin of the Gulf of California*. *Cont Shelf Res* 7: 715-733.
- Rohling EJ, Gieskes WWC (1989) *Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water density and formation rate*. *Paleoceanography* 4: 531-545.
- Rohling EJ, Hilgen FJ (1991) *The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation; a review*. *Geol Mijnbouw* 70: 253-264.
- Romankevich EA (1990) *Biogeochemical problems of living matter of the present-day biosphere*. In: Ittekkot V, Kempe S, Michaelis W, Spitz A (eds) *Facets of modern biogeochemistry*: 39-51. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer Verlag.
- Rosell-Melé A, Eglinton G, Pflaummann U, Sarnthein M. (1995) *Atlantic core-top calibration of the U^* , index as a sea-surface paleotemperature indicator*. *Geochim Cosmochim Acta* 59: 3099-3107.

- Rossignol-Strick M, Nesteroff W, Olive P, Vergnaud-Grazzini C (1982) After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel deposition. *Nature* 295: 105-110.
- Rossignol-Strick M (1983) African monsoons, an immediate response to orbital insolation. *Nature* 304: 46-49.
- Rossignol-Strick M (1985) Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol* 49: 237-263.
- Rostek F, Ruhland G, Bassinot F, Müller P, Labeyrie L, Lancelot Y, Bard E (1993) Reconstructing sea surface temperatures and salinity using δO and alkenone records. *Nature* 364: 319-321
- Ryan WBF, Cita MB (1977) Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation. *Mar Geol* 23: 197-215.
- Ryther JH (1963) Geographic variations in productivity. In: Hill MN (ed) *The Sea*, Vol. 2: 347-380. New York: Wiley Interscience.
- Sabin AL (1995) Holocene and latest Pleistocene paleoceanography of the northeast Pacific and its relationship to climate change in the Pacific Northwest. Ms Thesis Oregon State Univ 92 pp.
- Sachs HM (1973) Late Pleistocene history of the North Pacific: Evidences from a quantitative study of radiolaria in core V21-173. *Quat Res* 3: 89-98.
- Salihoglu I, Saydam C, Bastürk Ö, Yilmaz K, Göcmen E, Hatipoglu E, Yilmaz A (1990) Transport and distribution of nutrients and chlorophyll-a by mesoscale eddies in the north-eastern Mediterranean. *Mar Chem* 29: 375-390.
- Sancetta C, Lyle M, Heusser L, Zahn R, Bradbury JP (1992) Late-glacial to Holocene changes in winds, upwelling, and seasonal production of the northern California Current System. *Quat Res* 38: 359-370.
- Sarmiento JL, Herbert T, Toggweiler JR (1988) Mediterranean nutrient balance and episodia of anoxia. *Global Biogeochem Cycles* 2: 427-444.
- Sarnthein M, Winn K, Zahn R (1987) Paleoproductivity of oceanic upwelling and the effect on atmospheric CO_2 and climate change during deglaciation times. In: Berger WH, Labeyrie LD (eds) *Abrupt climatic change: 311-337*. D. Reidel Publishing Company, Nato ASI Series C 216.
- Sautter LR, Thunell RC (1989) Seasonal succession of planktonic foraminifera: Results from a four-year time-series sediment trap experiment in the northeast Pacific. *J Foram Res* 19: 253-267.
- Scholten R (1974) Role of the Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. In: Degens E, Ross DA (eds) *The Black Sea - geology, chemistry and biology*. Am Assoc Petrol Geol Mem 20: 115-126.
- Schrader H, Matthern A (1981) Sapropel formation in the eastern Mediterranean Sea: Evidences from preserved opal assemblages. *Micropaleontology* 27: 191-203.
- Shackleton NJ (1969) The last interglacial in the marine and terrestrial record. *Proc R Soc London* 174: 135-154.
- Shackleton NJ, Opdyke ND (1973) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10^5 and 10^6 years scale. *Quat Res* 3: 39-55.
- Shackleton NJ (1974) Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Coll Inter Centr Nat Rech Sci* 219: 203-210.
- Shackleton NJ, Matthews R (1977) Oxygen isotope stratigraphy of late Pleistocene coral terraces in Barbados. *Nature* 268: 618-620.
- Shackleton NJ (1982) The deep sea sediment record of climate variability. *Prog Oceanogr* 11: 199-218.
- Shanks AL, Trent JD (1980) Marine Snow: Sinking rates and potential role in vertical flux. *Deep-Sea Res* 27: 137-144.
- Sikes CS, Wilbur KM (1982) Function of coccolith formation. *Limnol Oceanogr* 27: 18-26.
- Sikes EL, Farrington JW, Keighwin LD (1991) Use of alkenone unsaturation ratio U^k_{37} to determine past sea surface temperature: Core-top SST calibrations and methodology considerations. *Earth Planet Sci Lett* 104: 36-47.
- Sikes EL, Volkman JK (1993) Calibration of alkenone unsaturation ratios (U^k_{37}) for paleo-temperature estimation in cold polar waters. *Geochim Cosmochim Acta* 57: 1883-1889.
- Simpson JJ (1984) El Niño - induced onshore transport in the California Current during 1982-1983. *Geophys Res Lett* 11: 233-236.
- Simpson JJ & Lynn FG (1990) A mesoscale eddy dipole in the offshore California Current. *J Geophys Res* 95 C8: 13009-113022.
- Singer SJ, Nicolson GL (1972) The fluid mosaic model of the structure of cell membranes. *Science* 175: 720-731.
- Sinninghe Damsté JS, Rijpstra WI, de Leeuw JW, Schenck PA (1988) Origin of organic sulphur compounds and sulphur-containing high molecular weight substances in sediments and immature crude oils. *Adv Org Geochem* 13: 593-606.

- Sinninghe Damsté JS, Rijpstra WIC, Kock van Dalen AC, de Leeuw JW, Schenk PA (1989) Quenching of labil functionalized lipids by inorganic sulfur species: Evidence for the formation of sedimentary organic sulfur compounds at the early stages of diagenesis. *Geochim Cosmochim Acta* 53: 1342-1355.
- Sollins P, Spycher G, Glassman CA (1984) Net nitrogen mineralization from light-fraction and heavy fraction forest soil organic matter. *Soil Biol Biochem* 16: 31-37.
- Sonzogni C, Bard E, Rostek F, Dollfus D, Rosell-Mele A, Eglinton G (1997) Temperature and salinity effects on alkenone ratios measured in surface sediments from the Indian Ocean. *Quat. Res* 47: 344-355.
- Sparnocchia S, Manzella GMR, La Violette PE (1994) The interannual and seasonal variability of the MAW and LIW core properties in the western Mditerranean Sea. In: La Violette PE (ed) *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea*: 177-195. Washington, DC.
- Sprovieri R, Thunell RC, Howell MW (1986) Paleontological and geochemical analyses of three laminated sedimentary units of late Pliocene - early Pleistocene age from the Monte San Nicola section in Sicily. *Riv Ital Paleontol* 92: 401-434.
- Stahl W, Rinow U (1973) Sauerstoffisotopenanalysen an Mittelmeerwässern. Ein Beitrag zur Problematik von Paläotemperaturbestimmungen. *Meteor Forsch Ergeb C* No 14: 55-59.
- Stanley DJ (1985) Mud redeposition and problems of assessing microfossil, isotopic and radiocarbon data in the Mediterranean. *Mar Geol* 62: 381-389.
- Strub PT, James C, Thomas AC, Abbott MR (1990) Seasonal and nonseasonal variability of satellite-derived surface pigment concentration in the California Current. *J Geophys Res* 95 C7: 11501-11530.
- Stryer L (1990) *Biochemie. Spektrum der Wissenschaft* 1127 S.
- Suess E (1980) Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature* 288: 260-262.
- Summerhayes CP (1983) Sedimentation of organic matter in upwelling regimes. In: Thiede J, Suess E (eds) *Coastal upwelling - its sedimentary record*: 29-72. New York, London: Part B, Plenum Press.
- Sun MY, Wakeham SG (1994) Molecular evidences for degradation and preservation of organic matter in the anoxic Black Sea Basin. *Geochim Cosmochim Acta*: 58: 3395-3406.
- Sutherland HE, Calvert SE, Morris RJ (1984) Geochemical studies of the recent sapropel and associated sediment from the Hellenic outer ridge, eastern Mediterranean Sea. I: Mineralogy and chemical composition. *Mar Geol* 56: 79-92.
- Tang CM, Stott LD (1993) Seasonal salinity changes during Mediterranean sapropel deposition 9000 years B.P. Evidences from isotopic analyses of individual planktonic foraminifera. *Paleoceanography* 8: 473-493.
- Ternois Y, Sicre MA, Boireau A, Marty JC, Miquel JC (1996) Production pattern of alkenones in the Mediterranean Sea. *Geophys Res Lett* 23: 3171-3174.
- Ternois Y, Sicre MA, Boireau A, Conte MH, Eglinton G (1997) Evaluation of long-chain alkenones as paleotemperature indicators in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res* 44: 271-286.
- Thiede J (1975) Distribution of foraminifera in surface waters of a coastal upwelling area. *Nature* 253: 712-714.
- Thiede J (1978) A glacial Mediterranean. *Nature* 276: 680-683.
- Thierstein HR, Geitzenauer KR, Molfino KR, Shackleton NJ (1977) Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: Validation by oxygen isotopes. *Geology* 5: 400-404.
- Thompson PR, Shackleton NJ (1980) North Pacific paleoceanography: Late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma*. *Nature* 287: 829-833.
- Thunell RC, Williams DF, Kennett JP (1977) Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in eastern Mediterranean deep-sea sediments. *Mar Micropal* 2: 371-388.
- Thunell RC, Williams DF, Cita MB (1983) Glacial anoxia in the eastern Mediterranean. *J Foram Res* 13: 283-290.
- Thunell RC, Williams DF, Belayea P (1984) Anoxic events in the Mediterranean sea in relation to the evolution of late Neogene climates. *Mar Geol* 59: 105-134.
- Thunell RC, Williams DF (1989) Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: Hydrographic and depositional effects. *Nature* 338: 493-496.
- Thunell RC, Rio D, Sprovieri R, Raffi I (1991) Limestone-marl couplets: Origin of the early Pliocene Trubi marls in Calabria, Southern Italy. *J Sediment Petrol* 61: 1109-1122.
- Thunell RC, Mortyn PG (1995) Glacial climate instability in the northeast Pacific Ocean. *Nature* 376: 504-506.
- Tintoré J, Viudez A, Gomis D, Alonso S, Werner FE (1994) Mesoscale variability and Q vector vertical Mmotion in the Alboran Sea. In: La Violette PE (ed) *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea*: 47-73. Washington, DC.
- Tissot BP, Welte DH (1984) *Petroleum formation and occurrence*. Berlin, Heidelberg, New York, Tokio: Springer Verlag, 699 pp.
- Tranter DJ, Parker RR, Cresswell GR (1980) Are warm-core eddies unproductive? *Nature* 284: 540-542.

