

INHALTSVERZEICHNIS

KURZFASSUNG / ABSTRACT

1	EINLEITUNG.....	1
1.1	Allgemeine Einführung in die Thematik	1
1.2	Problemstellung und Ziel der Arbeit.....	2
1.3	Stand der Forschung.....	3
2	BESCHREIBUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES.....	6
2.1	Die Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet	6
2.2	Ozeanographische Bedingungen im Südatlantik	8
2.3	Die Vegetation auf dem südafrikanischen Kontinent	11
2.4	Natürliche Erdölvorkommen im nordöstlichen Südatlantik	13
3	BESCHREIBUNG DER UNTERSUCHTEN SEDIMENTKERNE.....	14
3.1	ODP-Proben aus dem Kongo- und dem Angola-Becken.....	14
3.2	Nord-Süd-Transekt am südwestafrikanischen Kontinentalrand	15
4	WISSENSCHAFTLICHE GRUNDLAGEN	17
4.1	Biomarker mariner Sedimente als Klimaindikatoren	17
4.1.1	<i>Alkenone - Basis zur Bestimmung von</i>	
	<i>Oberflächenwassertemperaturen</i>	18
4.1.2	<i>Diole und Ketole.....</i>	19
4.1.3	<i>Sterole - Herkunftsindikatoren für organisches Material</i>	19
4.1.4	<i>Taraxerol – ein spezifischer Biomarker für Mangroven?.....</i>	21
4.1.5	<i>Langkettige n-Alkane und n-Alkohole als Bestandteile der Blattwache</i> <i>höherer Pflanzen.....</i>	21
4.2	Kohlenstoffisotopenverhältnisse als Herkunftsindikatoren.....	22
5	METHODISCHER TEIL	26
5.1	Allgemeine Vorgehensweise	26
5.2	Probenbezeichnung	27
5.3	Probennahme, -lagerung und -vorbereitung	27
5.4	Probenaufarbeitung.....	28
5.4.1	<i>Trocknung und Homogenisierung.....</i>	28
5.4.2	<i>Ultraschallextraktion der Sedimentproben.....</i>	28
5.4.3	<i>Interne Standardisierung der Gesamtextrakte.....</i>	28
5.4.4	<i>Abtrennung der in n-Hexan unlöslichen Komponenten.....</i>	28
5.4.5	<i>Säulenchromatographische Trennung des Bitumens</i>	29
5.4.6	<i>Säulenchromatographische Trennung der NSO-Fraktion.....</i>	30
5.4.7	<i>Harnstoffadduktion</i>	30
5.4.8	<i>Trimethylsilylierung der Heterokomponentenfraktionen.....</i>	31
5.5	Qualitative und quantitative Analyse.....	31
5.5.1	<i>Bestimmung der Elementparameter.....</i>	31
5.5.2	<i>Gaschromatographische Analytik.....</i>	32
5.5.3	<i>Gaschromatographisch-massenspektrometrische Analytik</i>	32
5.5.4	<i>Bestimmung der Kohlenstoffisotopenverhältnisse</i>	33
5.5.5	<i>Identifizierung und Quantifizierung der Biomarker</i>	34
5.6	Berechnung relevanter Parameter	37
5.6.1	<i>Abbauraten des organischen Materials</i>	37
5.6.2	<i>Durchschnittliche Kettenlänge und Bevorzugung der n-Alkane</i>	38
5.6.3	<i>Erhaltungsgrad terrigener Wachskomponenten</i>	39
5.6.4	<i>Oberflächenwassertemperaturen</i>	39

6	ERGEBNISSE UND DISKUSSION - KONGO-BECKEN	41
6.1	Untersuchungen im Zeitintervall von 2 Ma bis heute	41
6.1.1	<i>Altersstratigraphie</i>	41
6.1.2	<i>Elementgehalte – Aussagen über Paläoproduktivität und Erhaltung</i> ...	41
6.1.3	<i>Lipidzusammensetzung</i>	47
6.2	Untersuchung der Sedimente aus dem Spätquartär.....	50
6.2.1	<i>Rekonstruktion der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen</i>	50
6.2.2	<i>Aussagen über die Paläoproduktivität und die Erhaltung des organischen Materials</i>	53
6.2.3	<i>Herkunft des organischen Materials</i>	56
6.3	Untersuchungen im Zeitintervall von 510 bis 370 ka	61
6.3.1	<i>Rekonstruktion der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen</i>	61
6.3.2	<i>Paläoproduktivität und Erhaltung des organischen Materials</i>	62
6.3.3	<i>Herkunft des organischen Materials</i>	65
6.4	Zusammenfassung - Kongo-Becken	69
7	ERGEBNISSE UND DISKUSSION - ANGOLA-BECKEN	71
7.1	Untersuchung des Zeitintervalls von 700 ka bis heute.....	71
7.1.1	<i>Altersstratigraphie</i>	71
7.1.2	<i>Aussagen über Paläoproduktivität und Erhaltung</i>	71
7.2	Untersuchung der Sedimente aus dem Spätquartär.....	75
7.2.1	<i>Altersstratigraphie</i>	75
7.2.2	<i>Rekonstruktion der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen</i>	75
7.2.3	<i>Paläoproduktivität und Erhaltung des organischen Materials</i>	77
7.2.4	<i>Herkunft des organischen Materials</i>	79
7.3	Zeitscheibe OIS 10 bis 13	85
7.3.1	<i>Altersstratigraphie</i>	85
7.3.2	<i>Rekonstruktion der Paläooberflächenwassertemperaturen</i>	86
7.3.3	<i>Herkunft des organischen Materials</i>	88
7.4	Zusammenfassung – Angola-Becken.....	91
8	ERGEBNISSE UND DISKUSSION - NORD-SÜD-TRANSEKT	92
8.1	Altersstratigraphie	92
8.2	Paläooberflächenwassertemperaturen	92
8.3	Variationen im terrigenen Eintrag und in der marinen Produktivität	93
8.4	Fossile Kohlenwasserstoffe in Sedimenten am südwestafrikanischen Kontinentalrand	98
8.5	Kohlenstoffisotopenverhältnisse – Hinweise auf Änderungen der Vegetation	102
8.6	Zusammenfassung.....	105
9	SYNTHESE DER ERGEBNISSE	106
9.1	Rekonstruktion der Paläooberflächenwassertemperaturen – Globales oder regionales Signal?.....	106
9.2	CaCO ₃ , TOC, TS – Wechselspiel zwischen Produktivität und Erhaltung.....	109
9.3	Langkettige <i>n</i> -Alkane als Indikatoren für Vegetationsänderungen.....	113
9.3.1	<i>Abschätzung des Anteils an C₄-Pflanzen anhand der Kohlenstoffisotopenverhältnisse</i>	114
9.3.2	<i>Abschätzung des Anteils an C₄-Pflanzen anhand der ACL-Werte</i>	116
9.3.3	<i>Abschätzungen der marinen und terrestrischen Anteile unter Berücksichtigung des Eintrags von C₄-Pflanzen</i>	119
10	ZUSAMMENFASSUNG	125

11	LITERATUR	128
12	ANHANG.....	I

WER NICHT AN WUNDER GLAUBT,
IST KEIN REALIST.

(N. BOHR)

VORWORT

Als ich diese Arbeit im Herbst 1997 begann, ahnte ich weder etwas von den Ausmaßen, die sie am Ende annehmen, noch von dem Streß, den sie zu Beginn des „neuen Jahrtausends“ verursachen würde. An dieser Stelle sei deshalb allen ganz herzlich gedankt, die mich und diese Doktorarbeit in den vergangenen drei Jahren unterstützt und begleitet haben.

Mein besonderer Dank gilt meinem Betreuer, Herrn Prof. Dr. Jürgen Rullkötter, dessen wissenschaftliche Führung zusammen mit einer großen Menge an Vertrauen und Freiheit maßgeblich zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen hat. Sein Verständnis und seine Hilfe bei Problemen jeglicher Art machten ihn zu einem wirklichen Doktorvater für mich. „Großvater“ dieser Doktorarbeit ist Prof. Geoffrey Eglinton, dem ich für seine ständige Diskussionsbereitschaft und den unerschöpflichen Ideenreichtum ganz herzlich danken möchte. Many thanks for the inspiration and the endearing personality! Herrn Prof. Dr. Hans-Jürgen Brumsack danke ich für die Übernahme des Korreferats.

Auf fachlicher Ebene bedanke ich mich außerdem bei Jens Holtvoeth, Eleonora Uliana, Enno Schefuß, Britta Jahn und Dr. Lydie Dupont für die fruchtbaren „ODP-Diskussionen“ sowie bei Marcus Lipinski und Dr. Rolf Wehausen für die Einführung in die anorganische Geochemie. Darüberhinaus gebührt mein großer Dank all meinen Kolleginnen und Kollegen für die angenehme Arbeitsatmosphäre, anregende Gespräche und die gemeinsamen Unternehmungen. Die Chemie in dieser wunderbaren Arbeitsgruppe stimmt! Besonders bedanken möchte ich mich bei Kai Mangelsdorf für die Unterstützung bei den GC/MS-Analysen, Claus Köller für die Hilfe bei der Auseinandersetzung mit der EDV und Thomas Möhring für seine gute Laune. Stellvertretend für alle „meine HiWis“ möchte ich mich bei Florian Rommerskirchen für die Zuverlässigkeit und die Versorgung mit Keksen ganz herzlich bedanken.

Dies gilt auch für die Leute, die die Schokolade „erfunden“ haben. Dank der finanziellen Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Studienstiftung des deutschen Volkes konnte ich sie mir immer leisten. Ebenso sei meinen Eltern an dieser Stelle für ein sorgenfreies Studium gedankt. Und natürlich möchte ich mich bei meiner WG und meinen Freunden und Freundinnen für das Daumendrücken bedanken.

Zu guter Letzt: Lieben ist wie das Leben – nur mit einem kleinen i. Du, liebster Jochen, bist mein i-Tüpfelchen, ohne das diese Arbeit undenkbar gewesen wäre. 1000 Dank!

ABBILDUNGSVERZEICHNIS (LEGENDE IN GEKÜRZTER FORM)

Abbildung 1	Ausgewählte Bohrlokationen des ODP Leg 175 (●) und verschiedener „METEOR“-Fahrten (GeoB; ◆) vor der Küste Südwestafrikas	2
Abbildung 2	Mittlerer atmosphärischer Luftdruck (mbar) in der Region des Südatlantiks	7
Abbildung 3	Oberflächenwasserströmungen im Südatlantik	8
Abbildung 4	Hauptauftriebsgebiete entlang der südwestafrikanischen Küste	9
Abbildung 5	Strömungssystem im Angola-Becken	10
Abbildung 6	Schematische Darstellung der natürlichen Vegetation auf dem afrikanischen Kontinent	12
Abbildung 7	Schematische Darstellung der Lithostratigraphie der ODP-Bohrungen 1075A und 1079A	14
Abbildung 8	Kohlenstoffisotopenzusammensetzung in unterschiedlichen natürlichen Umgebungen	23
Abbildung 9	Vereinfachtes Schema der Aufarbeitung	26
Abbildung 10	Repräsentatives Gaschromatogramm einer Aliphatenfraktion	35
Abbildung 11	Repräsentatives Gaschromatogramm einer trimethylsilylierten NSO-Fraktion	36
Abbildung 12	Ausschnitt eines repräsentativen Gaschromatogramms einer trimethylsilylierten Neutralfraktion	37
Abbildung 13	Darstellung (a) der Gehalte an organischem Kohlenstoff und (b) der Gesamtschwefelgehalte in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter	42
Abbildung 14	Darstellung (a) der TOC/TS Verhältnisse und (b) der Erhaltungsgrade des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) der Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter	43
Abbildung 15	Darstellung (a) der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff und (b) der Karbonatgehalte und (c) Kalziumgehalte (Jahn et al., 1999) der Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter	45
Abbildung 16	Vergleich der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff mit den Kalziumgehalten in den Sedimenten der Bohrung 1075A und 1079A	46
Abbildung 17	Darstellung (a) der Gehalte an Kalziumkarbonat, (b) der Kalzium/Strontium- und (c) der Barium/Aluminium-Verhältnisse in ausgewählten Sedimentproben der ODP Bohrung 1075A	46
Abbildung 18	<i>n</i> -Alkanverteilungen in ausgewählten Sedimentproben aus der ODP-Bohrung 1075A über einen Zeitraum von ca. 2 Ma	48
Abbildung 19	Kohlenstoffisotopenverhältnisse der <i>n</i> -Alkane in Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit von der Kohlenstoffzahl	49
Abbildung 20	Vergleich der Oberflächenwassertemperaturen im Bereich des Kongo-Fächers (a) ODP-Bohrung 1075A (b) GeoB-Kern 1008-3	51

Abbildung 21	Jahrestemperaturverlauf der Oberflächenwassertemperaturen an der Lokation der ODP-Bohrung 1075A	51
Abbildung 22	Darstellung (a) der Gehalte an organischem Kohlenstoff und (b) der Gesamtschwefelgehalte in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	53
Abbildung 23	Darstellung (a) der TOC/TS Verhältnisse und (b) der Erhaltungsgrade des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	54
Abbildung 24	Darstellung der 5α -Cholestan- 3β -ol/Cholest-5-en- 3β -ol-Verhältnisse in den Sedimenten der Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	55
Abbildung 25	Darstellung (a) der anhand des $U^{k'}_{37}$ berechneten Oberflächenwassertemperaturen, (b) der Summenkonzentration von 5α -Cholestan- 3β -ol und Cholest-5-en- 3β -ol und (c) der Dinosterol-Konzentrationen in Abhängigkeit vom Sedimentalter in Sedimenten der Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	57
Abbildung 26	Darstellung der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen (a) und Vergleich der Kalziumkarbonatgehalte, (b) mit den Summenkonzentrationen der $C_{37:3}$ - und $C_{37:2}$ -Methylketone in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	58
Abbildung 27	Terrigene Biomarker (ODP-Bohrung 1075A) in Abhängigkeit vom Sedimentalter: (a) Summenkonzentration von n - $C_{27}H_{56}$, n - $C_{29}H_{60}$, n - $C_{31}H_{64}$ und n - $C_{33}H_{68}$ (b) Summenkonzentration von n - $C_{24}H_{49}OH$, n - $C_{26}H_{53}OH$, n - $C_{28}H_{57}OH$ und n - $C_{30}H_{61}OH$ und (c) Taraxerol-Konzentration (260 bis 0 ka)	59
Abbildung 28	Paläooberflächenwassertemperaturen (ODP-Bohrung 1075A) in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)	62
Abbildung 29	Darstellung (a) der Gehalte an organischem Kohlenstoff und (b) der Gesamtschwefelgehalte in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)	63
Abbildung 30	Darstellung (a) der TOC/TS Verhältnisse und (b) der Erhaltungsgrade des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)	63
Abbildung 31	Darstellung der 5α -Cholestan- 3β -ol/Cholest-5-en- 3β -ol-Verhältnisse in den Sedimenten der Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)	64
Abbildung 32	Marine Parameter (ODP-Bohrung 1075A) in Abhängigkeit vom Sedimentalter: (a) anhand des $U^{k'}_{37}$ berechnete Oberflächenwassertemperaturen (b) Summenkonzentrationen von 5α -Cholestan- 3β -ol und Cholest-5-en- 3β -ol und (c) Dinosterol-Konzentrationen	65
Abbildung 33	Darstellung der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen (a) und Vergleich der Kalziumkarbonatgehalte (b) mit den Summenkonzentrationen der $C_{37:3}$ - und $C_{37:2}$ -Methylketone in den	

	Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)	66
Abbildung 34	Darstellung der Summenkonzentration der C ₃₀ - und C ₃₂ -Ketole in Relation zur Summenkonzentration der C _{37:3} - und C _{37:2} -Methylketone (a) sowie der C ₃₀ - und C ₃₂ -Diole (b) in Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A (510 bis 370 ka)	67
Abbildung 35	Terrigene Biomarker (ODP-Bohrung 1075A) in Abhängigkeit vom Sedimentalter: (a) Summenkonzentration von <i>n</i> -C ₂₇ H ₅₆ , <i>n</i> -C ₂₉ H ₆₀ , <i>n</i> -C ₃₁ H ₆₄ und <i>n</i> -C ₃₃ H ₆₈ , (b) Summenkonzentration von <i>n</i> -C ₂₄ H ₄₉ OH, <i>n</i> -C ₂₆ H ₅₃ OH, <i>n</i> -C ₂₈ H ₅₇ OH und <i>n</i> -C ₃₀ H ₆₁ OH und (c) Taraxerol-Konzentration (510 bis 370 ka)	68
Abbildung 36	Darstellung (a) der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff (umgerechnet in Kalziumkarbonatgehalte), (b) der Gehalte an organischem Kohlenstoff und (c) der Kohlenstoffisotopenverhältnisse des organischen Materials in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter	72
Abbildung 37	Vergleich der Gehalte an organischem Kohlenstoff (a) mit den Gesamtschwefelgehalten (b) und den Erhaltungsgraden des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter	74
Abbildung 38	Rekonstruierte Paläooberflächenwassertemperaturen (a) für die Bohrung 1079A (b) in Relation zum Kern 1016-3	76
Abbildung 39	Jahrestemperaturverlauf der Oberflächenwassertemperaturen an der Lokation der ODP-Bohrung 1079A	77
Abbildung 40	Darstellung (a) der Gehalte an organischem Kohlenstoff, (b) der Gesamtschwefelgehalte und (c) der Erhaltungsgrade des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	78
Abbildung 41	Darstellung (a) der 5 α -Cholestanol/Cholest-5-en-3 β -ol-Verhältnisse und (b) der 24-Methyl-5 α -cholest-22-en-3 β -ol/24-Methylcholesta-5,22-dien-3 β -ol-Verhältnisse in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	78
Abbildung 42	Oberflächenwassertemperaturen (a) und Karbonatgehalte (b) in Relation zu den Summenkonzentrationen der C _{37:3} - und C _{37:2} -Alkenone in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter	80
Abbildung 43	Darstellung der Oberflächenwassertemperaturen (ODP-Bohrung 1079A) in Relation zu den (Summen-)Konzentrationen mariner Sterole im Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	82
Abbildung 44	Terrigene Biomarker in Abhängigkeit vom Sedimentalter: Summenkonzentration der langkettigen <i>n</i> -Alkane (a) und <i>n</i> -Alkohole (b) in den Sedimenten der Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (0-260 ka)	83
Abbildung 45	Darstellung der durchschnittlichen Kettenlänge der langkettigen <i>n</i> -Alkane (a) im Vergleich mit den <i>n</i> -C ₃₁ H ₆₄ / <i>n</i> -C ₂₉ H ₆₀ -Verhältnissen	

	(b) und den HPA-Indices (c) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	84
Abbildung 46	Darstellung der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen (a) im Vergleich mit den Taraxerol-Konzentrationen (b) in den Sedimenten der Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)	85
Abbildung 47	Darstellung der Paläooberflächenwassertemperaturen (a) im Vergleich mit den Gehalten an organischem (b) und anorganischem Kohlenstoff (c) und den Summenkonzentrationen der C _{37:3} - und C _{37:2} -Alkenone (d) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (500 bis 300 ka)	87
Abbildung 48	Konzentrationen mariner Biomarker in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (etwa 500 bis 300 ka): (a) Summenkonzentration von Brassicasterol und Brassicastanol, (b) Summenkonzentration von Cholesterol und Cholestanol, (c) Konzentration von Dinosterol und Summenkonzentration der C ₃₀ - und C ₃₂ -Diole (d) und Ketole (e)	89
Abbildung 49	Konzentrationen terrestrischer Biomarker und davon abgeleitete Parameter in Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (500 bis 300 ka)	90
Abbildung 50	Darstellung der Massenakkumulationsraten ausgewählter mariner und terrestrischer Biomarker an den fünf Lokationen des Nord-Süd-Transektiv (Sauerstoffisotopenstadien 1 und 2)	95
Abbildung 51	Darstellung der Massenakkumulationsraten ausgewählter mariner und terrestrischer Biomarker an den fünf Lokationen des Nord-Süd-Transektiv (Sauerstoffisotopenstadien 5 und 6)	96
Abbildung 52	Verteilungen und Kohlenstoffisotopenverhältnisse der <i>n</i> -Alkane in den Sedimenten des Nord-Süd-Transektiv (fünf Lokationen in vier verschiedenen Zeitscheiben)	98
Abbildung 53	Repräsentatives Massenfragmentogramm (MID-Modus; m/z 191,2) ohne Überprägung durch fossile Kohlenwasserstoffe	100
Abbildung 54	Repräsentatives Massenfragmentogramm (MID-Modus; m/z 191,2) mit Überprägung durch fossile Kohlenwasserstoffe	100
Abbildung 55	Gaschromatogramme je einer repräsentativen Addukt- und Nonadduktfraktion	103
Abbildung 56	Veranschaulichung des Pyritisierungsgrades anhand der Fe-, TOC- und TS-Gehalte der Sedimente aus den Bohrungen 1075A und 1079A	111
Abbildung 57	Umrechnung der gewichteten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus <i>n</i> -C ₂₉ H ₆₀ , <i>n</i> -C ₃₁ H ₆₄ und <i>n</i> -C ₃₃ H ₆₈ in prozentuale Anteile von C ₄ -Pflanzen am gesamten terrestrischen Material für die spätquartären Sedimentproben aus dem Kongo- und dem Angola-Becken (ODP-Bohrungen 1075A und 1079A)	115
Abbildung 58	Transformation der ACL ₂₇₋₃₃ -Werte in Anteile an C ₄ -Pflanzen innerhalb der terrigenen Einträge	117
Abbildung 59	Pollendaten (Dupont et al. 1999) im Vergleich mit den ACL ₂₇₋₃₃ -Indices	118

Abbildung 60	TOC-Gehalte in Relation zu den $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten der Sedimentproben aus dem Kongo- und dem Angola-Becken (ODP Bohrungen 1075A und 1079A) innerhalb der letzten 260 ka	120
Abbildung 61	Variation der anhand der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte ermittelten prozentualen Anteile des marinen organischen Materials in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A (< 260 ka) in Abhängigkeit vom Sedimentalter im Vergleich mit den TOC-Gehalten und den ACL_{27-33} -Werten, anhand derer der Eintrag der C_4 -Pflanzen abgeschätzt wurde	122
Abbildung 62	Variation der anhand der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte ermittelten prozentualen Anteile des marinen organischen Materials in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A (< 260 ka) in Abhängigkeit vom Sedimentalter im Vergleich mit den TOC-Gehalten und den ACL_{27-33} -Werten, anhand derer der Eintrag der C_4 -Pflanzen abgeschätzt wurde	123
Abbildung 63	Foto der Sedimente des Nord-Süd-Transektivs (GeoB-Kerne)	XXV
Abbildung 64	Ausgewählte Strukturen, chemische Namen sowie Abkürzungen langkettiger Alkenone und deren Methylester	XXVIII
Abbildung 65	Strukturen verschiedener Grundgerüste und Seitenketten von Steroidalkoholen	XXIX
Abbildung 66	Strukturen und Bezeichnungen ausgewählter Hopanoide	XXX
Abbildung 67	Strukturen ausgewählter pentazyklischer Triterpenoide	XXX

TABELLENVERZEICHNIS (*Legende in verkürzter Form*)

Tabelle 1	Allgemeine Angaben zu den untersuchten ODP-Bohrungen	15
Tabelle 2	Allgemeine Angaben zu den untersuchten GeoB-Kernen	15
Tabelle 3	Ausgewählte klimarelevante Biomarker und ihre Haupteintragsquellen	17
Tabelle 4	Kohlenstoffisotopenverhältnisse des organischen Materials und der langkettigen <i>n</i> -Alkane unterschiedlicher Herkunft	25
Tabelle 5	Beispielhafte ausführliche und verkürzte Probenbezeichnungen	27
Tabelle 6	Übersicht über die ausgewählten Ionen für die MID-Messungen	33
Tabelle 7	Oberflächenwassertemperaturen [°C] der untersuchten Sedimentproben des Nord-Süd-Transektivs	92
Tabelle 8	Vergleich der durchschnittlichen Kohlenstoff- und Schwefelgehalte der Sedimente aus dem Kongo- und dem Angola-Becken (Mittelwert der letzten 260 ka)	109
Tabelle 9	Vergleich der Eisengehalte der Sedimente aus dem Kongo- und dem Angola-Becken	110
Tabelle 10	Abschätzung des C ₄ -Pflanzen-Anteils anhand der gewichteten δ ¹³ C-Werte aus <i>n</i> -C ₂₉ H ₆₀ , <i>n</i> -C ₃₁ H ₆₄ und <i>n</i> -C ₃₃ H ₆₈	115
Tabelle 11	Abschätzung des C ₄ -Pflanzen-Anteils anhand der δ ¹³ C-Werte von <i>n</i> -C ₃₃ H ₆₈	116
Tabelle 12	Durchschnittswerte des prozentualen C ₄ -Pflanzen-Anteils der vergangenen 260 ka, als Gesamtwert sowie getrennt nach warmen und kalten Zeitabschnitten	117
Tabelle 13	Bestimmung der prozentualen Anteile des marinen und terrestrischen organischen Materials in den Sedimenten des Angola-Beckens (ODP-Bohrung 1079A) anhand des konventionellen binären Mischungsmodells	119
Tabelle 14	Bestimmung der prozentualen Anteile des terrestrischen und marinen organischen Materials in den Sedimenten des Angola-Beckens (ODP-Bohrung 1079A; < 260 ka) nach Schneider (1991) und Mariotti et al. (1991, links) sowie in dieser Arbeit (rechts)	121
Tabelle 15	Bestimmung der prozentualen Anteile des terrestrischen und marinen organischen Materials in den Sedimenten des Kongo-Beckens (ODP-Bohrung 1075A; < 260 ka) nach Schneider (1991) und Mariotti et al. (1991, links) sowie in dieser Arbeit (rechts)	123
Tabelle 16	Untersuchte Proben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken) mit Probenbezeichnungen, Teufen, Sedimentationsraten und Alter	II
Tabelle 17	Pauschalparameter der Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)	V
Tabelle 18	Konzentrationen mariner Biomarker und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)	VIII

Tabelle 19	Konzentrationen der langkettigen <i>n</i> -Alkane (Zahlen entsprechen der Anzahl der Kohlenstoffatome) in µg/g Sed für Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)	X
Tabelle 20	Konzentrationen terrestrischer Biomarker und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)	X
Tabelle 21	Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des gesamten organischen Materials (C_{org}) und der langkettigen <i>n</i> -Alkane ($n-C_{xx}H_{2(xx)+2}$) in ‰ für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)	XII
Tabelle 22	Untersuchte Proben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken) mit Probenbezeichnungen, Teufen, Sedimentationsraten und Alter	XIII
Tabelle 23	Pauschalparameterdaten der Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)	XV
Tabelle 24	Konzentrationen mariner Biomarker und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)	XVII
Tabelle 25	Konzentrationen mariner Sterole und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)	XIX
Tabelle 26	Konzentrationen terrestrischer Biomarker und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)	XXI
Tabelle 27	Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des gesamten organischen Materials (C_{org}) und der langkettigen <i>n</i> -Alkane ($n-C_{xx}H_{2(xx)+2}$) in ‰ für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)	XXIII
Tabelle 28	Elementgehalte ausgewählter Sedimentproben der ODP-Bohrungen 1075A (Kongo-Becken) und 1079A (Angola-Becken)	XXIV
Tabelle 29	Untersuchte Proben der GeoB-Kolbenlotkerne mit Probenbezeichnungen, Teufen (Intervall), Sedimentationsraten und Alter	XXV
Tabelle 30	Pauschalparameterdaten der Sedimentproben der GeoB-Kerne (Nord-Süd-Transekt)	XXVI
Tabelle 31	Oberflächenwassertemperaturen und Massenakkumulationsraten mariner Biomarker [$g \cdot cm^{-2} \cdot ka^{-1}$] der Sedimentproben der GeoB-Kerne	XXVI
Tabelle 32	Massenakkumulationsraten terrestrischer Biomarker [$g \cdot cm^{-2} \cdot ka^{-1}$] und Verhältnisparameter der Sedimentproben der GeoB-Kerne	XXVII
Tabelle 33	Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des gesamten organischen Materials (C_{org}) und der langkettigen <i>n</i> -Alkane ($n-C_{xx}H_{2(xx)+2}$) in ‰ für die Sedimentproben der GeoB-Kerne	XXVII
Tabelle 34	Übersicht über die verschiedenen Diole und Ketole	XXVIII
Tabelle 35	Vereinfachte und systematische Namen ausgewählter Sterole	XXIX

ABKÜRZUNGEN

ACL	Average Chain Length (durchschnittliche Kettenlänge)
FID	Flammenionisationsdetektor
EA	Elementaranalysator
GC	Gaschromatographie
GeoB	Geosciences Bremen (Institut für Geowissenschaften, Universität Bremen)
HBI	Highly Branched Isoprenoid (Hochverzweigter Isoprenoid-Kohlenwasserstoff)
HI	Hydrogen Index (Wasserstoffindex)
HPA	Higher Plant Alcohol (Alkohole höherer Landpflanzen)
ID	Innendurchmesser
Inj.	Injektion
InjSTD	Injektionsstandard
Irm-MS	Isotope Ratio Monitoring – Mass Spectrometry (Isotopen-MS)
ISTD	Interner Standard
ITCZ	Inner Tropical Convergence Zone (Innertropische Konvergenzzone)
KAS	Kaltaufgabesystem
LGM	Last Glacial Maximum (letztes glaziales Maximum)
MAR	Massenakkumulationsrate
mbsf	meters below seafloor (Teufe)
mbsl	meters below sea level (Wassertiefe)
mcd	meters composite depth (korrigierte Teufe)
MPLC	Medium Pressure Liquid Chromatography
MS	Massenspektrometrie
MSTFA	N-Methyl-N-trimethylsilyltrifluoracetamid
NSO	Heterokomponenten
ODP	Ocean Drilling Program (Internationales Tiefseebohrprogramm)
OIS	Oxygen Isotope Stage (Sauerstoffisotopenstadium)
OM	Organisches Material
OMZ	Oxygen Minimum Zone (Sauerstoffminimumzone)
POM	Partikuläres organisches Material
RFA	Röntgenfluoreszenzanalyse
SST	Sea Surface Temperature (Oberflächenwassertemperaturen)
TC	Total Carbon (Gesamtkohlenstoffgehalt)
TIC	Total Inorganic Carbon (Gehalt an anorganischem Kohlenstoff)
TOC	Total Organic Carbon (Gehalt an organischem Kohlenstoff)
TS	Total Sulfur (Gesamtschwefelgehalt)
WMA	Weighted Mean <i>n</i> -Alkanes (gewichteter Mittelwert der <i>n</i> -Alkane)
XRF	X-Ray Fluorescence (Röntgenfluoreszenz)

KURZFASSUNG

Die vorliegende Arbeit faßt die Ergebnisse geochemischer Untersuchungen von Tiefseesedimenten entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrandes zusammen. Die Bestimmung von Elementgehalten und von Konzentrationen einer Vielzahl mariner und terrestrischer Biomarker wurde genutzt, um paläoklimatische und paläoozeanographische Bedingungen im Untersuchungsgebiet in verschiedenen Zeitabschnitten zu rekonstruieren.

Hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC; max. 5%) weisen auf einen hohen Eintrag an organischem Material hin. Die Gesamtschwefelgehalte (TS) sind ebenfalls außerordentlich hoch (max. 4%). Geringe TOC/TS- und hohe Stanol/Stenol-Verhältnisse sprechen für eine gute Erhaltung des organischen Materials insbesondere in den Sedimenten im Angola-Becken. Der intensive mikrobielle Abbau von organischem Material induziert eine starke Karbonatlösung. In den Hauptauftriebsgebieten im Süden betragen die Karbonatgehalte bis zu 85%, während nördlich des Walfisch-Rückens nur maximal 25% bestimmt wurden. Die Sedimente aus dem Kongo-Becken sind durch extrem geringe Karbonatgehalte (durchschnittlich 2% über einen Zeitraum von 2 Ma) charakterisiert. In den Glazialen deuten hohe TOC-Gehalte zusammen mit schwereren Kohlenstoffisotopenverhältnissen des organischen Materials auf eine verstärkte marine Produktivität hin.

Die anhand des Unsättigungsgrades der C₃₇-Methylketone berechneten Oberflächenwassertemperaturen (SST) reflektieren überwiegend die globalen Glazial/Interglazial-Zyklen. Allerdings wurden hohe SST-Werte zum Teil auch in den Kaltzeiten bestimmt. Das Sauerstoffisotopenstadium 11 fällt weder durch besonders hohe absolute Temperaturen noch durch eine extrem lange warme Phase auf.

Neben erhöhten Konzentrationen der marinen Biomarker (z.B. Sterole) sprechen gleichzeitig erhöhte Konzentrationen der langkettigen *n*-Alkane und *n*-Alkohole für einen verstärkten terrigenen Eintrag während der Kaltzeiten. Anhand der durchschnittlichen Kettenlänge (ACL) der *n*-Alkane wurden die Anteile an C₄-Pflanzen innerhalb der terrestrischen Fraktion abgeschätzt. In den Sedimenten aus dem Angola-Becken betragen diese maximal 30% und haben damit einen signifikanten Einfluß auf die Isotopensignatur des gesamten organischen Materials. Die ACL-Werte scheinen nur im Spätquartär Änderungen der Vegetation auf dem südafrikanischen Kontinent zu reflektieren. In den älteren Sedimenten variieren sie im Zusammenhang mit anderen klimatischen Parametern wie z.B. der Temperatur.

ABSTRACT

This thesis summarizes the results of geochemical investigations of deep sea sediment samples from the SW African continental margin. Elemental parameters as well as the amounts of marine and terrestrial biomarkers were used to reconstruct the variations of paleoenvironmental conditions in the study area during different time intervals.

A high downward flux of organic material under areas of high productivity led to organic carbon contents (TOC) up to 5% in the investigated sediment samples. Increased degradation of organic matter by microbial sulfate reduction is indicated by high sulfur contents (TS). Elevated ratios of stanols to stenols reflect low oxygen concentrations in the water column and in the sediments. Together with high TOC/TS ratios they point to an enhanced preservation of organic matter. The varying carbonate concentrations reflect changes in biological production of calcareous material, dilution by noncalcareous components, and carbonate dissolution fueled by oxidation of organic matter. The sediments from the main upwelling regions in the south consist mainly of carbonate (up to 85%), whereas the sediments north of the Walvis Ridge contain less than 25% carbonate. Carbonate concentrations are extremely low in sediments from the Congo Basin (average of the last 2 Myr is 2%). During glacials high TOC contents together with a heavier stable carbon isotopic composition of the organic matter points to an increased marine productivity.

Alkenone derived paleosea surface temperatures (SST) reflect global glacial/interglacial cycles. In some cases high sea surface temperatures were determined for glacial periods (e.g. oxygen isotope stages 12 and 6). The observed SST values do not support the theory that oxygen isotope stage 11 (OIS 11) was the warmest and/or the longest interglacial of the past 500 kyr.

Elevated concentrations of marine biomarkers (e.g. sterols) during glacial intervals indicate an increased marine productivity. Besides that high amounts of long-chain *n*-alkanes and *n*-alkanols point to an enhanced terrigenous supply of organic matter during cold and arid stages. On the basis of the average chain length (ACL) of the *n*-alkanes the contributions of C₄ plants were estimated. In late Quaternary sediments from the Angola Basin the values reach 30% of the terrestrial fraction and can therefore have a significant influence on the carbon isotopic composition of the bulk organic material. The ACL values do not reflect changes in vegetation in older sediments. Other climatic factors (e.g. temperatures) seem to be more important.

1 Einleitung

1.1 Allgemeine Einführung in die Thematik

Ein mengenmäßig außerordentlich kleiner Teil des globalen Kohlenstoffkreislaufs ist seit einigen Jahren in den Blickpunkt des öffentlichen Interesses gerückt. Im Zusammenhang mit dem Treibhauseffekt wird der Einfluß des Kohlendioxidgehalts in der Atmosphäre diskutiert. Die Ozeane spielen eine bedeutende Rolle im Kohlenstoffkreislauf, da der CO_2 -Partialdruck hauptsächlich durch die Fixierung von Kohlendioxid im marinen Phytoplankton reduziert wird („biological pumping“). Aber erst das Absinken des organischen Materials in tiefere Wasserschichten verhindert einen weiteren Austausch des Kohlendioxids im Oberflächenwasser mit der Atmosphäre. Die Ablagerung des Kohlenstoffs in Sedimenten („biological dumping“) verringert den CO_2 -Partialdruck in der Atmosphäre und somit auch den Treibhauseffekt. Dieser Prozeß ist besonders effektiv in Gebieten mit hoher Bioproduktivität, wie sie Auftriebsregionen an den westlichen Kontinentalrändern darstellen. Die erhöhte Primärproduktion ist verbunden mit hohen Sedimentationsraten, die die Erhaltung von organischem Material begünstigen.

Die in Küstennähe abgelagerten kohlenstoffreichen Sedimente enthalten aber auch terrigene Signale, die das Klima und die Vegetation auf dem benachbarten Kontinent reflektieren. Die Variationen der marinen und terrestrischen Einträge erlauben Rückschlüsse auf paläoklimatische und paläoozeanographische Bedingungen. Es ist daher notwendig, die Anteile dieser beiden Eintragsquellen abzuschätzen. Die Analyse von Tiefseesedimenten ermöglicht dies über lange geologische Zeiträume mit einer hohen zeitlichen Auflösung.

Für derartige Rekonstruktionen eignet sich neben der Anwendung pauschaler physikalischer und chemischer Parameter besonders die Untersuchung von molekularen Biomarkern („biogeochemischen Fossilien“), da diese oftmals bestimmten Organismen oder Organismengruppen zugeordnet werden können. Dies ist unter Umständen auch dann der Fall, wenn durch geochemische oder geothermische Prozesse die charakteristische Molekülstruktur der Biomarker verändert wurde. Mit Hilfe der Biomarker ist es daher möglich, spezifische Informationen über die Herkunft und die Erhaltung des organischen Materials zu gewinnen.

1.2 Problemstellung und Ziel der Arbeit

Klimabedingte Veränderungen des Eintrags von organischem Material in die Sedimente am südwestafrikanischen Kontinentalrand sollten durch die Anwendung unterschiedlicher organisch-geochemischer Parameter verfolgt werden. Gegenstand der Untersuchungen waren vor allen Dingen die langkettigen *n*-Alkane und *n*-Alkohole als terrigene Biomarker sowie die langkettigen Methylketone, Diole, Ketole und ausgewählte Sterole als Indikatoren des marinen Eintrags. Neben den Absolutkonzentrationen dieser Biomarker waren auch die molekularen und pauschalen Kohlenstoffisotopenverhältnisse von entscheidender Bedeutung für die Rekonstruktion paläoklimatischer und paläoozeanographischer Bedingungen.

Im Mittelpunkt der Untersuchungen standen Sedimentproben aus den Bohrungen 1075A und 1079A, die während der Bohrfahrt 175 des Ocean Drilling Program im östlichen Südatlantik (Abbildung 1) abgeteuft wurden. Das Gebiet um die Bohrung 1075A wird durch den Süßwassereintrag des Kongo, saisonalen Auftrieb an der Küste und ozeanische Wassermassen beeinflusst. Die hier abgelagerten Sedimente sollten daher Informationen über Klimaveränderungen sowohl auf dem Kontinent als auch im Ozean enthalten. Die Bohrung 1079A wurde dagegen mit dem Ziel abgeteuft,

Informationen über die marine Hintergrundsedimentation zu erhalten. Ihre Lage im Angola-Becken wurde so ausgewählt, daß sie zwischen den Hochproduktivitätsgebieten im Norden (flußinduzierter Auftrieb) und Süden (ganzjähriger windinduzierter Auftrieb) gelegen ist.

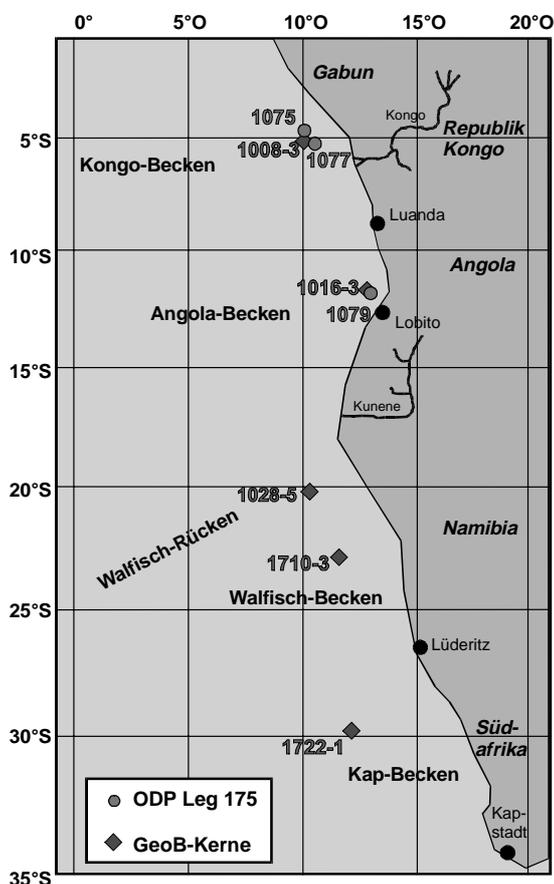


Abbildung 1 Ausgewählte Bohrlokationen des ODP Leg 175 (●) und verschiedener „METEOR“-Fahrten (GeoB; ◆) vor der Küste Südwestafrikas

Zusätzlich wurden Sedimente von fünf Kernen untersucht, die während verschiedener „METEOR“-Fahrten entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrandes gewonnen wurden. Das Untersuchungsgebiet umfaßt einen Nord-Süd-Transekt von etwa 6°S (Kongo-Fächer) bis etwa 30°S (Kap-Becken). Das Hauptziel der Untersuchungen bestand in einem Vergleich von Biomarker- und Pollenanalysen, anhand derer die Art und Menge des terrestrischen organischen Materials (insbesondere von C₄-Pflanzen) bestimmt wurde. Es wurden jeweils 4 Sauerstoffisotopenstadien (OIS) beprobt: die Interglaziale OIS 1 (ca. 3 ka) und OIS 5 (ca. 123 ka) und die glazialen Stadien OIS 2 (ca. 18 ka) und OIS 6 (ca. 135 ka).

Ältere Zeitintervalle wurden anhand der Sedimente der beiden ODP-Bohrungen 1075A und 1079A studiert. Besonderes Interesse galt dem OIS 11, das sich in Bezug auf die klimasteuernden Orbitalparameter nur wenig von der aktuellen Warmzeit unterscheidet (Berger und Loutre, 1991). Ein besseres Verständnis der klimatischen Bedingungen im OIS 11 könnte damit Szenarien für das Holozän und die Zukunft liefern.

1.3 Stand der Forschung

Der Südatlantik ist schon seit langem Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. Bereits von 1925-1927 fand eine Expedition mit dem Forschungsschiff „METEOR“ statt, in deren Verlauf ein dichtes Netz an ozeanographischen und biologischen Daten gewonnen wurde (z.B. Hentschel, 1936). Zahlreiche Studien in der Folgezeit verbesserten den Kenntnisstand über die Strömungsverhältnisse, das Auftriebsgeschehen und die Primärproduktion im südlichen Atlantik. Zum heutigen Stand der Forschung haben die Untersuchungen im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 261 „Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen“ an der Universität Bremen entscheidend beigetragen (Zusammenfassung der Ergebnisse u.a. in Fischer und Wefer, 1999; Wefer et al., 1996).

Das Untersuchungsgebiet entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrandes umfaßt eines der fünf größten Auftriebsgebiete der Erde, in dem die Produktivitätsraten $180 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ übersteigen (Berger, 1989). In küstennahen Ablagerungsräumen enthalten die unter diesen Hochproduktivitätsgebieten abgelagerten Sedimente außerdem fluviatil oder äolisch eingetragenes terrestrisches Material. Anhand von meeresbiologischen, palynologischen und geochemischen Parametern faßten Dupont et al. (1999) die heutigen Vorstellungen über die Entwicklungen während des Spätquartärs wie folgt zusammen:

In Übereinstimmung mit globalen Klimarekonstruktionen waren die regionalen klimatischen Bedingungen im Sauerstoffisotopenstadium (OIS) 6 überwiegend durch kältere Temperaturen und geringere Niederschläge als heute gekennzeichnet. Infolgedessen waren große Teile des tropischen Afrikas mit Trockenwäldern und Graslandschaften bedeckt. Relativ humide Bedingungen in den Substadien 6d und 6b hatten einen erhöhten Süßwassereintrag in den östlichen Südatlantik in diesen Zeitabschnitten zur Folge. Im Gegensatz dazu führte ein reduzierter Flußeintrag in den ariden Substadien 6e, 6c und 6a zu hohen Salz- und Nährstoffgehalten und damit verbunden zu einer hohen marinen Produktivität unter ozeanischen Bedingungen. Infolge des Meeresspiegelanstiegs am Übergang zum Stadium 5 kam es zur Ausbreitung von Mangroven-Sümpfen. Der tropische Regenwald erreichte in den humiden Intervallen 5e, 5c und 5a seine maximale Ausdehnung und wurde während der kühleren Abschnitte 5d und 5b durch Berg-Regenwälder zurückgedrängt. Erhöhte Niederschlagsmengen auf dem Kontinent (insbesondere im Stadium 5e) hatten einen verstärkten Süßwassereintrag in den östlichen Südatlantik zur Folge. Geringere Niederschlagsmengen im OIS 4 führten wiederum zu einem reduzierten Flußeintrag, höheren Nährstoffgehalten und einer erhöhten marinen Produktivität. Mit dem Sinken des Meeresspiegels verschwanden die Mangroven-Sümpfe. Die Vegetation auf dem afrikanischen Kontinent war durch offene Wälder und Graslandschaften dominiert und änderte sich kaum in den beiden folgenden Sauerstoffisotopenstadien. Extrem kalte und trockene Bedingungen werden für das letzte Glazial (OIS 2) angenommen. Hohe Nährstoffgehalte in Verbindung mit niedrigen Temperaturen im Oberflächenwasser führten zu einer erhöhten marinen Produktivität im OIS 2. Die klimatischen Bedingungen im Holozän (OIS 1) sind in etwa mit denen während des Stadiums 5e vergleichbar.

Die variierenden Anteile des marinen und terrestrischen Eintrags wurden in einer Vielzahl von Arbeiten quantitativ abgeschätzt. Auf der Grundlage der stabilen Kohlenstoffisotopenverhältnisse des sedimentierten organischen Materials ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) berechneten Westerhausen et al. (1993) den Anteil des terrigenen Kohlenstoffs auf 20% bis 60% in Sedimenten des östlichen äquatorialen Atlantiks. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte wurden dazu auf eine einheitliche Temperatur des Oberflächenwassers und auf eine einheitliche Wassertiefe normiert, während die Anteile von C_4 -Pflanzen unberücksichtigt blieben. Diese können aber in dem Untersuchungsgebiet bis zu 16% des gesamten organischen Materials betragen (Wagner, 2000). Ebenfalls unter Vernachlässigung des C_4 -Pflanzen-Anteils kam Schneider (1991) zu der Schlußfolgerung, daß der marine organische Kohlenstoffgehalt in spätquartären

Sedimenten aus dem Kongo-Fächer zwischen 0,5% und 3% schwankt, während der Gehalt an terrigenem organischem Kohlenstoff relativ konstant 0,5% bis 1,0% beträgt. Dies steht im Widerspruch zu den deutlich erhöhten Pollenakkumulationsraten während der Glaziale (Dupont et al., 1999). Erhöhte Konzentrationen von langkettigen *n*-Alkanen und *n*-Alkoholen weisen ebenfalls auf einen verstärkten terrigenen Eintrag während der Kaltzeiten hin (Wilkens, 1997). Die Analyse der Lipide in Sedimenten aus dem Angola-Becken zeigt, daß die verstärkte Paläoproduktivität im Zeitraum vom OIS 4 bis zum OIS 2 mit erhöhten Konzentrationen sowohl mariner als auch terrestrischer Biomarker einhergeht (Hinrichs et al., 1999). Für denselben Zeitraum ermittelten Müller et al. (1994) hohe Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnisse (C/N), die auf organisches Material aus terrigenen Quellen hindeuten. Erhöhte C/N-Verhältnisse treten gemeinsam mit schweren Kohlenstoffisotopenverhältnissen des gesamten organischen Materials auf. Die Variation der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte wird in diesem Fall auf Änderungen der Kohlendioxidkonzentration im Oberflächenwasser zurückgeführt.