- Tschernia P (1980) Descriptive regional oceanography. Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt: Pergamon Marine Series, 253 pp.
- Tyner RV, (1995) Sedimentary organic matter - organic facies and palynofacies. London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokio, Melbourne, Madras: Chapman & Hall, 615 pp.
- Urey HC (1947) The thermodynamic properties of isotopic substances. *J Chem Soc* 12: 562-569.
- Urey HC, Lowenstam HA, Epstein S, McKinney CR (1951) Measurements of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark and the southeastern United States *Geol Soc Am Bull* 62: 399-416.
- van Os BJH, Lourens LJ, Hilgen FJ, de Lange GJ (1994) The formation of Pliocene sapropels and carbonate cycles in the Mediterranean: Diagenesis, dilution, and productivity. *Paleoceanography* 9: 601-617.
- van Santvoort PJM, de Lange G, Langereis CG, Dekkers MJ, Paterne M (1997) Geochemical and paleomagnetic evidence for the occurrence of 'missing' sapropels in eastern Mediterranean sediments. *Paleoceanography* 12: 773-786.
- Vergnaud-Grazzini C, Ryan BFW, Cita MB (1977) Stable isotope fractionation, climate change and episodic stagnation in the eastern Mediterranean during the late Quaternary. *Mar Micro-paleontol* 2: 353-370.
- Vergnaud-Grazzini C, Devaux M, Znaidi J (1986) Stable isotope „anomalies“ in Mediterranean Pleistocene records. *Mar Micropaleontol* 10: 35-69.
- Vergnaud-Grazzini C, Caralp M, Faugeres JC, Gonthier E, Grousset F, Pujol C, Saliege JF (1989) Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years BP. *Oceanol Acta* 12: 305-324.
- Vincent E, Berger W (1985) Timing of the deglaciation from an oxygen isotope curve for Atlantic deep-sea sediments. *Nature* 314: 156-158.
- Vogelsang E. (1990) Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand Stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. Dissertation Christian-Albrechts-Universität Kiel 136 S.
- Volkman JK, Eglinton G, Corner DS, Sargen JR (1980a) Novel unsaturated straight C₁₇, C₁₉, methyl and ethyl ketones in marine sediments and a coccolithophorid *Emiliana huxleyi*. In: Douglas AG, Maxwell JR (eds) *Advances in organic geochemistry*: 219-227. Oxford: Pergamon Press.
- Volkman JK, Eglinton G, Corner EDS, Forsberg TEV (1980b) Long-chain alkenes and alkenones in the marine Coccolithophorid *Emiliana huxleyi*. *Phytochem* 19: 2619-2622.
- Volkman JK, Burton HR, Everitt DA, Allen DI (1988) Pigment and lipid compositions of algal and bacterial communities in Ace Lake, Vestfold Hills, Antarctica. *Hydrobiol* 165: 41-57.
- Volkman JK, Barrett SM, Blackburn SI, Sikes EL (1995) Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate. *Geochim Cosmochim Acta* 59: 513-520.
- Walsh JJ (1981) A carbon budget for overfishing off Peru. *Nature* 290: 300-304.
- Wefer G, Berger WH (1991) Isotope paleontology: Growth and composition of extant species. *Mar Geol* 100: 207-248.
- Williams DF, Thunell RC, Kennett JP (1978) Periodic freshwater flooding and stagnation of the eastern Mediterranean Sea during the late Quaternary. *Science* 201: 252-254.
- Williams DF, Thunell RC (1979) Faunal and oxygen isotopic evidences for surface water salinity changes during sapropel formation in the eastern Mediterranean. *Sediment Geol* 23: 81-93
- Wooster WS, Reid JL (1963) Eastern boundary currents. In: Hill MN (ed) *The Sea* 2: 3-24 New York: Wiley.
- Wüst G (1961) On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *J Geophys Res* 66: 3261-3271.
- Young JR (1994) Functions of coccoliths. In: Winter A, Siesser WG (eds) *Coccolithophores*: 63-83. Cambridge University Press.
- Yoshida K (1967) Circulation in the eastern tropical oceans with special reference to upwelling and under-currents. *Japanese Journ Geophys* 4: 1-75.
- Zahn R, Sarnthein M, Erlenkeuser H (1987) Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Paleoceanography* 2: 543-559.
- Zore-Armanda M (1963) Les masses d'eau de la mer Adriatique. *Acta Adriat* 10: 5-88.

Tabellenanhang

Tab. 1: Ergebnisse aus den Untersuchungen im Californienstrom

Sedimentkern	Tiefe (cm)	Alter (ka)	U_{37}	SST (°C)	K37/K38	K37:4/K37
Nord-Süd-Profil						
L13-81-G138	2	0.0	0.479	12.9	1.21	0.033
	19	3.0	0.448	12.0	1.20	0.024
	149	18.0	0.305	7.8	1.42	0.105
F8-90-G25	4	6.0	0.468	12.6	1.22	0.021
	109	12.0	0.381	10.1	1.23	0.059
F8-90-G21	2	6.0	0.475	12.8	1.16	0.022
	141	15.0	0.325	8.4	1.15	0.100
	162	17.0	0.339	8.8	1.11	0.092
F2-92-P3	3	1.0	0.522	14.2	1.16	0.000
	31	4.0	0.498	13.5	1.21	0.011
	61	6.0	0.504	13.7	1.03	0.000
	91	9.0	0.484	13.1	1.34	0.020
	101	10.0	0.491	13.3	1.36	0.029
	131	11.0	0.485	13.1	1.09	0.023
	149	12.0	0.454	12.2	1.14	0.034
	171	14.0	0.486	13.1	1.04	0.030
	191	14.0	0.442	11.9	1.33	0.041
	219	15.0	0.405	10.8	1.30	0.036
	291	19.0	0.461	12.4	1.21	0.044
F2-92-P34	1	0.0	0.520	14.1	1.18	0.012
	100	10.0	0.516	14.0	1.09	0.017
	200	19.0	0.385	10.2	1.12	0.069
VI-81-G15	3	0.0	0.539	14.7	1.13	0.020
	25	3.0	0.530	14.4	1.11	0.027
	45	6.0	0.538	14.7	1.08	0.024
	65	10.0	0.542	14.8	1.09	0.009
	70	10.0	0.552	15.1	1.34	keine Daten
	75	11.0	0.531	14.5	1.06	0.029
	80	12.0	0.518	14.1	1.06	0.024
	85	13.0	0.504	13.7	1.08	0.020
	90	14.0	0.490	13.3	1.13	0.033
	95	14.0	0.482	13.0	1.08	0.026
	120	19.0	0.487	13.2	1.13	0.040
West-Ost-Profil						
W8709A-13TC	0.5	0.0	0.416	11.1	1.35	0.000
	10	5.3	0.414	11.0	1.08	0.027
	30	6.2	0.414	11.0	1.12	0.020
	48	7.1	0.410	10.9	1.14	0.021
	70	8.2	0.394	10.4	1.21	0.025
	90	9.1	0.392	10.4	1.18	0.024
	110	10.1	0.438	11.7	1.13	0.017
	130	11.1	0.410	10.9	1.33	0.037
	149	12.0	0.338	8.8	1.23	0.068
	170	13.0	0.322	8.3	1.36	0.068
	190	14.0	0.312	8.0	1.43	0.055
	210	15.0	0.288	7.3	1.06	0.097
W8709A-09BC	0	0.0	0.394	10.4	1.28	keine Daten
W8809A-53GC	1	0.0	0.446	12.0	1.44	0.024
	168	18.0	0.288	7.3	0.97	0.123
W8809A-21GC	1	0.0	0.382	10.1	1.11	0.035
	140	18.0	0.325	8.4	1.07	0.095
W8709A-06BC	0	0.0	0.454	12.2	1.28	keine Daten
W8809A-29GC	1	0.0	0.422	11.3	0.96	0.070

Sedimentkern	Tiefe (cm)	Alter (ka)	U_{234}^{238}	SST (°C)	K37/K38	K37:4/K37
	145	18.0	0.262	6.6	0.91	0.119
W8809A-31GC	1	0.0	0.401	10.6	1.02	0.070
	6.5	18.0	0.401	10.6	1.04	0.000
W8909-57GC	1	0.0	0.456	12.3	1.01	0.064
	18	18.0	0.293	7.5	1.26	0.067
	46	38.0	0.305	7.8	0.97	0.077
W8709A-01BC	0	0.0	0.452	12.1	0.97	keine Daten
	21	17.0	0.319	8.2	0.94	0.132
W8909A-48GC	2	1.0	0.367	9.6	1.10	0.032
	16	18.0	0.273	6.9	1.18	0.087
	17	18.0	0.281	7.1	1.00	0.057

Tab. 2: Ergebnisse aus den Untersuchungen im Europäischen Mittelmeer

C	T	S	Bot (cm)	Top (cm)	Tiefe (mbsf)	Alter* (Ma)	CaCO ₃ (Gew.%)	TOC (Gew.%)	Σ37:3+37:2 (µg/g TOC)	U _r ⁿ	SST (°C)
975B - Balearen Hang											
2	H	3	32	34	7.43	0.1145	49.26	0.18	k.A.	k.A.	k.A.
2	H	3	42	44	7.52	0.1161	54.04	0.17	k.A.	k.A.	k.A.
2	H	3	52	54	7.62	0.1177	49.17	0.14	k.A.	k.A.	k.A.
2	H	3	61	63	7.71	0.1191	43.85	0.16	k.A.	k.A.	k.A.
2	H	3	72	74	7.82	0.1209	42.23	0.27	10.7	0.809	22.6
2	H	3	83	84	7.93	0.1222	43.32	1.82	42.4	0.804	22.5
2	H	3	86	87	7.96	0.1224	43.65	1.62	52.8	0.777	21.7
2	H	3	89	90	7.99	0.1226	40.15	1.29	107.4	0.727	20.2
2	H	3	92	93	8.02	0.1228	43.15	1.16	25.7	0.726	20.2
2	H	3	104	106	8.14	0.1235	45.15	0.37	0.8	0.509	13.8
3	H	1	113	115	14.73	0.1735	35.49	0.19	4.0	0.578	15.9
3	H	1	130	131	14.90	0.1755	38.98	0.81	68.9	0.510	13.9
3	H	1	131	132	14.92	0.1756	37.60	1.52		0.474	12.8
3	H	1	143	145	15.03	0.1771	38.57	0.20	14.8	0.578	15.9
3	H	2	73	75	15.85	0.1876	29.62	0.25	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	2	81	83	15.93	0.1889	37.26	0.20	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	2	91	93	16.03	0.1905	49.43	0.24	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	2	103	105	16.15	0.1924	42.23	0.37	2.4	0.616	17.0
3	H	2	114	115	16.25	0.1943	45.73	1.24	66.5	0.757	21.1
3	H	2	125	127	16.37	0.1971	44.92	0.27	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	2	129	130	16.40	0.1982	56.10	0.23	3.9	0.776	21.7
3	H	2	137	139	16.49	0.2003	39.10	0.25	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	2	146	148	16.58	0.2026	46.11	0.25	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	4	23	25	18.33	0.2308	45.68	0.19	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	4	31	33	18.41	0.2323	50.88	0.19	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	4	53	55	18.63	0.2365	52.31	0.04	21.5	0.733	20.4
3	H	4	66	67	18.76	0.2386	48.06	0.60	2.3	0.702	19.5
3	H	4	75	77	18.85	0.2397	48.81	0.05	14.4	0.589	16.2
3	H	4	83	85	18.93	0.2407	46.55	0.24	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	4	96	98	19.06	0.2423	43.23	0.29	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	4	108	109	19.18	0.2437	41.30	0.24	k.A.	k.A.	k.A.
3	H	7	34	36	22.94	0.2884	64.22	0.04	16.8	0.770	21.5
3	H	7	45	46	23.05	0.2898	38.23	0.22	2.3	0.526	14.3
3	H	7	57	59	23.17	0.2912	41.07	1.37	0.5	0.601	16.5
5	H	5	104	106	39.64	0.4805	53.73	0.23	3.7	0.706	19.6
5	H	5	118	119	39.78	0.4813	50.31	1.88	25.3	0.675	18.7
5	H	5	119	120	39.79	0.4814	48.10	1.83		0.564	15.4
5	H	5	120	121	39.80	0.4816	49.81	1.37	54.7	0.623	17.2
5	H	5	134	135	39.94	0.4836	43.90	0.44	25.0	0.602	16.6
6	H	3	70	72	45.80	0.5953	38.32	0.20	2.8	0.577	15.8
6	H	3	81	82	45.91	0.5972	34.74	2.62	101.0	0.651	18.0
6	H	3	86	87	45.96	0.5980	34.15	1.85	92.7	0.600	16.5
6	H	3	100	102	46.10	0.6004	44.73	0.12	3.1	0.639	17.6
974B - Tyrrhenisches Meer.											
3	H	2	141	143	18.91	0.4014	43.57	0.82	0.2	0.727	23.0
3	H	3	2	4	19.02	0.4030	51.06	0.03	0.0	0.801	-0.3
3	H	3	13	14	19.13	0.4046	39.73	1.62	117.7	0.725	46.5
3	H	3	15	16	19.15	0.4049	42.57	1.47	113.5	0.719	42.1
3	H	3	17	18	19.17	0.4052	41.82	1.20	71.8	0.687	34.1
3	H	3	26	28	19.26	0.4067	42.48	0.18	0.0	0.695	4.1
3	H	3	36	38	19.36	0.4084	44.15	0.17	0.1	0.599	3.9
4	H	5	5	7	31.55	0.5944	41.90	0.02	0.0	0.855	-0.6
4	H	5	19	21	31.69	0.5961	34.15	0.15	0.1	0.658	3.3
4	H	5	26	28	31.76	0.5970	29.49	1.27	80.9	0.661	36.2
4	H	5	28	30	31.78	0.5975	32.82	1.46	116.9	0.632	41.8
4	H	5	32	34	31.82	0.5986	31.40	0.47	n.d.	n.d.	n.d.
4	H	5	39	41	31.89	0.6005	35.32	0.14	0.0	0.601	3.0

Tab. 2: Fortsetzung

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter ² (Ma)	U ³⁷	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
KC01 - Pisano Plateau						
421	1.04	0.0065			-0.06	0.39
422	1.05	0.0065			0.20	0.51
423	1.06	0.0066			-0.17	0.53
424	1.07	0.0067			0.20	0.34
425	1.08	0.0067			0.20	0.35
427	1.10	0.0068	k.A.	k.A.	0.30	0.43
428	1.11	0.0069	k.A.	k.A.	0.02	0.31
430	1.13	0.0070	0.637	17.6		
431	1.14	0.0071	0.660	18.3		
432	1.15	0.0072	0.665	18.4	-0.11	0.18
433	1.16	0.0072	0.685	19.0		
434	1.17	0.0073	0.629	17.4	-0.10	0.18
435	1.18	0.0073	0.604	16.6		
436	1.19	0.0074	0.616	17.0	-0.09	0.09
437	1.20	0.0075	0.640	17.7		
438	1.21	0.0076	0.666	18.4	0.05	-0.11
439	1.22	0.0076	0.618	17.0		
440	1.23	0.0077	0.640	17.7	-0.14	0.80
441	1.24	0.0078	0.504	13.7	-0.03	0.20
442	1.25	0.0078	0.675	18.7	-0.18	0.44
443	1.26	0.0079	0.615	16.9		
444	1.27	0.0080	0.541	14.8		
447	1.30	0.0081	0.576	15.8		
448	1.31	0.0082	0.661	18.3	0.03	0.40
451	1.34	0.0084			-0.01	1.02
452	1.35	0.0084			1.36	0.03
453	1.36	0.0085			-0.04	0.81
454	1.37	0.0086			0.08	1.20
455	1.38	0.0086			0.23	1.07
456	1.39	0.0087			0.40	1.39
519	8.64	0.0796	0.636	17.6		
520	8.65	0.0798	0.577	15.8		
521	8.66	0.0798	0.679	18.8		
523	8.68	0.0801	0.623	17.2		
524	8.69	0.0802	0.647	17.9	0.53	0.04
525	8.70	0.0803	0.674	18.7		
526	8.72	0.0804	0.692	19.2	0.51	0.21
527	8.73	0.0805	0.681	18.9		
528	8.74	0.0806	0.709	19.7	0.17	0.56
529	8.75	0.0807	0.753	21.0		
530	8.75	0.0807	0.741	20.6		
531	8.75	0.0807	0.790	22.1		
532	8.77	0.0809	0.748	20.9	0.13	0.48
533	8.78	0.0810	0.788	22.0		
535	8.80	0.0812	0.726	20.2		
536	8.81	0.0813	0.727	20.2	0.39	0.84
537	8.82	0.0814	0.715	19.9		
538	8.83	0.0815	0.598	16.5	0.30	0.81
539	8.84	0.0816	0.633	17.5		
540	8.85	0.0817			-0.12	1.03
545	8.90	0.0822			0.67	1.70
546	8.91	0.0823			0.94	1.77
548	8.93	0.0825			0.74	1.90
551	8.95	0.0827			-0.07	1.86
552	8.96	0.0828			0.87	1.62
553	8.97	0.0828			0.89	1.75

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter ¹ (Ma)	U ³⁷	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
KC01B - Pisano Plateau.						
617	7.68	0.0974			0.55	0.88
618	7.69	0.0976			0.53	1.65
619	7.70	0.0978			0.58	1.86
620	7.71	0.0981			0.82	1.20
621	7.72	0.0982			0.48	1.13
622	7.73	0.0984	k.A.	k.A.	0.69	0.91
623	7.74	0.0986	0.661	18.3	0.36	0.80
624	7.75	0.0989			0.70	0.76
625	7.76	0.0990	k.A.	k.A.	0.59	0.97
626	7.77	0.0992	0.589	16.2	-0.06	0.00
627	7.78	0.0994	0.700	19.4	0.18	0.28
628	7.79	0.0996	0.659	18.2	-0.33	-1.01
629	7.80	0.0998	0.645	17.8	0.06	-0.47
630	7.81	0.1001	0.676	18.7	0.00	0.16
631	7.82	0.1002	0.629	17.4	-0.18	-0.14
632	7.83	0.1004	0.607	16.7		
633	7.84	0.1006	0.626	17.3	0.08	-0.08
634	7.85	0.1008	0.586	16.1		
635	7.87	0.1013	0.595	16.4	-0.52	-1.10
636	7.88	0.1015	0.602	16.6	0.14	1.05
637	7.89	0.1017	0.600	16.5	0.29	0.61
638	7.90	0.1019			0.17	0.67
639	7.91	0.1021			-0.06	1.01
640	7.92	0.1023			-0.12	1.46
641	7.92	0.1023			0.14	0.43
642	7.94	0.1027			0.30	0.77
674	8.67	0.1163			0.29	0.69
678	8.72	0.1170	k.A.	k.A.	-0.09	0.54
682	8.76	0.1177	0.781	21.8	-0.17	0.01
683	8.77	0.1178	0.740	20.6	-0.69	-1.14
684	8.78	0.1180	0.729	20.3		
685	8.79	0.1181	0.690	19.1		
686	8.80	0.1183	0.686	19.0	-0.33	0.37
687	8.81	0.1185	0.652	18.0		
688	8.82	0.1186	0.667	18.5	0.06	0.10
689	8.83	0.1189	0.662	18.3		
690	8.84	0.1190	k.A.	k.A.	0.62	0.33
691	8.85	0.1191	0.683	18.9	0.84	0.37
693	8.88	0.1197			0.82	0.33
696	8.91	0.1203			0.81	0.28
794	11.73	0.1553	0.509	13.8		
795	11.74	0.1554	0.554	15.1		
796	11.75	0.1555	0.471	12.7		
797	11.76	0.1556	0.554	15.1		
798	11.77	0.1558	0.581	15.9		
799	11.78	0.1560	0.579	15.9		
800	11.79	0.1563	0.560	15.3		
801	11.80	0.1567	0.572	15.7		
810	11.89	0.1597	0.565	15.5		
811	11.90	0.1601	0.551	15.1		
812	11.91	0.1604	0.552	15.1		
813	11.92	0.1608	0.491	13.3		
814	11.93	0.1611	0.549	15.0		
815	11.94	0.1615	0.520	14.1		
816	11.95	0.1618	0.499	13.5		
817	11.96	0.1622	0.467	12.6		
818	11.97	0.1625	0.404	10.7		
819	11.98	0.1628	0.404	10.7		
820	11.99	0.1632	0.484	13.1	-0.61	0.50
821	12.00	0.1636	0.478	12.9		

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter ¹ (Ma)	U ²³⁸ _m	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
822	12.01	0.1640	0.479	12.9		
823	12.02	0.1643	0.479	12.9		
824	12.03	0.1646	0.524	14.3	-0.23	-0.18
825	12.04	0.1650	0.458	12.3		
826	12.05	0.1654	0.467	12.6		
827	12.06	0.1657	0.439	11.8		
828	12.07	0.1660	0.439	11.8		
829	12.08	0.1664	0.470	12.7		
830	12.09	0.1667	0.551	15.1	-0.65	-0.82
831	12.10	0.1671	0.495	13.4		
832	12.11	0.1675	0.474	12.8		
833	12.12	0.1678	0.491	13.3		
834	12.13	0.1681	0.481	13.0		
835	12.14	0.1684	0.485	13.1		
836	12.15	0.1688	0.601	16.5		
837	12.16	0.1691	0.600	16.5		
838	12.17	0.1694	0.505	13.7	-0.96	0.17
839	12.18	0.1698	0.563	15.4		
840	12.19	0.1702	0.638	17.6	0.08	-0.20
842	12.21	0.1709	0.499	13.5	-0.42	0.69
843	12.22	0.1712	0.551	15.1		
845	12.24	0.1719			-0.30	0.61
898	12.86	0.1941	0.649	17.9		
900	12.88	0.1948	0.803	22.5		
901	12.89	0.1952	0.662	18.3		
902	12.90	0.1956	0.890	25.0		
903	12.91	0.1961	0.688	19.1		
904	12.92	0.1964	0.743	20.7		
905	12.93	0.1968	0.716	19.9		
906	12.94	0.1972	0.686	19.0		
906	12.94	0.1972	0.683	18.9		
907	12.95	0.1975	0.595	16.4		
908	12.96	0.1979	k.A.	k.A.		
909	12.97	0.1983	k.A.	k.A.		
910	12.98	0.1986	k.A.	k.A.		
911	12.99	0.1990	k.A.	k.A.		
1013	13.40	0.2140	k.A.	k.A.		
1014	13.41	0.2143	0.559	15.3		
1015	13.42	0.2147	0.569	15.6		
1016	13.43	0.2151	0.615	16.9		
1017	13.44	0.2155	0.546	14.9		
1018	13.45	0.2158	0.645	17.8		
1019	13.46	0.2162	0.665	18.4		
1020	13.47	0.2166	0.601	16.5		
1021	13.48	0.2169	0.612	16.9		
1022	13.49	0.2173	0.614	16.9		
1023	13.50	0.2177	0.611	16.8		
1024	13.51	0.2180	0.626	17.3		
1025	13.52	0.2184	0.595	16.4		
1026	13.53	0.2188	0.462	12.4		
1027	13.54	0.2191	0.509	13.8		
1028	13.55	0.2195	0.524	14.3		
1029	13.56	0.2199	0.434	11.6		
1030	13.57	0.2202	0.516	14.0		
1031	13.58	0.2206	0.566	15.5		
1032	13.59	0.2210	k.A.	k.A.		
1033	13.60	0.2214	k.A.	k.A.		
1042	13.96	0.2321			0.12	0.82
1043	13.97	0.2323			0.48	0.64
1044	13.98	0.2326			0.43	0.80
1045	13.99	0.2329			0.22	0.50
1046	14.00	0.2332			0.58	0.07