Eine Reihe von Studien sowohl im marinen als auch im terrestrischen Milieu (z.B. Hodell, 1993; Howard und Prell, 1992; Tzedakis et al., 1997) führte zu der Schlußfolgerung, daß das Sauerstoffisotopenstadium 11 das längste und wärmste Interglazial der letzten 500 ka war. Oppo et al. (1990) und Raymo et al. (1990) fanden außerdem Hinweise darauf, daß während des OIS 11 ein verstärkter Zustrom nordatlantischen Tiefenwassers in den südlichen Ozean auftrat. Nach Morley (1989) war sogar das gesamte Strömungssystem polwärts verschoben und trug damit zu einer Erwärmung der polaren und subpolaren Wassermassen bei. Infolgedessen kam es während dieses Zeitraums zu einer erhöhten Produktivität der Coccolithophoren im Vergleich mit den Diatomeen. Während in flachen Wassern und hohen Breiten mehr Karbonat gebildet wurde, verringerte sich die Karbonat-Ablagerung im Tiefenwasser der niedrigen und mittleren Breiten (Droxler et al., 1996). Diese drastischen Veränderungen der Karbonat-Akkumulation könnten Änderungen des ozeanischen und atmosphärischen Kohlendioxid-Niveaus zur Folge gehabt haben.

Wagner und Dupont (1999) untersuchten den Glazial/Interglazial-Zyklus der Sauerstoffisotopenstadien 12 und 11 unter Anwendung organisch-geochemischer und palynologischer Parameter. Die Ergebnisse und Interpretationen sind denen für die spätquartären Glazial/Interglazial-Zyklen (OIS 6/5 bzw. OIS 2/1) sehr ähnlich.

2 Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Die Windsysteme im Untersuchungsgebiet beeinflussen direkt die Oberflächenströmungen im Südatlantik. Änderungen der ozeanographischen Bedingungen wiederum steuern über das Auftriebsgeschehen die marine Primärproduktion (Peterson und Stramma, 1991; Schell, 1968; Shannon und Nelson, 1996). In Tiefseesedimenten wird neben diesem marinen Signal zusätzlich der fluviatile und äolische terrestrische Eintrag dokumentiert. Die folgenden Kapitel sollen die heutigen Bedingungen im Untersuchungsgebiet in Bezug auf die Vegetation auf dem südafrikanischen Kontinent, die ozeanographischen Bedingungen im Südatlantik und die Windverhältnisse in den Tropen und Subtropen der Südhemisphäre veranschaulichen.

2.1 Die Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet

Die Winde an der südafrikanischen Küste werden im wesentlichen durch die Lage des Hochdrucksystems über dem Südatlantik (antizyklonische Bewegung) und das saisonal auftretende Tiefdruckgebiet über dem Kontinent bestimmt (Abbildung 2). Im südlichen Sommer (Dezember bis März) befindet sich der Kern des subtropischen Hochdruckgebietes (mit etwas mehr als 1021 mbar) etwa bei 32°S, 5°W. In den Wintermonaten (Juni bis September) steigt der Luftdruck auf etwa 1025 mbar, und die Position des Hochs ist um ca. 800 km in nordwestliche Richtung verschoben (27°S, 10°W). Trotz dieses höchsten Luftdrucks im Winter ist die Druckdifferenz zwischen dem südatlantischen Hoch und dem Tief über Südafrika im Sommer am größten. Aus diesem Grunde sind die Winde entlang der südwestafrikanischen Küste und das damit verbundene Auftriebsgeschehen in den Sommermonaten stärker (siehe folgendes Kapitel).

Das globale Windsystem in den Tropen und Subtropen ist durch das Auftreten von Passat-Winden gekennzeichnet. Die Intensität der NO-Passate auf der Nordhalbkugel variiert entgegengesetzt zur Stärke der SO-Passate der südlichen Hemisphäre. Die dazwischen befindliche Innertropische Konvergenzzone (ITCZ), die sich durch reduzierte Windgeschwindigkeiten auszeichnet, verlagert sich dementsprechend mit den Jahreszeiten. Während sie im Nordsommer aufgrund starker SO-Passate ihre nördlichste Position einnimmt, verlagert sich die ITCZ aufgrund verstärkter NO-Passate im Nordwinter nach Süden (z.B. Dupont, 1999).

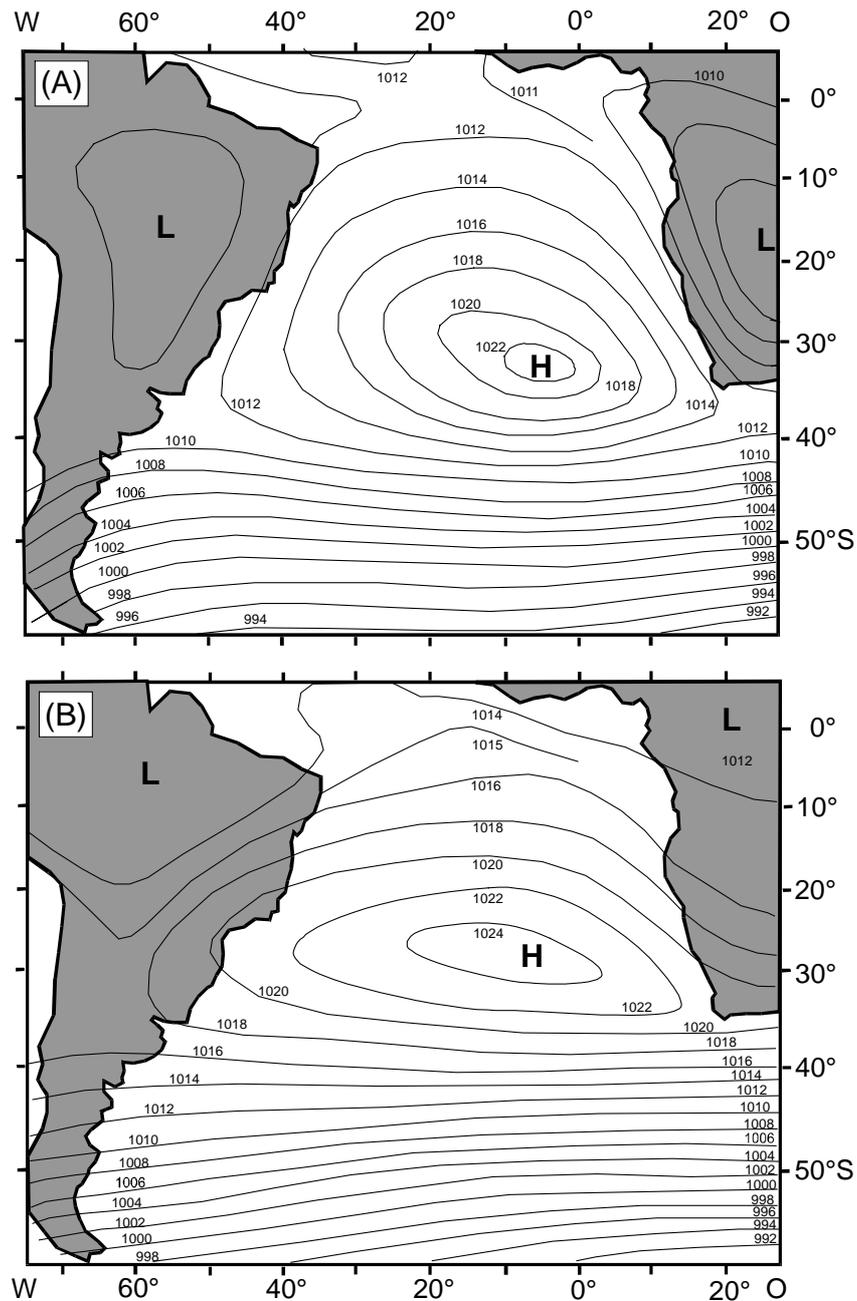


Abbildung 2 Mittlerer atmosphärischer Luftdruck (mbar) in der Region des Südatlantiks (A) Januar (entspricht dem südlichen Sommer) und (B) Juli (entspricht dem Winter in der Südhemisphäre) (aus Peterson und Stramma, 1991)

Neben den Passatwinden kontrolliert die Monsun-Zirkulation das Klima in Westafrika. Diese resultiert aus den unterschiedlichen Wärmekapazitäten der Land- und Wassermassen. Während des Nordsommers erwärmt sich der nordafrikanische Kontinent schneller als der angrenzende östliche äquatoriale Atlantik. Die starken Passatwinde der südlichen Hemisphäre wehen über den Äquator hinweg und ändern ihre Richtung von SO nach SW. Der feuchte SW-Monsun dringt weit ins zentrale Afrika vor und führt zu intensiven Niederschlägen über dem Kontinent (deMenocal und Rind, 1993).

2.2 Ozeanographische Bedingungen im Südatlantik

Der Südatlantik zeichnet sich durch ein komplexes Oberflächenstromsystem aus (Abbildung 3) und spielt eine besondere Rolle im Hinblick auf den Wärmehaushalt der Erde. Über das Kap der Guten Hoffnung gelangen mit dem Agulhas-Strom warme Wassermassen aus dem Indischen Ozean in den Südatlantik. Ein Teil davon fließt durch das Zusammentreffen mit dem Südatlantik-Strom über den Agulhas-Rück-Strom in den Indischen Ozean zurück. Ein beträchtlicher Teil geht jedoch in den Benguela-Strom über, der die Wärme in Richtung Norden transportiert und damit ein entscheidendes Glied in der globalen thermohalinen Zirkulation darstellt. Etwa bei 30°S teilt er sich in den nach Norden fließenden küstenparallelen Benguela-Strom und in den nordwestlich gerichteten ozeanischen Benguela-Strom auf. Letzterer geht schließlich in den nach Westen fließenden Südäquatorial-Strom über, der die nördliche Begrenzung des großräumigen antizyklonischen Wirbelsystems im Südatlantik darstellt. Im Westen spaltet sich der Süd-Äquatorial-Strom in den nach Südwesten gerichteten Brasilien-Strom und den nach Nordwesten fließenden Nord-Brasilien-Strom auf. Damit wird im Gegensatz zum üblichen Wärmetransfer aus dem Bereich der Tropen in Richtung der Pole Wärme über den Äquator hinweg transportiert. Neben dem Wärmehaushalt wird dadurch ebenfalls die Wasserbilanz des Nordatlantiks entscheidend beeinflusst.

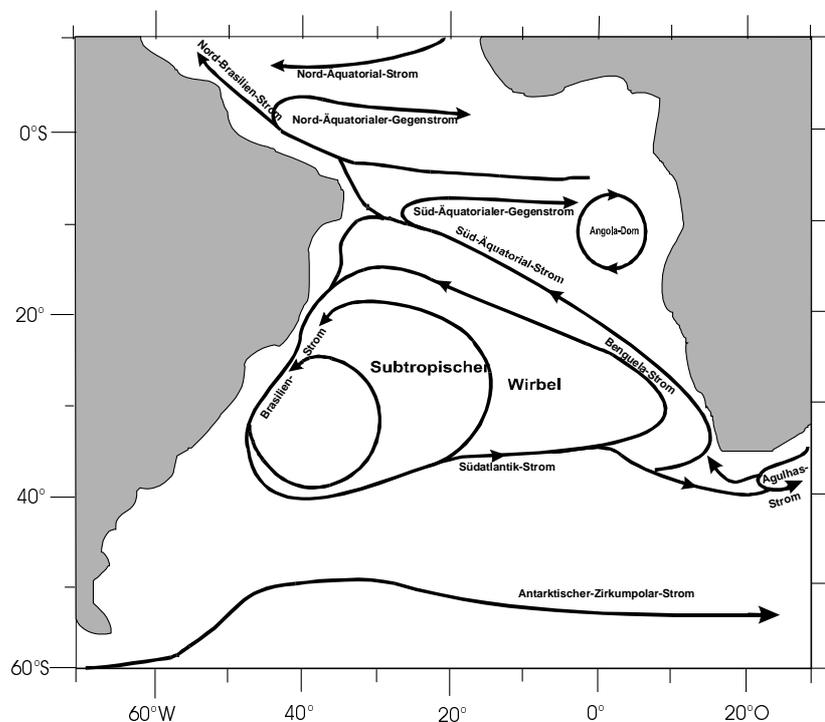


Abbildung 3 Oberflächenwasserströmungen im Südatlantik (nach Peterson und Stramma, 1991)

2 Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Das aus dem Südatlantik entfernte warme Wasser wird durch kalte, nährstoffreiche Wassermassen aus dem Nordatlantik ersetzt. Dies wiederum führt zu einer ungewöhnlich hohen Produktivität im Südatlantik, die in etwa mit der im östlichen tropischen Pazifik und im nördlichen Indischen Ozean vergleichbar ist (Berger, 1989). Die ozeanische Primärproduktion wird unter anderem durch den Nährstoffgehalt der Oberflächenwassermassen, Meeresströmungen und saisonale Winde gesteuert. Aufgrund der vorherrschenden Passatwinde aus Süden bzw. Südosten und der damit verbundenen Ekman-Drift kommt es entlang der südwestafrikanischen Küste zum Auftrieb kalter, nährstoffreicher Wassermassen (Abbildung 4). Die windinduzierten Hauptauftriebs- und damit Hochproduktivitätsgebiete befinden sich während des südlichen Sommers zwischen 26° und 28°S und breiten sich im Winter bis weit in den Norden (16° bis 14°S) aus (Summerhayes et al., 1995).

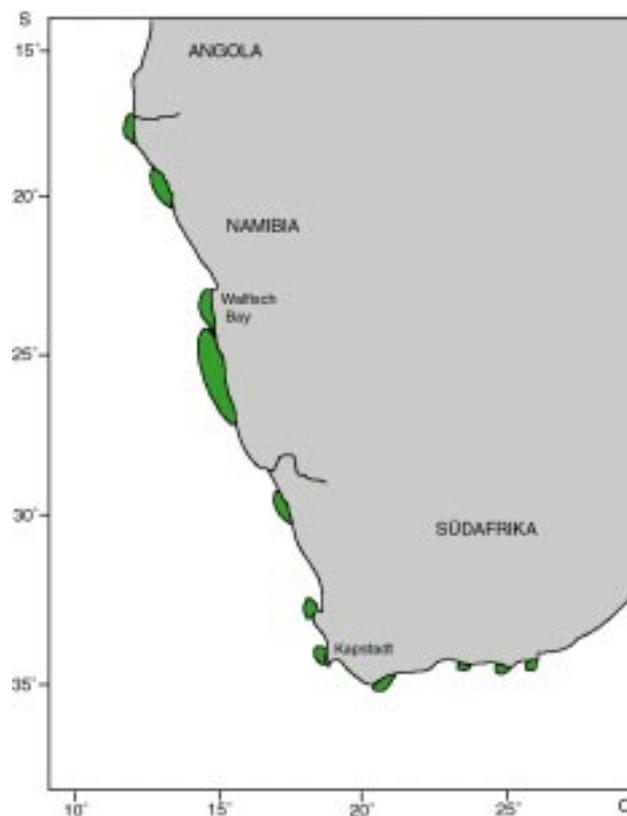


Abbildung 4 Hauptauftriebsgebiete entlang der südwestafrikanischen Küste (Shannon und Nelson, 1996)

Das Oberflächenstromsystem im Angola-Becken ist in die antizyklonische Oberflächenzirkulation im Südatlantik eingebunden (Abbildung 5, Schneider et al., 1995). Unterhalb des Süd-Äquatorial-Stroms (SEC) fließt der Kern des Äquatorial-Unterstroms (EUC) in einer Wassertiefe von etwa 50 bis 100 m in Richtung Osten. Im Gegensatz dazu erreicht der ebenfalls ostwärts fließende Südäquatorial-Gegenstrom

(SECC) bei ca. 10°S die Oberfläche und teilt sich in einen nach Norden fließenden Teilstrom und in den südwärts gerichteten Angola-Strom (AC). Der Hauptstrom des Südäquatorial-Gegenstroms bildet zusammen mit dem Angola-Strom und dem Benguela-Ozean-Strom (BOC) einen zyklonischen Wirbel im Oberflächenwasser. Dessen Zentrum stimmt mit der Position des „Angola-Doms“ überein, der während der Sommermonate auftritt und durch den Auftrieb von kälterem Wasser (18-20°C) gekennzeichnet ist. Im Gegensatz zu dem im Winter bis in das südliche Angola-Becken reichenden, küstennahen windinduzierten Auftrieb handelt es sich hierbei um ozeanischen Auftrieb.

Im Bereich zwischen 15°S und 17°S treffen der kalte Benguela-Küstenstrom (BCC) und der aus Norden kommende, relativ warme Angola-Strom aufeinander, und sie bewirken dadurch die Bildung einer ozeanischen Front. Die Position der in Ost-West-Richtung orientierten Angola-Benguela-Front (ABF) variiert in Abhängigkeit von der Stärke des Südost-Passats. In den Wintermonaten (wenn sich die ITCZ am weitesten im Norden befindet) nimmt die Angola-Benguela-Front ihre nördlichste Position ein.

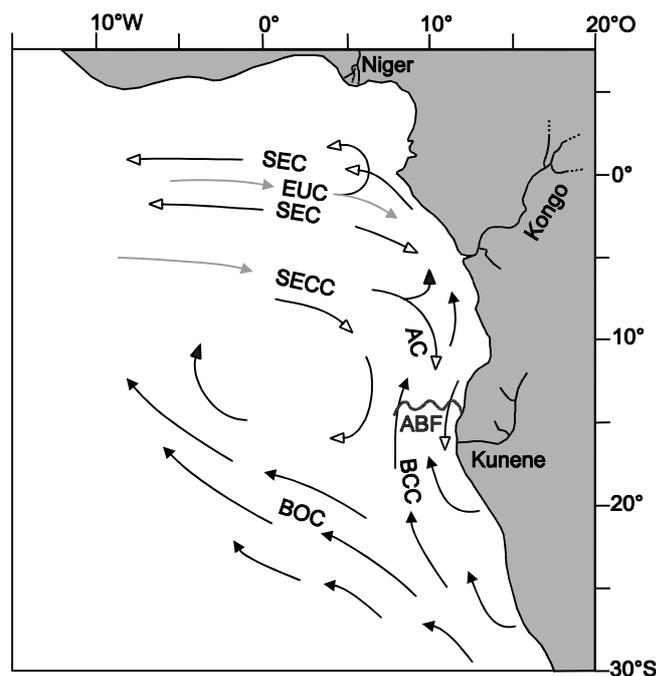


Abbildung 5 Strömungssystem im Angola-Becken (Schneider et al., 1996): AC: Angola-Strom (Angola Current); BCC: Benguela-Küsten-Strom (Benguela Coastal Current); BOC: Benguela-Ozean-Strom (Benguela Oceanic Current); EUC: Äquatorialer Unterstrom (Equatorial Undercurrent); SEC: Südäquatorialstrom (South Equatorial Current); SECC: Südäquatorialer Gegenstrom (South Equatorial Counter Current); ABF: Angola-Benguela-Front; (geschlossene Pfeile entsprechen kalten, offene Pfeile warmen Strömungen)

Südlich der Angola-Benguela-Front (17°S) mündet der Kunene in den Südatlantik. Der jährliche fluviatile Eintrag terrigener Sedimente beträgt hier etwa 15 Millionen Tonnen und wird durch äolisch transportiertes Material aus der Namib-Wüste zusätzlich erhöht.

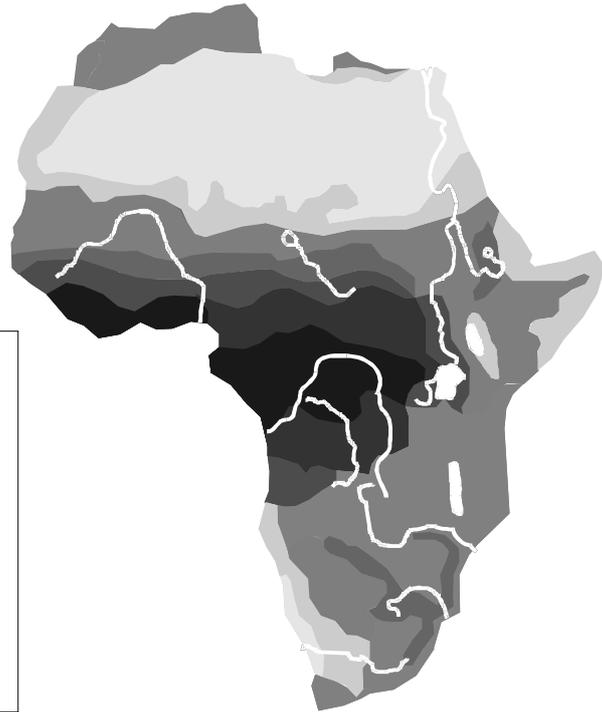
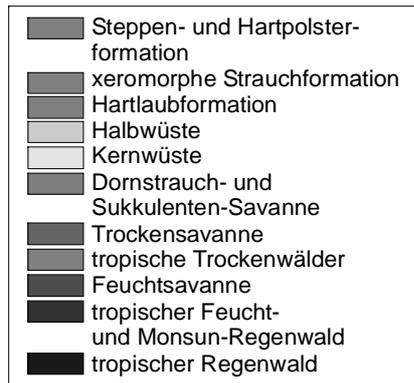
Mit einer Suspensionsfracht von über 40 Millionen Tonnen pro Jahr ist der Kongo der zweitgrößte Fluß Afrikas. Durch seinen Wassereintrag von $40.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ verringert sich die Salinität nahe der Flußmündung auf weniger als 25 ‰, während außerhalb der Frischwasserzone Salzgehalte von über 35 ‰ dominieren (van Bennekom und Berger, 1984). Das ausströmende Flußwasser induziert einen Auftrieb von kälteren und nährstoffreicheren Wassermassen und führt damit zu einer erhöhten Primärproduktion vor der Kongo-Mündung. Mit einem Anteil von 40 bis 60% stellen Diatomeen die Hauptbiomasseproduzenten in dieser Region dar (van Bennekom und Berger, 1984). Die zweitgrößte Gruppe des marinen Phytoplanktons bilden Dinoflagellaten (Dupont et al., 1999).

2.3 Die Vegetation auf dem südafrikanischen Kontinent

Die Vegetationsgürtel auf dem südafrikanischen Kontinent reflektieren die Niederschlagsgradienten über dem Kontinent (Abbildung 6, Diercke, 1993). In weiten Teilen Nordafrikas dominieren aufgrund geringer Niederschläge Wüsten- und Halbwüstenzonen. Südlich davon schließt sich in West-Ost-Richtung ein schmaler Savannen-Gürtel an. Niederschlagsmengen zwischen 1500 und 3000 mm/a führen in der Nähe des Äquators zur Ausbreitung von Feucht-, Monsun- und tropischen Regenwäldern. In manchen Küstenregionen übersteigen die Niederschläge sogar 4000 mm/a. Dort und an Flußläufen treten Mangroven-Sümpfe auf. Im Einzugsgebiet des Kongo herrscht demnach feuchte Baumvegetation vor. Südlich von 20°S dominieren Trocken- und Dornsavanne sowie die Kalahari die Vegetation. An der Südwestküste Afrikas befindet sich die Namib-Wüste mit einer durchschnittlichen Niederschlagsmenge von weniger als 50 mm/a.

Für die Rekonstruktion der Vegetation auf dem afrikanischen Kontinent sind Untersuchungen terrestrischer Sedimente und Ablagerungen in Seen naheliegend (Hoelzmann et al., 1998). Da selbst die längsten Kontinentalbohrungen keinen vollständigen Glazial/Interglazial-Zyklus umfassen, wurden Analysen von Tiefseesedimenten herangezogen, um die Vegetation auch für ältere Zeitabschnitte zu rekonstruieren (Dupont et al., 1999).

(A) 0 ka



(B) 18 ka

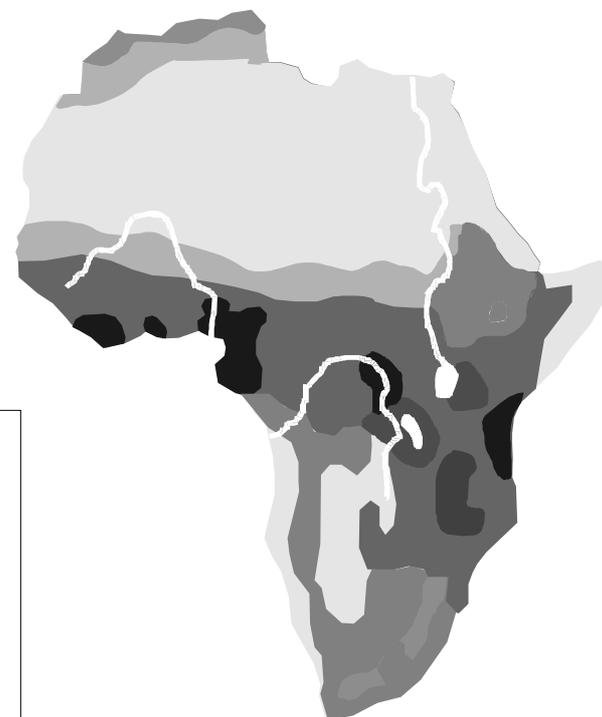
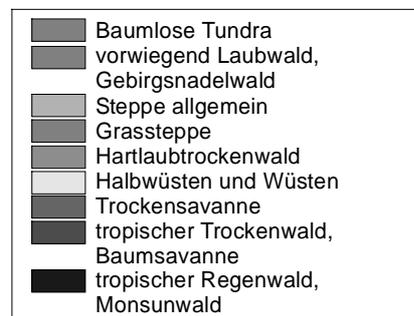


Abbildung 6 Schematische Darstellung der natürlichen Vegetation auf dem afrikanischen Kontinent (A) in der heutigen Warmzeit und (b) während der letzten Eiszeit vor ca. 18 ka (modifiziert aus Diercke, 1988)

2.4 Natürliche Erdölvorkommen im nordöstlichen Südatlantik

Die Erdölvorkommen im Südatlantik umfassen 4,3% der bisher entdeckten Erdölreserven der Erde (Cameron et al., 1999). Mit der Entwicklung neuer Technologien ist die Exploration von Erdöllagerstätten in größeren Wassertiefen stark forciert worden. Von besonderem Interesse sind dabei die Becken am südamerikanischen und am südafrikanischen Kontinentalrand. Durch das Aufbrechen des Urkontinents Pangäa seit dem späten Jura und das Auseinanderdriften der beiden tektonischen Platten wurden die Sedimentbecken separiert. Auf der afrikanischen Seite grenzen sich von Norden nach Süden das Douala-, Gabun-, Kongo-, Cabinda-Angola- und das Namibe-Becken voneinander ab. Geologische Grenzen für dieses System bilden die Vulkanzonen im Norden (Kamerun) und der Walfisch-Rücken im Süden. Im Zusammenhang mit der stratigraphischen und strukturellen Evolution vom späten Jura bis in das Tertiär änderten sich die Ablagerungsbedingungen am südwestafrikanischen Kontinentalrand. Die von Mello et al. (1991) untersuchten brasilianischen und westafrikanischen Erdöle führten zur Zuordnung der Öle und Muttergesteine (untere Kreide bis Tertiär) zu sieben verschiedenen Typen anoxischer Ablagerungsbedingungen. Durch den Einfluß des Kongo tritt im Kongo-Becken der lakustrin-deltaische Mischtyp auf. Im Bereich des Angola-Beckens dominiert der lakustrin-salinare Typ. Etwa 90% der westafrikanischen Erdöle sind mariner Herkunft. Fehlen stratigraphische oder strukturelle Fallen, können diese Erdöle bis an die Sedimentoberfläche gelangen. Natürliche Ölaustritte im Südatlantik wurden bei ca. $0^{\circ}54'S, 7^{\circ}30'O$ und $13^{\circ}36'S, 11^{\circ}30'O$ beschrieben (Hovland und Judd, 1988). Infolgedessen könnten besonders die Sedimente der in dieser Arbeit untersuchten Sedimente aus dem Angola-Becken (ODP-Bohrung 1079A ($11^{\circ}56'S, 13^{\circ}19'O$) und GeoB-Kern 1016-3 ($11^{\circ}46'S, 11^{\circ}41'O$)) davon beeinflusst sein.

3 Beschreibung der untersuchten Sedimentkerne

3.1 ODP-Proben aus dem Kongo- und dem Angola-Becken

Die Bohrungen 1075A und 1079A wurden während der ODP-Fahrt 175 im August 1997 im östlichen Südatlantik abgeteuft (Tabelle 1). Die bioturbirten Sedimente der Bohrung 1075A (vor der Mündung des Kongo in einer Wassertiefe von ca. 3000 m) bilden eine lithostratigraphische Einheit aus grünlich-grauem Ton (Abbildung 7). Sie enthalten hauptsächlich Überreste von Diatomeen sowie variierende Anteile von Nannofossilien, seltenen Silicoflagellaten und in Spuren von Radiolarien und Foraminiferen-Fragmenten. Die kalkigen Mikrofossilien sind nur schlecht erhalten, während die kieseligen nahezu keine Auflösungserscheinungen zeigen. Die ältesten erbohrten Sedimente sind etwa 2 Millionen Jahre alt (Wefer et al., 1998).

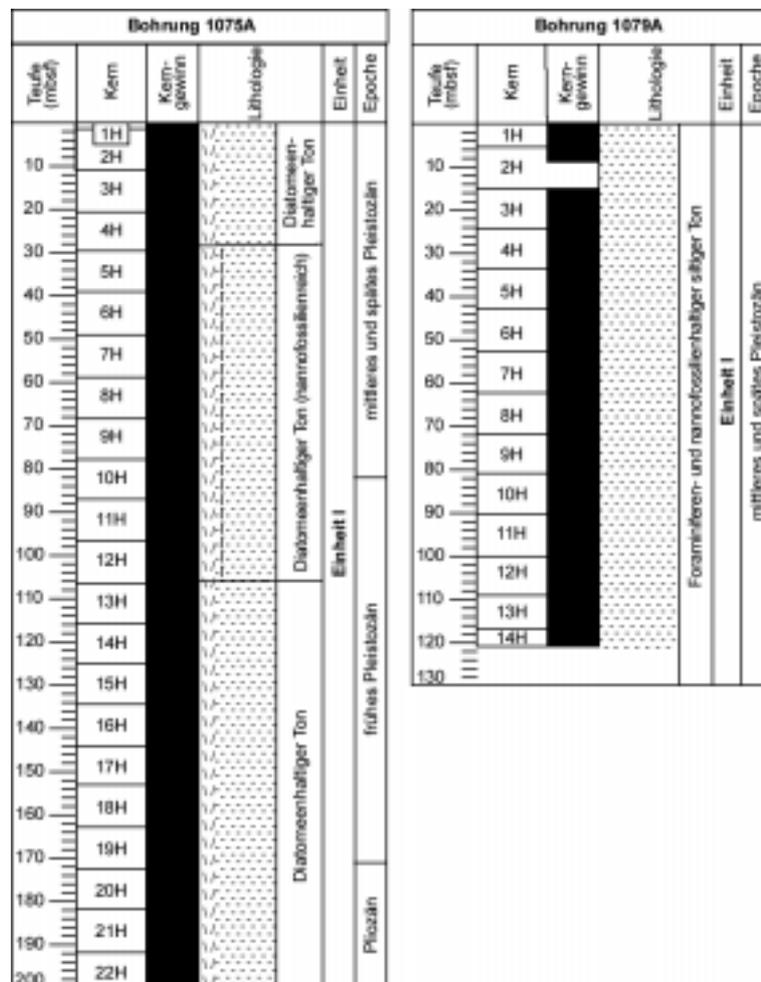


Abbildung 7 Schematische Darstellung der Lithostratigraphie der ODP-Bohrungen 1075A und 1079A (nach Wefer et al., 1998)

Tabelle 1 Allgemeine Angaben zu den untersuchten ODP-Bohrungen

	1075A	1079A
Position	4°47'S, 10°40'O	11°56'S, 13°19'O
Wassertiefe	2995 mbsl	738 mbsl
Maximal erbohrte Sedimenttiefe	201 mbsf	121 mbsf
Maximales Alter der Sedimente	2 Ma	0,7 Ma
Durchschnittliche Sedimentationsrate	10 cm·ka ⁻¹	17 cm·ka ⁻¹

Die Bohrlokation 1079A befindet sich etwa 50 km nördlich von Lobito in einer Wassertiefe von 738 m im Angola-Becken. Die erbohrten Sedimente repräsentieren die vergangenen 700 ka. Sie bilden eine lithostratigraphische Einheit aus überwiegend oliv-grauen, siltigen Tonen, die hauptsächlich gut erhaltene kalkige Nannofossilien und Foraminiferen enthalten (Abbildung 7). Die dominierenden benthischen Foraminiferen sind *Bolivina*-Arten, die auf geringe Sauerstoffkonzentrationen am Meeresboden hinweisen. Oberhalb von 50 mbsf kommen planktonische Foraminiferen häufig, unterhalb von 60 mbsf nur selten vor. Diatomeen, Silicoflagellaten und Radiolarien sind nicht vorhanden (Wefer et al., 1998).

Es gibt zahlreiche Anzeichen für Bioturbation, allerdings sind unterhalb von 80 mbsf auch einige laminierte Siltschichten (1-2 mm) vorhanden. Unterhalb von 90 mbsf und teilweise auch im oberen Kernabschnitt treten weißlich-graue Knollen von 1-2 mm Durchmesser auf. Bei den Untersuchungen der Silt-Komponenten konnten Feldspat-Mineralen nachgewiesen werden, die wahrscheinlich fluviatil über den Kunene oder als äolischer Staub vom Süden des afrikanischen Kontinents in die Sedimente eingetragen wurden (Wefer et al., 1998).

3.2 Nord-Süd-Transekt am südwestafrikanischen Kontinentalrand

Die untersuchten Kolbenlotkerne des Nord-Süd-Transekts wurden während der „METEOR“-Fahrten M 6/6 (Februar 1988) und M 20/2 (Januar 1992) entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrandes gewonnen. Sie repräsentieren die unterschiedlichsten Ablagerungsgebiete (Tabelle 2). Der Kern GeoB 1008-3 stammt aus dem Einflußbereich des Kongo mit dem damit verbundenen flußinduzierten Auftrieb. In unmittelbarer Nähe zur ODP-Bohrung 1079A im Angola-Becken ist die Lokation GeoB 1016-3 gelegen. Die Kolbenlotkerne GeoB 1028-5 und GeoB 1710-3 wurden in Regionen gezogen, die durch ganzjährigen Auftrieb gekennzeichnet sind. Einen typisch marinen Ablagerungsraum repräsentiert der Sedimentkern GeoB 1722-1 im Kap-Becken.

Tabelle 2 Allgemeine Angaben zu den untersuchten GeoB-Kernen

	1008-3	1016-3	1028-5	1710-3	1722-1
Position	6°35'S 10°19'O	11°46'S 11°41'O	20°06'S 09°11'O	23°43'S 11°70'O	29°45'S 11°75'O
Wassertiefe	3124 mbsl	3411 mbsl	2209 mbsl	2988 mbsl	3971 mbsl
Lineare Sedimentationsrate	5,5 cmĪka ⁻¹	4,0 cmĪka ⁻¹	2,6 cmĪka ⁻¹	4,3 cmĪka ⁻¹	1,5 cmĪka ⁻¹

Die unterschiedlichen Ablagerungsräume spiegeln sich deutlich in der Art und der mengenmäßigen Zusammensetzung des sedimentierten Materials wider. An den küstennahen Lokationen mit saisonalem oder ganzjährigem Auftrieb führen hohe Sedimentationsraten zu hohen Gehalten an organischem Kohlenstoff (1% bis 4%). Die südlichste Lokation entspricht mit einer geringen Sedimentationsrate und durchschnittlich 0,2% TOC einem Ablagerungsraum im offenen Ozean.

Die geringsten Karbonatgehalte (Ø 0,9%) weisen die Sedimente des Kerns GeoB 1008-3 auf. Im Angola-Becken sind sie etwa zehnmal höher. Die Sedimente in beiden Kernen sind grau gefärbt (Abbildung 63). Die fast weiße Farbe der Sedimentproben von den drei südlichen Lokationen ist auf die hohen Gehalte an Karbonat (CaCO₃>70%) zurückzuführen.

4 Wissenschaftliche Grundlagen

4.1 Biomarker mariner Sedimente als Klimaindikatoren

Viele Organismen sind in der Lage, die Zusammensetzung ihrer Lipide so zu regulieren, daß sie unter veränderten Umweltbedingungen (z.B. Temperatur, Licht, Salinität, $p\text{CO}_2$) überleben können. Die molekularen Untersuchungen der sedimentierten Biomarker erlauben daher Rückschlüsse auf klimatische Variationen. Ideale Biomarker sollten (1) biologisch spezifisch sein, (2) im Sediment weitgehend erhalten bleiben und (3) weit verbreitet sein.

Die folgende Übersicht (Tabelle 3) gibt einen Überblick über eine Auswahl von Biomarkern, die in den in dieser Arbeit untersuchten Sedimenten bedeutsam sind, und ihre Hauptquellen. Sie weisen ein hohes Potential als Klimaindikatoren auf und werden deshalb in den folgenden Kapiteln eingehender diskutiert.

Tabelle 3 Ausgewählte klimarelevante Biomarker und ihre Haupteintragsquellen

Biomarker	Verbindungs-kategorie	Herkunft	Referenz
C_{27} - bis C_{35} - <i>n</i> -Alkane	Aliphatische Kohlenwasserstoffe	Blattwaxse höherer Landpflanzen	Eglinton und Hamilton, (1967), Kolattukudy (1976)
C_{24} - bis C_{32} - <i>n</i> -Alkohole	Alkohole	Blattwaxse höherer Landpflanzen	Eglinton und Hamilton, (1967), Kolattukudy (1976)
Taraxerol	Pentazyklische Triterpenoide	terrestrisch (Mangroven ?)	Johns et al. (1994) Koch et al.(eingereicht)
C_{28} - bis C_{32} - <i>n</i> -Alkandiole und -ketole	Di-ole Ketole	Blualgen ? Eustigmatophyceae	Morris und Brassell (1988), de Leeuw et al. (1981) Volkman et al. (1992)
C_{37} - bis C_{39} - Alkenone	Ketone	Prymnesiophyceae	Marlowe et al. (1984), Volkman et al. (1980, 1995)
Brassicasterol	Steroid	Diatomeen	Gagosian et al. (1983)
Dinosterol	Steroid	Dinoflagellaten	Boon et al. (1979) Robinson et al. (1984)
Cholesterol	Steroid	Phyto- und Zooplankton	Gagosian und Nigrelli (1979)

4.1.1 Alkenone - Basis für die Bestimmung von Oberflächenwassertemperaturen

Eine Hauptgruppe temperatursensitiver Lipide stellen Serien der geradkettigen C₃₇-C₃₉ di-, tri- und tetra-ungesättigten Methyl- und Ethylketone dar (siehe Abbildung 64). Diese Alkenonserien wurden erstmals als Hauptbestandteile in den Sedimenten des Walfisch-Rückens (Deep Sea Drilling Project (DSDP) Leg 40; (Boon et al., 1978)) beschrieben, obwohl sie in früheren Analysen von DSDP-Sedimenten gaschromatographisch zwar beobachtet, aber nicht strukturell als solche erkannt worden waren. Alkenone sind in marinen Sedimenten aller Ozeane verbreitet und auch in lakustrinen Sedimenten gefunden worden (z.B. Cranwell, 1985).

Die Kettenlänge der Alkenone sowie die Positionen der Doppelbindungen wurden von de Leeuw et al. (1980) aufgeklärt. Zur gleichen Zeit wurden diese Verbindungen in der Coccolithophore *Emiliana huxleyi*, einer weit verbreiteten einzelligen Alge der Familie der Prymnesiophyceae, nachgewiesen (Volkman et al., 1980). Auch in anderen Vertretern dieser Familie sind langkettige Alkenone gefunden worden, und ihre Biosynthese scheint auf diese Familie begrenzt zu sein (Marlowe et al., 1984). Diese Tatsache und die weltweite Verbreitung zumindest bis in die Kreidezeit zurück machen Alkenone zu geeigneten Biomarkern. Zusätzlich tritt die Doppelbindung in der für biologische Verbindungen ungewöhnlichen *E*-Konfiguration auf (Rechka und Maxwell, 1988), was die Alkenone – zusätzlich zu ihrer Kettenlänge - besser als andere ungesättigte aliphatische Verbindungen vor bakteriellem Abbau schützt und damit ihre Erhaltung im Sediment fördert.

Experimente mit Laborkulturen von *E. huxleyi* haben gezeigt, daß der Unsättigungsgrad der langkettigen Alkenone mit abnehmender Temperatur zunimmt (Brassell et al., 1986; Marlowe et al., 1984). Der dadurch verringerte Schmelzpunkt dieser Lipide befähigt den Organismus, die Membranfluidität seiner Zellen auch unter kälteren Bedingungen aufrecht zu erhalten. Prah et al. (1988) haben gezeigt, daß der Unsättigungsgrad der vom Organismus synthetisierten Alkenone sehr schnell auf veränderte Wassertemperaturen reagiert. Weitere Studien mit verschiedenen Vertretern der Familie der Prymnesiophyceae offenbarten lineare Beziehungen zwischen dem Unsättigungsgrad und der Wachstumstemperatur, die in Abhängigkeit vom untersuchten Organismus bzw. vom Sedimentationsraum variieren können (siehe Brassell, 1993). In dieser Arbeit wird die Funktion von Prah et al. (1988) verwendet (siehe Kapitel 5.6.4).

Die berechneten Temperaturen entsprechen näherungsweise Oberflächenwassertemperaturen (**Sea Surface Temperatures, SST**), da die phototrophen Algen wie *E. huxleyi* ihre Lipide innerhalb der photischen Zone synthetisieren. Außerdem ist bei der Korrelation der Unsättigungsgrade der C₃₇-Alkenone mit den Wachstumstemperaturen die Zeit der verstärkten Biosynthese dieser Verbindungen zu berücksichtigen. Diese fällt mit der Hauptfrühjahrsblüte des Phytoplanktons zusammen, wenn die Produktion der Coccolithophoren ihr Maximum erreicht. Die Bestimmung des Alkenon-Unsättigungsgrades in Sedimentabfolgen liefert damit ein Profil der SST in den Frühjahrsmonaten (Brassell, 1993). In einer zusammenfassenden Studie von 149 Oberflächensedimenten aus dem östlichen Südatlantik konnten Müller et al. (1998) allerdings zeigen, daß die Wassertemperaturen auf der Basis der Alkenone im allgemeinen die Jahresdurchschnittstemperaturen zwischen 0 und 10 m Wassertiefe reflektieren.

4.1.2 Diole und Ketole

Die langkettigen Alkandiole und Hydroxy-Alkanone wurden erstmals von de Leeuw et al. (1981) in Extrakten von Sedimenten aus dem Schwarzen Meer beschrieben. Morris und Brassell (1988) isolierten diese Verbindungen später aus einer Blaualgen-Blüte (*Aphanizomenon flos-aquae*) in der Ostsee. In Laborkulturen dieser Cyanobakterien konnten sie allerdings nicht nachgewiesen werden (de Leeuw et al., 1992). Volkman et al. (1992) isolierten C₃₀-C₃₂-Diole aus verschiedenen Mikroalgen der Eustigmatophyceae (Klasse der Chromophyta, zu der auch die Prymnesiophyceae gehören (Tomas, 1997)). Obwohl ihre genaue Herkunft noch ungeklärt ist, können sie marinen Quellen zugeordnet werden. Die Diversität der in Sedimenten gefundenen Diole und Ketole in Bezug auf die Kettenlänge und die Position der funktionellen Gruppen wird aus Tabelle 34 deutlich.

Die häufigsten Verbindungen stellen die C₃₀- und C₃₂-Alkan-1,15-diole und die Alkan-15-on-1-ole dar. Versteegh et al. (2000) fanden in ihren Untersuchungen von vier Sedimentkernen aus unterschiedlichen geographischen Breiten entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrandes, daß das Auftreten von C₂₈-1,14-Diol auf das Gebiet südlich des Walfisch-Rückens beschränkt war. Die Variation der prozentualen Anteile dieses Diols in den Kernen von nördlicheren Lokationen wurde als Indikator für die veränderliche Lage der Angola-Benuela-Front gedeutet. Diese befand sich demnach während des Sauerstoffisotopenstadiums 6.2 nördlich von 11°S (GeoB 1016), aber südlich von 6°S (GeoB 1008).

4.1.3 Sterole - Herkunftsindikatoren für organisches Material

In marinen Sedimenten wurde bisher eine große Vielfalt an Sterolen nachgewiesen, die sich in (1) der Seitenkette (z.B. Methyl-, Ethyl-, Propyl-, Methyliden-, Ethyliden- oder Propylidensubstituenten an C-24; 23,24-Dimethyl- oder 22,23-Methylen-23,24-dimethyl), (2) der Position der Doppelbindung (z.B. Δ^5 , $\Delta^{5,22}$, Δ^7 , $\Delta^{5,7}$, $\Delta^{5,7,22}$, $\Delta^{8(14)}$), (3) der Methylierung am Ringsystem (z.B. an C-4) und (4) der sterischen Konfiguration (z.B. an C-3, C-5, C-24) unterscheiden (Brassell, 1993; siehe Abbildung 65). Die komplexen Sterol-Verteilungen in Sedimenten hängen in erster Linie mit der Vielzahl ihrer biologischen Quellen zusammen. Die Sterole stammen von einer Vielfalt eukaryotischer Organismen, wie z.B. Phytoplankton (u.a. Diatomeen, Dinoflagellaten, Coccolithophoren), Gefäßpflanzen und Zooplankton und umfassen außerdem diagenetisch veränderte Sterole (Mackenzie et al., 1982; Volkman, 1986). In einigen Fällen sind einzelne Sterole auf bestimmte Familien beschränkt, so daß sie als Indikatoren für Sedimenteinträge einer spezifischen biologischen Quelle angesehen werden können. Dazu zählt z.B. Dinosterol, das als Marker für Einträge von Dinoflagellaten gilt (z.B. Boon et al., 1979; Robinson et al., 1984), obwohl es inzwischen auch in Diatomeenkulturen nachgewiesen worden ist (Volkman et al., 1993).

Schwankungen in den Konzentrationsprofilen der marinen Sterole können klimabedingte Änderungen der marinen Produktivität widerspiegeln. Die genauen Ursachen für die Konzentrationsschwankungen können nicht aus den Profilen abgeleitet werden, da sowohl Unterschiede in der Produktivität der konkurrierenden Organismen und im Nährstoffangebot als auch klimatisch beeinflusste Umweltfaktoren in Frage kommen. In Auftriebsgebieten können Produktivitätsänderungen außerdem durch Variationen der Auftriebsintensität hervorgerufen sein. Konzentrationsprofile von Biomarkern können aber auch unabhängig von allgemeinen Produktivitätstrends verlaufen, was verdeutlicht, daß nicht alle Organismen notwendigerweise begünstigt sind, wenn die gesamte Phytoplanktonproduktion erhöht ist.