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter ¹ (Ma)	U ¹³⁷ _{ss}	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
1047	14.01	0.2334			0.05	-0.31
1048	14.02	0.2337	k.A.	k.A.	-0.40	-0.30
1049	14.03	0.2339	0.755	21.1	-0.93	-0.62
1050	14.04	0.2343	0.718	20.0	-0.68	0.48
1051	14.05	0.2345	0.743	20.7	-0.20	0.55
1052	14.06	0.2348	0.704	19.6		
1053	14.07	0.2351	0.768	21.4	-0.55	-0.12
1054	14.08	0.2354	0.664	18.4	0.13	-0.25
1055	14.09	0.2357	k.A.	k.A.	0.14	0.09
1056	14.10	0.2359	k.A.	k.A.	0.21	0.32
1057	14.11	0.2362			0.34	0.47
1058	14.12	0.2365			0.81	0.43
1059	14.13	0.2366			0.88	0.41
1060	14.14	0.2370			0.89	0.71
1061	14.15	0.2373			0.43	-1.26
1128	19.18	0.3999			0.53	0.58
1129	19.19	0.4002			0.33	0.72
1130	19.20	0.4006			0.09	0.30
1131	19.21	0.4009			-0.03	0.49
1132	19.22	0.4011			-0.29	0.37
1133	19.23	0.4015			-0.82	-0.05
1134	19.24	0.4018			-0.62	-0.08
1135	19.25	0.4022			-0.42	-0.86
1136	19.26	0.4026	k.A.	k.A.	-0.22	0.01
1137	19.27	0.4031	0.686	19.0	-0.46	-1.15
1138	19.28	0.4034	0.690	19.1	0.08	-1.55
1139	19.29	0.4038	0.735	20.5	0.06	-0.01
1140	19.30	0.4041	0.689	19.1	0.09	-1.26
1141	19.31	0.4044	0.634	17.5	0.14	-1.42
1142	19.32	0.4046	k.A.	k.A.	0.28	-0.56
1143	19.33	0.4048			0.69	0.36
1144	19.34	0.4050			-0.01	-0.49
1145	19.35	0.4052			0.30	0.50
1146	19.36	0.4055			-1.70	-2.73
1151	21.67	0.4583			-0.27	-0.01
1153	21.68	0.4586			0.05	0.68
1158	21.74	0.4600			-1.15	-0.09
1159	21.75	0.4602			-0.32	0.06
1160	21.76	0.4605	0.771	21.5	-0.22	-0.24
1161	21.77	0.4607	k.A.	k.A.	-0.65	-0.44
1162	21.78	0.4609	0.703	19.5	-0.27	-0.10
1163	21.79	0.4612	0.701	19.5	-0.02	0.02
1164	21.80	0.4614			0.60	0.10
1165	21.81	0.4616			0.78	0.55
1166	21.82	0.4618			0.77	0.88
1167	21.83	0.4620			0.89	-2.84
1168	21.84	0.4622			0.62	0.83
1169	21.85	0.4625			0.56	0.51
1170	21.86	0.4627			0.74	0.73
1245	22.86	0.5186			-0.52	-0.08
1246	22.87	0.5191			-0.33	-0.06
1247	22.88	0.5197			-1.63	-0.28
1248	22.89	0.5203			-0.88	0.01
1249	22.90	0.5208	0.574	15.7	-0.78	-0.18
1250	22.91	0.5214	0.523	14.2	-2.63	-4.03
1251	22.92	0.5220	0.538	14.7	-3.20	-5.40
1252	22.93	0.5225	0.548	15.0		
1253	22.94	0.5231	0.528	14.4	-0.86	-0.87
1254	22.95	0.5237	0.505	13.7	-0.31	-0.48
1255	22.96	0.5245	0.506	13.7	-0.19	-0.64
1256	22.97	0.5251	0.511	13.9	-0.30	-0.48
1257	22.98	0.5257	0.477	12.9	-1.13	-1.22

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter ¹ (Ma)	U ²³⁸	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
1258	22.99	0.5263	0.605	16.6		
1259	23.00	0.5268	0.532	14.5	-0.16	0.03
1260	23.01	0.5271	k.A.	k.A.	-0.16	-0.10
1261	23.02	0.5277			0.35	1.27
1262	23.03	0.5283			0.31	1.98
1263	23.04	0.5288			0.35	1.42
1264	23.05	0.5294			0.49	1.53
1265	23.06	0.5302			0.29	1.45
1266	23.07	0.5308			0.34	1.23
1267	23.08	0.5314			0.19	1.01
1268	23.09	0.5320			0.26	1.69
1269	24.39	0.5897			-0.27	-0.42
1270	24.40	0.5899			-0.50	-0.40
1271	24.41	0.5901			-0.57	-0.95
1272	24.42	0.5903			-0.59	-0.61
1273	24.43	0.5904			-0.53	-0.17
1274	24.44	0.5906			-0.43	-0.16
1275	24.45	0.5907	k.A.	k.A.	0.02	-0.30
1276	24.46	0.5909	0.541	14.8	-0.63	0.47
1277	24.47	0.5911	0.669	18.5	-2.01	-1.37
1278	24.48	0.5913	0.550	15.0		
1279	24.49	0.5914			-0.92	-2.08
1280	24.50	0.5916	0.406	10.8	-0.75	-2.43
1281	24.51	0.5918	0.635	17.5	-0.04	-1.84
1282	24.52	0.5920	0.712	19.8	-0.41	-2.31
1283	24.53	0.5922	k.A.	k.A.		
1284	24.54	0.5925	k.A.	k.A.	-0.04	-1.05
1285	24.55	0.5927			0.16	-1.62
1286	24.56	0.5930			0.13	-1.68
1287	24.57	0.5932			0.44	-2.16
1288	24.58	0.5934			0.15	-1.49
1289	24.59	0.5936			-0.67	-0.15
1291	24.60	0.5937			0.23	0.41
1331	32.95	0.9725			0.08	0.84
1332	32.95	0.9728			0.77	1.38
1333	32.96	0.9735			0.62	1.36
1334	32.98	0.9744	0.672	18.6		
1335	32.99	0.9750	0.715	19.9		
1336	33.00	0.9756	0.713	19.8	0.75	-0.54
1337	33.02	0.9770	0.754	21.0	0.84	-0.37
1338	33.03	0.9776	0.618	17.0	-0.14	-0.49
1339	33.04	0.9782			0.69	-0.28
1340	33.05	0.9788			0.65	0.52
1341	33.06	0.9794			0.48	0.78
1342	33.07	0.9800			0.65	0.60
1343	33.08	0.9806			0.04	-0.04
1344	33.09	0.9813			0.39	1.12
1345	33.10	0.9819			0.43	1.23
1346	33.11	0.9824			0.92	0.61
1347	33.12	0.9831			0.99	0.62

¹Pateme (unveröff.)

Tab. 2: Fortsetzung

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter (Ma)	CaCO ₃ (Gew.%)	TOC (Gew.%)	Σ37:3+37:2 (µg/g TOC)	U ²³⁵	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
KC20B - Eratosthenes Seamount									
2393	0.11	0.0002						0.33	0.58
2394	0.21	0.0016						0.72	0.85
2395	0.51	0.0059						0.59	0.23
2399	0.61	0.0074						0.22	0.04
2401	0.63	0.0076	47.56	0.20					
2402	0.64	0.0077	49.98	0.20					
2403	0.65	0.0079	49.63	0.22		k.A.	k.A.		
2404	0.66	0.0080	45.95	0.26		k.A.	k.A.		
2405	0.67	0.0082	45.99	0.27		k.A.	k.A.		
2406	0.68	0.0084	45.86	0.85	13.3	0.706	19.6	-0.20	0.03
2407	0.69	0.0085	43.15	1.41	14.6	0.704	19.6	-0.16	-0.66
2408	0.70	0.0087	43.48	1.41	10.6	0.723	20.1	-0.37	-0.09
2409	0.71	0.0090	45.23	1.26	14.1	0.673	18.6	-0.34	-0.52
2410	0.72	0.0092	44.65	1.37	7.5	0.673	18.6	-0.04	-0.16
2411	0.73	0.0093	43.69	1.20	47.8	0.692	19.2		
2412	0.74	0.0097	45.85	0.94	8.4	0.679	18.8	-0.20	0.17
2413	0.75	0.0098	44.72	0.67		k.A.	k.A.		
2414	0.76	0.0101	44.62	0.56		k.A.	k.A.		
2415	0.77	0.0103	46.18	0.48		k.A.	k.A.		
2416	0.78	0.0106	46.35	0.53					
2419	0.81	0.0112						-0.42	-0.36
2424	1.10	0.0179						0.38	3.10
2491	2.38	0.0773	43.69	0.19					
2492	2.39	0.0778	44.02	0.21					
2493	2.40	0.0783	42.58	0.28					
2494	2.41	0.0787	42.50	0.20		k.A.	k.A.		
2495	2.42	0.0792	39.78	0.40	25.8	0.742	20.7	0.08	0.64
2496	2.43	0.0797	39.07	1.02	42.2	0.637	17.6	0.08	-0.29
2497	2.44	0.0801	35.39	0.82	40.9	0.637	17.6	0.29	0.41
2498	2.45	0.0807	38.58	0.36		k.A.	k.A.	0.52	0.78
2499	2.46	0.0813	37.20	0.28					
2500	2.47	0.0819	38.67	0.21					
2501	2.48	0.0825	39.23	0.28					
2502	2.49	0.0831	39.04	0.21					
2511	2.96	0.1108						0.63	0.81
2610	3.05	0.1157	54.08	0.14				0.40	0.42
2611	3.06	0.1162	62.07	0.15					
2612	3.07	0.1168	45.26	0.15					
2613	3.08	0.1173	46.46	0.21		k.A.	k.A.		
2614	3.09	0.1178	43.89	0.96	32.7	0.786	22.0	-0.52	-0.36
2615	3.10	0.1184	40.32	3.78	33.2	0.785	21.9	-0.37	-0.60
2616	3.11	0.1189	40.03	4.24	24.8	0.665	18.4		
2617	3.12	0.1195	35.82	4.47	33.0	0.779	21.8	-0.99	-0.96
2618	3.13	0.1200	44.98	4.32	59.9	0.648	17.9	-0.56	-1.14
2619	3.14	0.1206	42.61	4.11	44.4	0.825	23.1	-0.47	-0.84
2620	3.15	0.1211	39.40	4.52	44.5	0.796	22.3	-0.80	-0.79
2621	3.16	0.1216	34.24	4.16	37.3	0.754	21.0	-0.96	-1.45
2622	3.17	0.1222	32.15	3.77	35.6	0.804	22.5	-0.79	-1.00
2623	3.18	0.1227	39.90	2.46	27.9	0.787	22.0	-1.10	-1.37
2624	3.19	0.1233	29.82	3.70	42.2	0.772	21.6	-0.26	-0.99
2625	3.20	0.1238	28.16	2.82	63.4	0.705	19.6	-0.46	-1.57
2626	3.21	0.1247	29.82	2.10	39.7	0.759	21.2	-0.33	-0.97
2627	3.22	0.1256	25.66	2.10	14.0	0.763	21.3	-0.47	-0.67
2628	3.23	0.1264	26.24	1.94	12.9	0.767	21.4	-0.45	-1.20
2629	3.24	0.1273	42.26	0.46		k.A.	k.A.		
2630	3.25	0.1282	50.27	0.25		k.A.	k.A.	0.42	0.77
2631	3.26	0.1290	60.99	0.12					
2632	3.27	0.1299	61.83	0.10					

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter (Ma)	CaCO ₃ (Gew.%)	TOC (Gew.%)	Σ37:3+37:2 (µg/g TOC)	U ₃₇	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
2633	3.28	0.1308	62.18	0.12					
2638	3.33	0.1351						0.49	2.49
2581	3.44	0.1376						0.58	2.06
2582	3.54	0.1400						-0.27	1.60
2583	3.64	0.1423						0.01	0.05
2584	3.74	0.1505						0.72	0.31
2643	3.84	0.1587						0.41	1.61
2644	3.85	0.1591	54.78	0.14					
2645	3.86	0.1599	52.65	0.24					
2646	3.87	0.1607	53.43	0.65					
2647	3.88	0.1616	55.96	0.76					
2648	3.89	0.1624	49.57	0.81					
2925	3.90	0.1636	50.68	0.68	231.6	0.470	12.7	0.16	1.40
2926	3.91	0.1644	50.05	0.76	153.2	0.492	13.3	-0.15	0.99
2927	3.92	0.1653						0.21	1.46
2928	3.93	0.1661	51.40	0.68	149.9	0.527	14.4	0.19	1.49
2929	3.94	0.1669	49.04	0.71	189.6	0.494	13.4	0.33	1.07
2930	3.95	0.1677	51.30	0.76	216.2	0.458	12.3	-0.01	1.43
2931	3.96	0.1685	50.40	1.23	195.5	0.495	13.4	0.16	1.11
2932	3.97	0.1694						0.45	1.25
2933	3.98	0.1702	51.40	1.03	308.3	0.498	13.5	0.20	1.52
2934	3.99	0.1710	47.06	1.14	148.5	0.465	12.5	0.19	1.31
2935	4.00	0.1718	48.11	1.04	306.8	0.488	13.2	0.35	1.46
2936	4.01	0.1726	52.06	1.17	220.1	0.502	13.6	-0.21	0.93
2937	4.02	0.1735	45.82	1.24	268.5	0.496	13.4	0.05	0.99
2938	4.03	0.1743	49.40	1.24	217.2	0.489	13.2	0.47	1.59
2939	4.04	0.1751	47.02	0.48	117.6	0.495	13.4	0.32	1.05
2940	4.05	0.1759	49.44	0.30	17.9	0.592	16.3	-0.11	0.62
2941	4.06	0.1763	44.24	0.22					
2942	4.07	0.1771	44.90	0.21					
2943	4.08	0.1780	46.96	0.32					
2944	4.09	0.1788	44.55	0.21					
2949	4.14	0.1833						0.39	1.37
2955	4.20	0.1863	32.40	0.20					
2956	4.21	0.1868	33.70	0.19					
2957	4.22	0.1874	31.33	0.21					
2958	4.23	0.1882	31.89	0.40	19.6	0.687	19.1	-0.08	0.15
2959	4.24	0.1887	34.67	0.95	29.2	0.727	20.2	0.02	-0.28
2960	4.25	0.1892	32.29	0.88	129.3	0.537	14.6	0.38	-0.26
2961	4.26	0.1898	33.99	1.62	151.5	0.495	13.4	0.04	0.26
2962	4.27	0.1903	38.23	1.80	135.9	0.706	19.6	-0.47	-0.50
2963	4.28	0.1909	34.99	3.25	54.3	0.561	15.4	-0.42	0.50
2964	4.29	0.1914	32.65	3.47	91.2	0.639	17.6	-0.37	-0.90
2965	4.30	0.1919	35.65	3.17	102.4	0.629	17.4	-0.52	0.20
2966	4.31	0.1925	34.99	2.26	85.5	0.617	17.0	0.06	-1.19
2967	4.32	0.1930	33.99	2.55	106.3	0.699	19.4	-0.25	-0.92
2968	4.33	0.1936	37.40	1.93	90.2	0.674	18.7	0.15	-0.69
2969	4.34	0.1942	34.32	1.65	111.7	0.744	20.7	-0.16	-0.85
2970	4.35	0.1948	33.65	1.54	91.5	0.627	17.3	-0.24	-1.01
2971	4.36	0.1955	29.45	1.45	80.6	0.731	20.4	0.08	-0.12
2972	4.37	0.1961	38.48	0.53	42.3	0.642	17.7	0.58	0.87
2973	4.38	0.1968	43.07	0.42	26.6	0.753	21.0	0.43	0.55
2974	4.39	0.1974	41.16	0.44	20.9	0.697	19.4	0.96	1.35
2975	4.40	0.1977	43.97	0.44					
2976	4.41	0.1984	47.93	0.31					
2977	4.42	0.1990	49.28	0.25					
2979	4.44	0.2006						0.85	1.55
2983	4.53	0.2057						0.68	1.16
2986	4.63	0.2114						0.35	0.24
2988	4.65	0.2123	44.39	0.21					
2989	4.66	0.2128	42.16	0.23					
2990	4.67	0.2134	46.54	0.23					

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter (Ma)	CaCO ₃ (Gew.%)	TOC (Gew.%)	Σ37:3+37:2 (μg/g TOC)	U ²³⁵	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
2991	4.68	0.2140	45.50	0.20					
2992	4.69	0.2145	45.09	0.24					
2993	4.70	0.2154	48.07	0.43	70.5	0.572	15.7	-0.03	-0.01
2994	4.71	0.2160	49.23	1.07	110.5	0.613	16.9	-0.57	-0.68
2995	4.72	0.2163	46.40	1.34	129.6	0.574	15.7		
2996	4.73	0.2171	52.23	1.14	170.4	0.568	15.6	-0.59	-0.55
2997	4.74	0.2177	29.65	2.38	126.0	0.477	12.9	-0.14	0.16
2998	4.75	0.2183	36.61	2.86	92.7	0.589	16.2	0.01	-0.05
2999	4.76	0.2189	48.98	2.34	123.4	0.612	16.9	-1.80	0.11
3000	4.77	0.2196	49.15	2.24	75.3	0.393	10.4	0.36	0.32
3001	4.78	0.2202		4.21	144.9	0.595	16.4	0.23	-0.07
3002	4.79	0.2205		4.53	102.2	0.464	12.5		
3004	4.81	0.2218		2.36	56.0	0.482	13.0		
3005	4.82	0.2228		2.94	98.2	0.467	12.6	0.27	-0.51
3006	4.83	0.2235	41.32	0.48	163.4	0.544	14.9	0.19	0.03
2875	4.84	0.2241	45.35	0.26				0.46	0.44
2876	4.85	0.2244	44.92	0.16					
2877	4.86	0.2251	43.80	0.16					
2878	4.87	0.2257	45.13	0.20					
2879	4.88	0.2264	45.26	0.17					
2885	4.94	0.2306						0.15	0.10
2890	5.04	0.2371						-0.06	-0.16
2891	5.05	0.2374	49.50	0.18					
2892	5.06	0.2381	44.31	0.13					
2893	5.07	0.2388	44.89	0.16					
2894	5.08	0.2394	41.34	0.21					
2895	5.09	0.2404	44.95	0.52	34.1	0.776	21.7	-0.37	-0.55
2896	5.10	0.2410	44.52	1.47	59.1	0.776	21.7	0.05	-0.55
2897	5.11	0.2417	40.82	1.01	35.9	0.771	21.5	0.01	-0.32
2898	5.12	0.2418	41.48	0.65	13.2	0.788	22.0	0.35	0.27
2899	5.13	0.2419	38.25	0.45					
2900	5.14	0.2420	37.38	0.32				0.27	-0.06
2901	5.15	0.2421	28.73	0.27					
2902	5.16	0.2422	28.11	0.33					
2908	5.29	0.2439						0.43	1.87
2909	5.39	0.2452						0.56	2.15
2910	5.53	0.2469						0.13	2.20
2911	5.62	0.2570						0.36	1.70
2912	5.77	0.2599						0.53	2.38
3110	10.35	0.3248						0.77	1.11
3111	10.45	0.3262						0.72	0.85
3112	10.55	0.3276						0.45	0.90
3113	10.65	0.3290						0.52	1.22
3117	10.75	0.3304						-0.12	0.81
3119	10.77	0.3307	44.95	0.49	44.1	0.564	15.4	-0.45	0.24
3120	10.78	0.3308	47.86	0.68					
3121	10.79	0.3310	46.11	0.93	61.1	0.605	16.6	-0.47	-0.11
3122	10.80	0.3311	45.95	0.84					
3123	10.81	0.3325	46.65	1.16	66.5	0.610	16.8	-0.31	0.37
3124	10.82	0.3332	46.81	1.10	159.7	0.602	16.6	-0.87	-0.48
3125	10.83	0.3340	44.65	1.09	173.4	0.566	15.5	-0.78	-0.03
3126	10.84	0.3347	43.07	1.05	170.0	0.598	16.4	0.27	0.84
3127	10.85	0.3355	49.73	1.21	181.2	0.615	16.9	-0.35	-0.02
3128	10.86	0.3362	47.56	1.11	153.4	0.625	17.2	0.43	1.33
3129	10.87	0.3370	46.91	0.66	120.9	0.593	16.3	-1.29	0.70
3130	10.88	0.3377	48.18	0.51	171.8	0.582	16.0	-1.00	0.07
3131	10.89	0.3378	47.54	0.49					
3132	10.90	0.3433	43.87	0.35	12.7	0.639	17.6	0.50	1.69
3133	10.91	0.3447							
3134	10.92	0.3489	46.29	0.36	22.9	0.644	17.8	0.32	1.71
3135	10.93	0.3503	47.41	0.35					
3137	10.95	0.3573						0.55	1.74