Steroidalkohole mit einer Doppelbindung an C-5 (Δ^5 -Stenol oder kurz Stenol) stellen den überwiegenden Anteil der biogenen Sterole dar. Zusammen mit ihren gesättigten Analoga (vorwiegend $5\alpha(H)$ -Stanole oder einfach Stanole) machen sie den Hauptanteil des Steroideintrags in Sedimenten aus. Während der frühen Diagenese erhöht sich das Stanol/Stenol-Verhältnis durch die Hydrierung der Δ^5 -Doppelbindung. Diese (mikrobielle) Reduktion findet sowohl im Sediment als auch schon in der Wassersäule unter anaeroben Bedingungen statt (Wakeham, 1989). Schwankungen der

Stanol/Stenol-Verhältnisse können damit Veränderungen der Ablagerungsbedingungen widerspiegeln.

4.1.4 Taraxerol – ein spezifischer Biomarker für Mangroven?

Pentazyklische Triterpenoide kommen in großer Vielfalt in höheren Landpflanzen vor (Pant und Rastogi, 1979). In Mangroven sind bisher u.a. α - und β -Amyrin, Lupeol und Germanicol (Abbildung 67) gefunden worden (Abramson et al., 1973; Ghosh et al., 1985). Taraxerol wurde in größeren Mengen nur in den Blättern der Roten Mangrove (*Rhizophora mangle*) identifiziert (Koch et al., eingereicht). Die Triterpenoid-Verteilungen in den Blättern von *R. mangle* und den Exkrementen einer von den Blättern dieser Pflanze lebenden Landkrabbe weisen große Ähnlichkeiten auf. Die Triterpenoidverteilung im sedimentierten organischen Material sollte daher die Signatur der Mangroven beinhalten können (Wannigama et al., 1981). Diese wird in Sedimenten unter Mangroven-Vegetation allerdings von Taraxerol dominiert (Johns et al., 1994; Koch et al., eingereicht). Obwohl in den Lipiden der meisten bisher untersuchten Mangroven Taraxerol nicht vorhanden ist, scheint dieses Triterpenoid wahrscheinlich einen derartigen Bewuchs anzuzeigen. Zusammen mit Germanicol, Lupeol und den beiden Hauptsteroiden Stigmasterol und Sitosterol wird die Zuordnung zu Mangroven eindeutiger (Strukturen siehe Abbildungen 65 und 67 im Anhang).

4.1.5 Langkettige *n*-Alkane und *n*-Alkohole als Bestandteile der Blattwachse höherer Pflanzen

Die *n*-Alkan-Verteilungen von Organismen zeigen bedeutende Schwankungen: kurzkettige *n*-Alkane sind in vielen Algen vorherrschend, während die Kohlenwasserstoffe in den Blattwachsen höherer Landpflanzen von längerkettigen *n*-Alkanen mit ungerader Kohlenstoffzahl dominiert werden. Bisher wurden nur wenige Fälle dokumentiert, in denen langkettige *n*-Alkane marinen Quellen zugeschrieben werden müssen (Übersicht über die verschiedenen Quellen in Zegouagh et al., 1998). Meist handelt es sich dabei um sehr kalte Ablagerungsgebiete oder quantitativ eher unbedeutende Bestandteile in den untersuchten Organismen. Für den in dieser Arbeit untersuchten küstennahen, tropischen Sedimentationsraum ist eine marine Herkunft der *n*-Alkane wahrscheinlich vernachlässigbar. Eine dritte mögliche Eintragsquelle langkettiger *n*-Alkane sind fossile Kohlenwasserstoffe. Diese würden sich allerdings von rezentem terrestrischem Pflanzenmaterial durch eine deutlich geringere Kohlenstoffzahlbevorzugung abheben.

Die physikalischen Eigenschaften der langkettigen *n*-Alkane (geringe Löslichkeit in Wasser, geringe Flüchtigkeit) sorgen für den Schutz der Pflanzen vor Austrocknung und bakteriellen Angriffen. Sie sind aber auch der Grund dafür, daß die *n*-Alkane unbeschadet über weite Strecken transportiert werden können (z.B. adsorbiert an Staubpartikel). Dadurch wiederum ist es möglich, daß das organische Material mariner Sedimente weitgehend von terrestrischen Quellen dominiert werden kann, obwohl diese tausende Kilometer entfernt liegen. Die Bedeutung des äolischen Transports auf die Zusammensetzung des organischen Materials ist von klimatischen Variablen abhängig. Dazu zählen z.B. die Windstärke und -richtung, die die Effektivität des Windes als Träger äolischer Partikel über lange Distanzen beeinflussen (z.B. Gagosian und Peltzer, 1986).

Die ebenfalls aus den Blattwachsen höherer Landpflanzen stammenden *n*-Alkohole werden im Vergleich mit den *n*-Alkanen beim äolischen Transport stärker abgebaut als bei einem Eintrag dieser Verbindungen über Flüsse (siehe HPA-Index, Kapitel 5.6.3). Die Verteilungen der *n*-Alkohole in den Sedimenten werden häufig durch die langkettigen ($> C_{24}$), geradzahligen Homologen dominiert, die überwiegend terrestrischer Herkunft sind. Seegrass enthält ebenfalls signifikante Anteile an $n-C_{24}H_{49}OH$ und $n-C_{26}H_{53}OH$ (Nichols und Johns, 1985). Die in dieser Pflanze ebenfalls vertretenen kurzkettigen *n*-Alkohole ($\leq C_{20}$) sind typisch für marines organisches Material.

4.2 Kohlenstoffisotopenverhältnisse als Herkunftsindikatoren

Die beiden stabilen Kohlenstoffisotope ^{12}C und ^{13}C kommen in den verschiedenen natürlichen Kompartimenten unterschiedlich häufig vor. Das Verhältnis von ^{13}C zu ^{12}C ändert sich aufgrund kinetischer und thermodynamischer Isotopeneffekte, die zu einer Isotopenfraktionierung führen. Die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung von organischen Verbindungen ist hauptsächlich abhängig von (Hayes, 1993)

- (1) der verwendeten Kohlenstoffquelle (z.B. atmosphärisches Kohlendioxid, gelöstes CO_2 , Hydrogenkarbonat),
- (2) Isotopeneffekten im Zusammenhang mit der Assimilation des Kohlenstoffs (Calvin- (C_3) -Zyklus oder Hatch-Slack- (C_4) -Zyklus) und
- (3) Isotopeneffekten bei der Synthese von Biomasse.

Infolgedessen lassen sich anhand der Kohlenstoffisotopenverhältnisse C_3 - von C_4 -Pflanzen und diese wiederum von marinem organischem Material unterscheiden.

C₃-Pflanzen diskriminieren am stärksten gegenüber ¹²C, so daß ihr organisches Material isotopisch bedeutend leichter als das mariner Organismen ist. C₄-Pflanzen enthalten relativ große Mengen des schweren Kohlenstoffisotops und sind daher durch hohe δ¹³C-Werte charakterisiert (siehe Abbildung 8).

Während der Sedimentation von organischem Material treten durch Vermischung und diagenetische Effekte (z.B. den Verlust von isotopisch leichtem Methan) weitere Änderungen der Kohlenstoffisotopenzusammensetzung auf. All diese Prozesse führen schließlich zu einer Isotopensignatur des organischen Materials in Sedimenten.

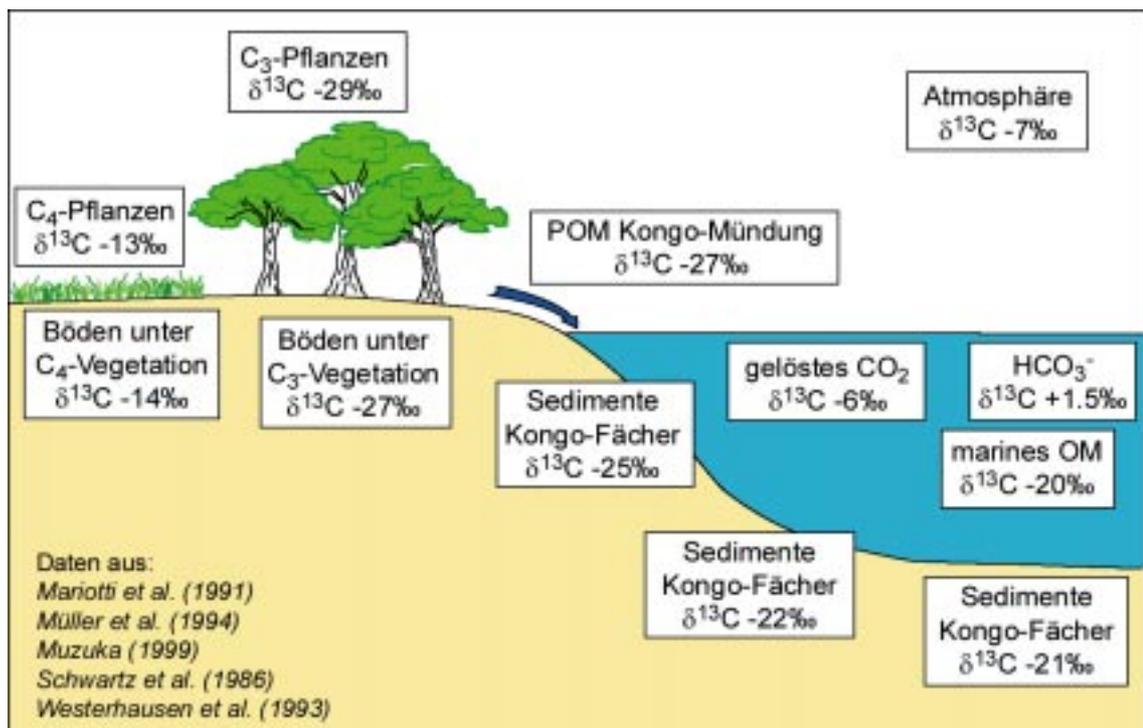


Abbildung 8 Kohlenstoffisotopenzusammensetzung in unterschiedlichen natürlichen Umgebungen

Die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des sedimentierten organischen Materials reflektiert im wesentlichen die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der biologischen Quellen. Die δ¹³C-Werte von marinem Plankton liegen bei warmen Oberflächenwassertemperaturen (>15°C) zwischen -24‰ und -18‰, während für terrigenes organisches Material δ¹³C-Werte von -28‰ bis -26‰ angenommen werden (Fontugne und Duplessy, 1981; Jansen et al., 1984; Mariotti et al., 1991; Sackett, 1989; Schneider et al., 1996). Andere Faktoren wie z.B. die Menge des im Oberflächenwasser gelösten Kohlenstoffs, die Wachstumstemperatur, und -rate oder aber auch Änderungen der Artenzusammensetzung des Phytoplanktons spielen nur eine untergeordnete Rolle (Fontugne und Duplessy, 1981; Nakatsuka et al., 1992).

Mit Hilfe der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte können unter der Annahme eines binären Mischungsmodells die prozentualen Anteile des marinen und terrestrischen Materials berechnet werden. Der Anteil der C_4 -Pflanzen am organischen Material wurde dabei in vielen Untersuchungen als derart gering eingeschätzt, daß ihr Einfluß auf das Kohlenstoffisotopenverhältnis des gesamten organischen Materials als vernachlässigbar angesehen wurde (z.B. Jansen et al., 1984; Mariotti et al., 1991; Schneider et al., 1996).

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = x_{\text{terr}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{terr}} + x_{\text{marin}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{marin}} \quad (4.1)$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$:	$\delta^{13}\text{C}$ des gesamten organischen Materials (gemessen)
x_{terr} ; x_{marin} :	Anteile des terrestrischen und marinen Materials ($x_{\text{terr}} + x_{\text{marin}} = 1$)
$\delta^{13}\text{C}_{\text{terr}}$:	$\delta^{13}\text{C}$ des terrestrischen Materials
$\delta^{13}\text{C}_{\text{marin}}$:	$\delta^{13}\text{C}$ des marinen Materials

Neuere Untersuchungen deuten in verschiedenen Ablagerungsräumen auf einen erheblichen Eintrag von C_4 -Pflanzen hin. Dazu gehören unter anderem der Nordatlantik vor der westafrikanischen Küste (Huang et al., 2000) und der äquatoriale Atlantik (Wagner, 1998; Wagner, 1999; Wagner, 2000; Wagner und Dupont, 1999). Muzuka (1999) fand in Sedimenten vor der Küste Ostafrikas zum ersten Mal $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte, die schwerer als -18‰ waren und damit auf einen signifikanten Beitrag durch C_4 -Pflanzen hindeuteten. Allerdings konnte der Einfluß von Seegras ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte $>-10\text{‰}$, Sackett, 1989) nicht ausgeschlossen werden.

Die Abschätzung der prozentualen Anteile von C_3 - und C_4 -Pflanzen am terrestrischen Material ist ebenfalls aufgrund der Analyse stabiler Kohlenstoffisotopenverhältnisse möglich. Die in den Pflanzen enthaltenen Lipide sind aufgrund der kinetischen Isotopeneffekte bei ihrer Biosynthese deutlich leichter als die gesamte Biomasse. Obwohl die Variation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen Verbindungen desselben Organismus bis zu 8‰ betragen kann (Schouten et al., 1998), erlaubt die Analyse der Kohlenstoffisotopenzusammensetzungen spezifischer Verbindungen Rückschlüsse auf die Herkunft des organischen Materials. Bird et al. (1995) führten schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der pflanzlichen n -Alkane in einem marinen Sedimentkern auf einen verstärkten Einfluß von C_4 -Vegetation zurück. Die Abschätzung des Anteil von C_4 -Pflanzen mit Hilfe der langkettigen n -Alkane im sedimentierten organischen Material setzt voraus, daß (1) die gefundenen n -Alkane ausschließlich terrestrischer Herkunft sind und (2) Faktoren wie z. B. die Temperatur, Niederschlagsmenge oder der CO_2 -Partialdruck der Atmosphäre die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung der n -Alkane in den Blattwachsen von C_3 - und C_4 -Pflanzen nicht signifikant verändern.

Die Abschätzung der prozentualen Anteile von C₃- und C₄-Pflanzen erfolgt analog zu Gleichung 4.1 (binäres Mischungsmodell). Als Endglieder fungieren in diesem Fall gewichtete $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der langkettigen *n*-Alkane, die wie folgt berechnet werden:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{WMA}} = \Sigma([c_i] \cdot \delta^{13}\text{C}_i) / \Sigma[c_i] \quad (4.2)$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{WMA}}$: gewichteter $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwert der *n*-Alkane
 c_i : Konzentration des *n*-Alkans mit *i* Kohlenstoffatomen
 $\delta^{13}\text{C}_i$: $\delta^{13}\text{C}$ des *n*-Alkans mit *i* Kohlenstoffatomen

Berücksichtigt man den Anteil der C₄-Pflanzen innerhalb der terrigenen Fraktion, lassen sich (wiederum unter der Annahme eines konservativen binären Mischungsmodells) variable $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des terrestrischen organischen Materials berechnen (Gleichung 4.3):

$$\delta^{13}\text{C}'_{\text{terr}} = x_{\text{C}_3} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{C}_3} + x_{\text{C}_4} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{C}_4} \quad (4.3)$$

$\delta^{13}\text{C}'_{\text{terr}}$: $\delta^{13}\text{C}$ des gesamten terrestrischen Materials
 x_{C_3} ; x_{C_4} : Anteile des C₃- bzw. C₄-Pflanzen-Materials innerhalb der terrigenen Fraktion
 $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_3}$: $\delta^{13}\text{C}$ des C₃-Pflanzen-Materials
 $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_4}$: $\delta^{13}\text{C}$ des C₄-Pflanzen-Materials

Unter Verwendung dieser variablen Endglieder $\delta^{13}\text{C}'_{\text{terr}}$ in Gleichung 4.1, können nun (um den Beitrag von C₄-Pflanzen) korrigierte Anteile des marinen organischen Materials berechnet werden.

In der folgende Tabelle sind die in dieser Arbeit verwendeten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Endglieder zusammengestellt.

Tabelle 4 Kohlenstoffisotopenverhältnisse des organischen Materials und der langkettigen *n*-Alkane unterschiedlicher Herkunft

	$\delta^{13}\text{C}$	Referenz	Bemerkungen
Terrestrisches OM	-27‰	Mariotti et al. (1991)	Partikuläres OM aus der Kongo-Mündung
Marines OM	-19‰	Westerhausen (1993)	Oberflächensedimente aus dem östlichen äquatorialen Atlantik
C ₃ -Pflanzen (gesamt)	-29‰	Muzuka (1999)	Pflanzen des äquatorialen Afrikas
C ₄ -Pflanzen (gesamt)	-13‰	Muzuka (1999)	Pflanzen des äquatorialen Afrikas
C ₃ -Pflanzen (<i>n</i> -Alkane)	-37‰	Rieley et al. (1993)	Gewichteter Durchschnitt von <i>n</i> -C ₂₉ H ₆₀ ; <i>n</i> -C ₃₁ H ₆₄ ; <i>n</i> -C ₃₃ H ₆₈
C ₄ -Pflanzen (<i>n</i> -Alkane)	-21‰	Rieley et al. (1993)	Gewichteter Durchschnitt von <i>n</i> -C ₂₉ H ₆₀ ; <i>n</i> -C ₃₁ H ₆₄ ; <i>n</i> -C ₃₃ H ₆₈

5 Methodischer Teil

5.1 Allgemeine Vorgehensweise

In Abbildung 9 sind die wesentlichen Arbeitsschritte in einem Fließschema dargestellt. Alle Proben wurden zum Schutz vor Kontaminationen weitgehend unter Verzicht auf Kunststoffmaterialien aufgearbeitet.

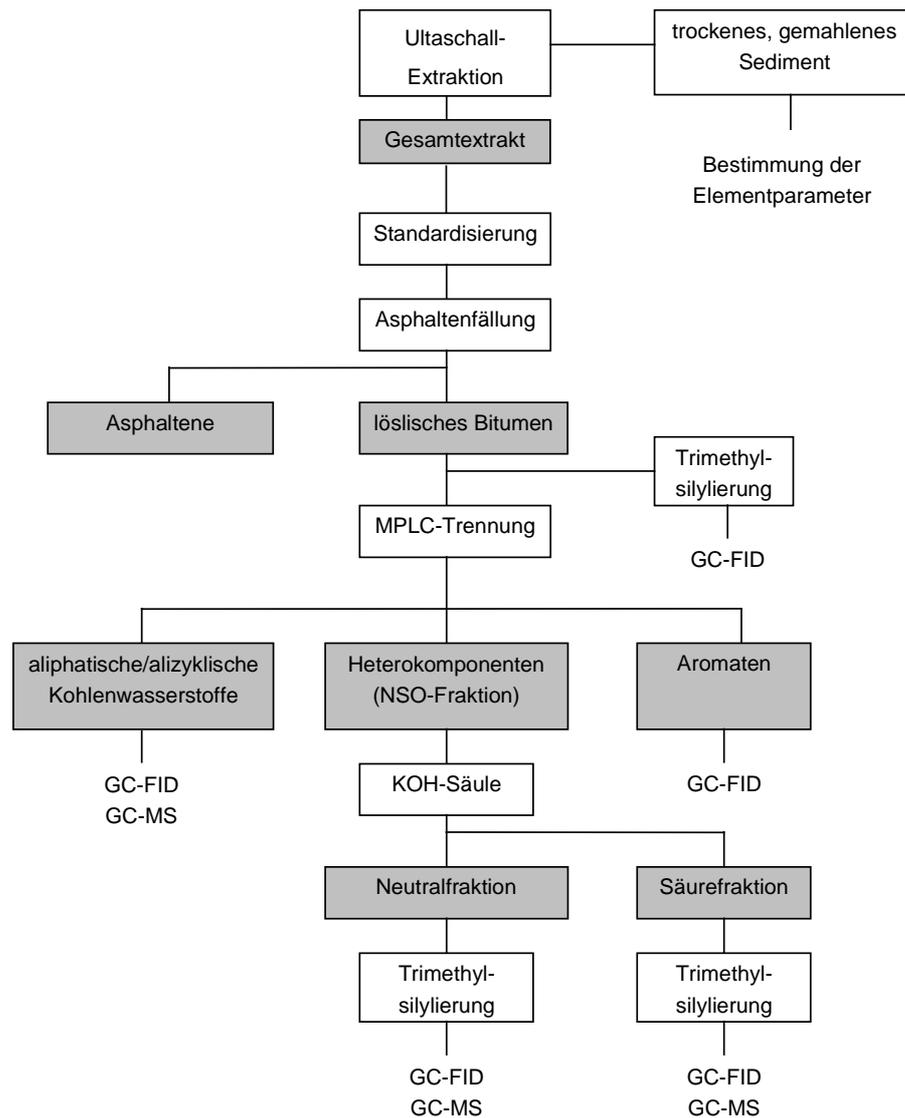


Abbildung 9 Vereinfachtes Schema der Aufarbeitung

In den nachfolgenden Kapiteln werden die einzelnen Arbeitsschritte genauer beschrieben.

5.2 Probenbezeichnung

Die ODP-Bezeichnungen für die Sedimentproben enthalten eine Reihe von Informationen zur Bohrfahrt (175), zur Bohrung (1075 bzw. 1079), über das Bohrloch (A), den Kern (z.B. 1), das Verfahren (H steht für hydraulic piston coring, HPC; auch für advanced hydraulic piston coring, APC), die Sektion (z.B. 3; jeweils 1,5 m lang) und das Intervall innerhalb der Sektion (z.B. zwischen 55 und 57 cm, gemessen vom oberen Ende). Die Bezeichnungen der GeoB-Proben enthalten Aussagen über die Bohrung (z.B. 1008), das Bohrloch (z.B. 3) und das Teufenintervall (z.B. 3-5 cm). Zur Vereinfachung wurden den Proben in dieser Arbeit Kurzbezeichnungen zugewiesen, die in den Tabellen im Anhang aufgeführt sind. Die folgende Tabelle enthält Beispiele der ausführlichen Probenbezeichnungen und die verwendeten Abkürzungen.

Tabelle 5 Beispielhafte ausführliche und verkürzte Probenbezeichnungen

Ausführliche Nomenklatur	Beispiel einer Kurzbezeichnung
ODP-175-1075A-1H-1, 55-57 cm	1H-1
ODP-175-1079A-1H-1, 77-80 cm	1079-1H-1
ODP-175-1079A-11H-4, 109-111 cm	11H-4(109)
GeoB-1008-3, 881-882 cm	1008(881)

5.3 Probennahme, -lagerung und -vorbereitung

Ein Teil des in dieser Arbeit untersuchten Probenmaterials wurde während der Bohrfahrt 175 des *Ocean Drilling Program* erbohrt. Im August 1997 wurde im Bereich des Kongo-Fächers die Bohrung 1075A und vor der Küste Angolas die Bohrung 1079A abgeteuft. Bei beiden Bohrungen kam ausschließlich das APC-Verfahren zum Einsatz. Für die Untersuchungen dieser Arbeit stand zunächst je eine Probe pro Sektion zur Verfügung. Um die zeitliche Auflösung in bestimmten Abschnitten zu erhöhen, wurden im Oktober 1999 und Januar 2000 Nachbeprobungen vorgenommen. Bis dahin wurden die Bohrkern im Zentrallager des ODP im Bremer Freihafen bei einer Temperatur von 4°C archiviert.

Die Sedimente zur Untersuchung des Nord-Süd-Transeks wurden während verschiedener Bohrfahrten mit dem Forschungsschiff „Meteor“ gewonnen. Die Kolbenlotstationen 1008-3 und 1016-3 befinden sich in unmittelbarer Nähe zu den ODP-Bohrungen 1075A bzw. 1079A. Entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrandes wurden die Kolbenlotkerne 1028-5 (Walfisch-Rücken), 1710-3 (vor Namibia) und 1722-1 (Kap-Becken) gezogen. Bis zur Probennahme im November

1998 wurden die Kerne bei einer Temperatur von 4°C im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen gelagert.

Nach der Probennahme bis zum Beginn der Aufarbeitung wurden alle Sedimente tiefgefroren.

5.4 Probenaufarbeitung

5.4.1 Trocknung und Homogenisierung

Das gesamte Probenmaterial wurde unter Verwendung der Anlage Christ®-Beta 1-8 gefriergetrocknet. Die Haupttrocknung erfolgte 1-2 Tage lang bei einem Vakuum von 0,52 mbar. Die anschließende Nachtrocknung (bei 0,001 mbar) dauerte in der Regel nur einige Stunden. Die trockenen Sedimente wurden im Achatmörser zwischen 1 und 5 Minuten lang homogenisiert. Anschließend wurden die Proben in Schraubdeckelgläser überführt und bei einer Temperatur von 4°C gelagert.

5.4.2 Ultraschallextraktion der Sedimentproben

Zur Extraktion wurden zwischen 4 und 15 g des trockenen, gemahlene Sediments eingesetzt. Die Proben wurden mit 2 x 60 und 3 x 30 ml eines Lösungsmittelgemisches aus Dichlormethan und Methanol (1% v/v) im Ultraschallbad extrahiert. Zwischen den Extraktionsschritten wurde das Lösungsmittel über eine Membranfilteranlage abfiltriert. Nach der letzten Extraktion wurde der Filterkuchen gut mit dem Lösungsmittelgemisch gespült. Der Gesamtextrakt wurde am Rotationsverdampfer volumenreduziert. Das verbleibende Lösungsmittel wurde nach Überführung in ein Präparategläschen vorsichtig mit Stickstoff abgeblasen. Die Auswaage erfolgte nach Erreichen der Gewichtskonstanz.

5.4.3 Interne Standardisierung der Gesamtextrakte

Den Extrakten wurden definierte Mengen Squalan, 5 α -Androstan-17-on, 5 α -Androstan-3 β -ol und Erucasäure als interne Standards (ISTD) zugesetzt, die später zur Quantifizierung von Biomarkern herangezogen wurden. Die Mengen der Standards richteten sich nach den Extraktauswaagen und betragen 5 bzw. 10 μ g pro Verbindung.

5.4.4 Abtrennung der in n-Hexan unlöslichen Komponenten

Zur Abtrennung der Asphaltene wurde der zu trennende Gesamtextrakt mit 250 μ l Dichlormethan/Methanol (1% v/v) versetzt. Anschließend wurde ein Überschuß an n-Hexan (10 ml) zugegeben. Die Extrakte wurden im Ultraschallbad dispergiert und über vorextrahierte Watte mit einer darüberliegenden Schicht Natriumsulfat (beides zuvor mit ca. 5 ml n-Hexan gespült) filtriert. Nach dem Nachspülen der

Filtrationsrückstände mit etwa 25 ml *n*-Hexan wurde das Filtrat am Rotationsverdampfer eingeeengt, in ein Präparategläschen überführt und im Stickstoffstrom bis zur Gewichtskonstanz eingeblasen. Die Asphaltene wurden mit Dichlormethan in Lösung gebracht und ebenfalls nach Entfernen des Lösungsmittels ausgewogen.

5.4.5 Säulenchromatographische Trennung des Bitumens

Bei dem zur chromatographischen Trennung verwendeten MPLC-System (**M**edium **P**ressure **L**iquid **C**hromatography) handelt es sich um eine flußgesteuerte, halbautomatisierte Anlage, die speziell für semipräparative Gruppentrennungen von Extrakten aus geologischen Proben und von Rohölen entwickelt wurde (Radke et al., 1980). Das MPLC-System besteht aus einem Injektionssystem mit 16 Probenschleifen, 16 Vorsäulen (100 mm x 10 mm ID; gepackt mit Merck Kieselgel 100, deaktiviert bei 600°C über eine Dauer von 2 h) und einer Hauptsäule (250 mm x 10 mm ID; gepackt mit Merck Lichoprep Si 60/40-63 μm). Die Trennung kann über ein Differentialrefraktometer (RI-Detektor) und über einen UV-Detektor (Absorptionswellenlänge 259 nm) verfolgt werden. Mit dem RI-Detektor werden sowohl nichtaromatische Kohlenwasserstoffe als auch Aromaten erfaßt, während vom UV-Detektor Verbindungen mit π -Elektronen-Systemen detektiert werden, also in erster Linie Aromaten. Als Elutionsmittel wird hochreines *n*-Hexan verwendet. Die Fraktion der aliphatischen/alicyclischen Kohlenwasserstoffe und die der Aromaten werden in Fraktionssammelbehältern aufgefangen. Die Fraktion der Heterokomponenten verbleibt aufgrund ihrer hohen Polarität auf der Vorsäule und wird nach der Trennung mit Dichlormethan/Methanol (10% v/v) mit Hilfe einer externen Apparatur von der Vorsäule eluiert.

Die Probe wird in einem Volumen von etwa 400 μl in die Probenschleife injiziert und das Gläschen 3 bis 4 mal mit je 100 μl *n*-Hexan nachgespült. Die nichtaromatischen Kohlenwasserstoffe und die Aromaten passieren während der Trennung die Vorsäule und gelangen quantitativ auf die Hauptsäule. Von dort werden die aliphatischen/alicyclischen Kohlenwasserstoffe bei einer Flußrate von 8 ml/min innerhalb von 4 min 15 s eluiert. Nach Umkehr der Flußrichtung und Erhöhung der Flußrate auf 12 ml/min wird in einem Zeitraum von 7 min 3 s die Aromatenfraktion erhalten.

Die erhaltenen Fraktionen werden volumenreduziert, quantitativ in ein Präparategläschen überführt und im Stickstoffstrom bis zur Gewichtskonstanz eingeblasen.

5.4.6 Säulenchromatographische Trennung der NSO-Fraktion

Zunächst wurden 5 g Kieselgel 100 (63-200 μm , desaktiviert, aktiviert mit 5% Wasser) mit 10 ml einer isopropanolischen Kaliumhydroxidlösung (0,5 g KOH in 10 ml Isopropanol) versetzt. Nach Zugabe von 25 ml Dichlormethan und einer Quellzeit von etwa 5 min wurde das Gemisch in eine mit vorextrahierter Watte verschlossene Säule gegeben (120 mm x 10 mm ID und zusätzliche Erweiterung als Vorratsbehälter). Abschließend wird die Säule mit ca. 1 cm wasserfreiem Natriumsulfat überschichtet und danach mit 80 ml Dichlormethan gewaschen und konditioniert.

Die jeweilige NSO-Fraktion wurde in 500 μl Dichlormethan gelöst und auf die Säule gegeben, auf der die sauren Komponenten (in erster Linie Fettsäuren) als Salze gebunden werden. Die nicht sauren Komponenten (z. B. Ester, Ketone, Alkohole) wurden mit 120 ml Dichlormethan eluiert. Danach wurden mit 50 ml Dichlormethan/Ameisensäure (2% v/v) die Alkalisalze in die freien Säuren überführt und diese mit 80 ml Dichlormethan von der Säule gespült. Die erhaltenen Fraktionen wurden am Rotationsverdampfer eingeeengt, in Präparategläschen überführt und im leichten Stickstoffstrom bis zur Gewichtskonstanz eingedampft.

5.4.7 Harnstoffadduktion

Um die geradkettigen Verbindungen von den verzweigten und cyclischen abzutrennen, wurden eine Reihe von Tests mit Standardgemischen und Sedimentextrakten durchgeführt, die auf der Anwendung von Silikalit oder Harnstoff beruhen. Die erfolgreiche Anwendung von Silikalit beschränkte sich auf die Fraktion der Kohlenwasserstoffe. Verbindungen mit freien Hydroxygruppen reagierten unter Abspaltung von Wasser zu ungesättigten Kohlenwasserstoffen, z.B. Steroide zu Sterenen und Steradienen. Die im Silikalit zurückgehaltenen linearen Verbindungen wurden durch Auflösung in Fluorwasserstoff wieder freigesetzt. Dadurch wurden vermutlich säurekatalysierte Reaktionen gefördert. Die im Standardgemisch eingesetzten *n*-Alkohole konnten weder im Addukt noch im Nonaddukt wiedergefunden werden.

Die schließlich verwendete Methode zur Abtrennung der linearen von den nichtlinearen Komponenten stellt eine Kombination der Arbeitsvorschriften nach Ficken und Conte (frdl. pers. Mitteilungen) dar. Dazu wurde ein Aliquot der entsprechenden Fraktion (aliphatische und alizyklische Kohlenwasserstoffe, NSO- bzw. Neutral-Fraktion) in einem 10ml-Zentrifugengläschen in 1 ml *n*-Hexan gelöst. Um das Kristallisieren des Harnstoffs zu unterstützen, wurden 5 μg Tetracosan ($n\text{-C}_{40}\text{H}_{82}$) zugesetzt. Unter Schütteln wurden 0,5 ml Aceton und 1 ml einer gesättigten methanolischen

Harnstofflösung zugegeben. Die dabei ausgefallenen weißen Harnstoffkristalle wurden im Stickstoffstrom (ohne Erwärmung) getrocknet. Anschließend wurde die Nonaddukt-Fraktion durch Extraktion mit 4 x 8 ml *n*-Hexan gewonnen. Diese Prozedur umfaßte nach der Zugabe von *n*-Hexan eine kurze Dispergierung im Ultraschallbad (ca. 30 s), 10 min Zentrifugieren (3000 min⁻¹) und anschließend Abpipettieren der überstehenden farblosen Lösung. Die Fraktion wurde am Rotationsverdampfer eingeengt und im Stickstoffstrom getrocknet. An der erhaltenen Nonadduktfraktion wurde die Harnstoffadduktion ein zweites Mal wiederholt. Die Addukte wurden anschließend in Wasser gelöst, vereinigt und mit 5 x 4 ml *n*-Hexan im Zentrifugengläschen extrahiert. Die über Natriumsulfat getrockneten Extrakte wurden am Rotationsverdampfer volumenreduziert, quantitativ in ein Präparategläschen überführt und im Stickstoffstrom bis zur Gewichtskonstanz getrocknet.

5.4.8 Trimethylsilylierung der Heterokomponentenfraktionen

Ein Aliquot der entsprechenden Probe (Gesamtextrakt, NSO-, Neutral- oder Fettsäurefraktion) wurde im Präparategläschen mit 20 µl N-Methyl-N-trimethylsilyltrifluoracetamid (MSTFA) sowie 20 µl Dichlormethan als Lösungsvermittler versetzt. Die Probe wurde fest verschlossen, kurz im Ultraschallbad dispergiert und anschließend im Trockenschrank für 1 h auf 70°C erhitzt. Nach dem Ende der Reaktion wurde die Probe wieder auf Raumtemperatur abgekühlt.

5.5 Qualitative und quantitative Analyse

Alle in dieser Arbeit präsentierten Daten sind im Anhang tabelliert.

5.5.1 Bestimmung der Elementparameter

Die Bestimmungen der Elementparameter Gesamtkohlenstoffgehalt (**Total Carbon**, TC), anorganischer Kohlenstoffgehalt (**Total Inorganic Carbon**, TIC) sowie Gesamtschwefelgehalt (**Total Sulphur**, TS) erfolgten am getrockneten, gemahlene Sediment. Die Messungen wurden mit dem LECO SC 444 (TC und TS) und dem CO₂-Coulometer CM 5012 (TIC) durchgeführt. Dabei erfolgte eine Doppelbestimmung mit anschließender Mittelwertbildung. Die Menge an organischem Kohlenstoff (**Total Organic Carbon**, TOC) wurde als Differenz aus dem TC- und dem TIC-Gehalt ermittelt.

An wenigen ausgewählten Proben wurde mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) eine Vielzahl von Haupt- und Spurenelementgehalten ermittelt. Dazu wurden zunächst 600 mg der trockenen und homogenen Probe mit 3600 mg Dilithiumtetraborat versetzt und bei 500°C vorverascht. Die Oxidation erfolgte nach Zugabe von 1 g Ammoniumnitrat ebenfalls bei 500°C. Anschließend wurden die

Proben in Platintiegeln - eingesetzt in ein zweiflammiges Schmelzgerät (Labor Schoeps) - bei 1200°C unter Rühren homogen verschmolzen und zu Schmelztabletten (Ø 37 mm) gegossen. Die Messung der Proben erfolgte am Röntgenspektrometer Philips PW 2400 (Geräteparameter und Einstellungen siehe Wehausen, 1999).

5.5.2 Gaschromatographische Analytik

Die gaschromatographischen Analysen wurden mit einem Gaschromatographen (GC) der Firma Hewlett Packard unter folgenden Aufnahmebedingungen durchgeführt:

GC	HP 5890 Serie II
Injektor	Gerstel® KAS 3
	Temperaturprogramm: 60°C (5 s) → 8°C/s → 300°C (60 s)
Inj.-Volumen	1 µl (Autosampler)
Trägergas	Helium, lineare Flußgeschwindigkeit 22,7 cm/s (bei 100°C)
Trennsäule	30 m x 0,25 mm ID Quarzkapillare (J&W)
	DB-5; 0,25 µm Filmdicke
	T-Programm: 60°C (1 min) → 3°C/min → 305°C (50 min)
Detektor	FID; synth. Luft 300 ml/min, H ₂ 40 ml/min, N ₂ 30 ml/min

Die Datenaufnahme erfolgte on-line mit einem Rechnersystem und die Datenauswertung mit der Software *HPChemStation* der Firma Hewlett Packard.

5.5.3 Gaschromatographisch-massenspektrometrische Analytik

Die GC-MS-Analysen wurden mit Massenspektrometern (MS) der Firma Finnigan MAT unter folgenden Analysenbedingungen durchgeführt:

GC	HP 5890 Serie II
Injektor	Gerstel® KAS 3
	Temperaturprogramm: 60°C (5 s) → 8°C/s → 300°C (60 s)
Inj.-Volumen	1 µl (Autosampler)
Trägergas	Helium, lineare Flußgeschwindigkeit 22,7 cm/s (bei 100°C)
Trennsäule	30 m x 0,25 mm ID Quarzkapillare (J&W)
	DB-5MS; 0,25 µm Filmdicke
	T-Programm: 60°C (1 min) → 3°C/min → 300°C (50 min)

MS SSQ 710 B

Ionisierungsenergie 70 eV
 Scangeschwindigkeit 1 scan/s
 Scanbereich 50-650 u

Mit Ausnahme des Temperaturprogramms für das Kaltaufgabesystem wurden die gleichen gaschromatographischen Bedingungen für die Messungen im **Multiple-Ion-Detection-Modus** (MID) verwendet.

GC siehe oben
 geändertes Temperaturprogramm des KAS (Injektor):

	45°C (5 s) → 8°C/s → 310°C (60 s)
MS	MAT 95Q, Finnigan MAT, Bremen
Ionisierungsenergie	70 eV
Scangeschwindigkeit	1,2 scan/s
Scanbereich	50-650 u

Bei Messungen im MID-Modus werden nur einige ausgewählte Ionen detektiert. Dadurch kann die Empfindlichkeit gegenüber einer Full-Scan-Messung um einen Faktor von 1000 gesteigert werden. Aus der Tabelle 6 gehen die ausgewählten Fragmentionen mit den zugehörigen Verbindungen hervor.

Tabelle 6 Übersicht über die ausgewählten Ionen für die MID-Messungen

Massen	Verbindungen	Bemerkungen
168,9888	Standard	
177,1638	des-Methyl-Hopane	z.B. 25- <i>nor</i>
191,1794	Reguläre Hopane	
205,1950	Methyl-Hopane	z.B. 2-Methyl oder 3-Methyl
217,1956	Reguläre Sterane	
218,2028	Reguläre Sterane	
231,2112	4-Methyl-Sterane	
259,2418	Diasterane	
263,9871	Standard	

Die Datenaufnahme erfolgte online mit einem Rechnersystem der Firma Digital und die Datenauswertung mit der Software *ICIS 7.1* (Finnigan, MAT).

5.5.4 Bestimmung der Kohlenstoffisotopenverhältnisse

Die Verhältnisse der stabilen Kohlenstoffisotopen wurden mit einem Isotopenmassenspektrometer MAT 252 der Firma Finnigan MAT (Bremen) in Kopplung mit einem Elementaranalysator (für das gesamte organische Material) oder einem Gaschromatographen (für Biomarkeranalysen) ermittelt.

EA	Carlo Erba EA 1108
Trägergas	Helium (100 ml/min)
Oxidation	Oxidationsreaktor (Cr ₂ O ₃ ; Co ₂ O ₃ /Ag), Sauerstoff Temperatur: 1040°C
Reduktion	Reduktionsreaktor (Cu) Temperatur: 650°C
H ₂ O-Entfernung	MgClO ₄ -Wasserfalle
Trennsäule	2 m x 4 mm ID Stahlsäule gepackt mit Poropak QS (80-100 mesh, speziell vorbehandelt) Temperatur: 40°C

GC	HP 5890 Serie II
Injektor	Gerstel® KAS 3
	Temperaturprogramm: 60°C (5 s) → 8°C/s → 300°C (60 s)
Inj.-Volumen	1 µl (Autosampler)
Trärgas	Helium, lineare Flußgeschwindigkeit 44 cm/s (bei 100°C)
Trennsäule	30 m x 0,25 mm ID Quarzkapillare (J&W) DB-5HT; 0,1 µm Filmdicke
	T-Programm: 60°C (1 min) → 3°C/min → 305°C (50 min)
Oxidation	Oxidationsreaktor (Cu-/Ni-/Pt-Draht; aktiviert mit O ₂) 320 mm x 0,5 mm ID Al ₂ O ₃ -Rohr Temperatur: 940°C
Reduktion	Reduktionsreaktor (Cu) 320 mm x 0,5 mm ID Al ₂ O ₃ -Rohr Temperatur: 600°C
H ₂ O-Entfernung	Nafion™ -Membran 20 cm x 0,6 mm ID

MS MAT 252

Ionisierungsenergie 70 eV

Beschleunigungsspannung 10 kV

Die Bestimmung der ¹³C/¹²C-Verhältnisse erfolgt durch die kontinuierliche Aufnahme der Massenspuren m/z 44, 45 und 46. Die δ¹³C-Werte berechnen sich nach folgender Formel

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{Probe}}}{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{Standard}}} \right) - 1 \right] \cdot 1000 \quad (5.1)$$

und werden in der Einheit Promille relativ zum δ¹³C-Wert des PDB-Standards (definitionsgemäß 0‰) angegeben. Das zur Kalibrierung verwendete Kohlendioxid ist relativ zum PDB-Standard geeicht. Die Überprüfung der Messungen erfolgte durch Standardsubstanzen (EA: Acetanilid (extern), GC: Squalan (intern)).

Die δ¹³C-Werte der derivatisierten Verbindungen (z.B. *n*-Alkohole) wurden um den Isotopenwert der zusätzlichen Kohlenstoffatome der Trimethylsilylgruppe korrigiert (Gleichung 5.2).

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{ROTMS}} = x \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{ROH}} + (1-x) \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{TMS}} \quad (5.2)$$

δ¹³C_{ROH}: δ¹³C des freien Alkohols

δ¹³C_{ROTMS}: δ¹³C des derivatisierten Alkohols (gemessen)

δ¹³C_{ROTMS}: δ¹³C der Trimethylsilylgruppe

x: Verhältnis der Kohlenstoffzahlen des freien zum derivatisierten Alkohol

5.5.5 Identifizierung und Quantifizierung der Biomarker

Die Zuordnung der *n*-Alkane und *n*-Alkohole erfolgte in den Gaschromatogrammen der Aliphaten-, NSO- bzw. Neutralfraktion (siehe Abbildungen 10 bis 12) aufgrund von Vergleichen relativer Retentionszeiten mit Standardgemischen. Charakteristische Fragmente im Massenspektrum wurden ebenfalls zur Identifizierung herangezogen. Die Verbindungen wurden über die Flächen ihrer FID-Signale relativ zum internen Standard (Squalan in der Aliphaten- und 5 α -Androstan-17-on in der Neutralfraktion) quantifiziert. Es wurde darauf verzichtet, mit individuellen Responsefaktoren zu rechnen, da Vorversuche gezeigt haben, daß die Responsefaktoren der untersuchten Komponenten in bezug auf die verwendeten Standards gegen 1 tendieren (Hinrichs, 1997).

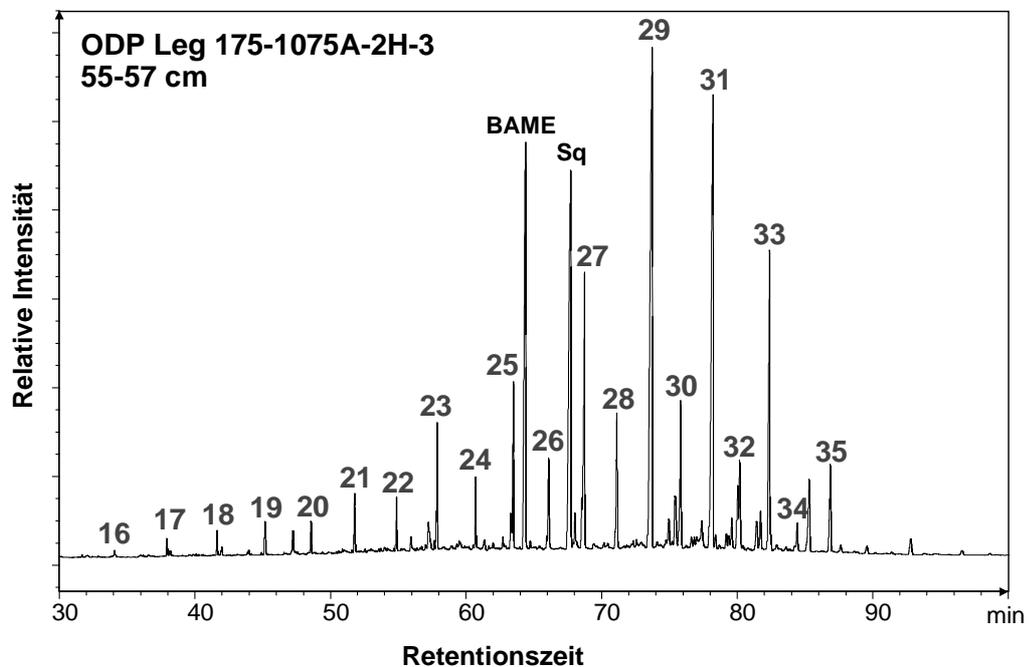


Abbildung 10 Repräsentatives Gaschromatogramm einer Aliphatenfraktion (Zahlen entsprechen den Kohlenstoffzahlen der entsprechenden *n*-Alkane, S=Squalan (ISTD), BAME=Behensäuremethylester (InjSTD))

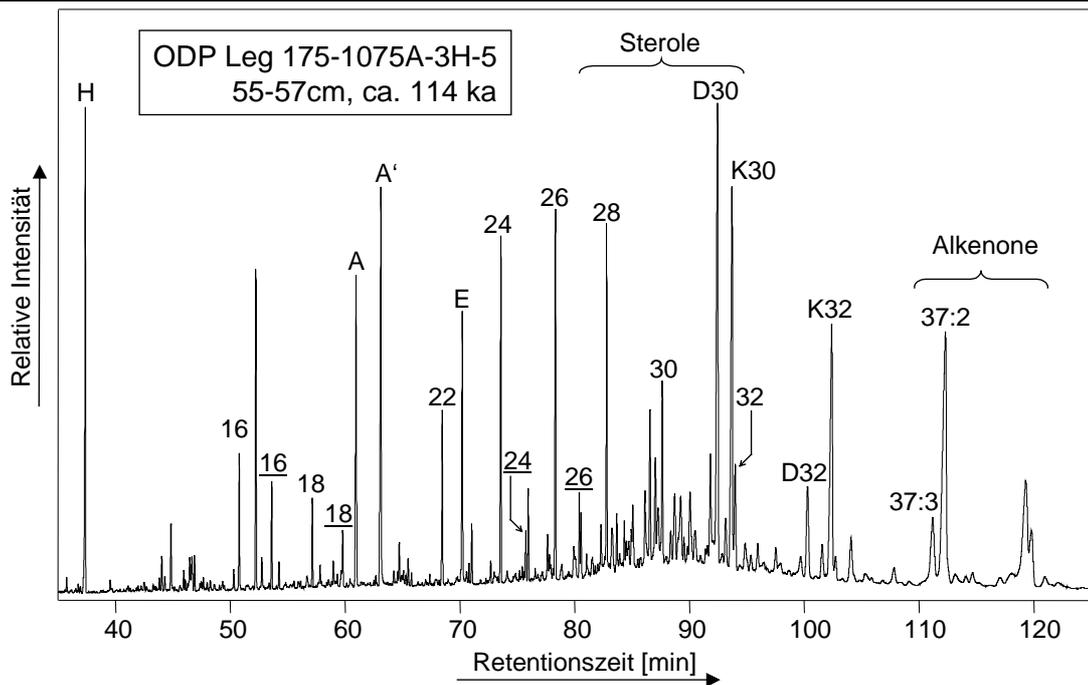


Abbildung 11 Repräsentatives Gaschromatogramm einer trimethylsilylierten NSO-Fraktion (Zahlen (xx) entsprechen den Kohlenstoffzahlen der entsprechenden *n*-Alkohole, analog: \underline{xx} =*n*-Fettsäuren, Kxx=Ketole, Dxx=Dirole; A=Androstanon, A'=Androstanol (beide ISTD), H=*n*-Hexadecan (InjSTD))

Die Zuordnung der Alkenone, Steroidalkohole, Dirole, Ketole und von Taraxerol erfolgte durch Vergleich von relativen Retentionszeiten in den Gaschromatogrammen der NSO- und Neutralfraktion (Abbildungen 11 und 12) und charakteristischen Massenfragmenten dieser Verbindungen mit publizierten Daten (de Leeuw et al., 1981; Itoh et al., 1982; Prahl et al., 1988; Rosell-Melé et al., 1995; Smith et al., 1982; Volkman et al., 1992). Die Verbindungen wurden über die Flächen ihrer FID-Signale relativ zum internen Standard (5 α -Androstan-17-on) quantifiziert.

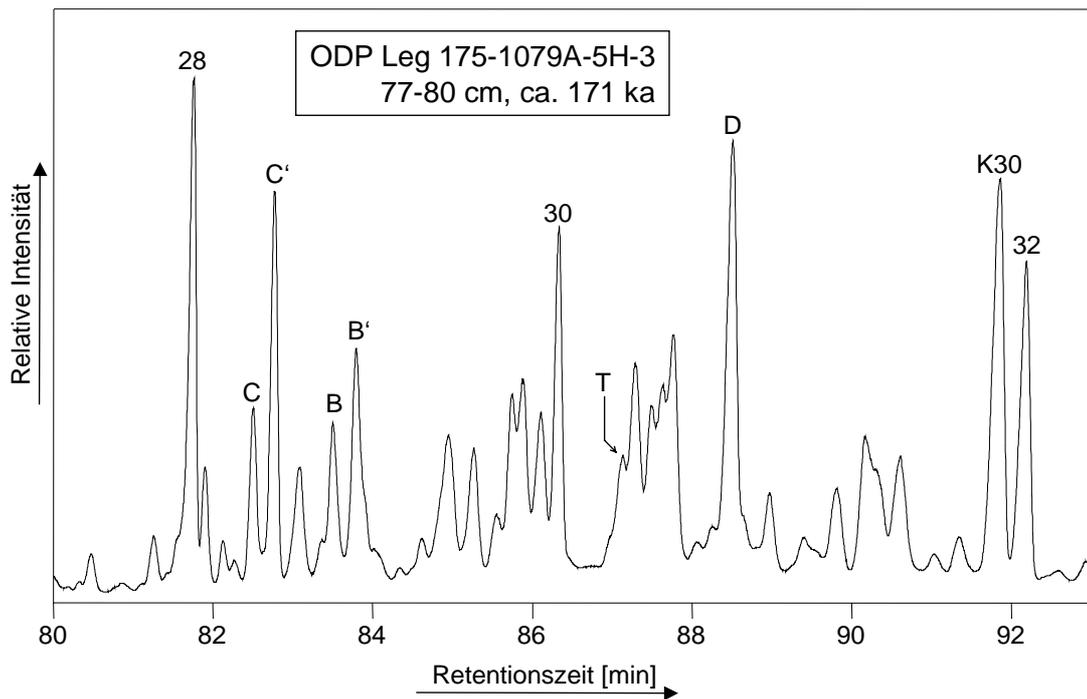


Abbildung 12 Ausschnitt eines repräsentativen Gaschromatogramms einer trimethylsilylierten Neutralfraktion (Zahlen (xx) entsprechen den Kohlenstoffzahlen der entsprechenden *n*-Alkohole; analog Kxx=Ketole; C=Cholesterol, C'=Cholestanol, B=Brassicasterol, B'="Brassicastanol", D=Dinosterol, T=Taraxerol)

5.6 Berechnung relevanter Parameter

5.6.1 Abbauraten des organischen Materials

In marinen Sedimenten wird das organische Material hauptsächlich durch mikrobielle Sulfatreduktion abgebaut (Gleichung 5.3, Jørgensen et al., 1983).



Der dabei entstehende Schwefelwasserstoff kann in Form von Pyrit ausgefällt oder in organisches Material eingebaut werden, oder er entweicht in die Umgebung. Unter der Voraussetzung, daß der Verlust von H_2S vernachlässigbar oder abschätzbar ist, kann anhand der Gehalte an (reduziertem) Schwefel (z.B. in Form von Pyrit) im Sediment die Menge des durch die mikrobielle Sulfatreduktion degradierten organischen Materials (als Kohlenstoff: TOC_{SR}) berechnet werden (Littke et al., 1997):

$$\text{TOC}_{\text{SR}} = 2 \cdot \text{TS} \cdot \text{M}_\text{C} / \text{M}_\text{S} \cdot f \quad (5.4)$$

TOC_{SR} : durch mikrobielle Sulfatreduktion abgebauter organischer Kohlenstoff
 TS: Gesamtschwefelgehalt im Sediment
 M_C ; M_S : Molare Masse von atomarem Kohlenstoff und Schwefel
 f: Faktor zur Berücksichtigung des Verlustes von freiem H_2S
 (z.B. 1,33 entsprechend einem Verlust von 25% des reduzierten Schwefels)

$$C_{\text{orig}} = \text{TOC} + \text{TOC}_{\text{SR}} \quad (5.5)$$

Die Menge des original sedimentierten organischen Materials (als Kohlenstoff: C_{orig}) ergibt sich als Summe des gemessenen TOC-Gehalts und des durch Sulfatreduktion verlorenen Kohlenstoffs (Gleichung 5.4). Der Quotient aus TOC und C_{orig} ist ein Maß für den Grad der Erhaltung des ursprünglich sedimentierten organischen Materials.

Das Berechnungsverfahren wurde von Littke et al. (1997) im Arabischen Meer erprobt. Die laminierten Sedimente, die im Bereich der Sauerstoffminimumzone (OMZ) am Pakistanischen Kontinentalrand abgelagert wurden, weisen eine geringe Permeabilität auf und setzen dadurch sowohl den Transport von Sulfat in das Sediment als auch den Verlust von H_2S herab. Dies führt zu einer verminderten Degradation durch mikrobielle Sulfatreduktion. Der Erhaltungsgrad des organischen Materials in diesen nicht bioturbirten marinen Sedimenten variiert zwischen 50 und 80% (Littke et al., 1997). Die $\text{TOC}/C_{\text{orig}}$ -Raten sind in den bioturbirten Sedimenten unterhalb der OMZ wahrscheinlich deutlich geringer, können aber aufgrund des H_2S -Verlustes nicht quantifiziert werden. Daraus ergibt sich die interessante Schlußfolgerung, daß eine bessere Erhaltung des organischen Materials unter sauerstoffarmen Bedingungen nicht nur auf einen geringeren oxidativen Abbau, sondern auch auf eine geringere anaerobe Remineralisierung zurückzuführen sein kann (Littke et al., 1997).

5.6.2 Durchschnittliche Kettenlänge und Bevorzugung der *n*-Alkane

Studien an Sedimenten aus dem östlichen äquatorialen Atlantik haben gezeigt, daß die Kohlenstoffzahl-Verteilungen von *n*-Alkanen in den Blattwachsen höherer Pflanzen von klimatischen Einflüssen auf die Vegetation abhängig sind. Im allgemeinen wurde ein Trend zu höheren Kettenlängen mit zunehmender Äquatornähe beobachtet (Gagosian und Peltzer, 1986; Gagosian et al., 1981; Simoneit et al., 1977). Änderungen in den Verteilungen können anhand der durchschnittlichen Kettenlänge der *n*-Alkane (**Average Chain Length**) dargestellt werden (Poynter, 1989):

$$\text{ACL}_{27-33} = \frac{27[n - \text{C}_{27}\text{H}_{56}] + 29[n - \text{C}_{29}\text{H}_{60}] + 31[n - \text{C}_{31}\text{H}_{64}] + 33[n - \text{C}_{33}\text{H}_{68}]}{[n - \text{C}_{27}\text{H}_{56} + n - \text{C}_{29}\text{H}_{60} + n - \text{C}_{31}\text{H}_{64} + n - \text{C}_{33}\text{H}_{68}]} \quad (5.6)$$

Außerdem ist in dem Untersuchungsgebiet während der Kaltzeiten ein erhöhter Eintrag von *n*-Alkanen höherer Landpflanzen in die Sedimente zu verzeichnen, was auf verstärkte Passatwinde während der Glaziale zurückzuführen ist (Poynter et al., 1989). Demnach scheinen sich Klimaänderungen, die mit Wechseln der Windrichtung und -stärke verbunden sind, in Veränderungen der Menge und der Verteilung von *n*-Alkanen widerzuspiegeln.

5.6.3 Erhaltungsgrad terrigener Wachskomponenten

Die Verteilungen langkettiger *n*-Alkohole in Aerosolen über dem Pazifik (Gagosian und Peltzer, 1986) und in Sedimenten aus dem östlichen äquatorialen Atlantik (Poynter et al., 1989) liefern ebenfalls Beweise für einen äolischen Transport organischen Materials aus terrestrischen Quellen und können in ähnlicher Weise wie die *n*-Alkane mit saisonalen oder längeranhaltenden Änderungen der Winde in Verbindung gebracht werden.

Das Verhältnis der dominierenden Wachsalkohole *n*-Tetracosan-1-ol, *n*-Hexacosan-1-ol und *n*-Octacosan-1-ol relativ zu den vorherrschenden Wachsalkanen *n*-Heptacosan, *n*-Nonacosan und *n*-Hentriacontan wird als HPA-Index (**H**igher **P**lant **A**lcohol **I**ndex) bezeichnet (Poynter, 1989).

$$\text{HPA} = \frac{[n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH} + n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH} + n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}]}{[n\text{-C}_{27}\text{H}_{56} + n\text{-C}_{29}\text{H}_{60} + n\text{-C}_{31}\text{H}_{64} + n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH} + n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH} + n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}]} \quad (5.7)$$

Aufgrund der größeren Labilität der *n*-Alkohole im Vergleich mit den *n*-Alkanen stellt der HPA-Index ein relatives Maß für den Erhaltungsgrad von Wachskomponenten höherer Landpflanzen dar. Das Ausmaß des Abbaus wird z.B. von Prozessen beeinflusst, die während des Transports der Wachsbestandteile ins Sediment ablaufen. HPA-Indices äolisch transportierter Partikel sind deutlich niedriger als die von fluvial eingetragenen Bestandteilen (Poynter, 1989) und ermöglichen damit klimarelevante Rückschlüsse über Transportmechanismen terrestrischen Materials in den Sedimentationsraum.

5.6.4 Oberflächenwassertemperaturen

Eine Hauptgruppe temperatursensitiver Lipide stellen Serien der geradkettigen C₃₇-C₃₉ di-, tri- und tetra-ungesättigten Methyl- und Ethylketone dar. Der Unsatigungsgrad der C₃₇-Alkenone kann durch den U^K₃₇-Index ausgedrückt werden (Brassell et al., 1986).

$$U_{37}^K = \frac{[C_{37:2}]}{[C_{37:2}] + [C_{37:3}]} \quad (5.8)$$

Ergebnisse von Laboruntersuchungen mit verschiedenen Vertretern der Familie der Prymnesiophyceae offenbarten eine lineare Beziehung zwischen dem U_{37}^K -Index und der Wachstumstemperatur. Es existieren verschiedene Gleichungen zur Umwandlung der U_{37}^K -Indices in Wassertemperaturen in Abhängigkeit vom untersuchten Organismus bzw. vom Sedimentationsraum (Brassell, 1993). Die von Prahl et al. (1988) aufgestellte Beziehung (siehe Gleichung 5.9) hat sich allerdings zu einer Standard-Kalibrierung entwickelt:

$$U_{37}^K = 0,034 \cdot SST + 0,039 \quad (5.9)$$

Die Bestimmung der U_{37}^K -Indices wurde über die Höhen der $C_{37:2}$ - und $C_{37:3}$ -Alkenone im Gaschromatogramm vorgenommen, um Fehler durch Koelutionen zu minimieren. Die Paläooberflächenwassertemperaturen der in dieser Arbeit untersuchten Sedimente wurden anhand der U_{37}^K -Indices der Bitumen-, NSO- und Neutralfraktion bestimmt. Die Abweichung zwischen den SST-Werten der drei verschiedenen Fraktionen ist überwiegend kleiner als $0,5^\circ\text{C}$.

6 Ergebnisse und Diskussion - Kongo-Becken

6.1 Untersuchungen im Zeitintervall von 2 Ma bis heute

6.1.1 Altersstratigraphie

Zunächst wurde das Alter der untersuchten Sedimentproben aus der Bohrung 1075A anhand der linearen Sedimentationsraten bestimmt (Wefer et al., 1998), die anhand von paläontologischen Daten ermittelt wurden. Die von Dupont et al. (in Vorbereitung) ausgearbeitete Sauerstoffisotopenstratigraphie bis zum OIS 36 (ca. 1,2 Ma) basiert in erster Linie auf Foraminiferendaten der benachbarten Bohrung 1077, da in den Sedimenten der Bohrung 1075A nahezu keine Foraminiferen gefunden werden konnten. Die Korrelation zwischen beiden Kernen wurde gestützt durch die Tiefenprofile der magnetischen Suszeptibilität.

6.1.2 Elementgehalte – Aussagen über Paläoproduktivität und Erhaltung

Pauschale Parameter wie z.B. die Gehalte an organischem oder anorganischem Kohlenstoff werden durch eine Vielzahl von Faktoren beeinflusst und können aus diesem Grunde sowohl Indikatoren für die Paläoproduktivität als auch für die Erhaltungsbedingungen sein.

Über einen Zeitraum von etwa 2 Ma schwanken die Gehalte an organischem Kohlenstoff in den Sedimenten der Bohrung 1075A zwischen 1,1 und 5,2% (Abbildung 13). Ihr Durchschnitt liegt mit 2,3% (n=175) deutlich höher als in Sedimenten des offenen Ozeans und ist Ausdruck für die verstärkte biologische Produktivität im Untersuchungsgebiet. Die ausgeprägten Schwankungen der TOC-Gehalte zeugen von Änderungen des Nährstoffangebots (z.B. durch Auftrieb), Klimavariationen und wechselnden Erhaltungsbedingungen für das organische Material. Am Trend der Kohlenstoffgehalte ist die Klimastufe bei 920 ka deutlich zu erkennen. Ausgehend von den älteren Sedimenten nehmen die TOC-Gehalte bis zu diesem Zeitpunkt tendenziell ab und danach wieder zu.

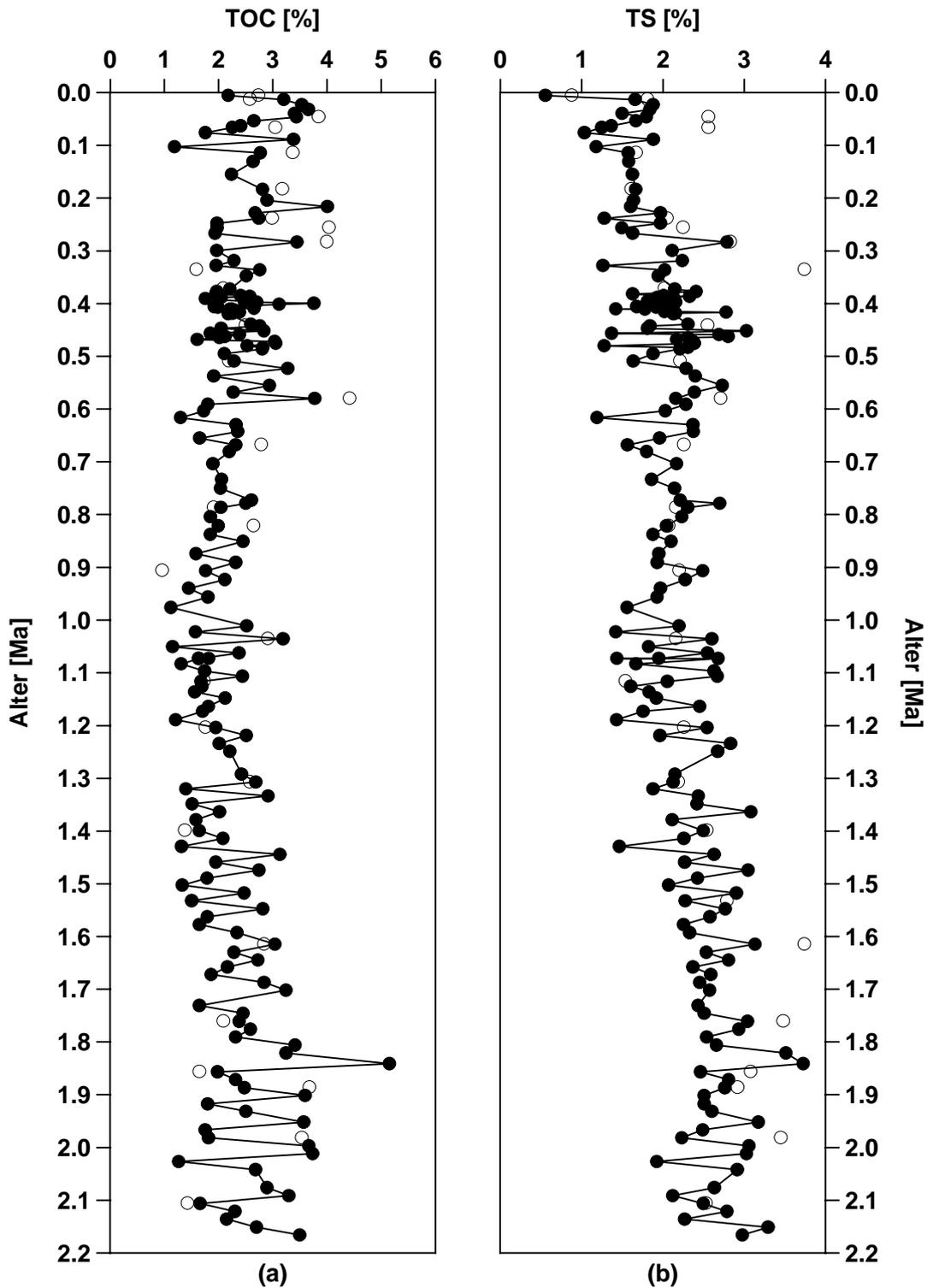


Abbildung 13 Darstellung (a) der Gehalte an organischem Kohlenstoff und (b) der Gesamtschwefelgehalte in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (● = Daten dieser Arbeit; ○ = Daten von Wefer et al. (1998))

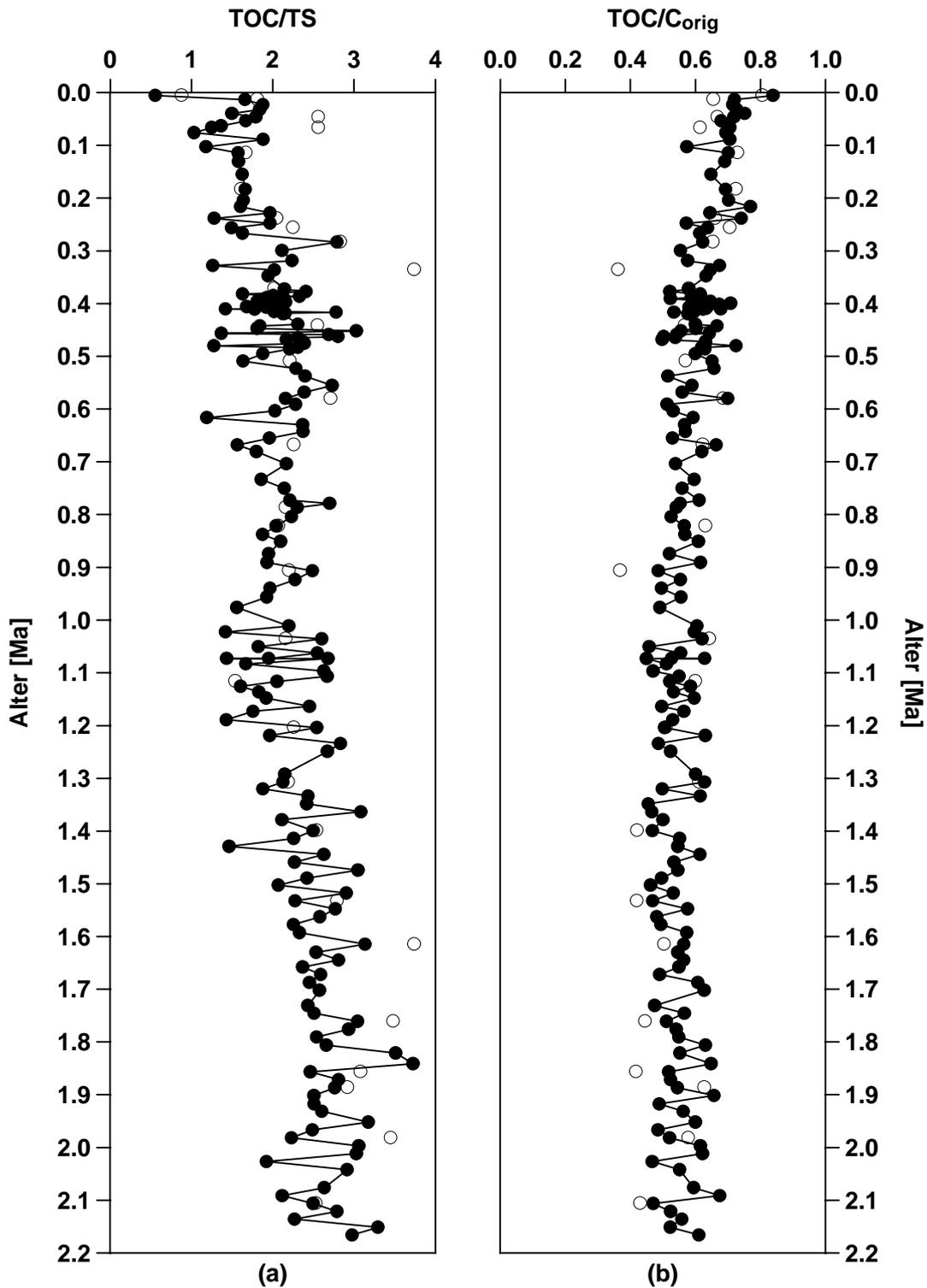


Abbildung 14 Darstellung (a) der TOC/TS Verhältnisse und (b) der Erhaltungsgrade des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) der Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (● = Daten dieser Arbeit; ○ = Daten von Wefer et al. (1998))

Anders als in den Teufenprofilen des organischen und anorganischen Kohlenstoffs ist die Klimastufe bei 920 ka in den Schwefelgehalten nicht erkennbar. Die TS-Gehalte schwanken innerhalb der letzten 2 Ma zwischen 0,6 und 3,7% und nehmen tendenziell mit der Teufe zu. Mit durchschnittlich 2,2% sind die Werte auffallend hoch, was wiederum zu niedrigen TOC/TS-Verhältnissen führt. Diese Verhältniswerte schwanken in den älteren Abschnitten nur wenig um 1 und nehmen ab ca. 700 ka vermutlich aufgrund diagenetischer Effekte zu. Das höchste TOC/TS-Verhältnis (3,9) wurde in der jüngsten Probe (ca. 5 ka) ermittelt, in der etwa 84% des ursprünglich sedimentierten organischen Materials erhalten worden sein sollten (nach Littke et al., 1997). Die TOC/C_{orig}-Verhältnisse nehmen mit zunehmender Teufe ab und schwanken ab etwa 250 ka nur noch geringfügig um einen Wert, der 57% des ursprünglich sedimentierten Kohlenstoffgehaltes entspricht.

Das Altersprofil der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff (umgerechnet in Gehalte an CaCO₃, Abbildung 15) weist auf einen Wechsel im Zusammenhang mit der Klimastufe bei 920 ka hin (Mid Pleistocene Revolution (MPR), Raymo et al., 1997). Der durchschnittliche Karbonatgehalt der Proben mit einem Alter von mehr als 920 ka beträgt 1,8% (n=82) bzw. 1,1% (n=79; ohne Karbonatpeak bei ca. 1073 ka), der der jüngeren Proben bei 2,4% (n=93). Insgesamt schwanken die Karbonatgehalte um einen Mittelwert von 2,1% (n=175). Der höchste Karbonatgehalt wurde mit 24,7% für die 1073 ka alte Probe bestimmt und durch die Messung der Gehalte in den direkt angrenzenden Sedimentschichten verifiziert. Bei der Nachbeprobung dieser Sedimente fielen keine lithologischen Besonderheiten auf. Interessanterweise können andere höherauflösende Studien dieses Ergebnis nicht untermauern. Obwohl die Messung der Kalzium-Gehalte mit dem Röntgenfluoreszenz-Scanner (XRF-Scanner) die Teufenprofile der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff weitestgehend reproduziert, wird die in dieser Arbeit beobachtete Erhöhung der TIC-Gehalte (2 cm Auflösung) nicht durch die Kalzium-Meßwerte von Jahn et al. (1999) (1 cm Auflösung) bestätigt.

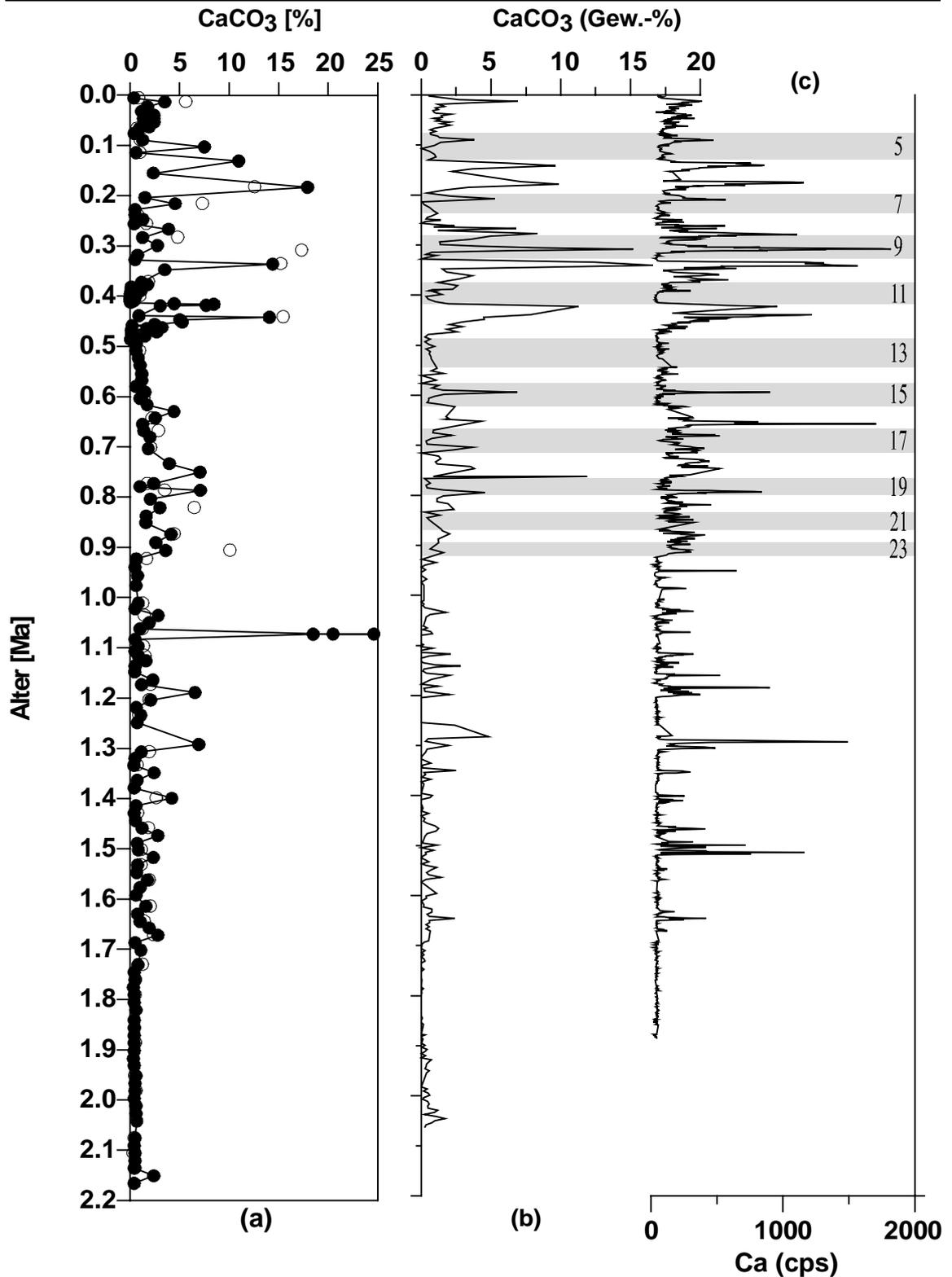


Abbildung 15 Darstellung (a) der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff (umgerechnet in Gehalte an CaCO₃; ● = Daten dieser Arbeit; ○ = Daten von Wefer et al. (1998)) und (b) der Karbonatgehalte und (c) Kalziumgehalte (Jahn et al., 1999) der Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter

Eine denkbare Erklärung für diese Diskrepanz liefert die Tatsache, daß das bei der Bestimmung des anorganischen Kohlenstoffs ausgetriebene Kohlendioxid nicht notwendigerweise ausschließlich aus Kalziumkarbonat stammen muß. Um die Art der Karbonate zu ermitteln, wurden an ausgewählten Proben mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) einige Haupt- und Spurenelementgehalte bestimmt. Das Ergebnis zeigt deutlich, daß der Gehalt an anorganischem Kohlenstoff deutlich mit den gemessenen Kalziumgehalten korreliert ($r^2=0,996$; siehe Abbildung 16). Obwohl die Probenanzahl äußerst gering ist, bestätigt diese hervorragende Übereinstimmung, daß die Gehalte an anorganischem Kohlenstoff die Kalziumkarbonatgehalte repräsentieren.

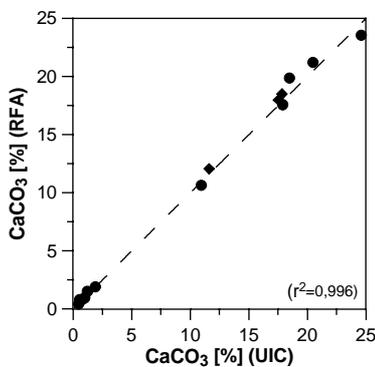


Abbildung 16 Vergleich der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff mit den Kalziumgehalten (jeweils umgerechnet in Kalziumkarbonatgehalte) in den Sedimenten der Bohrung 1075A (●) und 1079A (◆); gestrichelte Linie = Regressionsgerade (nahezu identisch mit der 1:1-Linie)

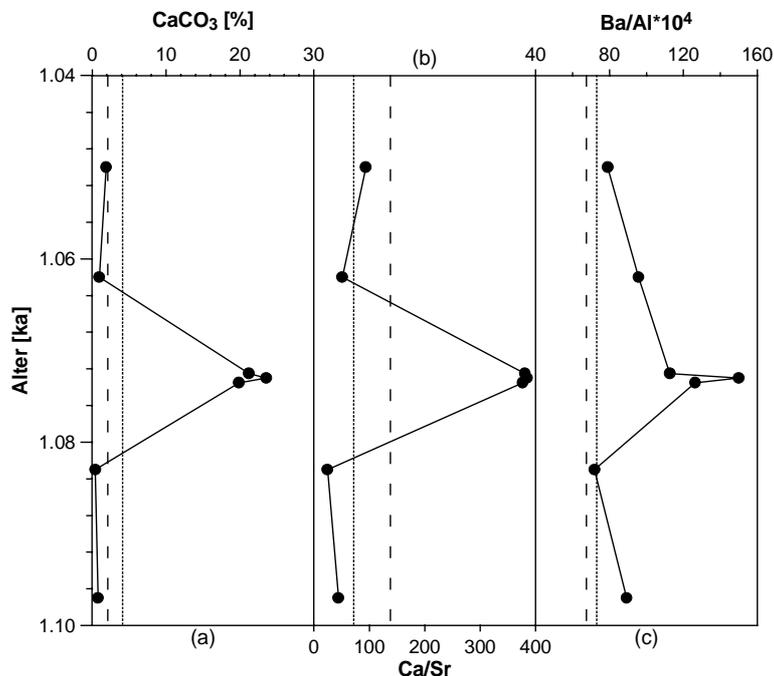


Abbildung 17 Darstellung (a) der Gehalte an Kalziumkarbonat, (b) der Kalzium/Strontium- und (c) der Barium/Aluminium-Verhältnisse in ausgewählten Sedimentproben der ODP Bohrung 1075A; die gepunktete Linie entspricht den Werten des mittleren Tonschiefers (nach Wedepohl, 1991) und die gestrichelte denen im partikulären Material des Kongo (nach Martin und Meybeck, 1979)

Die hohen Kalzium/Strontium-Verhältnisse deuten ebenfalls auf eine marine Herkunft der Karbonate hin (Abbildung 17). Biogenes Kalzit weist nach Pingitore und Eastman (1985) Werte von über 210 auf. In dem Intervall mit den maximalen Karbonatgehalten (um 1073 ka) ist das Ca/Sr-Verhältnis mit 380 deutlich erhöht. Ohne daß man den Bildungsmechanismus der im Atlantik weit verbreiteten Barytpartikel vollständig aufgeklärt hat, wird das Barium/Aluminium-Verhältnis als Produktivitätsindikator verwendet. Die Ba/Al-Verhältnisse sind im Bereich der maximalen Karbonatgehalte 1,5- bis 2mal höher als die Werte der Hintergrundsedimente (um 80).

6.1.3 Lipidzusammensetzung

Um einen Überblick über die Variabilität der Lipidzusammensetzungen zu erhalten, wurden zunächst sechs Sedimentproben (ca. 5 ka bis 2,0 Ma) extrahiert. In den Extrakten wurde eine Reihe von Biomarkern quantifiziert. Zwischen 13 und 26% des extrahierbaren Anteils waren Asphaltene (deren Zusammensetzung nicht näher untersucht wurde) und $80 \pm 5\%$ in *n*-Hexan lösliches Bitumen. Die Fraktion der Heterokomponenten machte davon durchschnittlich $87 \pm 7\%$ aus. Hauptkomponenten der Lipide waren *n*-Alkohole, Ketole, Diole, Sterole und langkettige Methylketone.

Die in der Fraktion der nichtaromatischen Kohlenwasserstoffe dominierenden *n*-Alkane spielen zwar quantitativ eine untergeordnete Rolle, besitzen aber dennoch einen hohen Informationsgehalt unter organisch-geochemischen Gesichtspunkten. Wegen der großen Altersunterschiede war das nahezu einheitliche Verteilungsmuster dieser Fraktion in den sechs ausgewählten Proben besonders auffällig (Abbildung 18). Abgesehen von Konzentrationsschwankungen besteht der einzige sichtbare Unterschied in der Verschiebung des Maximums in den *n*-Alkanverteilungen von *n*-C₂₉H₆₀ zu *n*-C₃₁H₆₄ mit zunehmender Sedimenttiefe. Diese Tatsache kommt ebenfalls in der Zunahme der ACL₂₇₋₃₃-Indizes von 30,0 bis zu 30,4 mit dem Alter zum Ausdruck. Wie schon in vielen anderen paläoklimatischen Studien (z.B. Rinna et al., 2000) treten erhöhte ACL-Werte bei höheren Temperaturen auf. Der Korrelationskoeffizient (r^2) zwischen den ACL₂₇₋₃₃-Indizes und den anhand der Unättigungsgrade der C₃₇-Alkenone berechneten Oberflächenwassertemperaturen beträgt 0,8. Über zwei Millionen Jahre scheint die durchschnittliche Kettenlänge der *n*-Alkane Klimaschwankungen (insbesondere Änderungen der Temperatur) zu reflektieren.

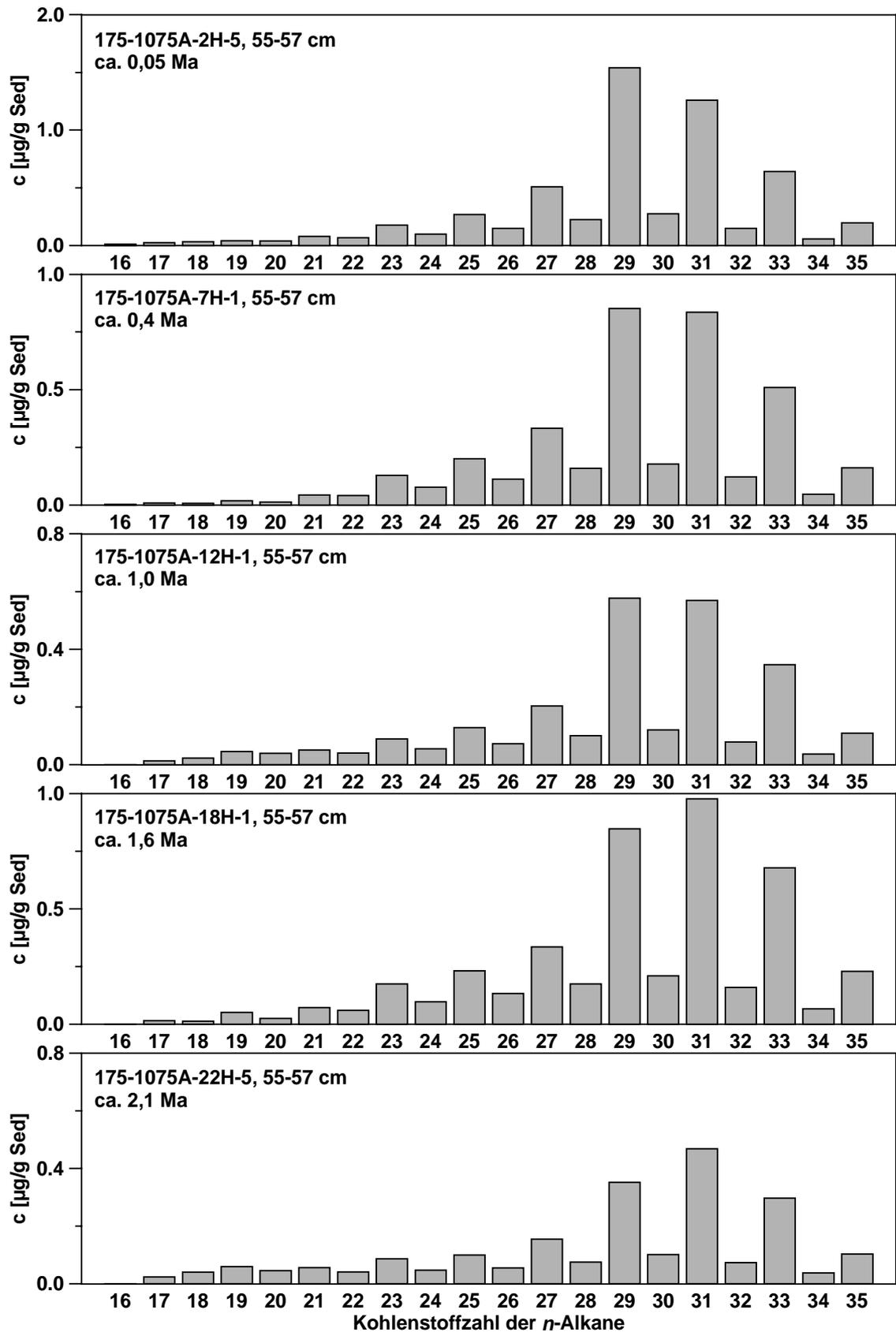


Abbildung 18 *n*-Alkanverteilungen in ausgewählten Sedimentproben aus der ODP-Bohrung 1075A über einen Zeitraum von ca. 2 Ma

Nur eine der sechs ausgewählten Sedimentproben weist ein deutlich abweichendes Verteilungsmuster in der Fraktion der nichtaromatischen Kohlenwasserstoffe auf. Die *n*-Alkane in der Probe 14H-4 (ca. 0,8 Ma) sind bimodal verteilt. Neben dem typischen Maximum bei $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ und $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ mit einer deutlichen Bevorzugung der ungeradzahigen *n*-Alkane tritt ein weiteres Maximum bei $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ und $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ auf. Der CPI-Wert im Bereich von $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ und $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ beträgt 1,0. Diese Art der Verteilung lässt auf einen Eintrag fossiler Kohlenwasserstoffe schließen (siehe dazu Kapitel 8.4). Die hohen CPI_{27-33} -Werte (>3) der restlichen fünf Proben sprechen dagegen deutlich für einen direkten Eintrag der *n*-Alkane aus den Blattwachsen höherer Landpflanzen.

Innerhalb der terrigenen Quellen eignen sich die langkettigen *n*-Alkane außerdem noch zur Differenzierung zwischen C_3 - und C_4 -Pflanzen, da sich die Kohlenstoffisotopenverhältnisse ihrer Lipide aufgrund der verschiedenen Wege zur Kohlendioxid-Fixierung deutlich unterscheiden. In einer Studie von Collister et al. (1994) weisen die *n*-Alkane durchschnittlich $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -31‰ und -37‰ (C_3 -Pflanzen) bzw. -18‰ und -26‰ (C_4 -Pflanzen) auf. Für die Untersuchungen an den Sedimenten aus der Bohrung 1075A konnten die fünf Fraktionen der nichtaromatischen Kohlenwasserstoffe aufgrund ihrer geringen Komplexität (Abbildung 10) direkt (d.h. ohne weitere Aufreinigung z.B. durch Harnstoffadduktion) für molekulare Kohlenstoffisotopenuntersuchungen eingesetzt werden.

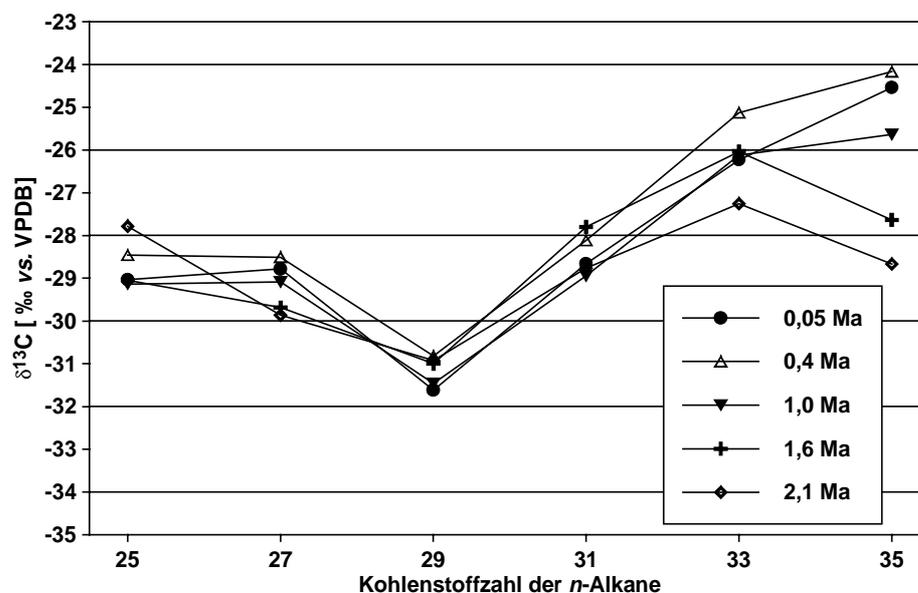


Abbildung 19 Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkane in Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit von der Kohlenstoffzahl

Die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der C_{23} - bis C_{35} -*n*-Alkane schwanken zwischen $-24,2\text{‰}$ und $-31,6\text{‰}$ (Abbildung 19). Besonders bemerkenswert sind die relativ schweren Werte des C_{33} - und des C_{35} -*n*-Alkans, ein möglicher Hinweis auf einen höheren Anteil an C_4 -Biomasse bei diesen langkettigen *n*-Alkanen. Die Ähnlichkeit der Lipidzusammensetzungen (insbesondere der Verteilungen und der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der langkettigen *n*-Alkane) der sechs zufällig ausgewählten Sedimentproben über einen Zeitraum von etwa zwei Millionen Jahren war überraschend.

6.2 Untersuchung der Sedimente aus dem Spätquartär

Für die Untersuchung der spätquartären Entwicklung wurden 23 Sedimentproben analysiert. Unter Berücksichtigung der linearen Sedimentationsraten (Wefer et al., 1998) wurden sie so ausgewählt, daß der Zeitraum der letzten 160 ka abgedeckt wurde. Durch die genauere Alterstratigraphie anhand der Foraminiferendaten (Dupont et al., in Vorbereitung) mußte die vorläufige Alterseinstufung erheblich revidiert werden (vor allem ab dem OIS 5), so daß die ältesten untersuchten Sedimente in diesem Abschnitt etwa 260 ka alt sind. Die zeitliche Auflösung beträgt in diesem Intervall durchschnittlich ca. 12000 Jahre.

6.2.1 Rekonstruktion der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen

Die aus den Alkenondaten ermittelten Oberflächenwassertemperaturen variieren innerhalb der letzten 260 ka zwischen $19,7^\circ\text{C}$ und $23,9^\circ\text{C}$. Die Differenz der SST-Werte zwischen dem letzten glazialen Maximum und dem Holozän liegt mit $4,2^\circ\text{C}$ im erwarteten Bereich (Rosell-Melé, 1998).

Allerdings zeigt der Vergleich mit den Ergebnissen der höherauflösenden Studie von Schneider et al. (1995) deutliche Unterschiede in den absoluten Temperaturwerten, die dort meist um 2°C höher liegen (Abbildung 20). Aufgrund der äquatornäheren Lage der Bohrung 1075A im Vergleich mit dem von Schneider et al. (1995) untersuchten Kern 1008-3 sollten die durchschnittlichen SST-Werte aber eher niedriger sein. Eine erste Präzisionsabschätzung erlaubt der Vergleich der Alkenon-SST-Daten der jüngsten untersuchten Sedimentprobe mit den heutigen Oberflächenwassertemperaturen.