Probe	Tiefe (mbsf)	Alter (Ma)	CaCO ₃ (Gew.%)	TOC (Gew.%)	Σ37:3+37:2 (µg/g TOC)	U ²³⁵	SST (°C)	δ ¹³ C (‰ PDB <i>G. ruber</i>)	δ ¹⁸ O
3035	11.04	0.3826						0.48	1.23
3036	11.14	0.4106						0.34	0.51
3037	11.31	0.4424						0.67	0.85
3038	11.41	0.4611						0.52	1.21

k.A. = keine Analysen der Alkenone möglich

Tab. 3: Ergebnisse zu den Salinitätsrekonstruktionen

Sapropel	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{corr.}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (‰ SMOW)	Salinität ($s=0.27$)	Salinität ($s=0.83$)	Salinität ($s=1.09$)	Salinität Mittelwerte	SST (°C) Mittelwerte
KC20B - Eratosthenes Seamount								
S1	8.4	-1.517	-0.661	30.66	35.50	36.24		
S1	8.5	-2.008	-1.148	28.87	34.92	35.80		
S1	8.7	-1.657	-0.712	30.49	35.46	36.21		
S1	9.0	-1.957	-1.317	28.28	34.76	35.69		
S1	9.2	-1.645	-1.008	29.43	35.13	35.97		
S1	9.3	-1.574	-0.872	29.94	35.30	36.11		
			Mittelwert S1	29.54	35.16	36.00	33.6	19.0
			Sandabw. S1	0.94	0.30	0.23		
	9.7	-1.339	-0.771	30.32	35.43	36.20	34.0	18.3
	79.2	-0.735	0.312	34.20	36.60	37.06		
S3	79.7	-1.568	-1.152	28.78	34.84	35.72		
S3	80.1	-0.973	-0.584	30.88	35.53	36.34		
			Mittelwert S3	29.83	35.19	36.03	33.7	17.6
			Sandabw. S3	1.48	0.49	0.44		
S5	117.8	-1.745	-0.450	31.43	35.73	36.41		
S5	118.4	-1.959	-0.618	30.75	35.48	36.21		
S5	119.5	-2.233	-0.934	29.51	35.02	35.84		
S5	120.0	-2.344	-1.811	26.19	33.90	34.98		
S5	120.6	-1.993	-0.391	31.41	35.56	36.23		
S5	121.1	-1.911	-0.462	31.11	35.45	36.13		
S5	121.6	-2.517	-1.324	27.92	34.41	35.34		
S5	122.2	-2.142	-0.647	30.44	35.23	35.97		
S5	122.7	-2.498	-1.109	28.75	34.70	35.57		
S5	123.3	-2.192	-0.915	29.49	34.95	35.77		
S5	123.8	-2.757	-1.869	25.98	33.83	34.92		
S5	124.7	-2.200	-0.988	29.27	34.92	35.76		
S5	125.6	-1.955	-0.723	30.27	35.26	36.02		
S5	126.4	-2.492	-1.234	28.42	34.69	35.60		
			Mittelwert S5	29.35	34.94	35.77	33.4	21.4
			Sandabw. S5	1.76	0.59	0.45		
S6	163.6	-0.544	-1.249	28.98	35.28	36.19		
S6	164.4	-0.947	-1.492	28.09	35.00	35.98		
S6	166.1	-0.426	-0.730	30.86	35.87	36.63		
S6	166.9	-0.755	-1.279	28.75	35.13	36.05		
S6	167.7	-0.332	-1.106	29.33	35.27	36.14		
S6	168.5	-0.582	-1.108	29.27	35.22	36.09		
S6	170.2	-0.167	-0.674	30.86	35.72	36.47		
S6	171.0	-0.368	-1.097	29.29	35.21	36.08		
S6	171.8	-0.191	-0.765	30.49	35.58	36.36		
S6	172.6	-0.766	-1.245	28.78	35.07	35.98		
S6	173.5	-0.787	-1.311	28.62	35.08	36.00		
S6	174.3	-0.285	-0.858	30.35	35.67	36.47		
			Mittelwert S6	29.47	35.34	36.20	35.8	13.2
			Sandabw. S6	0.94	0.29	0.22		
	175.1	-0.832	-1.356	28.52	35.09	36.03	35.6	13.4
	175.9	-1.251	-1.148	29.29	35.34	36.22	35.8	16.2
	188.2	-1.420	-0.653	30.80	35.62	36.36	34.3	19.2
S7	188.7	-1.798	-0.830	30.13	35.38	36.18		
S7	189.2	-1.766	-1.903	26.14	34.07	35.17		
S7	189.8	-1.245	-1.720	26.80	34.28	35.33		

Sapropel	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{kar.}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (‰ SMOW)	Salinität (≤ 0.27)	Salinität (≤ 0.83)	Salinität (≤ 1.09)	Salinität Mittelwerte	SST (°C) Mittelwerte
S7	190.3	-1.942	-1.171	28.83	34.93	35.82		
S7	190.9	-1.065	-1.096	29.10	35.02	35.89		
S7	191.4	-2.356	-1.956	25.92	33.99	35.10		
S7	191.9	-1.370	-1.000	29.45	35.13	35.97		
S7	192.5	-2.654	-2.340	24.49	33.52	34.74		
S7	193.0	-2.404	-1.607	27.20	34.40	35.41		
S7	193.6	-2.132	-1.447	27.76	34.56	35.53		
S7	194.2	-2.260	-1.179	28.74	34.86	35.76		
S7	194.8	-2.417	-2.016	25.64	33.86	34.99		
S7	195.5	-1.512	-0.503	31.25	35.69	36.39		
			Mittelwert S7	27.80	34.59	35.56	32.7	17.9
			Sandabw. S7	1.98	0.64	0.49		
	196.1	-0.584	-0.132	32.62	36.14	36.73	35.2	17.8
	196.8	-0.819	0.316	34.28	36.68	37.14	36.0	20.9
	197.4	-0.083	0.629	35.45	37.06	37.43	36.6	19.0
	215.4	-1.450	-1.500	27.57	34.50	35.48	32.5	15.5
S8	216.0	-2.105	-1.862	26.22	34.05	35.14		
S8	217.1	-1.918	-1.942	25.86	33.89	35.01		
S8	217.7	-1.184	-1.794	26.37	34.03	35.10		
S8	218.3	-1.330	-1.226	28.43	34.68	35.58		
S8	218.9	-1.146	-0.888	29.65	35.05	35.86		
S8	219.6	-0.885	-2.037	25.35	33.62	34.76		
S8	220.2	-1.206	-1.147	28.60	34.65	35.53		
S8	222.8	-1.706	-2.401	24.01	33.19	34.43		
			Mittelwert S8	26.81	34.15	35.18	32.0	14.7
			Sandabw. S8	1.90	0.61	0.47		
	223.5	-1.254	-1.484	27.49	34.38	35.36	32.4	14.7
	240.4	-2.032	-0.712	30.52	35.49	36.24	34.1	21.7
S9	241.0	-2.050	-0.730	30.48	35.48	36.25		
S9	241.7	-1.650	-0.334	31.98	35.99	36.64		
			Mittelwert	31.23	35.74	36.45	34.5	21.7
			Sandabw.	1.06	0.36	0.28		
	241.8	-1.285	-0.300	32.10	36.03	36.67	34.9	20.2
KC01/B - Pisano Plateau								
S1	7.2	-1.147	-0.550	31.04	35.59	36.30		
S1	7.3	-1.164	-0.838	29.97	35.25	36.04		
S1	7.4	-1.244	-0.945	29.57	35.12	35.94		
S1	7.6	-1.319	-0.953	29.55	35.11	35.93		
S1	7.7	-0.711	-0.668	30.60	35.45	36.19		
S1	7.8	-0.957	-0.450	31.41	35.71	36.39		
			Mittelwert S1	30.36	35.37	36.13	34.0	17.4
			Sandabw. S1	0.78	0.25	0.19		
	8.2	-0.961	-0.534	31.12	35.63	36.34	34.4	17.7
S3	80.2	-1.263	-0.782	30.15	35.28	36.06		
S3	80.4	-1.107	-0.365	31.71	35.81	36.46		
S3	80.6	-0.807	0.083	33.39	36.37	36.89		
S3	80.9	-0.868	0.301	34.22	36.65	37.11		
			Mittelwert S3	32.37	36.03	36.63	35.0	19.5
			Sandabw. S3	1.81	0.61	0.47		
	81.3	-0.573	0.398	34.61	36.79	37.23	36.2	20.2
	81.5	-0.608	-0.322	31.96	35.95	36.59	34.8	17.1
	98.6	-0.466	0.086	33.32	36.29	36.82	35.5	18.3
	99.2	-1.176	-1.020	29.22	34.95	35.79	33.3	16.4

Sapropel	Alter (ka)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{corr.}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_w$ (‰ SMOW)	Salinität ($s=0.27$)	Salinität ($s=0.83$)	Salinität ($s=1.09$)	Salinität Mittelwerte	SST (°C) Mittelwerte
S4	99.4	-1.086	-0.339	31.76	35.79	36.44		
S4	99.6	-2.178	-1.614	27.05	34.26	35.28		
S4	99.8	-1.774	-1.299	28.22	34.65	35.58		
S4	100.1	-1.223	-0.612	30.79	35.50	36.23		
S4	100.2	-1.429	-1.032	29.24	35.00	35.85		
S4	100.4	-1.456	-1.223	28.55	34.79	35.70		
			Mittelwert S4	29.27	35.00	35.85	33.4	18.0
			Sandabw. S4	1.74	0.56	0.43		
	100.6	-1.464	-1.141	28.88	34.91	35.79	33.2	17.2
	101.3	-2.359	-2.202	24.99	33.67	34.86	31.2	16.4
	101.5	-0.532	-0.350	31.86	35.91	36.57	34.8	16.6
	101.7	-0.791	-0.623	30.85	35.59	36.33	34.3	16.5
S5	117.7	-1.497	-0.193	32.39	36.05	36.66		
S5	117.9	-2.179	-1.132	28.89	34.90	35.78		
S5	118.3	-0.991	-0.284	32.00	35.89	36.53		
			Mittelwert S5	31.09	35.61	36.32	34.3	20.4
			Sandabw. S5	1.92	0.62	0.48		
	118.6	-1.176	-0.581	30.88	35.52	36.23	34.2	18.4
	119.1	-0.894	-0.206	32.24	35.94	36.55	34.9	18.9
S6	163.2	-1.384	-1.989	26.23	34.38	35.50		
S6	164.6	-2.076	-2.415	24.67	33.88	35.13		
S6	166.7	-2.609	-2.773	23.24	33.35	34.70		
S6	169.5	-1.506	-1.863	26.45	34.29	35.38		
			Mittelwert S6	25.15	33.98	35.18	34.6	14.1
			Sandabw. S6	1.50	0.47	0.35		
	170.2	-1.808	-1.422	28.08	34.82	35.78		
	170.9	-0.957	-1.426	28.07	34.82	35.78	35.3	13.6
	233.9	-2.075	-0.894	29.91	35.33	36.14	33.8	21.1
	234.3	-1.040	-0.084	32.91	36.30	36.88	35.4	20.1
	234.5	-0.958	0.114	33.64	36.54	37.06	35.7	20.6
S9	234.8	-1.275	-0.395	31.76	35.93	36.59		
S9	235.1	-1.602	-0.396	31.76	35.93	36.59		
S9	235.4	-1.739	-1.118	29.08	35.06	35.93		
			Mittelwert S9	30.87	35.64	36.37	34.3	19.8
			Sandabw. S9	1.55	0.50	0.38		
975B - Balearen Hang								
	120.9	-0.139	1.360	37.87	37.65	37.81	37.8	22.6
S5	122.2	-0.266	1.210	37.32	37.47	37.68		
S5	122.4	-0.222	1.080	36.86	37.33	37.57		
S5	122.6	-0.178	0.810	35.85	37.00	37.32		
S5	122.7	-0.151	0.820	35.90	37.03	37.34		
			Mittelwert S5	36.48	37.21	37.48	37.1	21.1
			Sandabw. S5	0.73	0.23	0.18		
	123.5	-0.400	-0.840	29.77	35.05	35.85	33.6	13.8
	192.4	-0.520	-0.250	32.24	36.04	36.66	35.0	17.0
S7	194.3	-0.783	0.390	34.55	36.75	37.19	36.2	21.1
	198.2	0.488	1.790	39.75	38.46	38.50	38.9	21.7
	236.5	-0.645	0.370	34.61	36.86	37.31	36.3	20.4
S9	238.6	-0.618	0.200	33.89	36.57	37.07	35.8	19.5
	239.7	-0.107	0.000	33.14	36.33	36.89	35.5	16.3