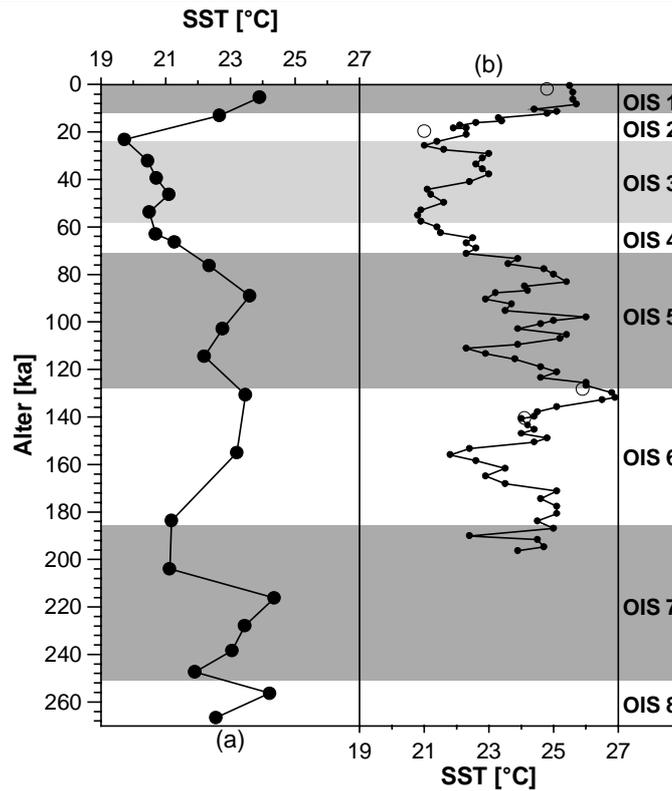


Abbildung 20 Vergleich der Oberflächenwassertemperaturen im Bereich des Kongo-Fächers (a) ODP-Bohrung 1075A (b) GeoB-Kern 1008-3 (= Schneider et al (1995), = diese Arbeit)

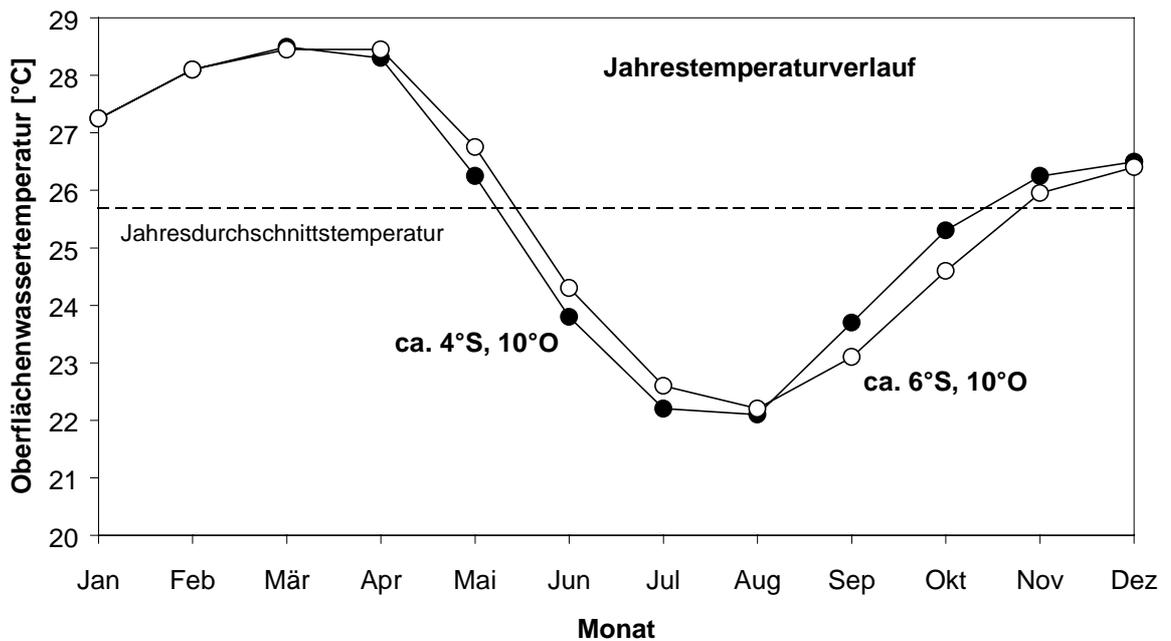


Abbildung 21 Jahrestemperaturverlauf der Oberflächenwassertemperaturen an der Lokation der ODP-Bohrung 1075A (http://ferret.wrc.noaa.gov/fbin/climate_server)

In der Abbildung 21 ist der Jahrestemperaturverlauf als Mittelwert der vergangenen 17 Jahre an den Lokationen der Bohrung 1075A und des Kolbenlotkerns 1008-3 dargestellt. Innerhalb eines Jahres schwanken die Oberflächenwassertemperaturen zwischen 22,1°C im August und 28,5°C im März. Der heutige Jahresmittelwert von 25,7°C wird durch die Messungen von Schneider et al. (1995) gut repräsentiert. Die in dieser Arbeit ermittelten Oberflächenwassertemperaturen stimmen eher mit den heute im September auftretenden Temperaturen von 23,7°C überein. Es ist wichtig zu erwähnen, daß die ebenfalls von Schneider et al. (1995) untersuchten Oberflächensedimente (alle etwa 6°S,10°O; Wassertiefe 3100 m) allein schon eine Schwankung von 23,7°C bis 25,5°C aufweisen. Eine weitere mögliche Ursache für die beobachteten Temperaturunterschiede zwischen dieser Arbeit und der Studie von Schneider et al. (1995) läßt sich ebenfalls von dem heutigen durchschnittlichen Jahrestemperaturverlauf ableiten. Steile Temperaturgradienten treten vor allem im Frühling und im Herbst auf. Sedimentfallenuntersuchungen haben ergeben, daß in genau diesen Zeiten der Export von Alkenonen aus dem Oberflächenwasser ausgeprägte Maxima aufweist (Schneider et al., 1995). Würde das Produktivitätsmaximum im Gebiet der Bohrung 1075A jahreszeitlich kurz vor dem an der Lokation 1008-3 auftreten, so könnten durchaus stark unterschiedliche Temperatursignale ins Sediment transferiert werden. Eine dritte mögliche Erklärung könnte die geographische Lage im Bereich der Kongo-Mündung liefern. Die Bohrung 1075A wurde direkt im Canyon des Kongo abgeteuft, während die Lokation der Bohrung 1008-3 etwas weiter südlich liegt. Dort könnte der flußinduzierte Auftrieb von kalten Tiefenwässern geringer sein und die beobachtete Wassertemperatur damit etwas höher. Die von Versteegh ermittelten Oberflächenwassertemperaturen für einen ebenfalls nördlich des Kongo-Canyons gelegenen Kern (T89-16, ca. 4°S) stimmen mit denen der Sedimente aus der Bohrung 1075A überein (frdl. pers. Mitteilung).

Es ist schließlich nicht ganz auszuschließen, daß die beobachteten Unterschiede auch auf unterschiedliche Aufarbeitungen im Labor, die verwendeten analytischen Methoden oder die Berechnung der Alkenon-SST-Werte (unterschiedliche Responsefaktoren des doppelt und dreifach ungesättigten Alkenons, die verwendete Kalibrierfunktion) zurückzuführen sind. Aufgrund der annähernden Übereinstimmung der ermittelten Oberflächenwassertemperaturen in vier Sedimentproben des GeoB-Kerns 1008-3 können laborspezifische Artefakte für Differenzen von 2°C aber ausgeschlossen werden.

6.2.2 Aussagen über die Paläoproduktivität und die Erhaltung des organischen Materials

Die in dieser Arbeit untersuchten Sedimentproben der Bohrung 1075A im Kongo-Becken weisen deutlich höhere Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC) auf als Sedimente des offenen Ozeans und deuten damit auf eine erhöhte Primärproduktion in diesem Gebiet hin. Innerhalb der vergangenen 260 ka schwanken die TOC-Gehalte zwischen 1,2% und 4,0%. Der durchschnittliche TOC-Gehalt von $2,7 \pm 0,7\%$ ($n=23$) stimmt annähernd mit dem Mittelwert der Schiffsdaten (Wefer et al., 1998) von $3,2 \pm 0,5\%$ ($n=8$) überein. Auch die Trends in Abhängigkeit von der Tiefe werden hervorragend reproduziert (siehe auch Kapitel 6.1.2). Allerdings konnte die von Schneider et al. (1996) gefundene Korrelation der TOC-Gehalte mit Glazial-/Interglazialzyklen nicht bestätigt werden. Die höchsten Werte treten innerhalb der letzten 260 ka zwischen 20 und 50 ka (OIS 2 und 3) sowie bei 216 ka im Isotopenstadium 7 auf (Abbildung 22).

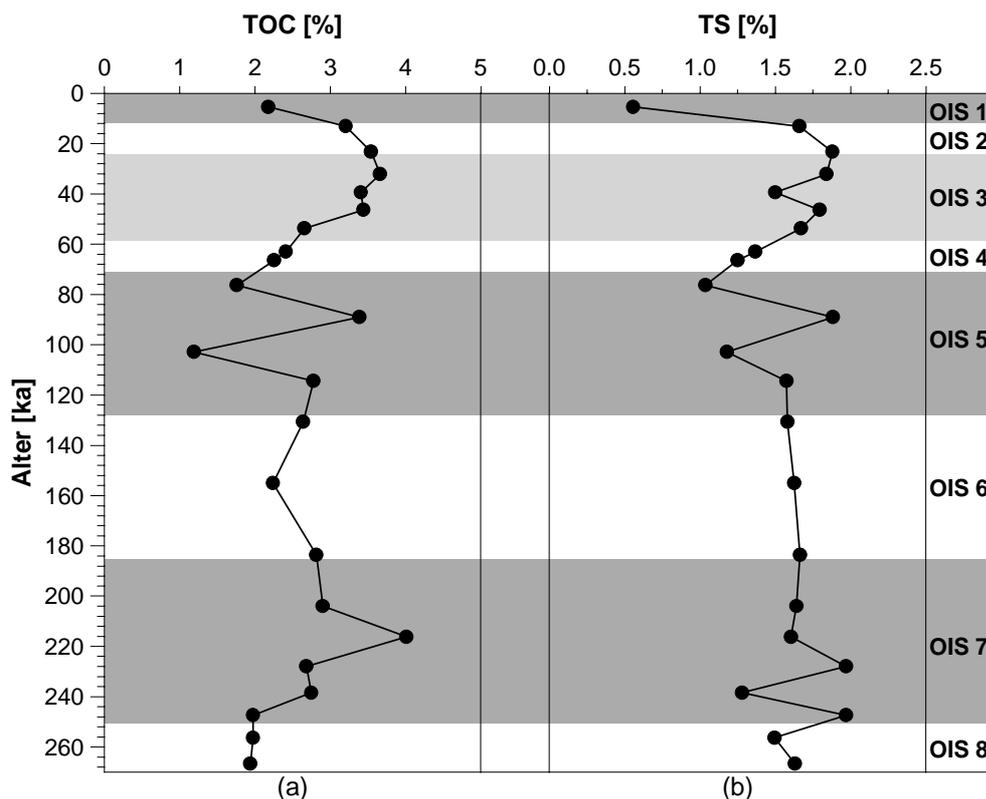


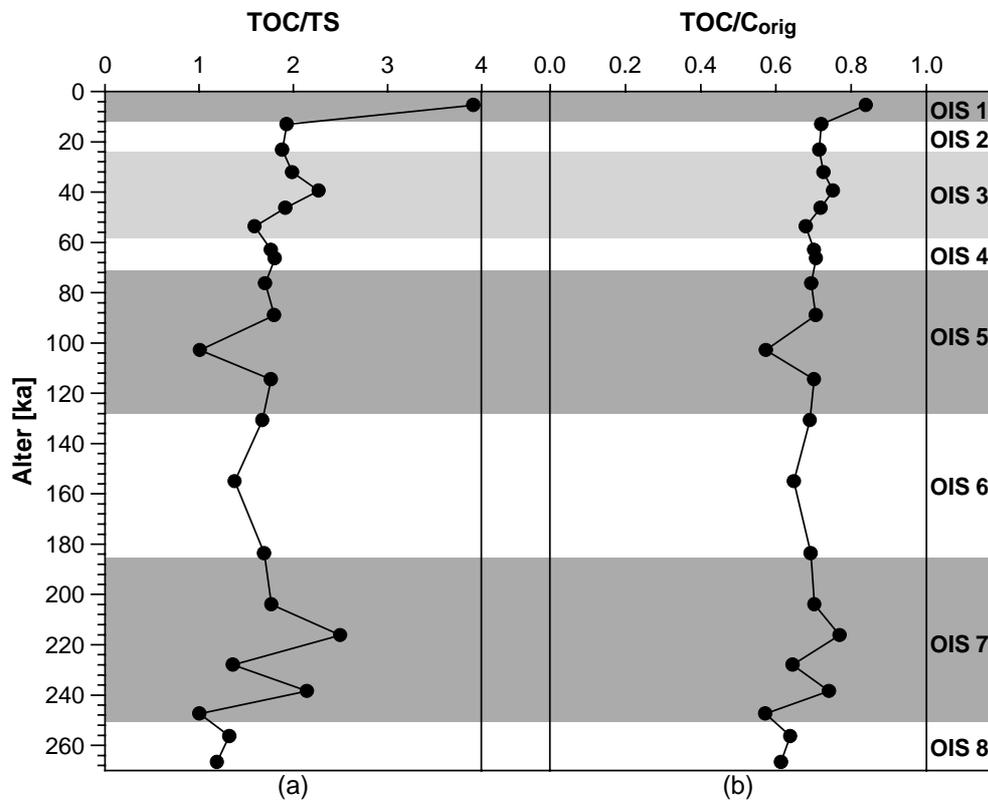
Abbildung 22 Darstellung (a) der Gehalte an organischem Kohlenstoff und (b) der Gesamtschwefelgehalte in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

Die Gesamtschwefelgehalte (TS) schwanken in der untersuchten Sequenz zwischen 0,6% und 2,0% um einen Mittelwert von $1,6 \pm 0,3\%$ ($n=23$). Auch diese Werte liegen in einem Bereich, der dem der Schiffsdaten ($1,9 \pm 0,6\%$ ($n=8$)) sehr ähnlich ist. Derart

hohe Gehalte an Schwefel zeugen von einer intensiven Remineralisierung des organischen Materials an der Sediment-Wasser-Grenze. Voraussetzung für eine hohe Aktivität sulfatreduzierender Bakterien sind geringe Sauerstoffkonzentrationen. Diese können ebenfalls zu einer besseren Erhaltung des sedimentierten organischen Materials führen und damit die hohen TOC-Gehalte erklären.

Die gute Korrelation der TOC- mit den TS-Gehalten in den Sedimenten der letzten 260 ka führt zu nahezu konstanten TOC/TS-Verhältnissen über den gesamten Zeitraum (Abbildung 23). Nach Berner und Raiswell (1983) deutet der niedrige Wert (durchschnittlich $1,8 \pm 0,6$) auf wenig variierende sauerstoffarme Redoxbedingungen an der Sediment-Wasser-Grenze hin. Das höchste TOC/TS-Verhältnis (3,9) in der oberflächennächsten Probe (0,55 mcd; 5 ka) zeugt dagegen von einer vergleichsweise geringen Überarbeitung des organischen Materials. Dieser Befund wird ebenfalls durch die Abbauraten nach Littke (1997) bestätigt. Danach sind in der jüngsten Probe noch 84% des ehemals sedimentierten organischen Materials erhalten. In den älteren Sedimenten liegen die Werte mit einer geringen Schwankungsbreite um ca. 69% deutlich niedriger.

Abbildung 23 Darstellung (a) der TOC/TS Verhältnisse und (b) der Erhaltungsgrade des



organischen Materials (nach Littke et al., 1997) in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

Auf molekularer Ebene erlauben die Stanol/Stenol-Verhältnisse Aussagen über die Ablagerungsbedingungen (siehe Kapitel 4.1.3). Da in den von Gebhardt (2000) untersuchten Sedimenten der Bohrung 1079A eine gute Korrelation der Verhältnisse von 5α -Cholestan- 3β -ol und Cholesterol (Cholestanol/Cholesterol) sowie 24-Methyl- 5α -cholest-22-en- 3β -ol und 24-Methylcholesta-5,22-dien- 3β -ol (Brassicastanol/Brassicasterol) innerhalb des OIS 5 beobachtet wurde, beschränkt sich die Analyse in den Sedimentproben aus der Bohrung 1075A innerhalb der vergangenen 260 ka auf die Cholestanol/Cholesterol-Verhältnisse. Diese sind mit durchschnittlich $0,34 \pm 0,17$ relativ niedrig. Auffällig ist trotz der geringen Werte die Abnahme des Verhältnisses in Sedimentproben, die jünger als ca. 90 ka sind (Abbildung 24). Bis zu diesem Zeitpunkt beträgt das Cholestanol/Cholesterol-Verhältnis durchschnittlich $0,47 \pm 0,11$ ($n=12$); in den jüngeren Sedimenten ist es mit einem Mittelwert von $0,18 \pm 0,06$ ($n=10$) weniger als halb so hoch. Diese Tatsache läßt vermuten, daß ab dem mittleren OIS 5 die Erhaltungsbedingungen vermutlich aufgrund höherer Sauerstoffgehalte (im Sediment und/oder in der Wassersäule) schlechter waren.

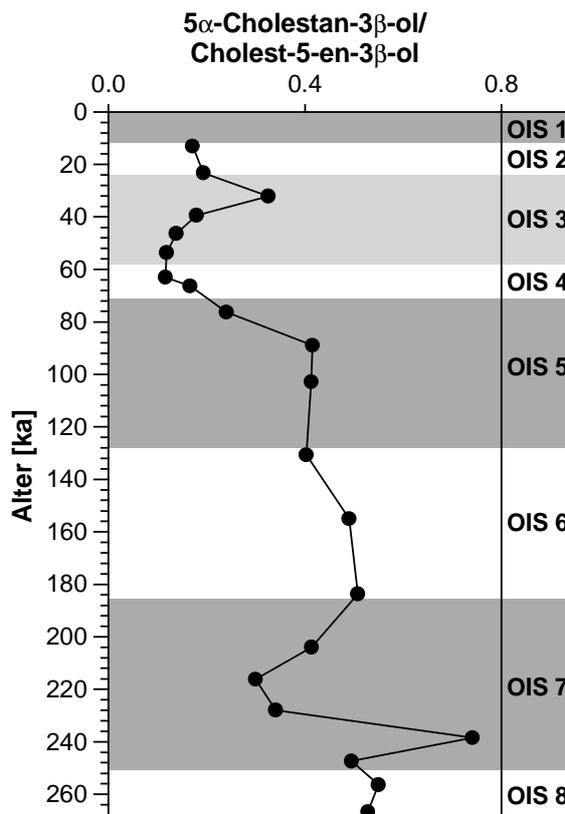


Abbildung 24 Darstellung der 5α -Cholestan- 3β -ol/Cholest-5-en- 3β -ol-Verhältnisse in den Sedimenten der Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

6.2.3 Herkunft des organischen Materials

Variation der marinen Biomarker – Aussagen über die marine Produktivität

Die Diversität der im Sediment erhaltenen marinen Biomarker hängt in erster Linie von den synthetisierten Lipiden der verschiedenen planktonischen Organismen ab. Obwohl Diatomeen die Hauptbiomasseproduzenten im Bereich des Kongo-Fächers sind, konnten nur geringe Mengen an 24-Methylcholesta-5,22-dien-3 β -ol gefunden werden. Hochverzweigte Isoprenoidkohlenwasserstoffe (HBIs) konnten in keiner der untersuchten Sedimentproben der letzten 260 ka nachgewiesen werden.

Die Summenkonzentration von Cholesterol und dessen gesättigtem Diageneseprodukt Cholestanol reflektiert wahrscheinlich den Eintrag von Zooplankton. Aufgrund der Korrelation dieser Summenkonzentration mit der Gesamtmenge aller quantifizierbaren Sterole in Sedimenten des kalifornischen Kontinentalrandes (Güntner, 1997; Hinrichs, 1997) spiegeln Änderungen dieses Parameters außerdem näherungsweise die Variation der Gesamtsterol-Konzentrationen wider. Innerhalb der komplexen Sterolverteilung war Dinosterol – als spezifischer Biomarker für den Biomasseeintrag von Dinoflagellaten – in den meisten Sedimentproben am häufigsten vertreten.

Die Summenkonzentration von Cholestanol und Cholesterol und die Dinosterol-Konzentrationen schwanken zwischen 6 und 32 $\mu\text{g/g}$ TOC bzw. 10 und 36 $\mu\text{g/g}$ TOC. Erhöhte Sterol-Konzentrationen treten in den Sauerstoffisotopenstadien 6 und 2 (zusammen mit relativ hohen Oberflächenwassertemperaturen) auf und weisen damit auf eine verstärkte marine Produktivität in diesen globalen Kaltzeiten hin (siehe Abbildung 25). Dies stimmt mit den Ergebnissen von Dupont et al. (1999) überein, die im OIS 6 und im OIS 2 erhöhte Konzentrationen an Dinoflagellatenzysten beobachtet haben.

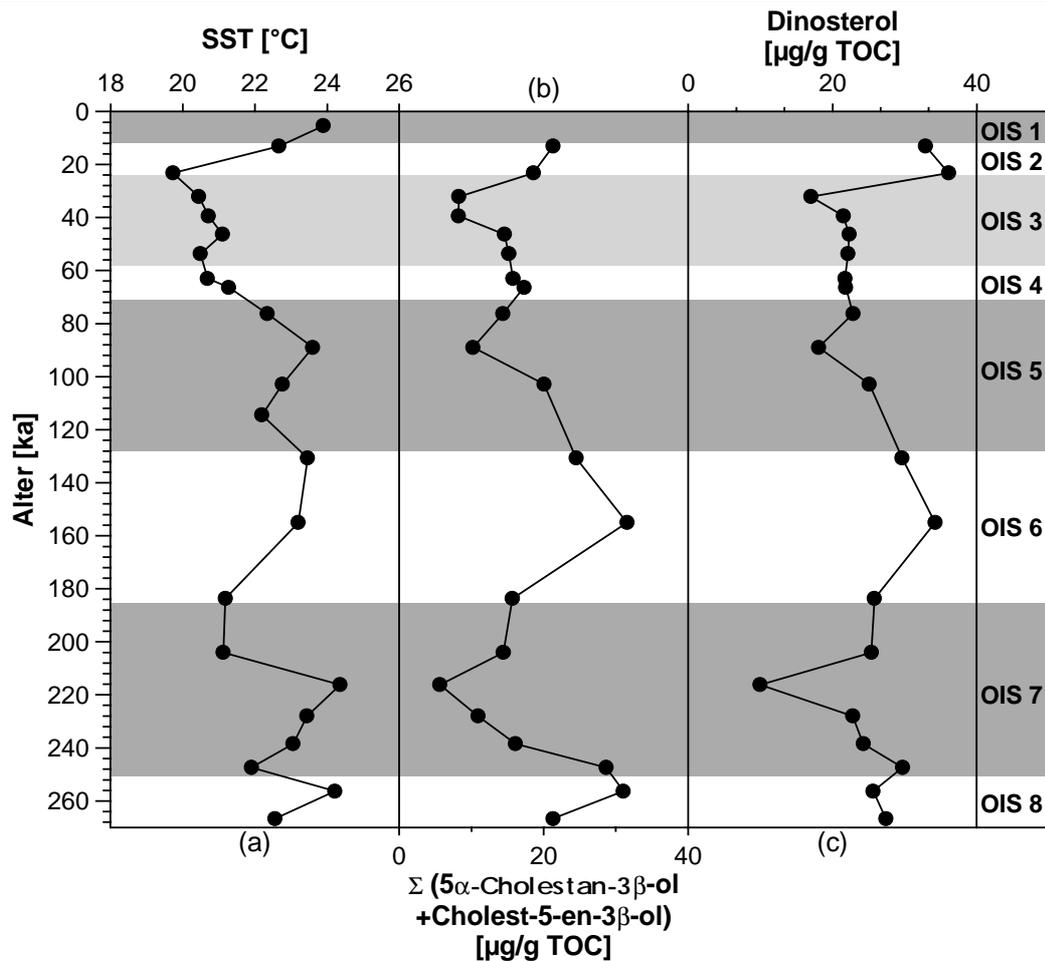


Abbildung 25 Darstellung (a) der anhand des $U^{k'}_{37}$ berechneten Oberflächenwassertemperaturen, (b) der Summenkonzentration von $5\alpha\text{-Cholestan-3}\beta\text{-ol}$ und $\text{Cholest-5-en-3}\beta\text{-ol}$ und (c) der Dinosterol-Konzentrationen in Abhängigkeit vom Sedimentalter in Sedimenten der Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

Die im SST-Verlauf auffälligen Proben mit einem Alter zwischen 200 und 130 ka (siehe Kapitel 6.2.1) weisen extrem hohe Summenkonzentration der $C_{37:2^-}$ und $C_{37:3^-}$ Methylketone auf (Abbildung 26). Die deutliche Abnahme der Alkenon-Konzentrationen in Sedimenten <130 ka wurde schon von Müller et al. (1997) beobachtet und als eine Änderung der alkenonproduzierenden Spezies interpretiert. Die Karbonatgehalte in den Sedimentproben jünger als 90 ka sind mit 1,6% ebenfalls deutlich geringer als in den älteren Sedimenten (4,3%). Da die Hauptproduzenten der langkettigen Alkenone kalzifizierende Organismen sind, ist diese Übereinstimmung nicht überraschend. Allerdings korreliert nicht jede hohe Summenkonzentration der $C_{37:2^-}$ und $C_{37:3^-}$ Methylketone mit einem erhöhten Kalziumkarbonatgehalt. Wahrscheinlich sind unterschiedliche Karbonat-Erhaltungsgrade Ursache für diese Unterschiede.

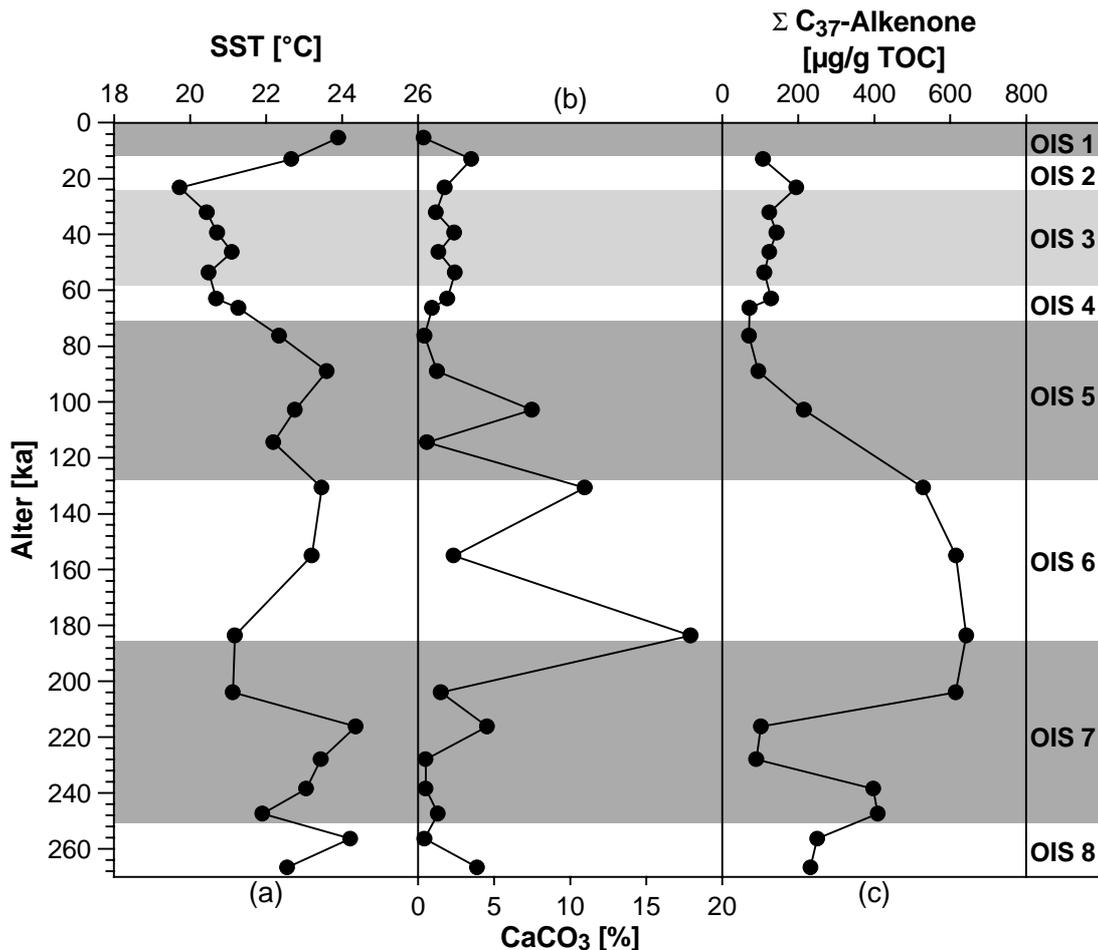


Abbildung 26 Darstellung der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen (a) und Vergleich der Kalziumkarbonatgehalte, (b) mit den Summenkonzentrationen der C_{37:3}- und C_{37:2}-Methylketone in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

Variation der terrigenen Biomarker –

Rückschlüsse auf Klima- und Vegetationsänderungen auf dem afrikanischen Kontinent

Als terrigene Biomarker eignen sich insbesondere die langkettigen *n*-Alkane und *n*-Alkohole, die aus den Blattwachsen höherer Pflanzen stammen und deren homologe Reihen in allen untersuchten Sedimentextrakten nachgewiesen wurden. Die Summenkonzentrationen ihrer Hauptverbindungen sind in Abbildung 27 dargestellt.

Taraxerol gilt seit seiner Identifizierung in Oberflächensedimenten in der Region des Großen Barriereriffs durch Johns et al. (1994) als terrestrischer Biomarker. Koch et al. (eingereicht) konnten allerdings bei ihren Untersuchungen von drei verschiedenen Mangroven aus dem Amazonas-Gebiet nur in einer einzigen Art (*Rhizophora mangle*) Taraxerol in signifikanten Mengen nachweisen. Bisher sind keine Biomarker-Analysen von Mangroven des äquatorialen Afrikas oder die quantitative Verteilung ihrer verschiedenen Spezies innerhalb der Vegetation bekannt.

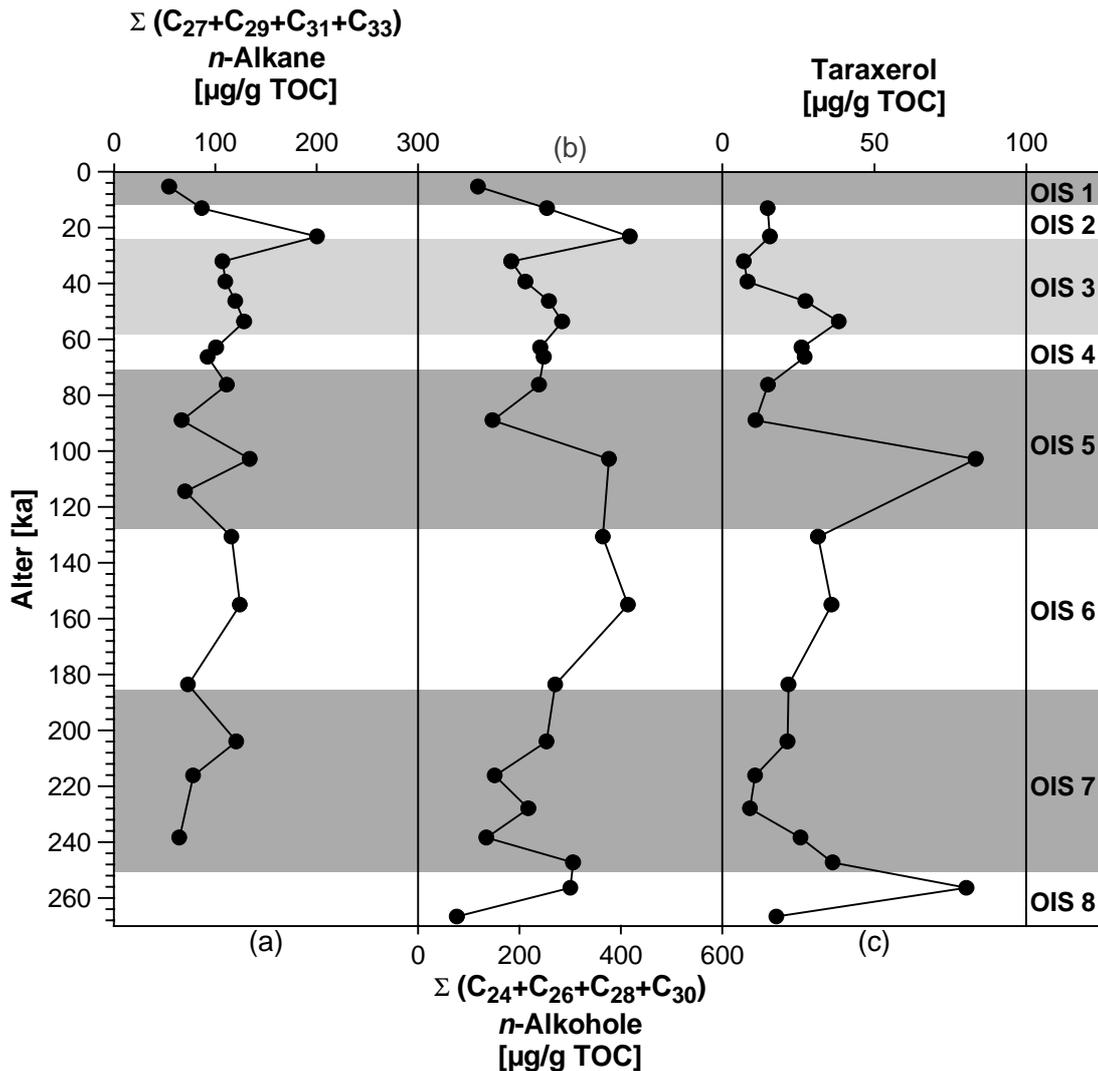


Abbildung 27 Terrigene Biomarker (ODP-Bohrung 1075A) in Abhängigkeit vom Sedimentalter: (a) Summenkonzentration von n - $C_{27}H_{56}$, n - $C_{29}H_{60}$, n - $C_{31}H_{64}$ und n - $C_{33}H_{68}$ (b) Summenkonzentration von n - $C_{24}H_{49}OH$, n - $C_{26}H_{53}OH$, n - $C_{28}H_{57}OH$ und n - $C_{30}H_{61}OH$ und (c) Taraxerol-Konzentration (260 bis 0 ka)

Die Summenkonzentrationen der langkettigen n -Alkane und n -Alkohole schwanken zwischen 93 und 290 $\mu\text{g/g TOC}$ bzw. 230 und 670 $\mu\text{g/g TOC}$. Erhöhte Konzentrationen treten innerhalb des letzten Glazials auf und weisen damit auf einen verstärkten terrigenen Eintrag in diesem Intervall hin. Eine Tendenz zu höheren Werten ist ebenfalls im OIS 6, am Übergang von OIS 8 zu OIS 7 und innerhalb des OIS 5 bei etwa 100 ka (relativ zu den benachbarten Sedimentproben) zu beobachten. In den beiden letztgenannten Zeitintervallen steigen die Taraxerol-Konzentrationen auf mehr als das 3fache ihres Durchschnitts an. Die hohen Taraxerol-Gehalte der 100 ka alten Sedimentprobe sind vermutlich auf die TOC-Normierung zurückzuführen, da diese Probe mit 1,2% den geringsten TOC-Gehalt der letzten 260 ka aufweist. Der Anstieg der Taraxerol-Konzentration an der Termination des Sauerstoffisotopenstadiums 8 stimmt mit den Befunden von Schefuß et al. (1999) überein. Im Zeitraum von 450 ka

bis 1,1 Ma treten erhöhte Taraxerol-Konzentrationen an den Übergängen von den Kalt- zu den Warmzeiten auf. Ursache könnte die Ausbreitung von Mangroven-Sümpfen im Zusammenhang mit den Meeresspiegelanstiegen aufgrund der globalen Erwärmung sein. Vermutlich aufgrund der geringen zeitlichen Auflösung konnten im Rahmen dieser Arbeit keine erhöhten Taraxerol-Konzentrationen an der Termination I (Übergang von OIS 2 zu OIS 1) sowie nur geringfügig ansteigende Taraxerol-Gehalte an der Termination II (Übergang von OIS 6 zu OIS 5) gefunden werden.

Höhere Niederschlagsmengen in den Interglazialen sollten zu einem verstärkten fluviatilen Eintrag terrigener Komponenten in Tiefseesedimente vor Flußmündungen führen. Erwartungsgemäß wurden von Hinrichs (1997) höhere Konzentrationen langkettiger *n*-Alkane und *n*-Alkohole in den Sedimenten im Amazonas-Fächer während warmer, humider Zeitintervalle beobachtet. In Übereinstimmung mit den globalen Vorstellungen sprechen die Ergebnisse der Untersuchungen kontinentaler Sedimente aus Afrika ebenfalls für geringere Niederschlagsmengen während des letzten Glazials (Bonafille et al., 1995; deMenocal, 1993; Dupont et al., 1999; Jansen und van Iperen, 1991; Mikkelsen, 1984). Ein verstärkter fluviatiler Eintrag ist als Erklärung der 1,5fachen Summenkonzentration der langkettigen *n*-Alkohole und der doppelt so hohen Summenkonzentration der langkettigen *n*-Alkane in den Glazialsedimenten (im Vergleich mit ihren Durchschnittswerten der letzten 260 ka) daher unwahrscheinlich. Vielmehr führen diese Befunde zu der Schlußfolgerung, daß während der kalten, ariden Perioden verstärkte Winde zu einem erhöhten Staubeintrag führen.

Die durchschnittlichen Kettenlängen der *n*-Alkane (ausgedrückt als ACL_{27-33} -Indices, siehe Kapitel 5.6.2) variieren in den Sedimenten der Bohrung 1075 innerhalb der letzten 260 ka zwischen 29,96 und 30,23. Diese geringe Schwankungsbreite verdeutlicht das gleichförmige Bild der *n*-Alkanverteilungen in den analysierten Extrakten, deren Maxima immer beim *n*-Nonacosan auftreten. Trotz der geringen Variation der durchschnittlichen Kettenlängen sind Tendenzen zu höheren ACL_{27-33} -Werten in den Glazialen zu erkennen. Dieser Befund steht im Gegensatz zu den bisher beobachteten Beziehungen zwischen der durchschnittlichen Kettenlänge und der Temperatur. In den in dieser Arbeit untersuchten Sedimenten des Kongo-Fächers aus dem Zeitraum der letzten 2 Ma wurde der erwartete Trend von höheren durchschnittlichen Kettenlängen mit erhöhten (Oberflächenwasser-)Temperaturen dokumentiert. Möglicherweise zeugen die höheren ACL-Werte während der Glaziale von einer Ausdehnung semi-arider Vegetation als Folge eines trockeneren Klimas, wie bereits von Hinrichs (1997) anhand von Sedimentuntersuchungen des Amazonas-

Fächers vorgeschlagen wurde. Während in höheren Landpflanzen häufig *n*-Heptacosan und *n*-Nonacosan die dominierenden *n*-Alkane sind, weisen die *n*-Alkanverteilungen in Gräsern typischerweise ein Maximum bei *n*-Hentriacontan auf (Cranwell, 1973). Die Variation der durchschnittlichen Kettenlängen der *n*-Alkane reflektiert möglicherweise Vegetationsänderungen auf dem Kontinent. Unterstützt werden diese Befunde durch die Messung der Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkane. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte werden mit zunehmender Kettenlänge schwerer, was auf einen höheren Anteil von Biomasse aus C_4 -Pflanzen (fast alle Gräser) bei den längerkettigen *n*-Alkanen hinweist. Höhere relative Anteile von Gräsern an der sedimentierten pflanzlichen Biomasse sollten daher die durchschnittlichen Kettenlängen der *n*-Alkane zu höheren Werten verschieben. Eine ausführliche Diskussion dieser Überlegungen erfolgt in Kapitel 9.3.

6.3 Untersuchungen im Zeitintervall von 510 bis 370 ka

Die Sedimentproben für die Untersuchung des Zeitintervalls von 510 bis 370 ka wurden anhand der linearen Sedimentationsraten (Wefer et al., 1998) so ausgewählt, daß sie das Sauerstoffisotopenstadium 11 und die angrenzenden kalten Stadien 10 und 12 repräsentierten. Die erst später entwickelte Sauerstoffisotopenstratigraphie von Dupont et al. (in Vorbereitung) führte (wie schon bei den Sedimenten des Spätquartärs) zu einer erheblichen Alterskorrektur, so daß die ältesten untersuchten Sedimente aus dem OIS 13 stammen. Aufgrund eines unvollständigen Kerngewinns beim Bohren konnte trotz Nachbeprobung der Sedimentkerne der Übergang vom Stadium 12 zum Stadium 11 nicht in zufriedenstellender Auflösung erfaßt werden.

6.3.1 Rekonstruktion der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen

Die anhand des Unsättigungsgrades der C_{37} -Methylketone ermittelten Oberflächenwassertemperaturen schwanken im Zeitraum von 510 bis 370 ka zwischen $17,4^\circ\text{C}$ und $24,6^\circ\text{C}$. Die Temperaturen der Interglazialstadien betragen im Durchschnitt $22,2^\circ\text{C}$ und liegen damit um $1,7^\circ\text{C}$ höher als die der glazialen Intervalle. Wie schon die Ergebnisse der Untersuchungen an den Sedimentproben des Spätquartärs zeigten, nehmen die Oberflächenwassertemperaturen schon deutlich vor dem Ende der globalen Warmzeiten ab. Da der Übergang vom Stadium 12 zu Stadium 11 mit den verfügbaren Sedimentproben nicht hinreichend aufgelöst ist, kann an dieser Stelle nur spekuliert werden, ob eine Erhöhung der Temperaturen schon am Ende der Kaltzeit (vgl. OIS 6, Kapitel 6.2.1) auftrat. Allerdings suggeriert der SST-Verlauf zu Beginn des OIS 11 einen langsamen Anstieg der Oberflächenwassertemperaturen, der wiederum

im Spätquartär aufgrund der schlechteren zeitlichen Auflösung nicht erkennbar sein könnte.

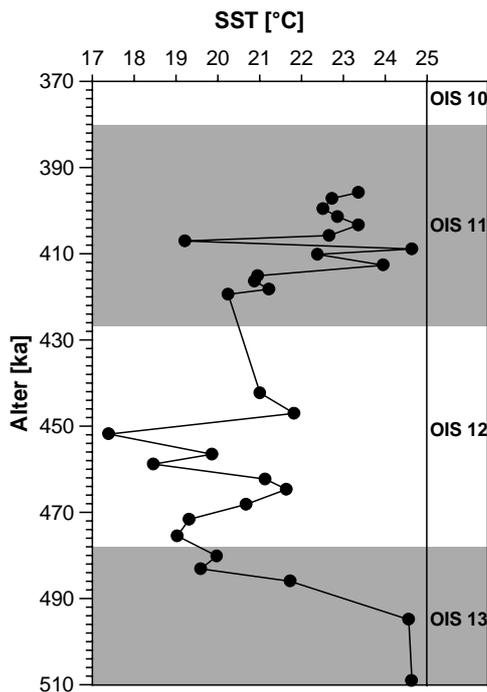


Abbildung 28 Paläooberflächenwassertemperaturen (ODP-Bohrung 1075A) in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)

Im Vergleich mit den anderen Warmzeiten läßt sich jedoch für den hier untersuchten Sedimentationsraum die Aussage treffen, daß das Sauerstoffisotopenstadium 11 weder durch besonders hohe absolute Temperaturen auffällt, noch daß es sich um ein extrem langes Interglazial handelt.

6.3.2 Paläoproduktivität und Erhaltung des organischen Materials

Trotz einer hohen zeitlichen Auflösung ist für die 35 Sedimentproben von 510 bis 370 ka keine Abhängigkeit der Kohlenstoff- und Schwefel-Gehalte von den Glazial-/Interglazialstadien erkennbar (siehe Abbildung 29).

Die Gesamtschwefelgehalte sind mit $2,1 \pm 0,3$ % in den Sedimentproben dieses Zeitintervalls deutlich höher als in den spätquartären Sedimenten und zeugen damit von einer verstärkten Aktivität sulfatreduzierender Bakterien. Die stärkere Überarbeitung des organischen Materials wird durch einen durchschnittlich geringeren Erhaltungsgrad verdeutlicht (Abbildung 30): Während in den Sedimenten des Spätquartärs ca. 70% des ursprünglich sedimentierten organischen Materials erhalten sind, beträgt der Erhaltungsgrad im Zeitintervall von 510 bis 370 ka nur noch etwa 60%.

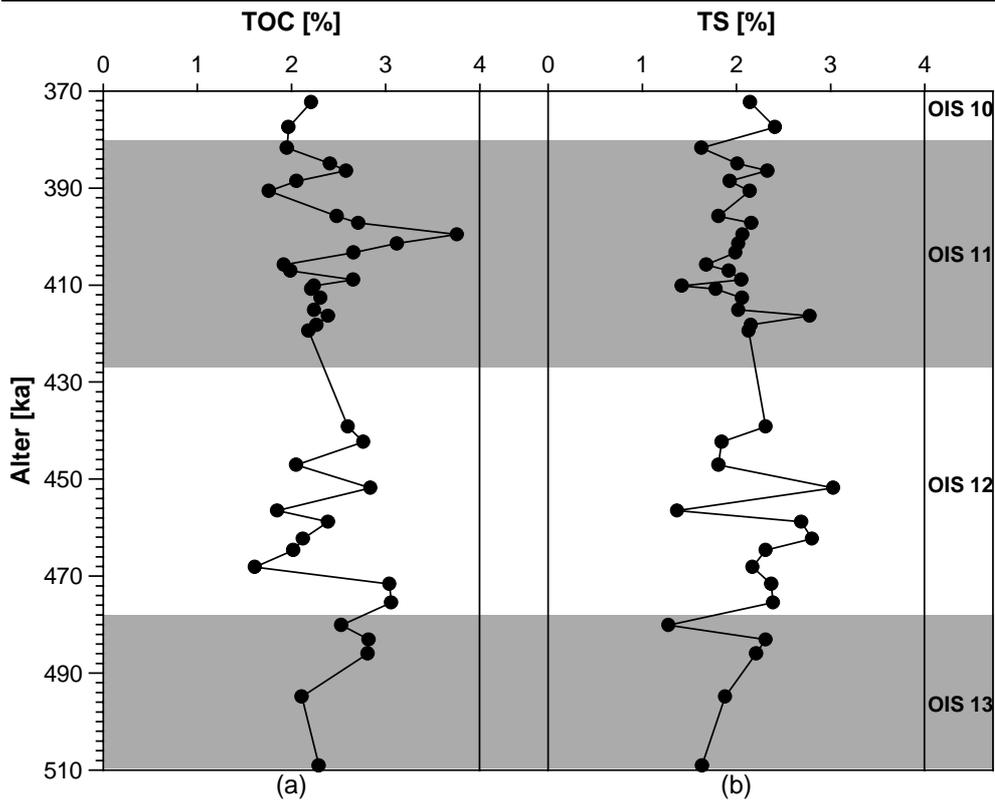


Abbildung 29 Darstellung (a) der Gehalte an organischem Kohlenstoff und (b) der Gesamtschwefelgehalte in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)

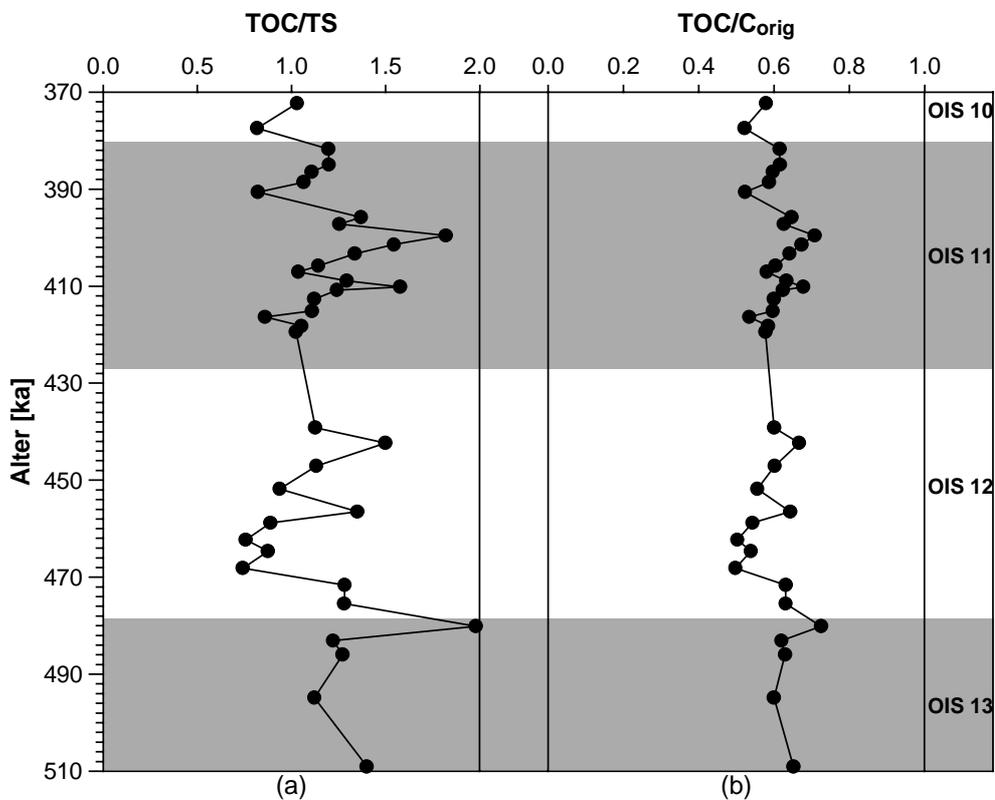


Abbildung 30 Darstellung (a) der TOC/TS Verhältnisse und (b) der Erhaltungsgrade des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) in den Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)

Da die Gehalte an organischem Kohlenstoff mit einem Durchschnitt von $2,4 \pm 0,3$ % nur etwas unter den TOC-Gehalten der spätquartären Sedimente liegen, muß sich der Anteil des ursprünglich sedimentierten organischen Materials in den beiden Zeitabschnitten unterscheiden. Im Intervall zwischen 520 und 370 ka wurden nach Littke et al. (1997) 4,3% und im Spätquartär durchschnittlich nur 3,9% organisches Material (gemessen als TOC) abgelagert. Das bedeutet, daß zwischen den Sauerstoffisopenstadien 13 und 10 etwas mehr organisches Material die Sedimentoberfläche erreichte. Sowohl eine verstärkte Primärproduktion als auch bessere Erhaltungsbedingungen als im Spätquartär könnten dabei eine Rolle gespielt haben. Das Verhältnis zwischen Cholestanol und Cholesterol ist im Intervall zwischen 520 und 370 ka im Durchschnitt geringfügig höher (Abbildung 31) und deutet damit auf weniger Sauerstoff an der Sediment/Wasser-Grenze hin als im Spätquartär.

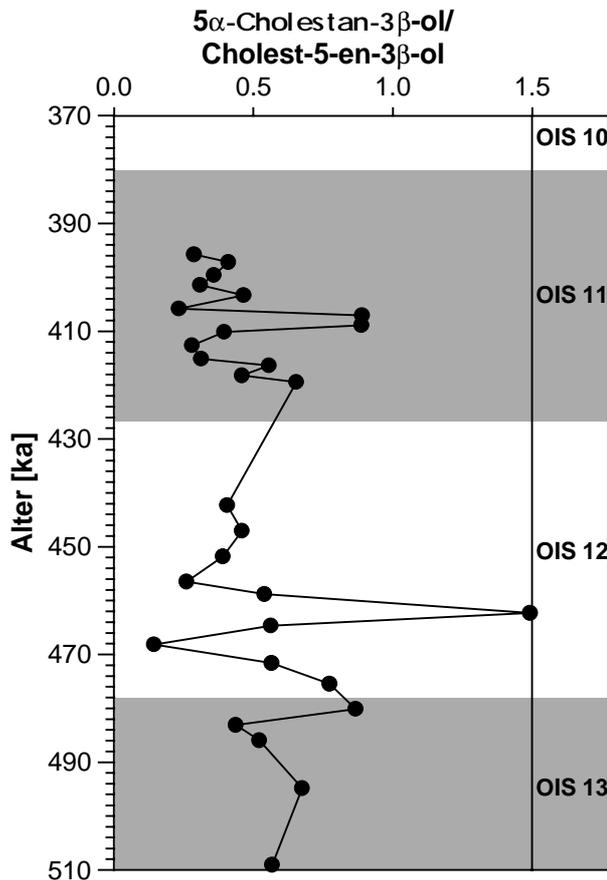


Abbildung 31 Darstellung der 5α -Cholestan- 3β -ol/Cholest-5-en- 3β -ol-Verhältnisse in den Sedimenten der Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)

6.3.3 Herkunft des organischen Materials

Variation der marinen Biomarker – Aussagen über die marine Produktivität

Die Verteilung der marinen Biomarker in den Sedimentproben des Zeitintervalls zwischen 510 und 370 ka ist sehr komplex und wird durch langkettige Diole, Ketole und Methylketone dominiert. Organische Verbindungen, die auf einen Biomasseeintrag von Diatomeen hinweisen (wie z.B. Brassicasterol), sind nur in geringen Mengen vorhanden. In keiner Sedimentprobe dieses Zeitintervalls wurden hochverzweigte Isoprenoidkohlenwasserstoffe gefunden.

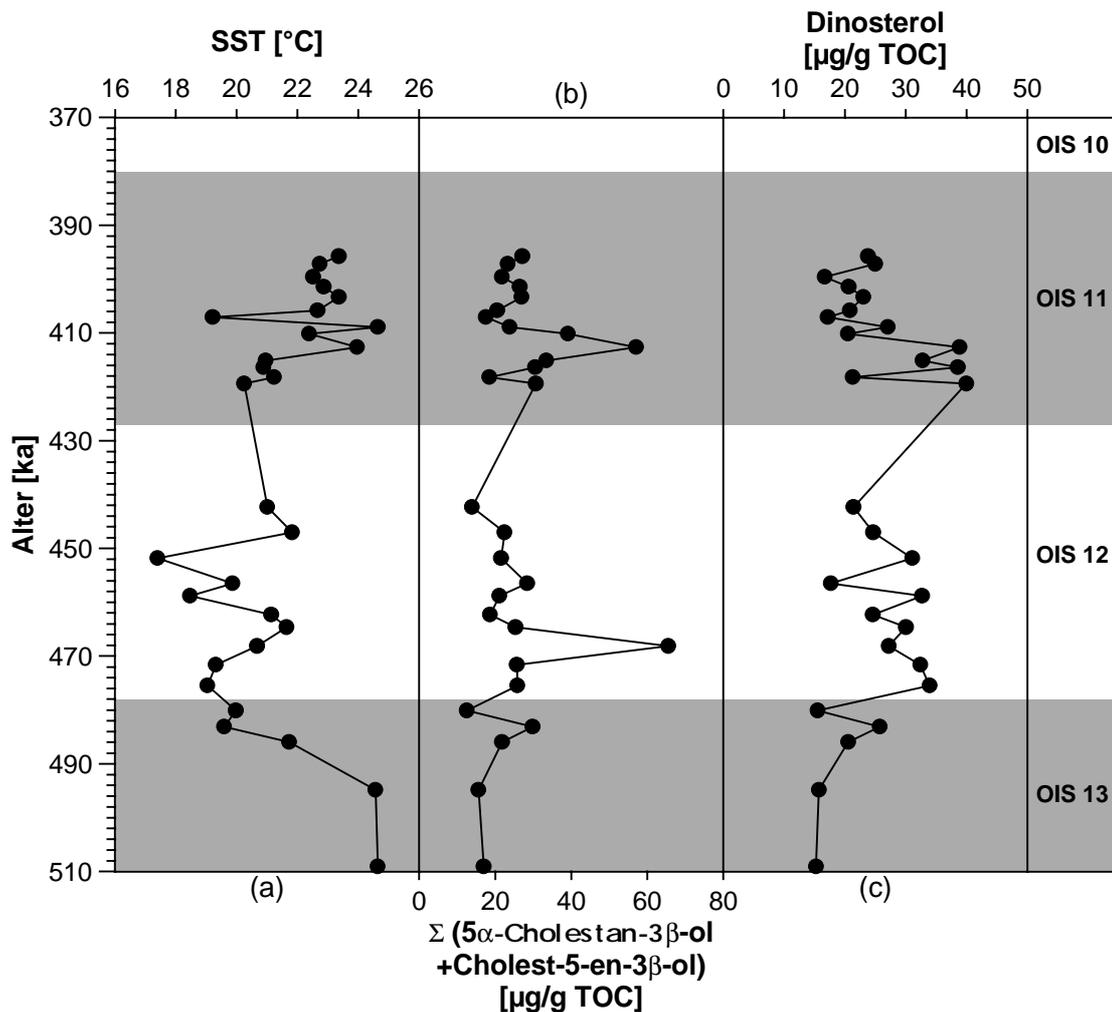


Abbildung 32 Marine Parameter (ODP-Bohrung 1075A) in Abhängigkeit vom Sedimentalter: (a) anhand des U^{K}_{37} berechnete Oberflächenwassertemperaturen (b) Summenkonzentrationen von 5α -Cholestan- 3β -ol und Cholest-5-en- 3β -ol und (c) Dinosterol-Konzentrationen

Obwohl die durchschnittliche Konzentration von Dinosterol und die mittlere Summenkonzentration von Cholestanol und Cholesterol nahezu identisch sind ($27 \pm 8 \mu\text{g/g TOC}$ bzw. $29 \pm 12 \mu\text{g/g TOC}$), unterscheiden sich die jeweiligen Konzentrationen in Abhängigkeit vom Sedimentalter zwischen 510 und 370 ka

(Abbildung 32). Erhöhte Dinosterol-Gehalte fallen meistens mit niedrigen Paläooberflächenwassertemperaturen zusammen. Die Summenkonzentration von Cholestanol und Cholesterol zeigt diesen Trend nicht. Entweder hat das kältere Wasser eine verstärkte Produktivität speziell der Dinoflagellaten begünstigt, oder aber diese Tatsache ist Ausdruck der höheren Stabilität von Dinosterol im Vergleich mit Cholesterol (Andersen, 1995; Harvey et al., 1989).

Die in großen Mengen vorkommenden langkettigen Methylketone repräsentieren die Bioproduktivität bestimmter kalzifizierender Organismen. Höhere Kalziumkarbonatgehalte in Sedimentproben zwischen 510 und 370 ka fallen zwar in einigen Fällen mit erhöhten Summenkonzentrationen der C₃₇-Methylketone überein, aber umgekehrt ist dies nicht der Fall. Eine Abhängigkeit beider Parameter von den ermittelten Oberflächenwassertemperaturen konnte nicht gefunden werden (Abbildung 33).

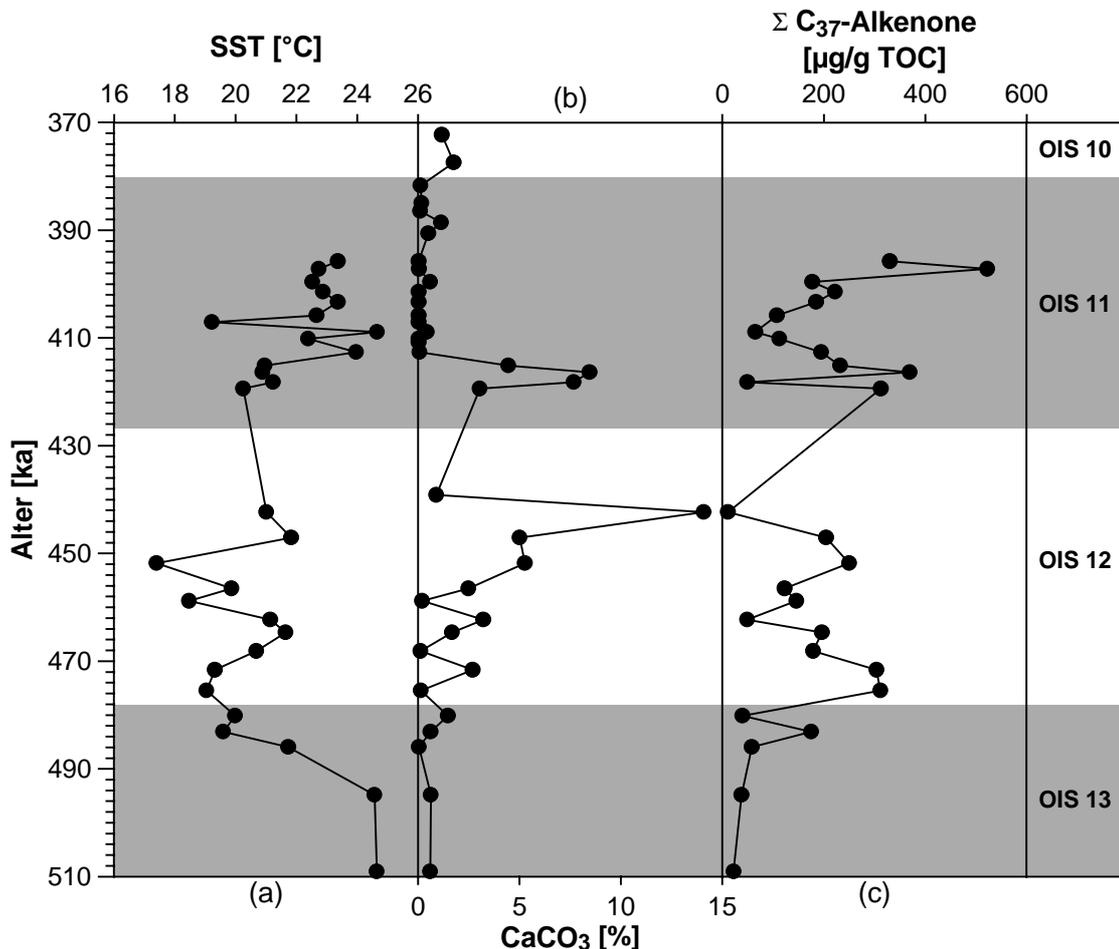


Abbildung 33 Darstellung der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen (a) und Vergleich der Kalziumkarbonatgehalte (b) mit den Summenkonzentrationen der C_{37:3}- und C_{37:2}-Methylketone in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (510 bis 370 ka)

Mit durchschnittlich 163 $\mu\text{g/g}$ TOC und 204 $\mu\text{g/g}$ TOC kommen die langkettigen Diole und Ketole in ähnlich hohen Konzentrationen vor wie die C_{37} -Methylketone. Ihre Schwankungsbreite ist allerdings deutlich geringer. Trotzdem ähneln sich die Konzentrationsverläufe in Abhängigkeit vom Sedimentalter (Abbildung 34). Der hohe Korrelationskoeffizient ($r^2=0,86$) für die Beziehung zwischen den Diol- und Ketol-Konzentrationen bestätigt die Annahme, daß beide Verbindungsgruppen aus einer gemeinsamen biogenen Quelle stammen (de Leeuw et al., 1981; Versteegh et al., 2000). Da jedoch keine Abhängigkeiten von den anderen ermittelten organisch-geochemischen Parametern festgestellt werden konnte, ist noch unklar, welche paläoklimatischen Faktoren die Konzentrationen der Diole und Ketole im Sediment beeinflussen.

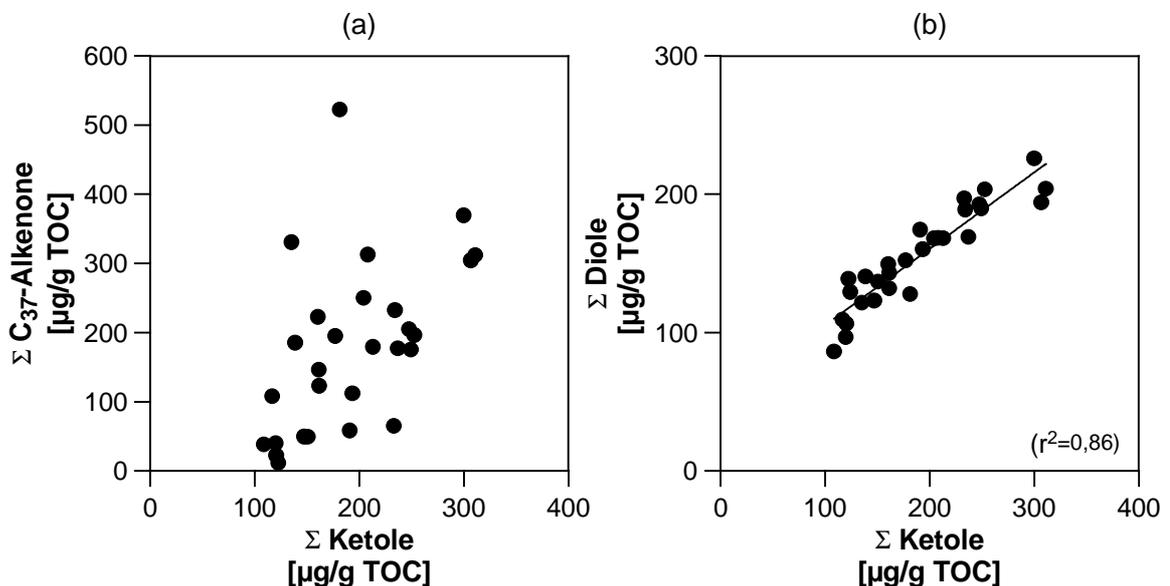


Abbildung 34 Darstellung der Summenkonzentration der C_{30} - und C_{32} -Ketole in Relation zur Summenkonzentration der $\text{C}_{37:3}$ - und $\text{C}_{37:2}$ -Methylketone (a) sowie der C_{30} - und C_{32} -Dirole (b) in Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A (510 bis 370 ka)

Variation der terrigenen Biomarker –

Rückschlüsse auf Klima- und Vegetationsänderungen auf dem afrikanischen Kontinent

Die durchschnittlichen Summenkonzentrationen der langkettigen n -Alkane und n -Alkohole in den Sauerstoffisotopenstadien 13 bis 10 sind denen im Spätquartär ähnlich. Die Abhängigkeit von den Glazial-/Interglazial-Zyklen ist – vermutlich aufgrund der besseren zeitlichen Auflösung – deutlicher ausgeprägt (Abbildung 35). Die höchsten Konzentrationen der langkettigen n -Alkane und n -Alkohole treten im OIS 12 und am Beginn des OIS 11 auf, das noch durch relativ kühle Temperaturen gekennzeichnet ist.

In den untersuchten Sedimentproben zwischen 510 und 370 ka ist die durchschnittliche Kettenlänge der *n*-Alkane relativ konstant. Zwar treten die höchsten ACL_{27-33} -Werte im mittleren OIS 12 und die kleinsten im mittleren OIS 11 auf, aber eine generelle Abhängigkeit der durchschnittlichen Kettenlänge der *n*-Alkane von der Temperatur ist nicht zu beobachten.

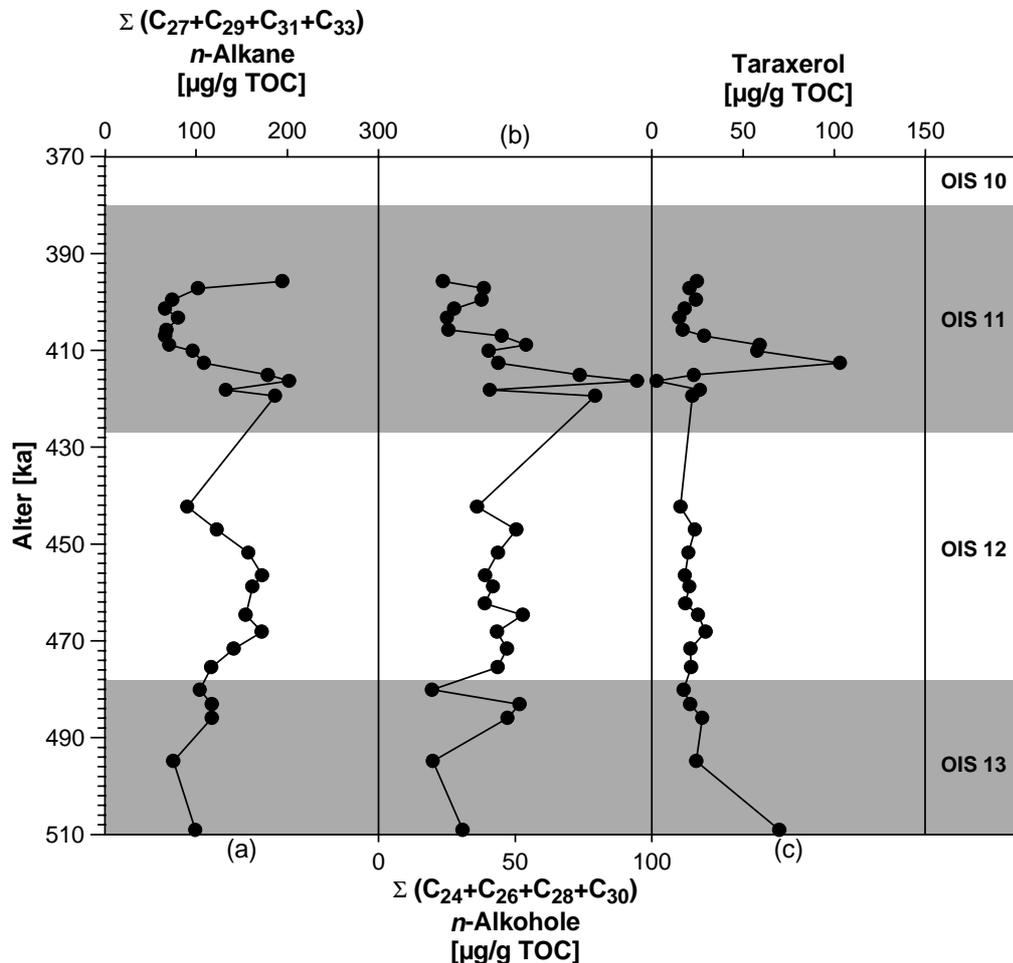


Abbildung 35 Terrigene Biomarker (ODP-Bohrung 1075A) in Abhängigkeit vom Sedimentalter: (a) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$, (b) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}$ und $n\text{-C}_{30}\text{H}_{61}\text{OH}$ und (c) Taraxerol-Konzentration (510 bis 370 ka)

Die Taraxerol-Konzentrationen in den Sedimentproben zwischen 510 und 370 ka sind weitestgehend konstant (Abbildung 35). Die höchsten Konzentrationen treten – in relativ kurzzeitigen Ereignissen – innerhalb der Interglaziale auf. Im Sauerstoffisotopenstadium 11 wird die höchste Taraxerol-Konzentration nach einem stetigen Anstieg der Temperaturen erreicht, der die Ausbreitung von Mangroven-Sümpfen begünstigt haben könnte. Eine ähnliche Erklärung ist auch für die erhöhten Taraxerolgehalte im OIS 13 denkbar, allerdings wurde dort der Übergang vom Glazial zum Interglazial nicht analysiert.

6.4 Zusammenfassung - Kongo-Becken

Alle untersuchten Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A aus dem Bereich des Kongo-Fächers weisen im Vergleich mit Sedimenten des offenen Ozeans relativ hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff auf, die auf einen hohen Eintrag an organischem Material hinweisen. Die Analyse der komplexen Biomarker-Verteilungen deuten auf eine Mischung aus marinen und terrigenen Eintragsquellen hin. Langkettige Diole, Ketole, Methylketone sowie *n*-Alkohole und *n*-Alkane stellen die Hauptkomponenten dar. Spezifische Biomarker, die auf das Vorkommen von Diatomeen hinweisen, waren nur in geringen Konzentrationen nachweisbar.

Die Gesamtschwefelgehalte sind außerordentlich hoch, was auf eine hohe Aktivität sulfatreduzierender Bakterien zurückzuführen ist. Der Erhaltungsgrad des organischen Kohlenstoffs nimmt mit zunehmender Teufe ab. Während in der oberflächennächsten Sedimentprobe noch etwa 84% des ursprünglich sedimentierten organischen Materials erhalten sind, sind in den Sedimenten ab etwa 250 ka durchschnittlich nur noch 57% vorhanden.

Der intensive mikrobielle Abbau von organischem Material induziert eine starke Karbonatlösung. Die Karbonatgehalte sind mit durchschnittlich 2% sehr gering. Maximale Gehalte treten überwiegend in den Sedimenten jünger als 1 Million Jahre auf. Der höchste Karbonatgehalt von 25% in der 1073 ka alten Sedimentprobe ist auf eine verstärkte marine Produktivität zurückzuführen.

Erhöhte Karbonatgehalte treten teilweise zeitgleich mit erhöhten Konzentrationen der C₃₇-Methylketone auf. Die anhand des Unättigungsgrades dieser Alkenone berechneten Paläooberflächenwassertemperaturen reflektieren überwiegend die globalen Warm- und Kaltzeiten. Bemerkenswerterweise nehmen sie schon am Ende der Interglaziale auf glaziale Temperaturen ab (OIS 13, 11?, 7 und 5) und erreichen schon vor dem Beginn der Warmzeiten maximale Werte (OIS 8, 6 und 2). Das Sauerstoffisotopenstadium 11 fällt weder durch besonders hohe absolute Temperaturen noch durch eine extrem lange warme Phase auf.

Die näher untersuchten Glaziale sind sowohl durch eine verstärkte marine Produktivität als auch durch einen erhöhten terrigenen Eintrag gekennzeichnet. Aufgrund der Aridität auf dem Kontinent während der kalten Stadien spricht diese Tatsache für einen deutlich erhöhten äolischen Transport des terrestrischen organischen Materials während der Glaziale.

Die *n*-Alkanverteilungen sind über einen Zeitraum von 2 Millionen Jahren erstaunlich gleichförmig. Abgesehen von Konzentrationsschwankungen besteht der einzige sichtbare Unterschied in der Verschiebung des Maximums bei *n*-Nonacosan zum *n*-Hentriacontan mit zunehmender Teufe. Diese Tatsache kommt in der Zunahme des $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}/n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ -Verhältnisses zum Ausdruck, welches mit den ACL_{27-33} -Indizes signifikant korreliert. Über einen Zeitraum von 2 Millionen Jahren nimmt der ACL_{27-33} -Index mit steigender Temperatur zu. Bei höherauflösender Betrachtung der im Spätquartär abgelagerten Sedimente ist eher eine umgekehrte Beziehung zu beobachten. Der ACL_{27-33} -Index spiegelt in diesem Zeitraum wahrscheinlich Vegetationsänderungen wider. Während der Glaziale ging die Ausbreitung der Wälder zurück, und Gräser bedeckten einen großen Teil des afrikanischen Kontinents. Die Annahme, daß Gräser (überwiegend C_4 -Pflanzen) längere Kettenlängen synthetisieren, wird durch die Messung der Kohlenstoffisotopenverhältnisse an *n*-Alkanen unterstützt. Die relativ schweren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des C_{33} - und C_{35} -*n*-Alkans weisen auf einen höheren Anteil an Biomasse aus C_4 -Pflanzen bei diesen langkettigen *n*-Alkanen hin.

7 Ergebnisse und Diskussion - Angola-Becken

7.1 Untersuchung des Zeitintervalls von 700 ka bis heute

7.1.1 Altersstratigraphie

Für die Untersuchung der Sedimente aus dem Angola-Becken über den Zeitraum der letzten 700 ka standen 103 Proben aus der ODP-Bohrung 1079A zur Verfügung. Die zeitliche Auflösung beträgt aufgrund variierender Sedimentationsraten 3 bis 18 ka⁻¹. Das Alter der untersuchten Sedimentproben wurde zunächst über die linearen Sedimentationsraten bestimmt (Wefer et al., 1998). Innerhalb von ca. 700 ka wurden 122 m Sediment abgelagert (durchschnittlich 17 cm/ka). Bisher liegt nur für die oberen 50 mcd eine Sauerstoffisotopenstratigraphie anhand benthischer Foraminiferen vor (Pérez und Berger, 2000). Das darauffolgende biostratigraphische Datum (0,26 ka in einer Tiefe von 89,62 mbsf (Wefer et al., 1998)) erfordert für das dazwischenliegende Intervall eine lineare Sedimentationsrate von rund 180 cm/ka. Dies erscheint nicht realistisch, so daß auf die Angabe der Alter in diesem Kernabschnitt verzichtet wird. Die Altersangaben der Sedimente älter als 260 ka basieren auf den (wenigen) biostratigraphischen Eckdaten für diesen Sedimentkern (Wefer et al., 1998) und sind daher recht ungenau.

7.1.2 Aussagen über Paläoproduktivität und Erhaltung

An allen Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A wurden die Elementgehalte (TOC, TIC, TS) und überwiegend auch die Kohlenstoffisotopenverhältnisse des gesamten organischen Materials ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) bestimmt. Anhand dieser Daten konnten Aussagen über die Paläoproduktivität und die Erhaltung des organischen Materials abgeleitet werden.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff variieren innerhalb der letzten 700 ka zwischen 1,4 und 4,7% (Abbildung 36). Die Werte stimmen gut mit den Schiffsdaten überein (Mittelwerte $2,8 \pm 0,6\%$ (n=98, diese Arbeit) bzw. $3,1 \pm 0,8\%$ (n=28, Wefer et al., 1998)). Damit liegt der durchschnittliche TOC-Gehalt weit über dem in Sedimenten des offenen Ozeans. Dies zeugt von einer hohen Produktivität im Untersuchungsgebiet, vermutlich gekoppelt mit einer guten Erhaltung des organischen Materials.

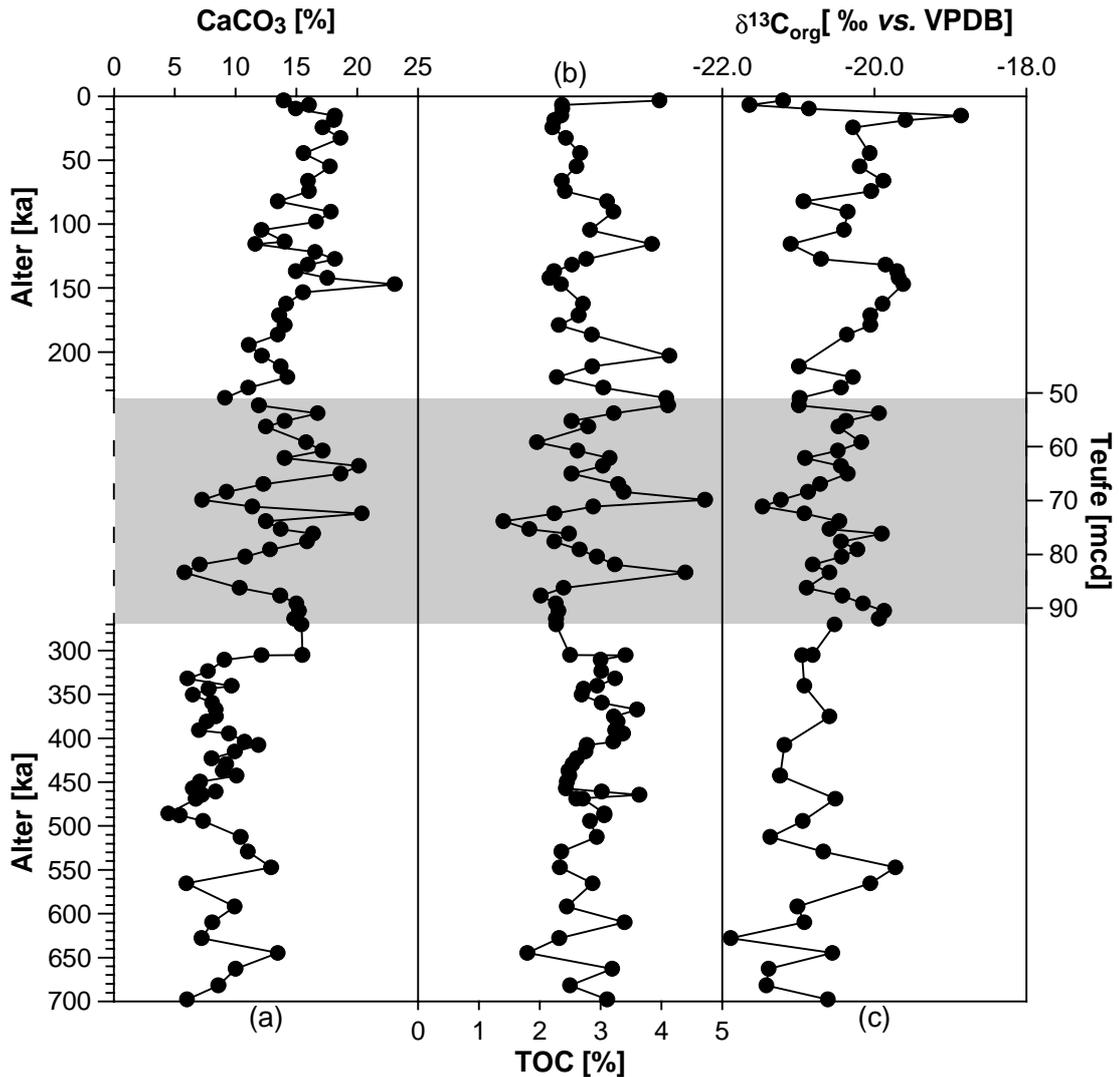


Abbildung 36 Darstellung (a) der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff (umgerechnet in Kalziumkarbonatgehalte), (b) der Gehalte an organischem Kohlenstoff und (c) der Kohlenstoffisotopenverhältnisse des organischen Materials in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter

Die Karbonatgehalte in den Sedimenten der letzten 700 ka sind relativ hoch. Sie betragen im Mittel $12,2 \pm 4,1\%$ ($n=103$). Hohe Karbonatgehalte zeugen von einer verstärkten Produktivität kalzifizierender Organismen wie z.B. der Coccolithophoriden. Ein Vergleich der Profile von anorganischem und organischem Kohlenstoff in Abhängigkeit vom Sedimentalter (Abbildung 36) zeigt, daß hohe TOC-Gehalte oftmals geringen CaCO_3 -Gehalten entsprechen. Besonders ausgeprägt ist dieser Zusammenhang im Intervall zwischen 50 und 90 mcd. Verschiedene Faktoren können zu einem derartigen Befund führen:

1. In Zeiten, in denen TOC-reiche Sedimente abgelagert wurden, war die marine Primärproduktivität geringer.

Unterstützt wird diese Hypothese durch die leichten Kohlenstoffisotopenverhältnisse des organischen Materials, die gleichzeitig mit hohen TOC-Gehalten (Abbildung 36) auftreten und damit auf einen höheren Anteil der terrestrischen Fraktion hindeuten. Andererseits steht sie im Gegensatz zu dem klassischen Verständnis, daß hohe TOC-Gehalte durch eine hohe marine Produktivität hervorgerufen werden. Die Korrelation der Wasserstoffindices (HI) mit den Gehalten an organischem Material in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A spricht für diese Annahme (Wefer et al., 1998). Eine weitere Unterstützung für die erste Hypothese liefert die Tatsache, daß maximale Gehalte an organischem Kohlenstoff überwiegend in Interglazialen auftreten, die nach dem bisherigen Kenntnisstand durch eine verringerte marine Produktivität gekennzeichnet sind (Schneider et al., 1996). Geringere Konzentrationen der marinen Biomarker (wie z.B. der Alkenone) in den warmen Stadien würde diese These bestätigen.

2. Die Hauptbiomasseproduzenten verlagern sich von kalzifizierenden zu nichtkalzifizierenden Organismen.

Mit dieser Hypothese könnten neben den verringerten Karbonatgehalten auch die erhöhten Wasserstoffindices bei hohen TOC-Gehalten erklärt werden. Gleichzeitig erhöhte Konzentrationen der marinen Biomarker (wie z.B. der Alkenone) würden diese These unterstützen. Allerdings gestaltet sich die Erklärung der leichten Kohlenstoffisotopenverhältnisse des organischen Materials bei hohen TOC-Gehalten problematisch. Eine Möglichkeit wäre ein niedrigerer Anteil von isotopisch schwerem Material der C₄-Pflanzen (Gräser) in Zeiten, in denen TOC-reiche Sedimente abgelagert werden. Dies stimmt mit der Beobachtung überein, daß während der Warmzeiten die Steppenvegetation zurückging und die tropischen Regenwälder weiter verbreitet waren (Dupont et al., 1999). Der Einfluß des Eintrags von C₄-Pflanzen auf die Isotopensignatur des gesamten organischen Materials wurde in den bisherigen Studien im Untersuchungsgebiet als vernachlässigbar angesehen (Mariotti et al., 1991; Müller et al., 1994; Schneider, 1991). In Kapitel 9.3 wird der Anteil an C₄-Pflanzen abgeschätzt und seine Signifikanz für die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte diskutiert.

3. Die geringen Karbonatgehalte könnten auf eine verstärkte Lösung des Karbonats aufgrund des mikrobiellen Abbaus des organischen Materials hindeuten.

Die leichten $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte könnten in diesem Fall auf den stärkeren Abbau des labileren marinen Materials zurückzuführen sein, so daß das verbleibende organische Material an ^{13}C abgereichert wäre. Die gute bis sehr gute Erhaltung der in den Sedimenten der Bohrung 1079A gefundenen kalkigen Fossilien spricht allerdings dagegen (Wefer et al., 1998). Außerdem würde diese Hypothese enorm hohe Akkumulationsraten des organischen Kohlenstoffs erfordern, die in den Interglazialen eher unwahrscheinlich sind.

Neben der Änderung der Produktivität sind aber auch Aspekte variierender Erhaltungsbedingungen zu berücksichtigen.

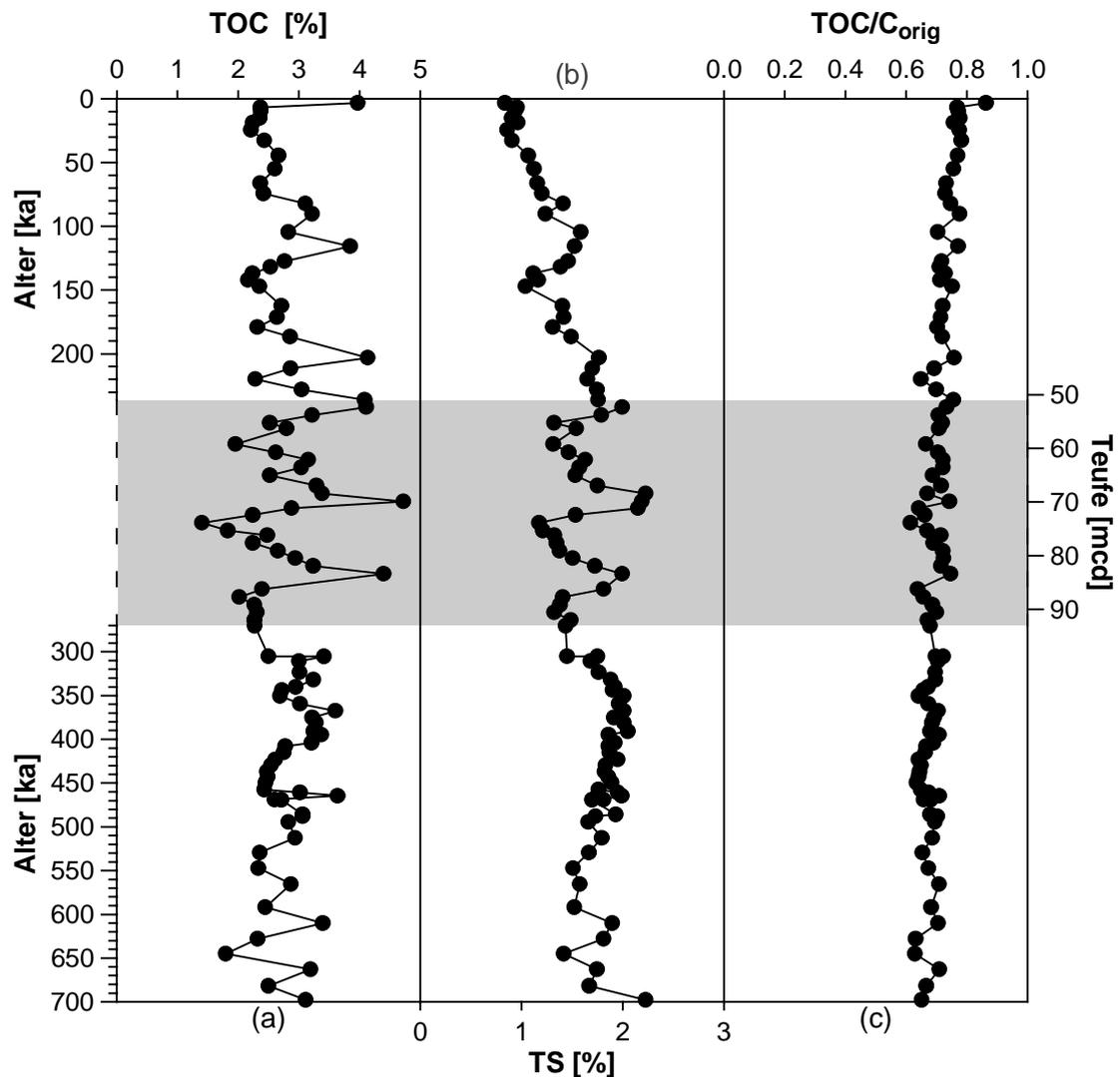


Abbildung 37 Vergleich der Gehalte an organischem Kohlenstoff (a) mit den Gesamtschwefelgehalten (b) und den Erhaltungsgraden des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter

Die Gesamtschwefelgehalte schwanken zwischen 0,8 und 2,2% und nehmen bis zu einer Teufe von etwa 52 mcd (entspricht 237 ka) zu. Dies ist auf die Überarbeitung des organischen Materials durch mikrobielle Sulfatreduktion zurückzuführen, da erst in dieser Tiefe das im Porenwasser gelöste Sulfat vollständig verbraucht ist (Wefer et al., 1998). Obwohl die Variation der TOC-Gehalte mit der des Gesamtschwefels annähernd übereinstimmt, führt die nur etwa halb so große Schwankungsbreite der TS-Gehalte dazu, daß die TOC/TS- ebenso wie die TOC/C_{orig}-Verhältnisse den unterschiedlich starken Abbau des organischen Materials reflektieren (Abbildung 37). Maximale TOC-Gehalte von über 4% entsprechen einem Erhaltungsgrad von ca. 76%, während die benachbarten Minima nur noch durchschnittlich 66% des ursprünglich sedimentierten organischen Materials enthalten. Aufgrund der unsicheren Altersdatierung der Sedimente zwischen 50 und 90 mcd kann der Abstand der beobachteten Maxima zeitlich nur ungenau angegeben werden. Mit Hilfe der durchschnittlichen Sedimentationsrate (17 cm/ka) ergibt sich zwischen den Sedimentproben 6H-4 (50,77 mcd), 8H-3 (70,22 mcd) und 9H-6 (84,12 mcd) die Differenz von 114 bzw. 82 ka. Die Übereinstimmung mit den genauer datierten Sedimenten in den Sauerstoffisotopenstadien 1, 5 und 7 ist verblüffend: Maximale TOC-Gehalte wurden dort im Abstand von 112 bzw. 87 ka bestimmt. Obwohl die zeitliche Auflösung der bisherigen Untersuchungen sehr gering und die Alterseinstufung vorläufig ist, scheinen die Kohlenstoff- und Schwefelgehalte in Zyklen zu variieren, die den Präzessions- (23 ka) und Exzentrizitätszyklen (100 ka) der Erdbahnparameter entsprechen. Deren Einfluß auf Klimavariationen (Monsun-Intensität, Oberflächenwasserzirkulation) im Bereich des Angola-Beckens wurde schon von Schneider (1991) beschrieben.

7.2 Untersuchung der Sedimente aus dem Spätquartär

7.2.1 Altersstratigraphie

Für die Untersuchung der Sedimente aus dem Spätquartär wurden 29 Proben mit Hilfe der linearen Sedimentationsraten (Wefer et al., 1998) so ausgewählt, daß sie den Zeitraum der letzten 160 ka umfassen. Die von Pérez (2000) entwickelte Stratigraphie basierend auf Sauerstoffisotopenverhältnissen von benthischen Foraminiferen führte zu einer starken Streckung der Probensequenz. Infolgedessen beträgt die zeitliche Auflösung in diesem Intervall weniger als 5 ka⁻¹.

7.2.2 Rekonstruktion der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen

Die ermittelten Oberflächenwassertemperaturen schwanken innerhalb der letzten 260 ka zwischen 20°C und 25°C (Abbildung 38). Auch an dieser Lokation ist eine erste Präzisionsabschätzung durch den Vergleich der Alkenon-SST der jüngsten untersuchten Sedimentprobe mit den heutigen Oberflächenwassertemperaturen möglich. In der Abbildung 39 ist der Jahrestemperaturverlauf als Mittelwert der vergangenen 17 Jahre an der Probennahmelokation dargestellt. Innerhalb eines Jahres schwanken die Oberflächenwassertemperaturen zwischen 20,2°C im August und 27,4°C im März. Steile Temperaturgradienten treten wie schon im Kongo-Becken vor allem im Frühling und im Herbst auf. Zeitlich variierende Produktivitätsmaxima könnten auch hier zu unterschiedlichen Temperatursignalen im Sediment führen. Anders als bei den untersuchten Sedimenten im Kongo-Becken wird der heutige Jahresmittelwert von 24,0°C eher durch die Messungen dieser Arbeit als die von Schneider et al. (1995) repräsentiert. Die SST-Werte in den von Schneider et al. (1995) untersuchten Oberflächensedimenten schwanken im Bereich dieser Lokation zwischen 24,7°C und 25,9°C.