GEOMAR REPORTS

- 1 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. BERICHT FÜR DIE JAHRE 1987 UND 1988. 1989. 71 + 6 pp. In German
- 2 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1989. 1990. 96 pp. In German and English
- 3 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1990. 1991. 212 pp. In German and English
- 4 ROBERT F. SPIELHAGEN
DIE EISDRIFT IN DER FRAMSTRASSE WÄHREND DER LETZTEN 200.000 JAHRE. 1991. 133 pp.
In German with English summary
- 5 THOMAS C. W. WOLF
PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN (ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81). 1991. 92 pp. In German with English summary
- 6 SEISMIC STUDIES OF LATERALLY HETEROGENOUS STRUCTURES – INTERPRETATION AND MODELLING OF SEISMIC DATA. Ed. by ERNST R. FLUEH
Commission on Controlled Source Seismology (CCSS), Proceedings of the 8th Workshop Meeting, held at Kiel – Fellhorst (Germany), August 27-31, 1990. 1991. 359 pp. In English
- 7 JENS MATTHIESSEN
DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN IM SPÄQUARTÄR DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES: PALÖKOLOGIE UND PALÄO-OZEANOGRAPHIE. 1991. 104 pp. In German with English summary. Out of print
- 8 DIRK NÜRNBERG
HAUPT- UND SPURENELEMENTE IN FORAMINIFERENGHÄUSEN – HINWEISE AUF KLIMATISCHE UND OZEANOGRAPHISCHE ÄNDERUNGEN IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK WÄHREND DES SPÄTQUARTÄRS. 1991. 117 pp. In German with English summary. Out of print
- 9 KLAS S. LACKSCHEWITZ
SEDIMENTATIONSPROZESSE AM AKTIVEN MITTEL-OZEANISCHEN KOLBEINSEY RÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND). 1991. 133 pp. In German with English summary. Out of print
- 10 UWE PAGELS
SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN DES ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEANS. 1991. 106 pp.
In German with English summary
- 11 FS POSEIDON. EXPEDITION 175 (9.10.-1.11.1990)
175/1: OSTGRÖNLÄNDISCHER KONTINENTALRAND (65°N)
175/2: SEDIMENTATION AM KOLBEINSEYRÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND).
Hrsg. von J. MIENERT und H.-J. WALLRABE-ADAMS. 1992. 56 pp. + app. In German with some English chapters
- 12 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1991. 1992. 152 pp. In German and English.
Out of print
- 13 SABINE E. I. KÖHLER
SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES NORDPOLARMEERES UND EUROPÄISCHEN NORDMEERES ANHAND VON SAUERSTOFF- UND KOHLENSTOFF-ISOTOPENVERHÄLTNISSEN DER PLANKTISCHEN FORAMINIFERE *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.). 1992. 104 pp. In German with English summary
- 14 FS SONNE. FAHRTBERICHT SO78 PERUVENT: BALBOA, PANAMA - BALBOA, PANAMA, 28.2.1992-16.4.1992
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1992. 120 pp. In German with some English chapters. Out of print
- 15 FOURTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON PALEO-OCEANOGRAPHY (ICP IV): SHORT- AND LONG-TERM GLOBAL CHANGE: RECORDS AND MODELLING. 21-25 SEPTEMBER 1992, KIEL/GERMANY. PROGRAM & ABSTRACTS. 1992. 351 pp. In English
- 16 MICHAELA KUBISCH
DIE EISDRIFT IM ARKTISCHEN OZEAN WÄHREND DER LETZTEN 250.000 JAHRE. 1992. 100 pp.
In German with English summary
- 17 PERSISCHER GOLF: UMWELTGEFÄHRDUNG, SCHADENSERKENNUNG, SCHADENSBEWERTUNG AM BEISPIEL DES MEERESBODENS; ERKENNEN EINER ÖKOSYSTEMVERÄNDERUNG NACH ÖLEINTRÄGEN. Schlußbericht zu den beiden BMFT-Forschungsvorhaben 03F0055 A + B. 1993. 108 pp. In German with English summary
- 18 TEKTONISCHE ENTWÄSSERUNG AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN / DEWATERING AT CONTINENTAL MARGINS. Hrsg. von/ed. by ERWIN SUESS. 1993. 196 + 32 + 68 + 16 + 22 + 38 + 4 + 19 pp.
Some chapters in English, some in German
- 19 THOMAS DICKMANN
DAS KONZEPT DER POLARISATIONSMETHODE UND SEINE ANWENDUNGEN AUF DAS SEISMISCHE VEKTORWELLENFELD IM WEITWINKELBEREICH. 1993. 121 pp. In German with English summary
- 20 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1992. 1993. 139 pp. In German and English

- 21 KAI UWE SCHMIDT
PALYNOMORPHE IM NEOGENEN NORDATLANTIK - HINWEISE ZUR PALÄO-OZEANOGRAPHIE UND
PALÄOKLIMATOLOGIE. 1993. 104 + 7 + 41 pp. In German with English summary
- 22 UWE JÜRGEN GRÜTZMACHER
DIE VERÄNDERUNGEN DER PALÄO GEOGRAPHISCHEN VERBREITUNG VON *Bolboforma* - EIN BEITRAG ZUR
REKONSTRUKTION UND DEFINITION VON WASSERMASSEN IM TERTÄR. 1993. 104 pp.
In German with English summary
- 23 RV PROFESSOR LOGACHEV. Research Cruise 09 (August 30 - September 17, 1993): SEDIMENT DISTRIBUTION ON
THE REYKJANES RIDGE NEAR 59°N. Ed. by H.-J. WALLRABE-ADAMS & K.S. LACKSCHEWITZ. 1993. 66 + 30 pp.
In English
- 24 ANDREAS DETTMER
DIATOMEEN-TAPHOZOSEN ALS ANZEIGER PALÄO-OZEANOGRAPHISCHER ENTWICKLUNGEN IM
PLIOZÄNEN UND QUARTÄREN NORDATLANTIK. 1993. 113 + 10 + 25 pp. In German with English summary
- 25 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-
UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1993. 1994. 69 pp. In German and English
- 26 JÖRG BIALAS
SEISMISCHE MESSUNGEN UND WEITERE GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AM SÜD-SHETLAND
TRENCH UND IN DER BRANSFIELD STRASSE - ANTARKTISCHE HALBINSEL. 1994. 113 pp.
In German with English summary
- 27 JANET MARGARET SUMNER
THE TRANSPORT AND DEPOSITIONAL MECHANISM OF HIGH GRADE MIXED-MAGMA IGNIMBRITE TL, GRAN
CANARIA: THE MORPHOLOGY OF A LAVA-LIKE FLOW. 1994. 224 pp. In English with German summary. Out of print
- 28 GEOMAR LITHOTHEK. Ed. by JÜRGEN MIENERT. 1994. 12 pp + app. In English. Out of print
- 29 FS SONNE. FAHRTBERICHT SO 97 KODIAK-VENT: KODIAK - DUTCH HARBOR - TOKYO - SINGAPUR, 27.7.-
19.9.1994. Hrsg. von ERWIN SUESS. 1994. Some chapters in English, some in German. Out of print
- 30 CRUISE REPORTS:
RV LIVONIA CRUISE 92, KIEL-KIEL, 21.8.-17.9.1992: GLORIA STUDIES OF THE EAST GREENLAND CONTINENTAL
MARGIN BETWEEN 70° AND 80°N
RV POSEIDON PO200/10, LISBON-BREST-BREMERHAVEN, 7.-23.8.1993: EUROPEAN NORTH ATLANTIC
MARGIN: SEDIMENT PATHWAYS, PROCESSES AND FLUXES
RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY, KIEL-TROMSÖ, 5.-25.7.1994: GAS HYDRATES ON THE NORTHERN
EUROPEAN CONTINENTAL MARGIN
Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994. 186 pp.
In English; report of RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY cruise in English and Russian
- 31 MARTIN WEINELT
BECKENENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN WIKING-GRABENS IM KÄNOZOIKUM -
VERSENKUNGSGESCHICHTE, SEQUENZSTRATIGRAPHIE, SEDIMENTZUSAMMENSETZUNG. 1994. 85 pp.
In German with English summary
- 32 GEORG A. HEISS
CORAL REEFS IN THE RED SEA: GROWTH, PRODUCTION AND STABLE ISOTOPES. 1994. 141 pp.
In English with German summary
- 33 JENS A. HÖLEMANN
AKKUMULATION VON AUTOCHTHONEM UND ALLOCHTHONEM ORGANISCHEM MATERIAL IN DEN
KÄNOZOISCHEN SEDIMENTEN DER NORWEGISCHEN SEE (ODP LEG 104). 1994. 78 pp.
In German with English summary
- 34 CHRISTIAN HASS
SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES
SKAGERRAKS (NE NORDSEE) IM SPÄTHOLOZÄN. 1994. 115 pp. In German with English summary
- 35 BRITTA JÜNGER
TIEFENWASSERERNEUERUNG IN DER GRÖNLANDSEE WÄHREND DER LETZTEN 340.000 JAHRE / DEEP
WATER RENEWAL IN THE GREENLAND SEA DURING THE PAST 340,000 YEARS. 1994. 6 + 109 pp.
In German with English summary
- 36 JÖRG KUNERT
UNTERSUCHUNGEN ZU MASSEN- UND FLUIDTRANSPORT ANHAND DER BEARBEITUNG
REFLEXIONSSEISMISCHER DATEN AUS DER KODIAK-SUBDUKTIONSZONE, ALASKA. 1995. 129 pp.
In German with English summary
- 37 CHARLOTTE M. KRAWCZYK
DETACHMENT TECTONICS DURING CONTINENTAL RIFTING OFF THE WEST IBERIA MARGIN: SEISMIC
REFLECTION AND DRILLING CONSTRAINTS. 1995. 133 pp. In English with German summary
- 38 CHRISTINE CAROLINE NÜRNBERG
BARIUMFLUSS UND SEDIMENTATION IM SÜDLICHEN SÜDATLANTIK - HINWEISE AUF
PRODUKTIVITÄTSÄNDERUNGEN IM QUARTÄR. 1995. 6 + 108 pp. In German with English summary
- 39 JÜRGEN FRÜHN
TEKTONIK UND ENTWÄSSERUNG DES AKTIVEN KONTINENTALRANDES SÜDÖSTLICH DER KENAI-HALBINSEL,
ALASKA. 1995. 93 pp. In German with English summary
- 40 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-
UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1994. 1995. 125 pp. In German and English.
Out of print
- 41 FS SONNE. FAHRTBERICHT / CRUISE REPORT SO 103 CONDOR 1 B: VALPARAISO-VALPARAISO, 2-21.7.1995.
Hrsg. von ERNST R. FLUEH. 1995. 140 pp. Some chapters in German, some in English