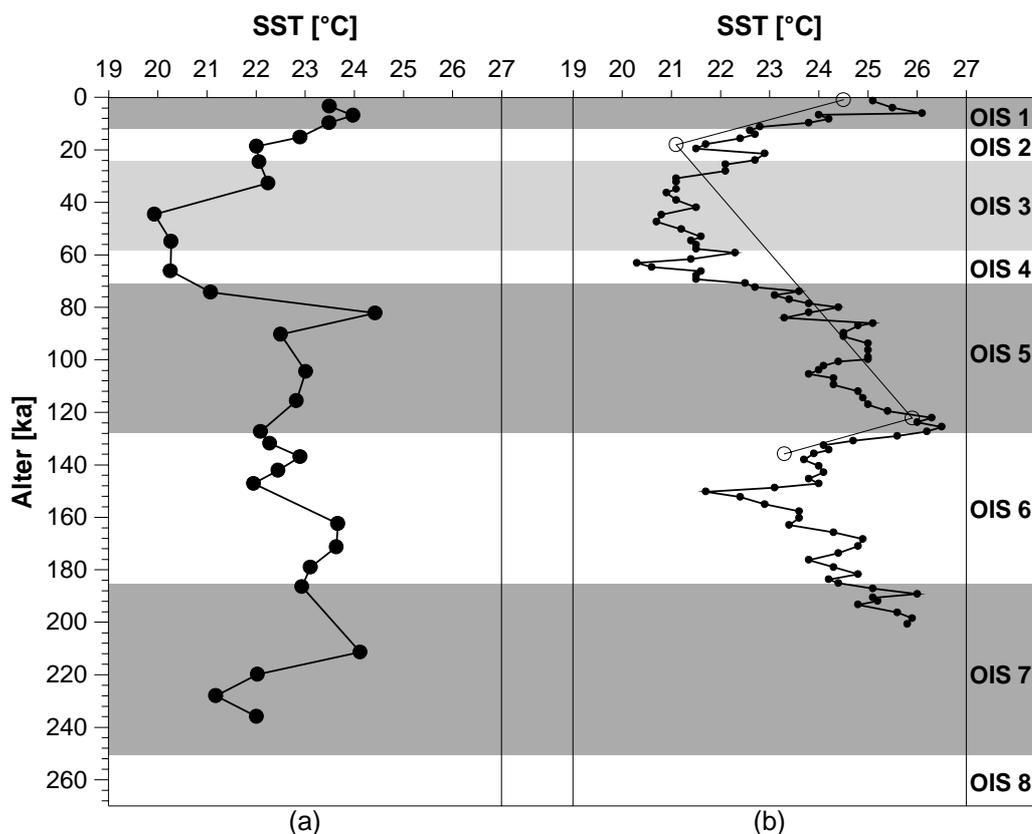


Abbildung 38 Rekonstruierte Paläo-oberflächenwassertemperaturen (a) für die Bohrung 1079A (b) in Relation zum Kern 1016-3 (Schneider et al., 1995)

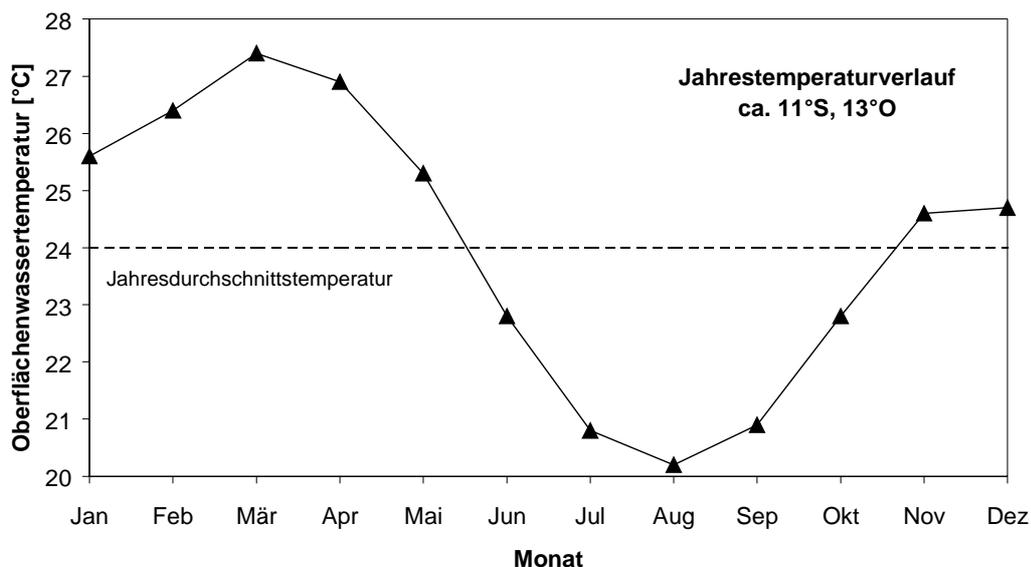


Abbildung 39 Jahrestemperaturverlauf der Oberflächenwassertemperaturen an der Lokation der ODP-Bohrung 1079A (http://ferret.wrc.noaa.gov/fbin/climate_server)

7.2.3 Paläoproduktivität und Erhaltung des organischen Materials

Um Aussagen über die Paläoproduktivität und die Erhaltung des organischen Materials in den Sedimenten der Bohrung 1079A zu machen, wurden - wie schon im Kongo-Becken - elementare und molekulare Parameter erfolgreich angewendet.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff liegen in den untersuchten Sedimentproben der letzten 260 ka durchschnittlich bei $2,8 \pm 0,4\%$ ($n=29$) und sind damit deutlich höher als in Sedimenten des offenen Ozeans. Da die Lokation auch unter rezenten Bedingungen unter einer Zone hoher Primärproduktivität liegt ($150 \text{ gICm}^{-2}\text{a}^{-1}$, Rühlemann et al., 1999), werden diese hohen TOC-Gehalte durch eine hohe Paläoproduktivität erklärt. Die Gesamtschefelgehalte schwanken über den Zeitraum der letzten 260 ka zwischen 0,8% und 1,8% um einen relativ hohen Mittelwert von $1,3 \pm 0,3\%$. Im untersuchten Intervall zeigen sie annähernd den gleichen Trend wie die TOC-Gehalte in Abhängigkeit vom Sedimentalter (Abbildung 40). Aus diesem Grunde variieren die TOC/TS-Verhältnisse nur geringfügig um einen durchschnittlichen Wert von 2,2 ($n=29$). Diese konstant niedrigen TOC/TS-Verhältnisse weisen auf durchgängig gute Erhaltungsbedingungen aufgrund geringer Sauerstoffkonzentrationen an der Sediment-Wasser-Grenze hin. Geringe Abbauraten und die Erhaltung von etwa 74% des ursprünglich sedimentierten organischen Materials sind ebenfalls ein Indiz dafür. Erwartungsgemäß weist die jüngste Probe mit einer Erhaltung von 86% die geringste Überarbeitung der untersuchten Sedimentproben der letzten 260 ka auf.

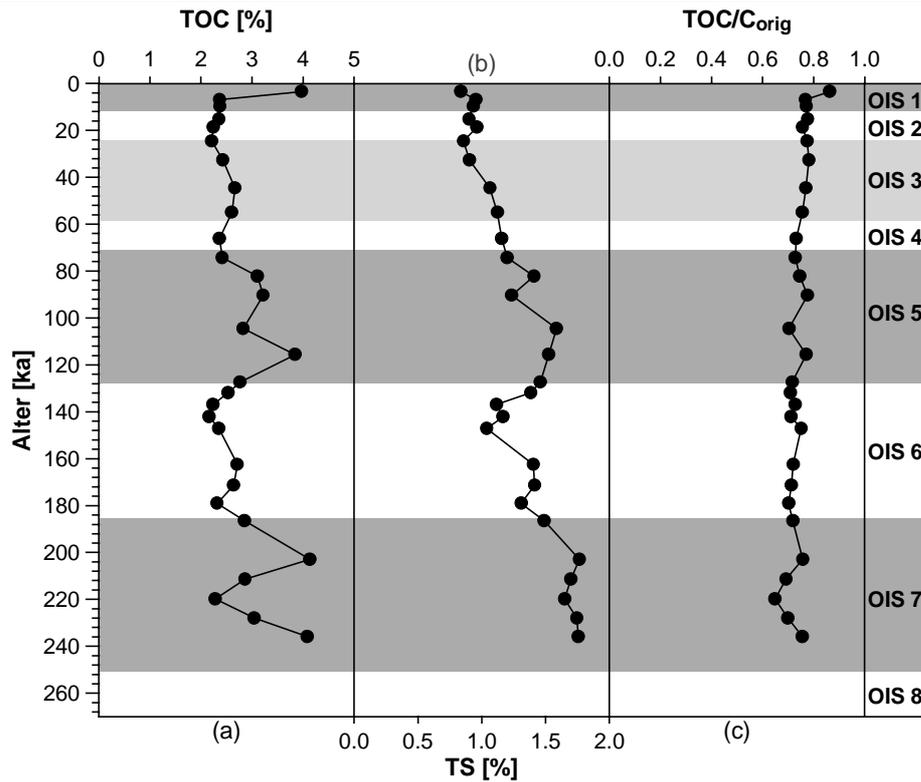


Abbildung 40 Darstellung (a) der Gehalte an organischem Kohlenstoff, (b) der Gesamtschwefelgehalte und (c) der Erhaltungsgrade des organischen Materials (nach Littke et al., 1997) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

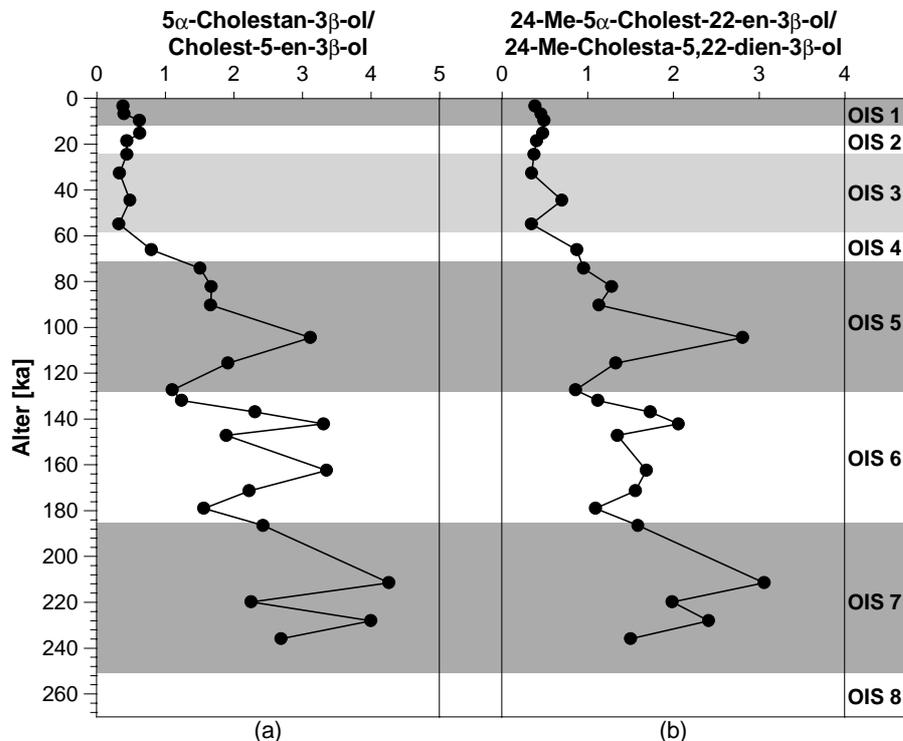


Abbildung 41 Darstellung (a) der 5 α -Cholestanol/Cholest-5-en-3 β -ol-Verhältnisse und (b) der 24-Methyl-5 α -cholest-22-en-3 β -ol/24-Methylcholesta-5,22-dien-3 β -ol-Verhältnisse in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

Sowohl die 5α -Cholestanol/Cholest-5-en- 3β -ol- als auch die 24-Methyl- 5α -cholest-22-en- 3β -ol/24-Methylcholesta-5,22-dien- 3β -ol-Verhältnisse sind mit durchschnittlich 1,7 bzw. 1,2 sehr hoch (Abbildung 41). Diese starke Hydrierung der Doppelbindung an C-5 deutet auf extrem sauerstoffarme Bedingungen während der Ablagerung hin. Ähnlich hohe Werte wurden bereits in Sedimenten aus dem Schwarzen Meer (Gagosian und Heinzer, 1979), dem Santa-Barbara-Becken (Hinrichs, 1997) und in Mittelmeersapropelen (Rinna, frdl. pers. Mitteilung) bestimmt. Erhöhte Stanol/Stenol-Verhältnisse mit Maxima von 4,3 bzw. 3,1 treten vor allem bei den Sedimentproben auf, die älter als 90 ka sind. In den jüngeren Sedimenten wurden bei beiden Verhältnissen nur Werte um 0,3 bestimmt. Die Teufenprofile beider Steroidalkoholpaare kovariieren innerhalb der letzten 260 ka sehr gut miteinander ($r^2=0,9$) und sprechen damit für eine ähnliche Diagenese der untersuchten Biomarker. Ein Eintrag von biogenen 5α -Stanolen ist dagegen unwahrscheinlich.

Alle erwähnten geochemischen Befunde, die auf eine gute Erhaltung des organischen Materials in den Sedimenten der Bohrung 1079A hindeuten, werden durch die Ergebnisse der biologischen Untersuchungen gestützt. Im gesamten Kernabschnitt wurden die benthischen Foraminiferen *Bolivina pseudopunctata* und *Bolivina dilata* gefunden, die auf geringe Sauerstoffkonzentrationen im Sediment hinweisen. Der prozentuale Anteil dieser Spezies am gesamten Vorkommen benthischer Foraminiferen beträgt durchschnittlich um die 60% (Wefer et al., 1998).

7.2.4 Herkunft des organischen Materials

Obwohl die Lipidzusammensetzung der untersuchten Sedimente sehr komplex ist, kommen in allen Proben marine (z.B. Alkenone, Diole, Ketole, C_{27} -/ C_{28} -/ C_{30} -Sterole) und terrigene Biomarker (z.B. *n*-Alkane, *n*-Alkohole, Taraxerol) in relativ hohen Konzentrationen vor. Deren Variation erlaubt Rückschlüsse auf wechselnde Anteile dieser beiden Eintragsquellen.

Variation der marinen Biomarker – Aussagen über die marine Produktivität

Die geringen Silikatgehalte des Oberflächenwassers verhindern hohe Opal-Akkumulationsraten trotz erhöhter Primärproduktion. Überreste von Diatomeen wurden nur in Spuren (<1%) in den Sektionen 1H, 4H und 6H gefunden. Hohe Exportproduktionsraten sind vor allem auf Coccolithophoren und Dinoflagellaten zurückzuführen (Hentschel, 1936; Shannon und Pillar, 1986). Der Anteil an kalkigen Nannofossilien im Sediment ist dementsprechend hoch (bis zu 60%, Wefer et al., 1998).

Coccolithophoren gelten als Hauptproduzenten für langkettige Methylketone. Die Summenkonzentration der C_{37} -Alkenone weist während der letzten 260 ka starke Schwankungen auf (Abbildung 42), die auch innerhalb eines Sauerstoffstopenstadiums (z.B. OIS 6) ausgeprägt sein können. Eine Abhängigkeit von den globalen Glazial-/Interglazial-Zyklen ist nicht erkennbar, obwohl höhere Konzentrationen der C_{37} -Methylketone häufig bei geringeren Oberflächenwassertemperaturen zu beobachten sind. Ein Zusammenhang zwischen der Alkenon-Konzentration und den Gehalten an Kalziumkarbonat konnte ebenfalls nicht gefunden werden. Da Karbonat-Lösung aufgrund des Abbaus von organischem Material nur für die ältesten Sedimente (Kernsektion 14H) der Bohrung 1079A favorisiert wird, sind diese Unterschiede evtl. auf verschiedene Quellen der Alkenone zurückzuführen.

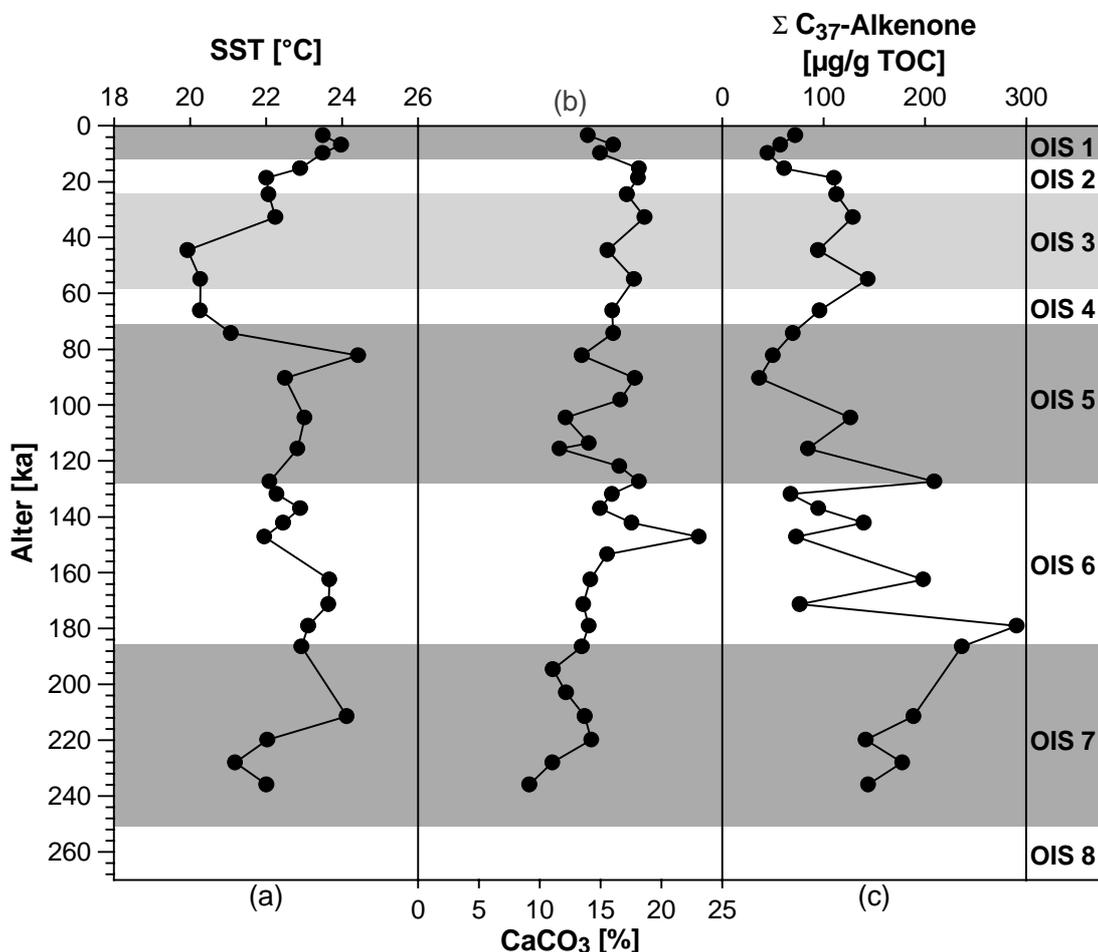


Abbildung 42 Oberflächenwassertemperaturen (a) und Karbonatgehalte (b) in Relation zu den Summenkonzentrationen der $C_{37:3}$ - und $C_{37:2}$ -Alkenone in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter

Die Dinosterol-Konzentrationen (Abbildung 43) schwanken in den untersuchten Sedimenten der letzten 260 ka um einen Mittelwert von $48 \pm 19 \mu\text{g/g TOC}$ und sind damit doppelt so hoch wie in den Sedimenten des Kongo-Beckens (ODP-Bohrung 1075A) während desselben Zeitintervalls. Die tendenzielle Anreicherung von Dinosterol mit dem Sedimentalter von 17 auf bis zu $109 \mu\text{g/g TOC}$ ist vermutlich auf die relativ hohe Stabilität dieses Biomarkers zurückzuführen. Sedimentfallenuntersuchungen aus dem äquatorialen und zentralen Nordpazifik (Lee und Wakeham, 1989) haben gezeigt, daß sich Dinosterol in den Lipidfraktionen organischer Partikel aus Wassertiefen von 100 bis 1500 m um das 4fache anreichert.

Die Summenkonzentration von Cholesterol und dessen gesättigtem Diageneseprodukt Cholestanol nimmt ebenfalls mit der Teufe zu (Abbildung 43). Höhere Konzentrationen als der Durchschnitt mit $11 \mu\text{g/g TOC}$ treten bis zu einem Alter von ca. 90 ka auf. Im Gegensatz zu den Dinosterol-Konzentrationen ist eine deutliche Erhöhung der Cholesterol/Cholestanol-Konzentrationen im OIS 6 zu erkennen. Dies spricht für eine erhöhte allgemeine marine Produktivität während dieses Glazials, während die Produktivität der Dinoflagellaten nicht erheblich gesteigert war.

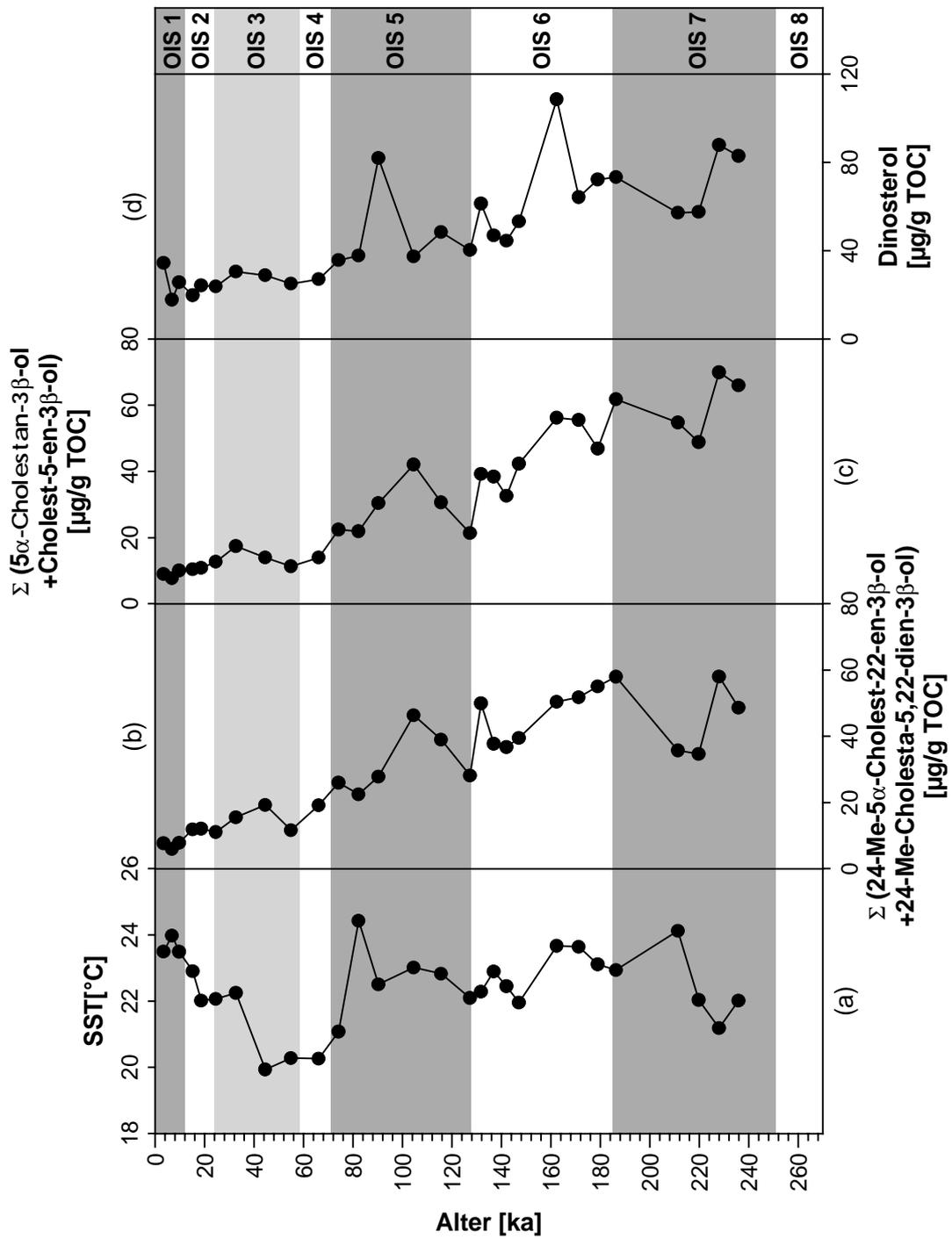


Abbildung 43 Darstellung (a) der Oberflächenwassertemperaturen (ODP-Bohrung 1079A) in Relation zu den (Summen-)Konzentrationen mariner Sterole im Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka): (b) Brassicasterol und Brassicastanol, (c) Cholesterol und Cholestanol und (d) Dinosterol

Variation der terrigenen Biomarker –Rückschlüsse auf Klima- und Vegetationsänderungen auf dem afrikanischen Kontinent

Die Summenkonzentration der langkettigen *n*-Alkane schwankt innerhalb der letzten 260 ka zwischen 33 und 100 $\mu\text{g/g TOC}$ (Durchschnitt: 65 $\mu\text{g/g TOC}$ ($n=27$); Abbildung 44). Mit einem Mittelwert von 140 $\mu\text{g/g TOC}$ liegt die Summenkonzentration der langkettigen *n*-Alkohole deutlich höher. Die gute Übereinstimmung der beiden Tiefenprofile ist Ausdruck einer gemeinsamen Quelle für beide Biomarker (Blattwachse höherer Landpflanzen). Obwohl die Maxima beider Summenkonzentrationen im OIS 6 auftreten, konnte keine weitere Abhängigkeit mit den Glazial-/Interglazial-Zyklen während der vergangenen 260 ka gefunden werden.

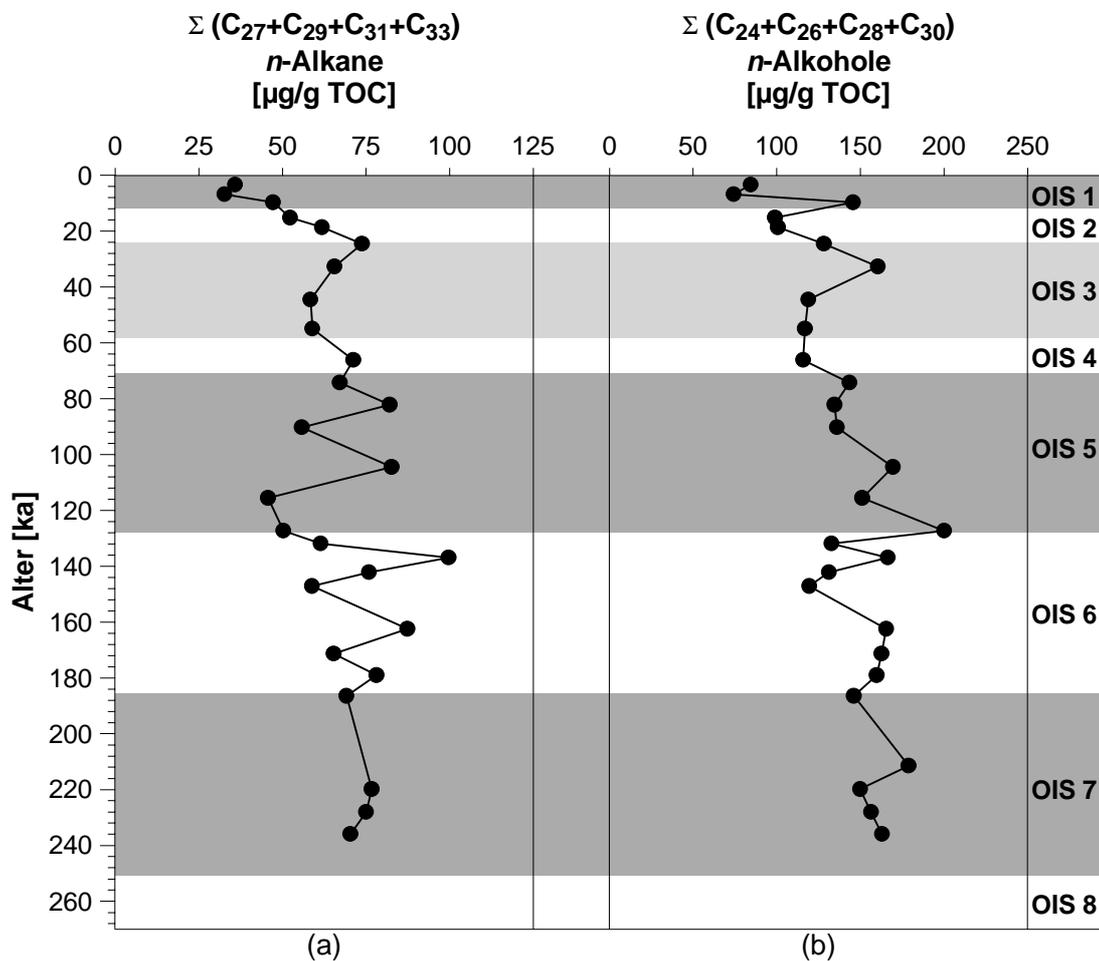


Abbildung 44 Terrigene Biomarker in Abhängigkeit vom Sedimentalter: Summenkonzentration der langkettigen *n*-Alkane (a) und *n*-Alkohole (b) in den Sedimenten der Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (0-260 ka)

Innerhalb der *n*-Alkanverteilungen ist dagegen in den Glazialen eine Verschiebung der Maxima von *n*-Nonacosan zu *n*-Hentriacontan zu beobachten, die zu höheren $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}/n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ -Verhältnissen führt. Diese korrelieren signifikant ($r^2=0,9$) mit den ACL_{27-33} -Indices nach Poynter (1989). Glaziale (OIS 6 und 2) sind durch hohe ACL_{27-33} -

Werte von bis zu 30,7 und Interglaziale (OIS 5 und 1) durch geringere durchschnittliche Kettenlängen der *n*-Alkane charakterisiert. Wie schon in den Sedimenten des Kongo-Beckens (vgl. Kapitel 6.2.3) weisen die *n*-Alkane schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit zunehmender Kettenlänge auf. Höhere Kettenlängen der *n*-Alkane scheinen demnach auch in diesem Untersuchungsgebiet einen verstärkten Einfluß von C_4 -Vegetation widerzuspiegeln. Im Kapitel 9.3 wird versucht, den Eintrag von C_4 -Pflanzen anhand der ACL-Indices zu rekonstruieren.

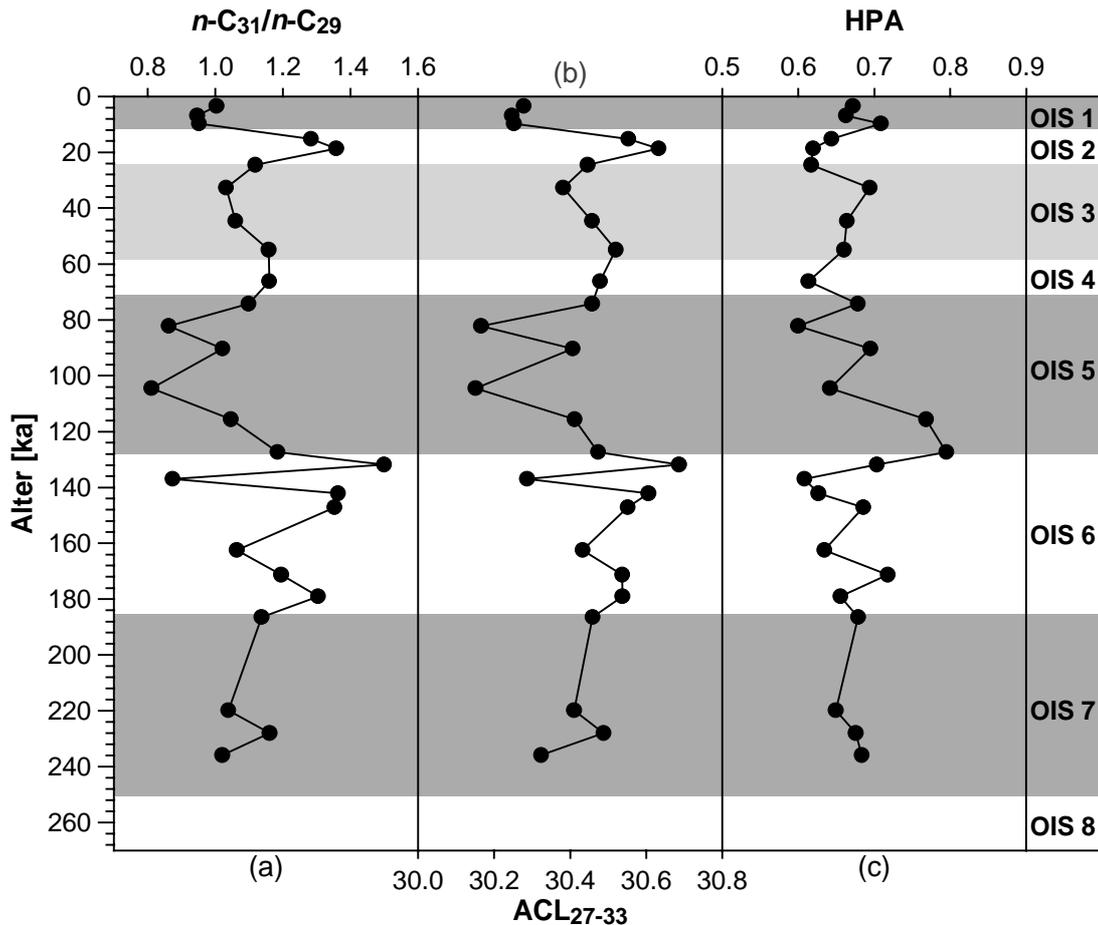


Abbildung 45 Darstellung der durchschnittlichen Kettenlänge der langkettigen *n*-Alkane (a) im Vergleich mit den $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}/n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ -Verhältnissen (b) und den HPA-Indices (c) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

Auf einen stärker ausgeprägten äolischen Transport in den Glazialen weisen die HPA-Indices hin. Diese reflektieren das Verhältnis von labileren terrestrischen Biomarkern (*n*-Alkoholen) im Vergleich mit den *n*-Alkanen. Bei erhöhtem fluviatilen terrigenem Eintrag bleiben vergleichsweise große Mengen an *n*-Alkoholen erhalten (hohe HPA-Indices zu Beginn des OIS 5; Abbildung 45), während der überwiegend äolische Transport in den kalten, ariden Zeitabschnitten zu niedrigen HPA-Indices führt (0,6 im OIS 2).

Spezifische Vegetationsänderungen im Zusammenhang mit der Menge an Niederschlägen können die Taraxerol-Konzentrationen in Sedimenten als Marker für die Ausbreitung von Mangrovenwäldern anzeigen. Die Taraxerol-Gehalte sind in den Glazialen erheblich geringer. Die Maxima treten in den Interglazialen jeweils nach einem deutlichen Anstieg der Oberflächenwassertemperaturen auf (Abbildung 46).

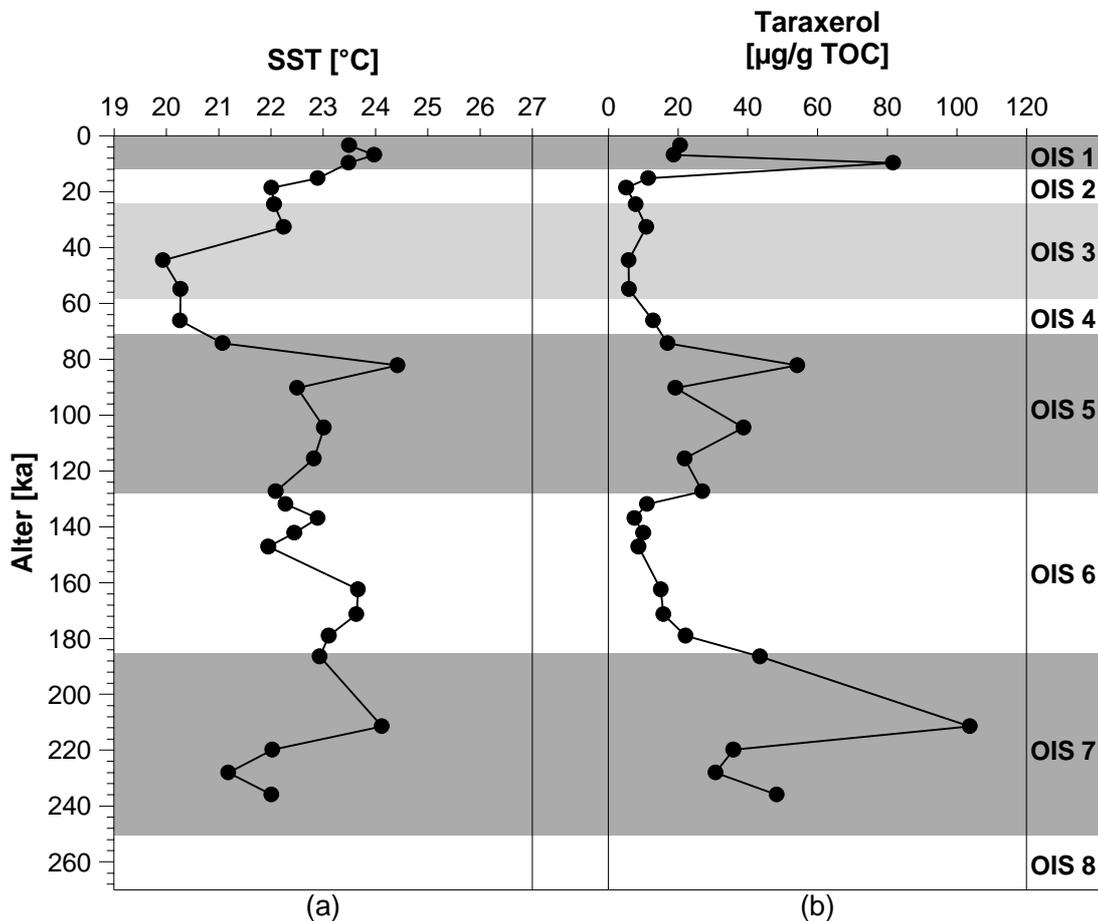


Abbildung 46 Darstellung der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen (a) im Vergleich mit den Taraxerol-Konzentrationen (b) in den Sedimenten der Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (260 bis 0 ka)

7.3 Zeitscheibe OIS 10 bis 13

7.3.1 Altersstratigraphie

Aufgrund der fehlenden Sauerstoffisotopenstratigraphie können die Alter der Sedimentproben innerhalb der Sauerstoffisotopenstadien 10 bis 13 nur relativ ungenau angegeben werden. Die biostratigraphischen Eckdaten (Wefer et al., 1998) liegen bei 260 und 460 ka, so daß die lineare Sedimentationsrate für dieses Intervall einheitlich 4 cm/ka beträgt.

Die Analyse von Biomarkern kann evtl. helfen, die untersuchten Sedimente zeitlich besser einzuordnen. Aufgrund der stratigraphischen Unsicherheiten werden die Ergebnisse allerdings nur kurz dargestellt und diskutiert.

7.3.2 Rekonstruktion der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen

Anhand des Unsättigungsgrades der C₃₇-Alkenone wurden die Paläooberflächenwassertemperaturen berechnet. Sie schwanken im untersuchten Zeitraum (etwa OIS 10 bis 13) zwischen 21,6°C und 24,7°C, liegen aber überwiegend höher als 23°C. Die vorläufige Altereinstufung anhand der biostratigraphischen Daten bildet keine erhöhten SST-Werte im OIS 11 ab. Die in Abbildung 47 vorgeschlagenen neuen Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien können nur bedingt zur Klärung der stratigraphischen Einordnung beitragen. Die im Intervall zwischen 98 und 101 mcd auftretenden hohen SST-Werte von über 24°C reflektieren wahrscheinlich die Bedingungen im OIS 11, heben sich allerdings kaum von den Oberflächenwassertemperaturen im vorherigen Glazial ab.

Hohe SST-Werte in den Kaltzeiten wurden bereits in den spätquartären Sedimenten an dieser Lokation im Angola-Becken sowie in den untersuchten Proben aus dem Bereich des Kongo-Fächers beschrieben (vgl. Kapitel 6.2.1, 6.3.1 und 7.2.2). Gleichzeitig mit hohen Oberflächenwassertemperaturen treten an beiden Lokationen leicht erhöhte TOC-Gehalte und höhere Alkenon-Konzentrationen auf. Die Schwankungen der Karbonatgehalte in den untersuchten Sedimenten der Bohrung 1079A zeigen keine Abhängigkeit von den ermittelten SST-Werten bzw. den zugeordneten Warm- und Kaltzeiten (Abbildung 47).

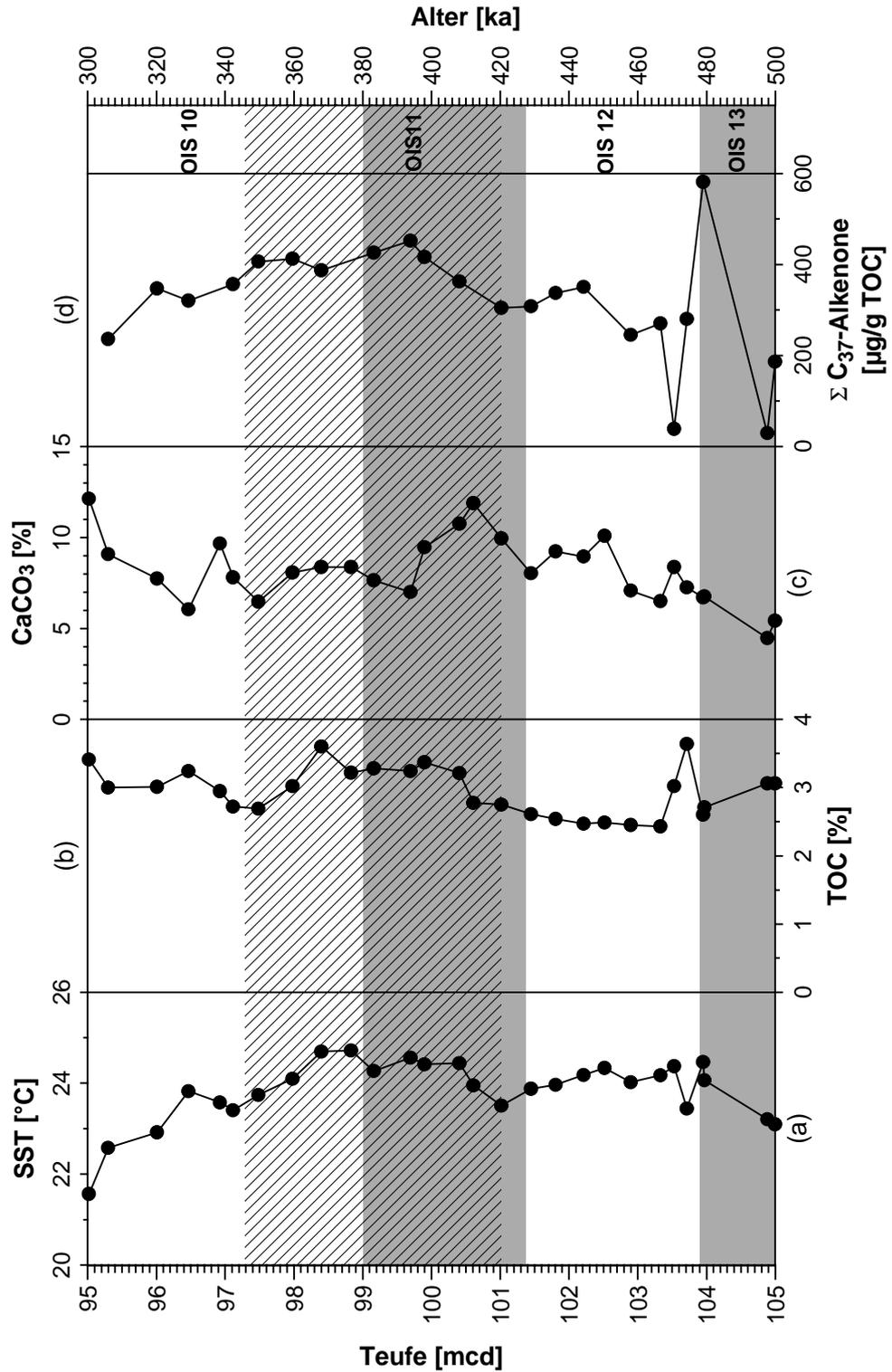


Abbildung 47 Darstellung der Paläooberflächenwassertemperaturen (a) im Vergleich mit den Gehalten an organischem (b) und anorganischem Kohlenstoff (c) und den Summenkonzentrationen der C_{37:3}- und C_{37:2}-Alkenone (d) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (500 bis 300 ka)

7.3.3 Herkunft des organischen Materials

Die beobachtete Anomalie der Oberflächenwassertemperaturen wird ebenfalls bei der Analyse der marinen Biomarker aus unterschiedlichen Quellen sichtbar. In den Sedimentproben zwischen 91 und 103 mcd (ungefähr OIS 11 und 12) werden kaum Schwankungen dieser Biomarker aufgezeichnet (Abbildung 48). Die durchschnittlichen Konzentrationen der Sterole sind deutlich höher als in den Sedimenten aus dem Kongo-Becken (ODP-Bohrung 1075A) innerhalb der OIS 10 bis 13. Die Konzentrationen der langkettigen Diole und Ketole sind dagegen im Angola-Becken geringer. Ursache für diese Befunde können andere Organismengesellschaften ebenso wie bessere Erhaltungsbedingungen aufgrund der geringeren Wassertiefe und der weniger oxidischen Wassersäule an der Lokation der Bohrung 1079A sein.

Die Variation der Konzentrationen der terrigenen Biomarker stimmt mit den bisherigen Beobachtungen im Zusammenhang mit den Glazial-/Interglazial-Zyklen überein. Hohe Konzentrationen der langkettigen *n*-Alkane und *n*-Alkohole in den Glazialen weisen auf einen erhöhten Eintrag von terrestrischem organischem Material hin. Niedrige HPA-Indices zeugen von einem verstärkten äolischen Transport während dieser ariden Kaltzeiten. Die geringeren Mengen terrestrischen organischen Materials während der Interglaziale werden dagegen mehr fluviatil eingetragen.

Die durchschnittlichen Kettenlängen der langkettigen *n*-Alkane sind im OIS 11 höher als im OIS 12 (Abbildung 49). Höhere ACL_{27-33} -Werte können daher mit höheren Temperaturen in Verbindung gebracht werden. Die durchschnittlichen Kettenlängen der langkettigen *n*-Alkane in den Sedimenten aus dem Kongo-Becken (ODP-Bohrung 1075A) zeigen im gleichen Intervall eine ähnliche Tendenz. Die Befunde stehen allerdings im Gegensatz zu den Ergebnissen der Untersuchungen der Sedimente aus dem Spätquartär sowohl im Kongo- als auch im Angola-Becken. In diesen jüngeren Zeitabschnitten deuten hohe ACL_{27-33} -Werte in den Glazialen vermutlich auf eine Änderung der Vegetation hin. Eine weiterführende Diskussion erfolgt im Kapitel 9.3.