- 42 RV PROFESSOR BOGOROV CRUISE 37: CRUISE REPORT "POSETIV": VLADIVOSTOK-VLADIVOSTOK, September 23 - October 22, 1994. Edited by CHRISTOPH GAEDICKE, BORIS BARANOV, and EVGENY LELIKOV. 1995. 49 + 33 pp. In English
- 43 CHRISTOPH GAEDICKE
DEFORMATION VON SEDIMENTEN IM NANKAI-AKKRETIONSKEIL, JAPAN. BILANZIERUNG TEKTONISCHER VORGÄNGE ANHAND VON SEISMISCHEN PROFILN UND ERGEBNISSEN DER ODP-BOHRUNG 808. II + 89 pp. In German with English summary
- 44 MARTIN ANTONOW
SEDIMENTATIONSMUSTER UM DEN VESTERIS SEAMOUNT (ZENTRALE GRÖNLANDSEE) IN DEN LETZTEN 250.000 JAHREN. 1995. 121 pp. In German with English summary
- 45 INTERNATIONAL CONGRESS: CORING FOR GLOBAL CHANGE - ICGC '95. KIEL, 28 - 30 June, 1995. Edited by JÜRGEN MIENERT and GEROLD WEFER. 1996. 83 pp. In English
- 46 JENS GRÜTZNER
ZUR PHYSIKALISCHEN ENTWICKLUNG VON DIAGENETISCHEN HORIZONTEN IN DEN SEDIMENTBECKEN DES ATLANTIKS. 1995. 96 pp. In German with English summary
- 47 INGO A. PECHER
SEISMIC STUDIES OF BOTTOM SIMULATING REFLECTORS AT THE CONVERGENT MARGINS OFFSHORE PERU AND COSTA RICA. 1996. 159 pp. In English with German summary
- 48 XIN SU
DEVELOPMENT OF LATE TERTIARY AND QUATERNARY COCCOLITH ASSEMBLAGES IN THE NORTHEAST ATLANTIC. 1996. 120 pp. +7 pl. In English with German summary
- 49 FS SONNE - FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO108 ORWELL: SAN FRANCISCO - ASTORIA, 14.4. - 23.5.1996 Edited by ERNST R. FLUEH and MICHAEL A. FISHER. 1996. 252 pp. + app. In English with German summary
- 50 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1995. 1996. 93 pp. In German and English
- 51 THOMAS FUNCK
STRUCTURE OF THE VOLCANIC APRON NORTH OF GRAN CANARIA DEDUCED FROM REFLECTION SEISMIC, BATHYMETRIC AND BOREHOLE DATA. 1996. VI, 144 pp. In English with German summary
- 52 PETER BRUNS
GEOCHEMISCHE UND SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ÜBER DAS SEDIMENTATIONSVERHALTEN IM BEREICH BIOSTRATIGRAPHISCHER DISKONTINUITÄTEN IM NEOGEN DES NORDATLANTIK, ODP LEG 104, SITES 642B UND 643A. 1996. V, 73 pp. In German with English summary
- 53 CHRISTIANE C. WAGNER
COLD SEEPS AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN VOR OREGON UND PERU: BIOGEOCHEMISCHE BESTANDSAUFNAHME. 1996. 108, XXXVI pp. In German with English summary
- 54 FRAUKE KLINGELHÖFER
MODEL CALCULATIONS ON THE SPREADING OF SUBMARINE LAVA FLOWS. 1996. 98 pp. In English with German summary
- 55 HANS-JÜRGEN HOFFMANN
OBJEKTORIENTIERTE ANALYSE UND MIGRATION DIFFRAKTIERTER WELLENFELDER UNTER VERWENDUNG DER STRAHLENMETHODE UND DER EDGE-WAVE-THEORIE. 1996. XXI, 153 pp. In German with English summary
- 56 DIRK KLÄSCHEN
STRAHLENSEISMISCHE MODELLIERUNG UNTER BERÜCKSICHTIGUNG VON MEHRFACHDIFFRAKTIONEN MIT HILFE DER EDGE-WAVES: THEORIE UND ANWENDUNGSBEISPIELE 1996. X, 159 pp. In German with English summary
- 57 NICOLE BIEBOW
DINOFLLAGELLATENZYSTEN ALS INDIKATOREN DER SPÄT- UND POSTGLAZIALEN ENTWICKLUNG DES AUFTRIEBSGESCHEHENS VOR PERU. 1996. IV, 100, 17, 14 (7 pl.) pp. In German with English summary
- 58 RV SONNE. CRUISE REPORT SO109: HYDROTRACE ASTORIA-VICTORIA-ASTORIA-VICTORIA. MAY 23 - JULY 8, 1996. Ed. by PETER HERZIG, ERWIN SUESS, and PETER LINKE. 1997. 249 pp. In English
- 59 RV SONNE. CRUISE REPORT SO110: SO - RO (SONNE - ROPOS). VICTORIA-KODIAK-VICTORIA. JULY 9 - AUGUST 19, 1996. Ed. by ERWIN SUESS and GERHARD BOHRMANN. 1997. 181 pp. In English
- 60 RV AKADEMIK M. A. LAVRENTYEV CRUISE 27. CRUISE REPORT: GREGORY. VLADIVOSTOK-PUSAN-OKHOTSK SEA-PUSAN-VLADIVOSTOK. SEPTEMBER 7 - OCTOBER 12, 1996. Ed. by DIRK NÜRNBERG, BORIS BARANOV, and BORIS KARP. 1997. 143 pp. In English
- 61 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1996. 1997. 169 pp. In German and English
- 62 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO123: MAMUT (MAKRAN MURRAY TRAVERSE - GEOPHYSIK PLATTENTEKTONISCHER EXTREMFÄLLE). Maskat - Maskat, 07.09 - 03.10.1997. Ed. by ERNST R. FLUEH, NINA KUKOWSKI, and CHRISTIAN REICHERT. 1997. 292 pp. In English with German summary
- 63 RAINER ZAHN
NORTH ATLANTIC THERMOHALINE CIRCULATION DURING THE LAST GLACIAL PERIOD: EVIDENCE FOR COUPLING BETWEEN MELT-WATER EVENTS AND CONVECTIVE INSTABILITY. 1997. 133 pp. In English
- 64 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO112 HIRESBAT (HIGH RESOLUTION BATHYMETRY). Victoria, B.C., Canada - Apra Harbor, Guam. 17.09 - 08.10.1996. Hrsg. von WILHELM WEINREBE. 1997. 90 pp. Some chapters in German, some in English

- 65 NIELS NORGAARD-PEDERSEN
LATE QUATERNARY ARCTIC OCEAN SEDIMENT RECORDS: SURFACE OCEAN CONDITIONS AND PROVENANCE OF ICE-RAFTED DEBRIS. 1997. 115 pp. In English with German summary
- 66 THOMAS NÄHR
AUTHIGENER KLINOPTILOLITH IN MARINEN SEDIMENTEN - MINERALCHEMIE, GENESE UND MÖGLICHE ANWENDUNG ALS GEOTHERMOMETER. 1997. 119, 43 pp. In German with English summary
- 67 MATTIAS KREUTZ
STOFFTRANSPORT DURCH DIE BODENGRENZSCHICHT: REGIONALISIERUNG UND BILANZIERUNG FÜR DEN NORDATLANTIK UND DAS EUROPÄISCHE NORDMEER. 1998. IV, 166 pp. In German with English summary
- 68 AMIT GULATI
BENTHIC PRIMARY PRODUCTION IN TWO DIFFERENT SEDIMENT TYPES OF THE KIEL FJORD (WESTERN BALTIC SEA). 1998. 139 pp. In English with German summary
- 69 RÜDIGER SCHACHT
DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALE ENTWICKLUNG DER WOOD- UND LIEFDEFJORDREGION NORDSPITZBERGENS. 1998. 187 pp. In German with English summary
- 70 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1997. 1998. 155 pp. In German and English
- 71 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO118 BIGSET (BIOGEOCHEMICAL TRANSPORT OF MATTER AND ENERGY IN THE DEEP SEA). MUSCAT (OMAN) - MUSCAT (OMAN). 31.03.-11.05.1997. Ed. by OLAF PFANNKUCHE and CHRISTINE UTECHT. 1998. 188 pp. In English
- 72 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO131 SINUS (SEISMIC INVESTIGATIONS AT THE NINETY EAST RIDGE OBSERVATORY USING SONNE AND JOIDES RESOLUTION DURING ODP LEG 179). KARACHI - SINGAPORE. 04.05-16.06.1998. Ed. by ERNST R. FLUEH and CHRISTIAN REICHERT. 1998. 337 pp. In English
- 73 THOMAS RICHTER
SEDIMENTARY FLUXES AT THE MID-ATLANTIC RIDGE: SEDIMENT SOURCES, ACCUMULATION RATES, AND GEOCHEMICAL CHARACTERISATION. 1998. IV, 173 + 29 pp. In English with German summary
- 74 BARBARA MARIA SPRINGER
MODIFIKATION DES BODENNAHEN STRÖMUNGSREGIMES UND DIE DEPOSITION VON SUSPENDIERTEM MATERIAL DURCH MAKROFAUNA. 1999. 112 pp. In German
- 75 SABINE JÄHMLICH
UNTERSUCHUNGEN ZUR PARTIKELDYNAMIK IN DER BODENGRENZSCHICHT DER MECKLENBURGER BUCHT. 1999. 139 pp. In German
- 76 WOLFRAM W. BRENNER
GRUNDLAGEN UND ANWENDUNGSMÖGLICHKEITEN DER MIKRO-ABSORPTIONSPHOTOMETRIE FÜR ORGANISCH-WANDIGE MIKROFOSSILIEN. 1998. 141 pp. In German with English summary
- 77 SUSAN KINSEY
TERTIARY BENTHIC FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY AND PALAEOECOLOGY OF THE HALTEN TERRACE, NORWAY. 1999. 145 pp. In English with German summary
- 78 HEIDI DOOSE
REKONSTRUKTION HYDROGRAPHISCHER VERHÄLTNISSE IM CALIFORNIENSTROM UND IM EUROPÄISCHEN MITTELMEER ZUR BILDUNGSZEIT ORGANISCH KOHLENSTOFFREICHER SEDIMENTE. 1999. 111 pp. + app. In German with English summary