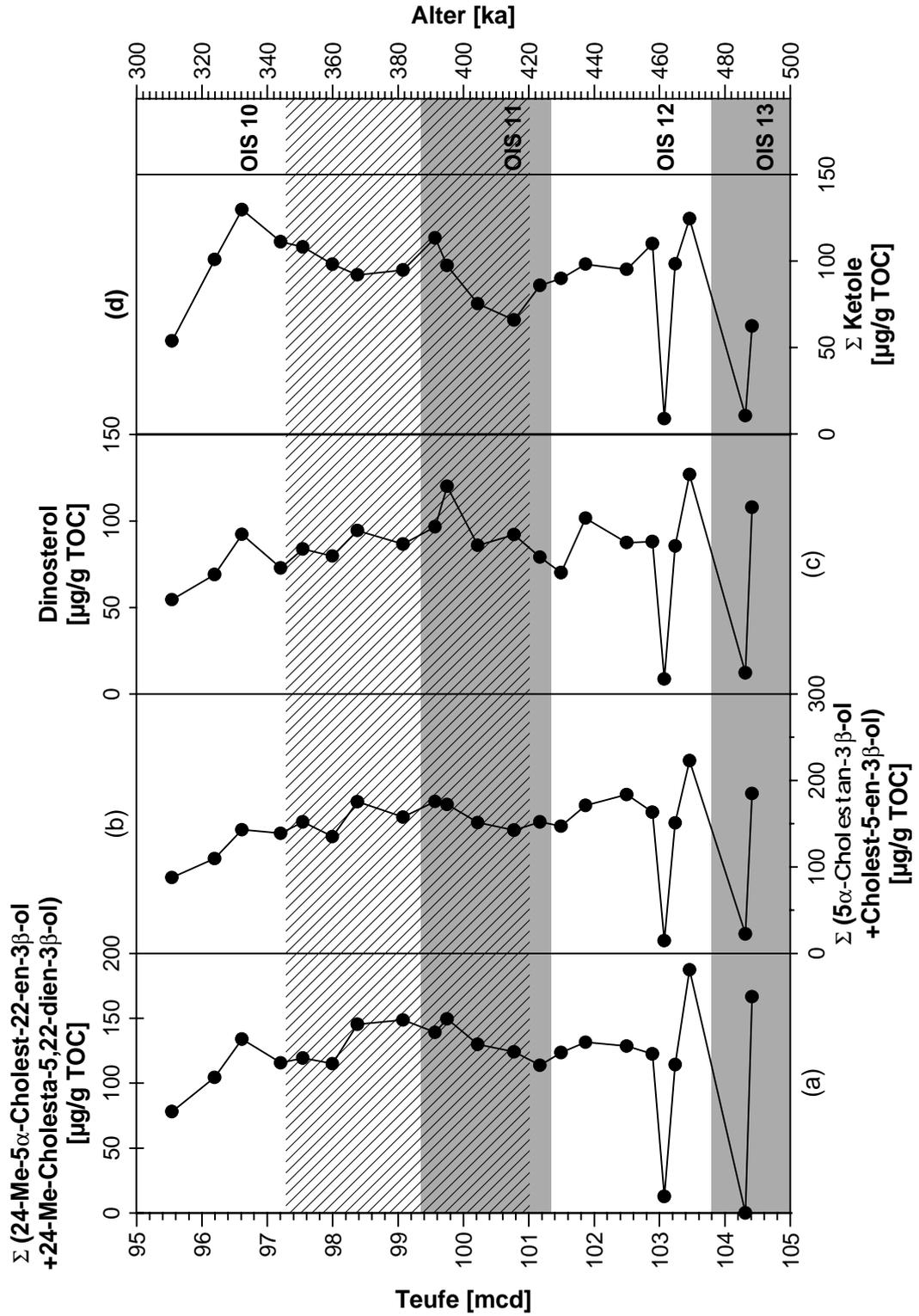


Abbildung 48 Konzentrationen mariner Biomarker in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (etwa 500 bis 300 ka): (a) Summenkonzentration von Brassicasterol und Brassicasterol, (b) Summenkonzentration von Cholesterol und Cholestanol, (c) Konzentration von Dinosterol und Summenkonzentration der C₃₀- und C₃₂-Diole (d) und Ketole (e)

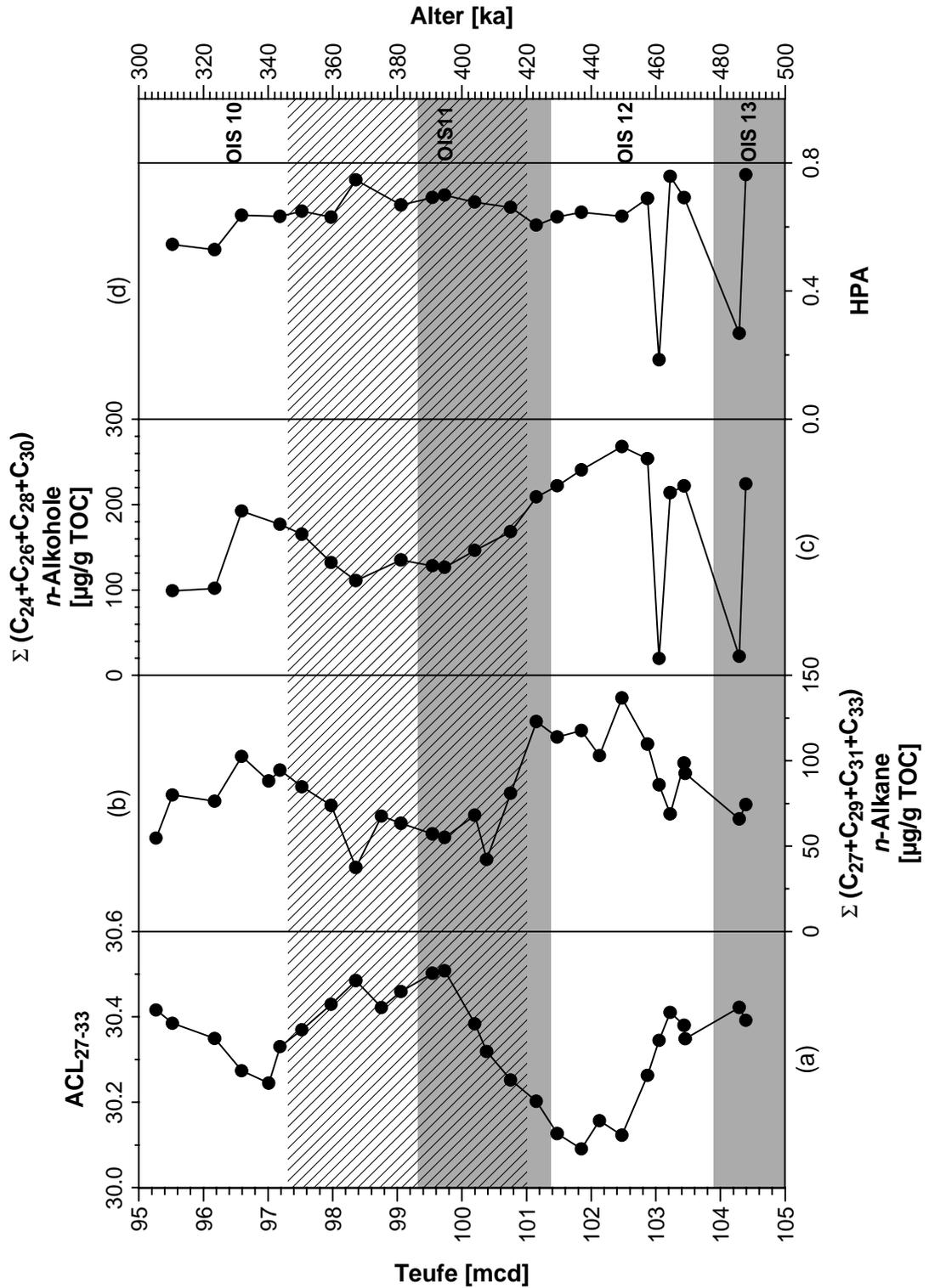


Abbildung 49 Konzentrationen terrestrischer Biomarker und davon abgeleitete Parameter in Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A in Abhängigkeit vom Sedimentalter (500 bis 300 ka): (a) durchschnittliche Kettenlänge der *n*-Alkane, (b) Summenkonzentration von *n*-C₂₇H₅₆, *n*-C₂₉H₆₀, *n*-C₃₁H₆₄ und *n*-C₃₃H₆₈, (c) Summenkonzentration von *n*-C₂₄H₄₉OH, *n*-C₂₆H₅₃OH, *n*-C₂₈H₅₇OH und *n*-C₃₀H₆₁OH und (d) HPA-Indices

7.4 Zusammenfassung – Angola-Becken

Die hohen Gehalte an organischem Kohlenstoff in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A im Angola-Becken zeugen von einer hohen Produktivität im Untersuchungsgebiet. Hohe Stanol/Stenol-Verhältnisse deuten auf sauerstoffarme Bedingungen in der Wassersäule und im Sediment hin. Zusammen mit der geringen Wassertiefe begünstigen sie eine gute Erhaltung des organischen Materials.

Die höchsten TOC-Gehalte entsprechen oftmals niedrigen Karbonatgehalten. Die gleichzeitig leichteren Kohlenstoffisotopenverhältnisse des gesamten organischen Materials sind neben einer guten Erhaltung des (marinen) organischen Materials u.a. auch auf einen verringerten Eintrag von C₄-Pflanzen zurückzuführen. Besonders ausgeprägt ist die Zyklizität im Intervall zwischen 90 und 50 mcd. Der zeitliche Abstand der beobachteten Maxima und Minima scheint im Zusammenhang mit Orbitalparametern (Exzentrizität, Präzession) zu stehen.

Die anhand des Unsättigungsgrades der C₃₇-Methylketone berechneten Paläo-Oberflächenwassertemperaturen reflektieren überwiegend die globalen Glaziale und Interglaziale. Das Sauerstoffisotopenstadium 11 weist über einen Zeitraum von ca. 50 ka Temperaturen über 24°C auf. Allerdings wurden ähnliche Werte für das OIS 12 bestimmt und auch zu Beginn des OIS 6 treten vergleichbar hohe Temperaturen wie in den Interglazialen auf.

Während der Glaziale deuten erhöhte Konzentrationen langkettiger *n*-Alkane und *n*-Alkohole auf einen verstärkten (äolischen) Eintrag von terrestrischem organischem Material hin. Im Spätquartär korrelieren höhere durchschnittliche Kettenlängen mit schwereren Kohlenstoffisotopenverhältnissen der *n*-Alkane. Die höchsten Werte beider Parameter deuten auf einen hohen Anteil an C₄-Pflanzen in den glazialen Sedimenten hin. In den älteren Zeitabschnitten (OIS 12 und 11) werden die Vegetationsänderungen auf dem südafrikanischen Kontinent nicht von den ACL-Werten widerspiegelt. Andere klimatische Faktoren, wie z.B. die Temperatur, scheinen einen größeren Einfluß auf die Variation der durchschnittlichen Kettenlänge gehabt zu haben.

8 Ergebnisse und Diskussion - Nord-Süd-Transekt

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Sedimentproben von fünf GeoB-Kernen vom Kongo-Fächer (6°S) bis zum Kap-Becken (30°S) untersucht. Die Variation des organischen Materials wurde in jeweils zwei Sedimentproben aus Glazialen und Interglazialen analysiert. Das Hauptziel der Untersuchungen bestand in einem Vergleich von Biomarker- und Pollenanalysen, anhand derer die Art und Menge des terrestrischen organischen Materials (insbesondere von C₄-Pflanzen) bestimmt wurde. Diese sollten in den Zusammenhang mit den verschiedenen Transportmechanismen (Windsysteme, Flüsse, marine Strömungen) gestellt werden.

8.1 Altersstratigraphie

Die Alterstratigraphie basiert auf Sauerstoffisotopendaten anhand planktonischer Foraminiferen (Schneider et al., 1996 und Müller, frdl. pers. Mitteilung). Die Sedimentproben wurden so ausgewählt, daß sie den Maxima der Warmzeiten OIS 1 (ca. 3 ka) und OIS 5 (ca. 123 ka) und der glazialen Stadien OIS 2 (ca. 18 ka) und OIS 6 (ca. 135 ka) entsprechen.

8.2 Paläooberflächenwassertemperaturen

Die anhand des Unsättigungsgrades der C₃₇-Methylketone berechneten Paläooberflächenwassertemperaturen reflektieren die beprobten Intervalle durch niedrige Temperaturen in den Glazialen und hohe Temperaturen in den Interglazialen. Die Daten stimmen in etwa mit denen der höherauflösenden Studie von Schneider et al. (1996) überein.

Tabelle 7 Oberflächenwassertemperaturen [°C] der untersuchten Sedimentproben des Nord-Süd-Transekts

	1008-3	1016-3	1028-5	1710-3	1722-1
OIS 1	24,8	24,5	22,2	18,7	18,4
OIS 2	21,0	21,1	15,8	12,9	17,0
OIS 5	25,9	25,9	20,9	20,2	21,9
OIS 6	24,1	23,3	17,3	13,4	16,1
Δ Termination I	3,8	3,4	6,4	5,8	1,4

Aufgrund der unterschiedlichen geographischen Breite nehmen die ermittelten Oberflächenwassertemperaturen des Holozäns erwartungsgemäß von Norden nach Süden hin ab. Die Differenz zwischen dem OIS 2 und dem OIS 1 (Termination I) steigt von <4°C an den beiden nördlichen Lokationen auf >6°C weiter südlich. Ein

verstärktes Auftriebsgeschehen während der Glaziale in den Hochproduktivitätsgebieten im Süden könnte Ursache für diese Unterschiede sein. Der südlichste Kern (GeoB 1722-1) nimmt bei der Betrachtung der SST-Daten eine Sonderstellung ein. Die Probennahmelokation für diesen Kern liegt etwas weiter von der Küste entfernt außerhalb der heutigen Auftriebszellen und ist daher durch weniger starke Schwankungen der SST-Werte charakterisiert. Lediglich im OIS 5 ist eine überdurchschnittliche Erwärmung des Oberflächenwassers zu verzeichnen.

8.3 Variationen im terrigenen Eintrag und in der marinen Produktivität

Verstärkter Auftrieb in den Glazialen führt nicht nur kaltes, sondern auch nährstoffreiches Wasser an die Oberfläche. Die dadurch verstärkte marine Produktivität spiegelt sich in der Ablagerung organischen Materials wider. In den drei nördlichsten Kernen ist der TOC-Gehalt in den Kaltzeiten etwa doppelt so hoch wie in den Interglazialen. In den Sedimenten des Kerns 1710-3, der in einer Hauptauftriebszelle des südwestafrikanischen Kontinentalrandes gezogen wurde, ist sogar eine fünffache Steigerung der TOC-Gehalte in den Glazialen zu verzeichnen. Im Gegensatz dazu sind an der südlichsten und küstenfernsten Position (1722-1) die ohnehin schon geringen Gehalte an organischem Kohlenstoff in den Glazialen nur halb so hoch. In fast allen Sedimenten des Nord-Süd-Transekts verringern sich die Karbonatgehalte in den kalten Perioden. Einzige Ausnahme ist die Probe aus dem OIS 1 im Kern 1008-3 (Kongo-Becken) mit extrem geringen Gehalten an CaCO_3 , die vermutlich durch eine starke Karbonatlösung aufgrund des mikrobiellen Abbaus von organischem Material (vgl. ODP-Bohrung 1075A, Kapitel 6.1.2) zu erklären ist.

Die qualitative und quantitative Analyse der Biomarker gestaltete sich bei der Untersuchung der Sedimente des Nord-Süd-Transektes oftmals äußerst schwierig, da die absoluten Mengen in vielen Fällen sehr gering waren. Wie schon anhand der TOC-Gehalte zu erwarten war, weisen die Sedimentproben des Kerns 1722-1 die niedrigsten Konzentrationen organischer Verbindungen auf. Das einzige interpretierbare Merkmal der Biomarkerverteilung an dieser Lokation besteht in den vergleichsweise hohen *n*-Alkan-Akkumulationsraten, die einmal mehr die hohe Stabilität dieser Verbindungen unterstreichen. Sie ist Voraussetzung dafür, daß die *n*-Alkane über weite Strecken transportiert werden können und dadurch selbst Sedimente des offenen Ozeans dominieren (Gagosian et al., 1987).

Die Konzentrationen der marinen und terrigenen Biomarker in den Sedimenten des Kerns 1028-5 sind ebenfalls relativ gering. Die hohen *n*-Alkan-Konzentrationen in der Probe aus dem OIS 5 werden allerdings hier durch eine Kontamination durch fossile Kohlenwasserstoffe verursacht (siehe Kapitel 8.4). Die Sedimentprobe aus dem Holozän ist die einzige im Transekt, in der höhere Akkumulationsraten als in den Glazialen auftreten.

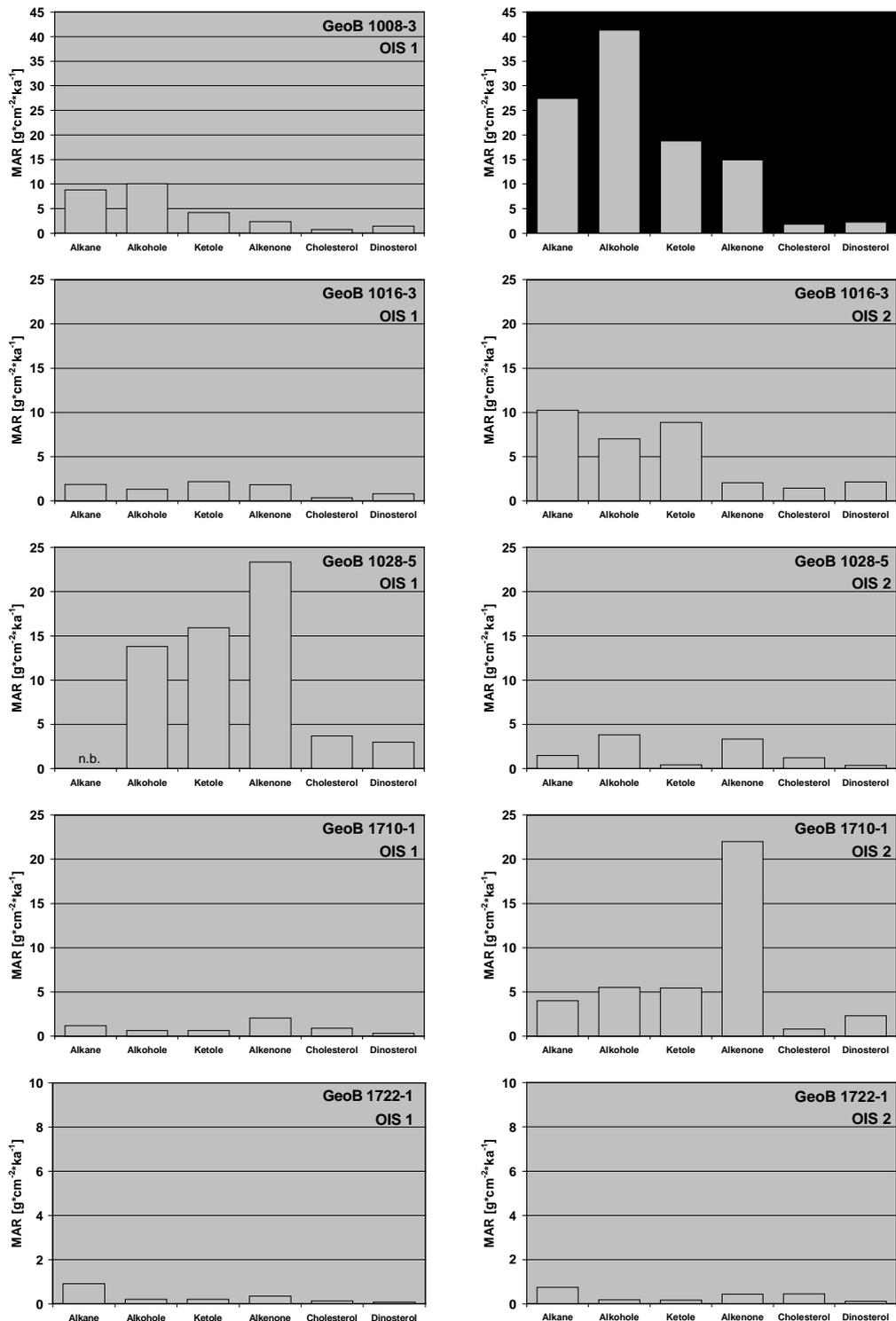


Abbildung 50 Darstellung der Massenakkumulationsraten ausgewählter mariner und terrestrischer Biomarker an den fünf Lokationen des Nord-Süd-Transekts (Sauerstoffisotopenstadien 1 und 2)

Alkane: Summenkonzentration von $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$,
 Alkohole: Summenkonzentration von $n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}$ und $n\text{-C}_{30}\text{H}_{61}\text{OH}$
 Ketole: Summenkonzentration der C_{30} - und C_{32} -Ketole

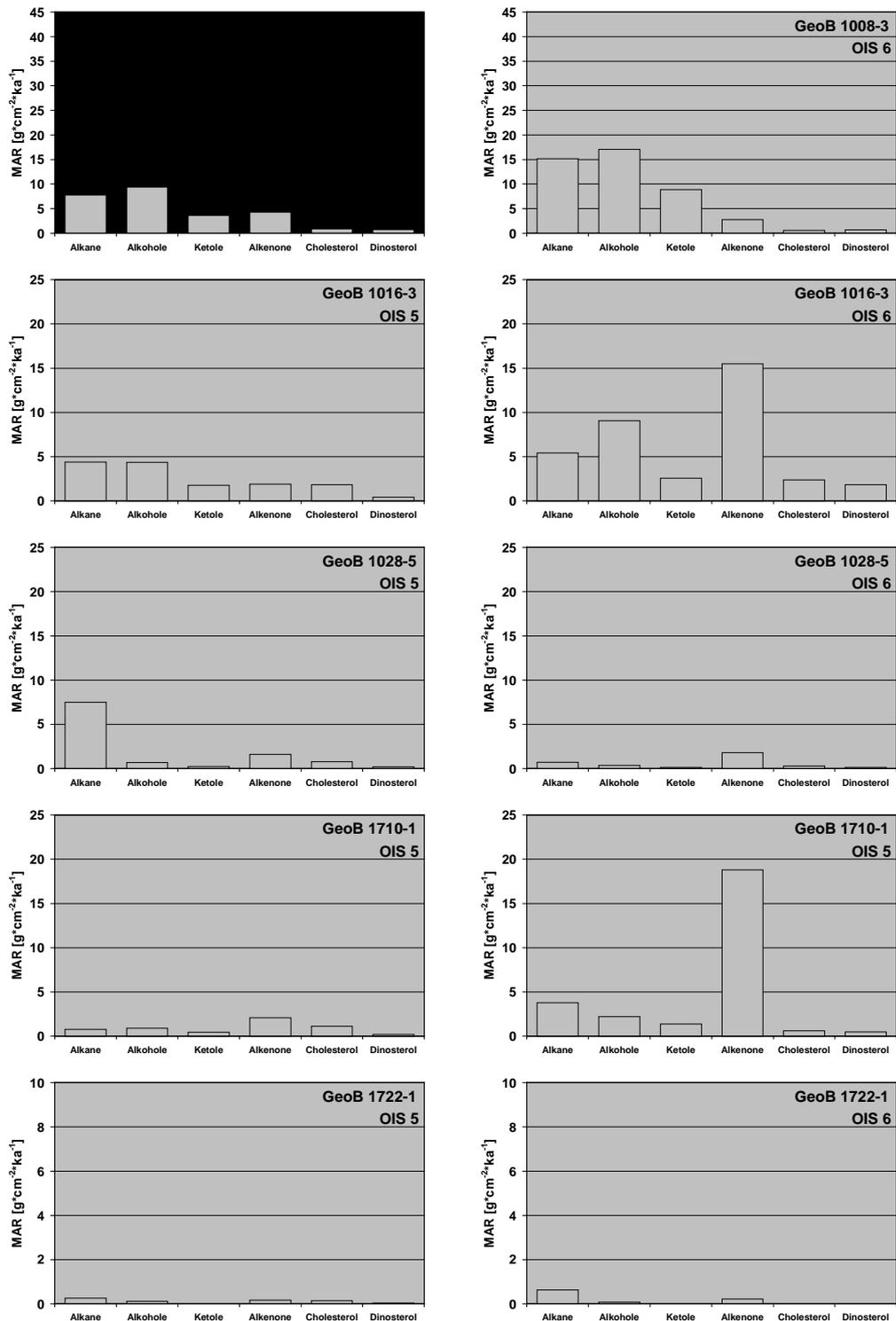


Abbildung 51 Darstellung der Massenakkumulationsraten ausgewählter mariner und terrestrischer Biomarker an den fünf Lokationen des Nord-Süd-Transekts (Sauerstoffisotopenstadien 5 und 6)

Alkane: Summenkonzentration von $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$,
 Alkohole: Summenkonzentration von $n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}$ und $n\text{-C}_{30}\text{H}_{61}\text{OH}$
 Ketole: Summenkonzentration der C_{30} - und C_{32} -Ketole

In den Sedimenten von den restlichen drei Lokationen dieser Studie (1008-3 und 1016-3 nördlich und 1710-3 südlich des Walfisch-Rückens gelegen) sind parallel zu höheren TOC-Gehalten erhöhte Akkumulationsraten sowohl der marinen als auch der terrigenen Biomarker in den glazialen Perioden gemeinsam. Südlich des Walfisch-Rückens (Kern 1710-3) überwiegt allerdings die Zunahme des Eintrags von marinem organischem Material, hauptsächlich hervorgerufen durch eine verstärkte Produktivität von Prymnesiophyceae (abgebildet in der bis zu zehnfachen Massenakkumulationsrate der C₃₇-Alkenone). Der Karbonatgehalt der Proben ist gleichzeitig geringer. Bisher wurde diese Tatsache im Zusammenhang mit der Auflösung der Karbonate aufgrund des Abbaus von organischem Material diskutiert. Da die TOC-Gehalte in den Glazialen aber trotzdem bis zu fünfmal höher sind als in den Interglazialen, erscheint die zusätzlich dazu zur Karbonatlösung notwendige Akkumulation von organischem Material unwahrscheinlich. Andere Faktoren, wie z.B. eine verringerte Karbonatakkumulation aufgrund von Änderungen innerhalb der Organismengesellschaften (kalzifizierende/nicht kalzifizierende Alkenonproduzenten) sind vermutlich für die geringen Karbonatgehalte bei hohen Alkenonkonzentrationen in den Kaltzeiten verantwortlich.

In den Sedimenten nördlich des Walfisch-Rückens werden die doppelt so hohen TOC-Gehalte in den Glazialen zu einem nicht unbedeutenden Anteil durch einen erhöhten Eintrag terrestrischen Materials hervorgerufen. In Kapitel 9.3 wird dieser Befund für die beiden benachbarten ODP-Bohrungen 1075A und 1079A diskutiert.

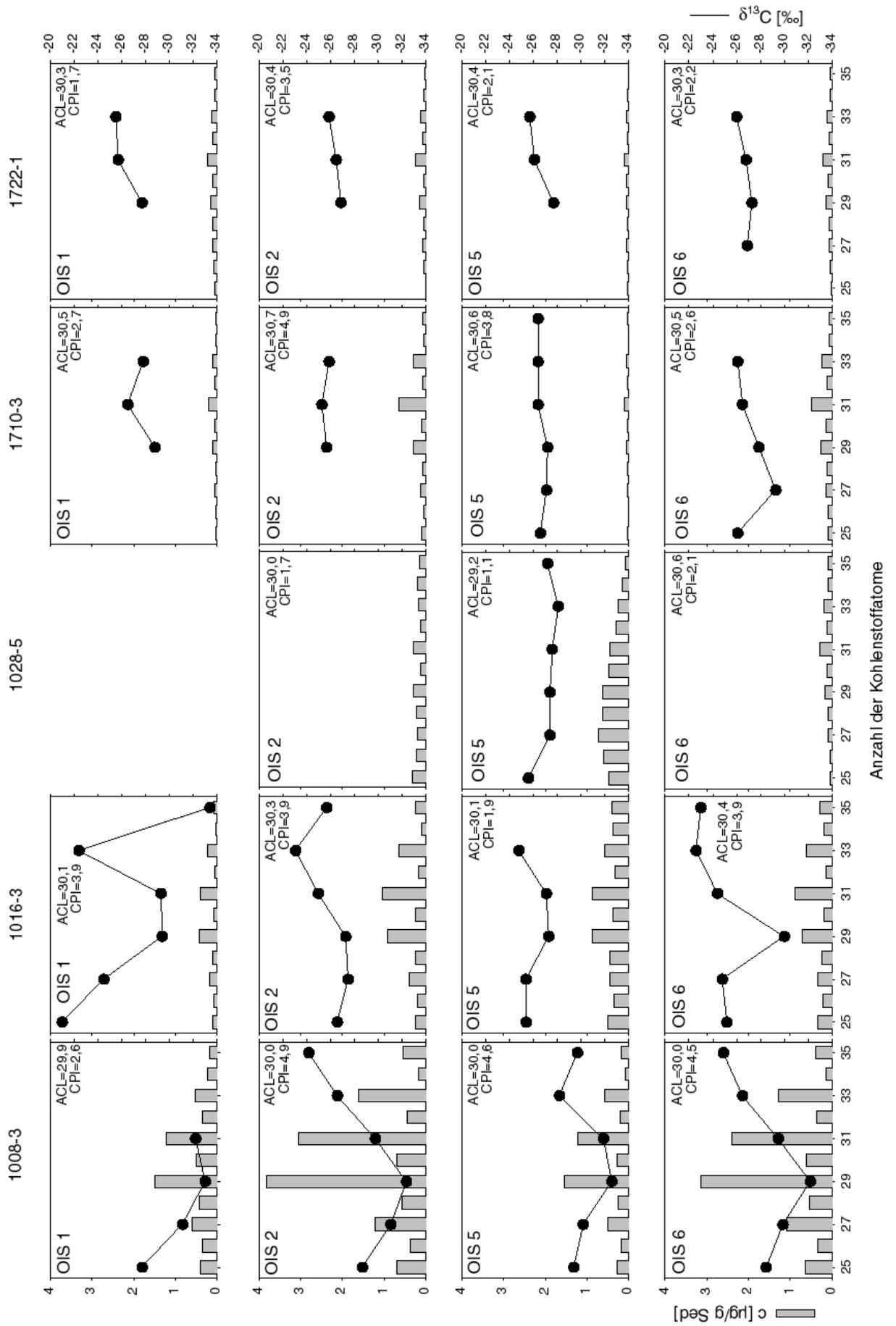
Die Pollenanalysen (Dupont, frdl. pers. Mitteilung) bestätigen die Befunde der Biomarker. In den Sedimenten des Kerns 1722-1 wurden nahezu keine Pollen gefunden. Wenig Pollen wurde an der Lokation 1028-5 detektiert. In den Glazialen war die Gesamtpollenanzahl maximal doppelt so hoch wie in den Interglazialen. An den restlichen drei Lokationen des Nord-Süd-Transekts (GeoB 1008-3, 1016-3 und 1710-3) erhöhen sich die Pollengehalte in den glazialen Stadien auf das drei- bis fünffache. Die maximale Pollenanzahl wurde in Übereinstimmung mit den höchsten Konzentrationen an langkettigen *n*-Alkanen und *n*-Alkoholen für die Probe aus dem OIS 2 des Kerns 1008-3 vor der Kongo-Mündung bestimmt. Aufgrund der Aridität dieses Glazials ist diese Tatsache auf einen enorm verstärkten äolischen Eintrag zurückzuführen.

8.4 Fossile Kohlenwasserstoffe in Sedimenten am südwestafrikanischen Kontinentalrand

Die Fraktion der aliphatischen und alicyclischen Kohlenwasserstoffe wurde mit dem Ziel untersucht, Variationen des terrigenen Eintrags anhand der langkettigen *n*-Alkane nachzuvollziehen. Deren Absolutkonzentrationen ändern sich mit der Menge des terrestrischen Materials, während die Kohlenstoffisotopenverhältnisse Rückschlüsse auf die Art der Vegetation auf dem benachbarten Kontinent zulässt. Allerdings traten bei der Analyse dieser Parameter Probleme auf. Einerseits waren die Konzentrationen der *n*-Alkane sehr gering, und andererseits wiesen die Verteilungsmuster auf einen Eintrag fossiler Kohlenwasserstoffe hin (CPI < 3; siehe Abbildung 52). Diese konnten mit Hilfe massenspektrometrischer Untersuchungen (Multiple-Ion-Detection-Modus) eindeutig identifiziert werden. Die Analyse konzentrierte sich auf die in den Sedimenten vorhandenen Hopane und Sterane, deren Verteilungsmuster Hinweise auf Einträge fossiler Kohlenwasserstoffe liefern kann (Peters und Moldowan, 1993). Die Konzentrationen der Hopane waren in allen Sedimentproben höher als die der Steroid-Kohlenwasserstoffe. Im folgenden werden daher ausschließlich die Hopanverteilungen (Schlüsselion *m/z* 191) diskutiert.

Abbildung 52 Verteilungen und Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkane in den Sedimenten des Nord-Süd-Transekts (fünf Lokationen in vier verschiedenen Zeitscheiben)

auf der nächsten Seite



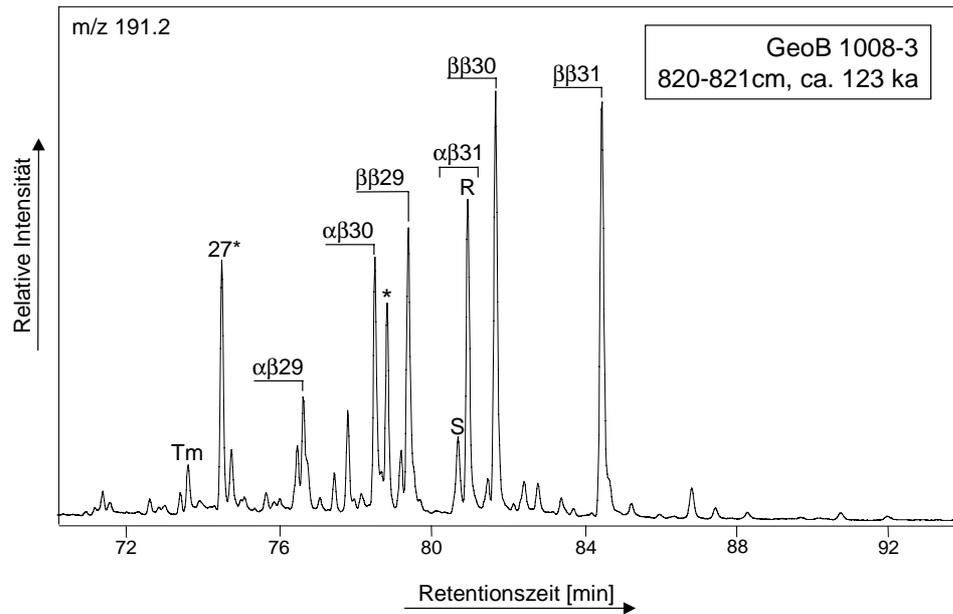


Abbildung 53 Repräsentatives Massenfragmentogramm (MID-Modus; m/z 191,2) ohne Überprägung durch fossile Kohlenwasserstoffe (Zahlen entsprechen der Kohlenstoffanzahl der Hopane; $\alpha\beta/\beta\beta$ = Konfiguration an C-17 und C-21; S/R = Konfiguration an C-22; * = unbekannte Struktur; zur Struktur der Hopane siehe Abbildung 66)

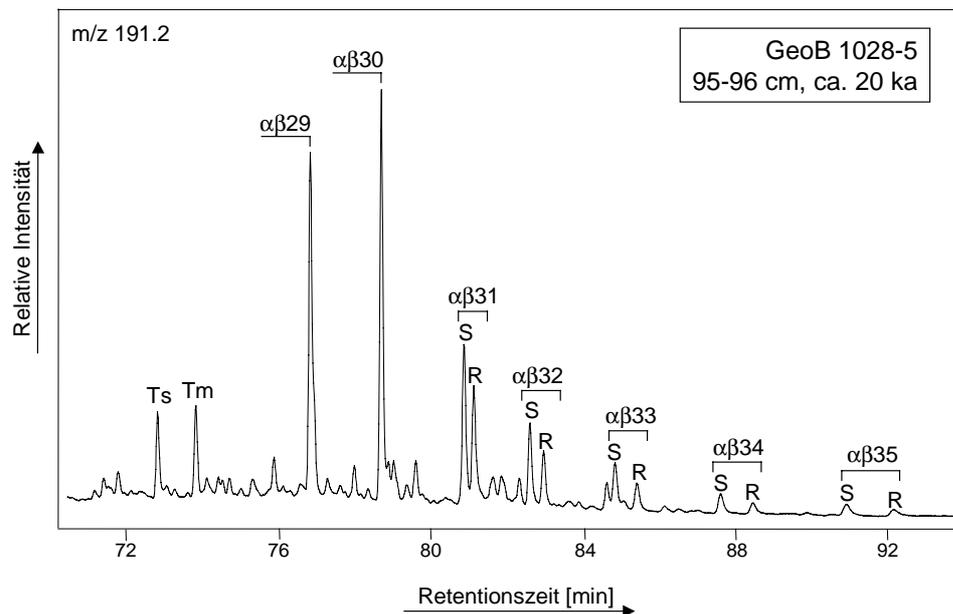


Abbildung 54 Repräsentatives Massenfragmentogramm (MID-Modus; m/z 191,2) mit Überprägung durch fossile Kohlenwasserstoffe (Erklärung siehe Abbildung 53)

Das in der Abbildung 53 dargestellte Massenfragmentogramm repräsentiert eine Probe, in der fossile Kohlenwasserstoffe nur in Spuren zu finden waren. Auffällig ist die Dominanz der Hopane mit der $17\beta(H),21\beta(H)$ -Konfiguration. Diese biogene Form wandelt sich schon bei geringer thermischer Belastung in die stabileren

17 α (H),21 β (H)- und 17 β (H),21 α (H)-Isomere (Moretane) um (Seifert und Moldowan, 1979). Die bei Hopanen mit mehr als 30 Kohlenstoffatomen mögliche R/S-Epimerisierung der Seitenkette führt mit zunehmender Reife zu einem erhöhten Anteil des 22S-Epimers (bis etwa 60%). Das anhand der *homo*-Hopane ermittelte 22S/(S+R)-Verhältnis von 0,18 (wie im abgebildeten Beispiel) zeugt von einer geringen Reife der gesättigten Kohlenwasserstoffe. Im Gegensatz dazu deuten die hohen S/(S+R)-Verhältnisse (beispielsweise 0,54 für die *homo*-Hopane in der Abbildung 54) auf einen signifikanten Eintrag fossiler Kohlenwasserstoffe hin. Einen sowohl reife- als auch quellenabhängigen Parameter stellt das Verhältnis von C₂₇-18 α -*trinorneo*-Hopan (Ts) zu C₂₇-17 α -*trinor*-Hopan (Tm) dar. Die Probe 1028(95) und Gesteine der Nsukka/Mamu-Formation in Nigeria weisen mit 0,46 (Abbildung 54) und 0,45 (Ekweozor und Udo, 1988) nahezu identische Ts/(Ts+Tm)-Verhältnisse auf. Eine Zuordnung zu einer gemeinsamen Quelle der fossilen Kohlenwasserstoffe ist allerdings nicht möglich. Als Beispiel seien die in diesen nigerianischen Gesteinen gefundenen Oleanane erwähnt, die in den in dieser Arbeit untersuchten Tiefseesedimenten nicht nachgewiesen werden konnten. Ein Vergleich der Hopan- und Steranverteilungen mit den verschiedenen Erdöl-Typen des Südatlantiks (Mello et al., 1991) führt ebenfalls zu keiner eindeutigen Zuordnung der fossilen Kohlenwasserstoffe in den untersuchten Sedimenten des Nord-Süd-Transekts entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrands zu einer bestimmten Quelle. Allerdings können aufgrund der Ähnlichkeit der Massenfragmentogramme *m/z* 191,2 für die Proben 1016(603), 1016(643) und 1028(95) (aus dem Angola- bzw. Walfisch-Becken) gleiche Quellen der fossilen Kohlenwasserstoffe angenommen werden. Trotz ungewöhnlicher *n*-Alkanverteilungen (kurze Kettenlängen, geringe Bevorzugung der ungeradzahligen *n*-Alkane) fanden Hinrichs et al. (1999) in den von ihnen untersuchten Sedimenten des GeoB-Kerns 1016-3 keine Hinweise auf einen Eintrag fossiler Kohlenwasserstoffe. Sehr geringe Konzentrationen reifer Hopane wurden in den Sedimenten aus dem Kongo-Becken (GeoB 1008-3) bestimmt. Aufgrund der Beimengung reifen organischen Materials sind die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der langkettigen *n*-Alkane in den GeoB-Kernen kritisch zu bewerten. Durch die fossilen *n*-Alkane werden die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der langkettigen *n*-Alkane derart überprägt, daß darauf basierende quantitative Abschätzungen der wechselnden Anteile von C₃- und C₄-Pflanzen in den vier untersuchten Zeitscheiben leider nicht möglich sind.

8.5 Kohlenstoffisotopenverhältnisse – Hinweise auf Änderungen der Vegetation

Da die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkane zum Teil durch fossile Kohlenwasserstoffe überprägt sind, sollten analoge Analysen der langkettigen *n*-Alkohole Informationen über Vegetationsänderungen auf dem südwestafrikanischen Kontinent liefern. Aufgrund der Komplexität der Fraktion der Heterokomponenten (siehe Abbildung 11 und 12) war es erforderlich, die geradkettigen *n*-Alkohole von den verzweigten und zyklischen Verbindungen (z.B. Steroide) zu trennen. Nach umfangreichen Tests (Silikalit- und Harnstoffadduktionen an Mischstandards und Tiefseesedimenten) wurden die *n*-Alkohole mit Hilfe von Harnstoff (siehe Kapitel 5.4.7) erfolgreich von den nichtlinearen Komponenten abgetrennt. Ein repräsentatives Ergebnis zeigt die Abbildung 55. In der analog aufgearbeiteten Vergleichsprobe (nur *n*-Hexan) konnten keine Kontaminationen gefunden werden.

Zwischen den *n*-Alkoholen eluierten eine Reihe gering konzentrierter Verbindungen, deren GC/MS-Analyse ergab, daß es sich um verschiedene homologe Reihen mittelständiger Alkohole handelt. Ein signifikanter Einfluß dieser Verbindungen auf die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkohole ist unwahrscheinlich, da sie ähnliche Isotopenwerte wie die benachbarten *n*-Alkohole aufweisen. Erwartungsgemäß wirkte sich die Abtrennung der linearen *n*-Alkohole von den verzweigten Heterokomponenten besonders auf den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von *n*-C₃₀H₆₁OH aus. Koeluiierende Verbindungen (z.B. Sterole mariner Herkunft) bewirkten zuvor eine Verschiebung des $\delta^{13}\text{C}$ -Werts um bis zu 3‰ zu schwereren Werten. Der Einfluß auf den Isotopenwert von *n*-C₂₈H₅₇OH war weniger drastisch (<1‰), und die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte *n*-C₂₆H₅₃OH und *n*-C₂₄H₄₉OH blieben im Rahmen der Fehlergrenzen unverändert.

Aufgrund von zu geringen Konzentrationen und Kontaminationsproblemen (aus der verwendeten Charge Natriumsulfat) erschien nur die Analyse einiger Neutralfraktionen sinnvoll. Es konnte daher kein lückenloses Bild der vier untersuchten Zeitabschnitte an allen fünf Lokationen des Nord-Süd-Transekts am südwestafrikanischen Kontinentalrand gewonnen werden. Bei den durchgeführten GC/irm-MS-Messungen (Doppel- oder Dreifachbestimmungen) traten zum Teil erhebliche Standardabweichungen auf. Aufgrund dieser methodischen Probleme wird an dieser Stelle auf die Angabe absoluter Werte für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der *n*-Alkohole verzichtet. Die beobachteten Trends werden qualitativ und halbquantitativ beschrieben. Vergleiche mit den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der *n*-Alkane basieren auf den Kohlenstoffisotopenverhältnissen von *n*-C₃₁H₆₄.

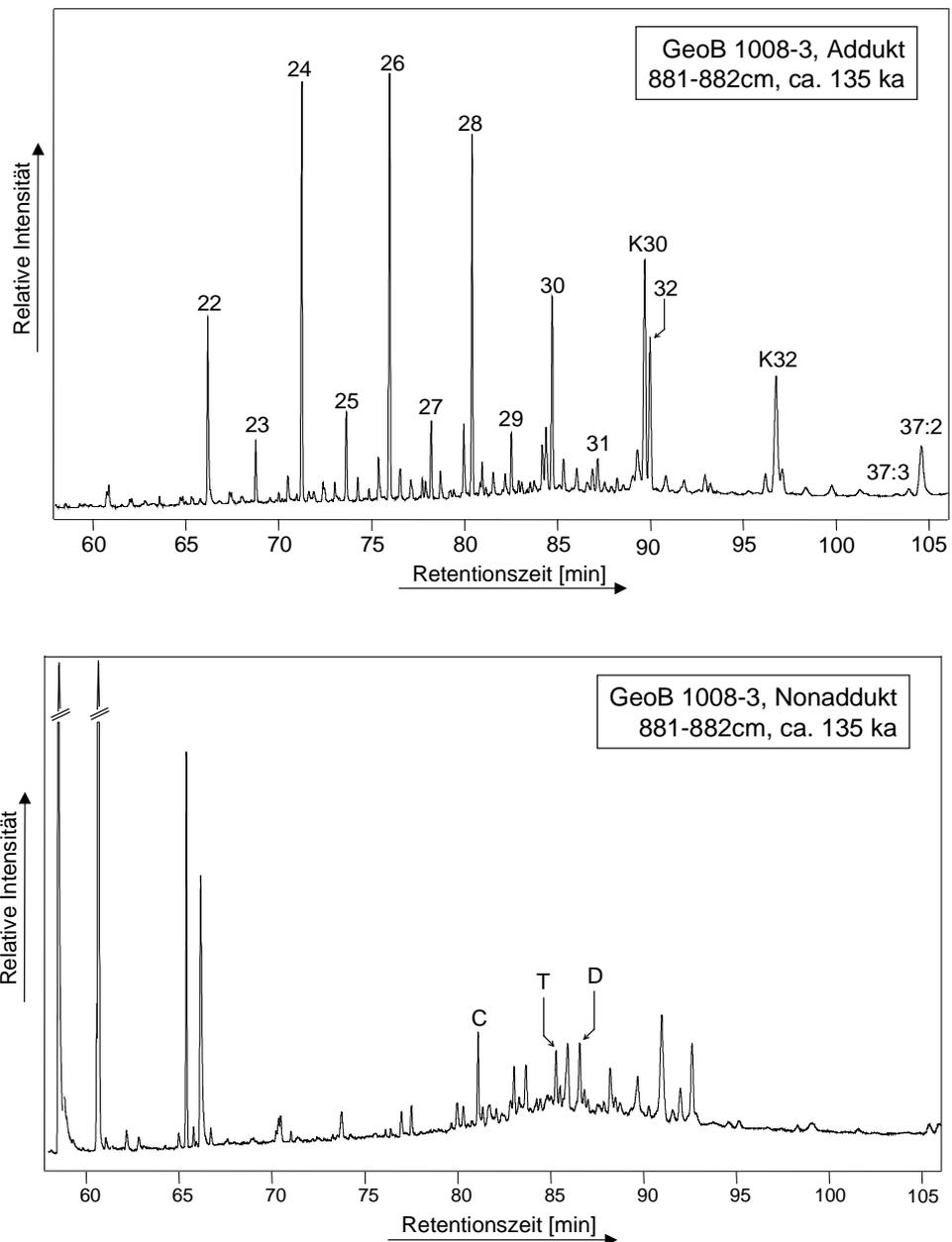


Abbildung 55 Gaschromatogramme je einer repräsentativen Addukt- und Nonadduktfraktion (Erklärungen siehe Abbildungen 11 und 12)

n-Alkane

Die Sedimentproben aus dem Kongo-Becken (GeoB 1008-3) weisen mit durchschnittlich -31‰ die leichtesten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des C_{31} -*n*-Alkans auf. Die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkane an den südlicheren Lokationen sind um mehr als 4‰ schwerer. Ursache für diese Unterschiede könnte der Einfluß des Kongo sein, der bewaldete Gebiete entwässert und dadurch große Mengen isotopisch leichtes organisches Material (C_3 -Pflanzen) in die Sedimente vor der Kongo-Mündung

transportiert. Die Änderung der Vegetation im Zusammenhang mit den Glazial-/Interglazial-Zyklen spiegelt sich ebenfalls in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der langkettigen *n*-Alkane wider. Die höchsten Differenzen (4‰) zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Glazial und Interglazial weisen die Sedimente aus dem Angola-Becken (GeoB 1016-3) auf. Der Rückgang der Waldgebiete in den Glazialen hat hier den stärksten Einfluß. An der nördlichsten Lokation (Kongo-Becken, GeoB 1008-3) zeugt eine Verschiebung zu etwa 2‰ schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten immer noch von einem hohen Anteil an organischem Material von C_3 -Pflanzen. An den drei südlicheren Lokationen dagegen bleiben die Kohlenstoffisotopenverhältnisse nahezu konstant bei relativ schweren Werten und deuten damit auf einen gleichbleibend hohen Anteil an organischem Material von C_4 -Pflanzen hin.

n-Alkohole

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der *n*-Alkohole in den Sedimentproben aus den Glazialen sind schwerer als in den Interglazialen. Für die Sedimente aus dem Kongo-Becken entspricht die Verschiebung um etwa 2‰ der gleichen, wie sie für die *n*-Alkane bestimmt wurde. Die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkohole an dieser Lokation sind (ebenfalls analog zum C_{31} -*n*-Alkan) ungefähr 4‰ leichter als in den Sedimenten weiter südlich.

TOC

Die Vegetation auf dem benachbarten Kontinent scheint auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des gesamten organischen Materials zu beeinflussen. Mit durchschnittlich -21‰ weisen die Sedimente aus dem Kongo-Becken (GeoB 1008-3) analog zu den Biomarkern die leichtesten Werte auf. Während der Glaziale sind die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte hier bis zu 2‰ schwerer als im Interglazial. Im Vergleich dazu schwanken die Kohlenstoffisotopenverhältnisse des gesamten organischen Materials in den Sedimenten des Kerns 1710-3 (Auftriebsgebiet vor Namibia) nur wenig um $-19,3 \pm 0,1\text{‰}$.

8.6 Zusammenfassung – Nord-Süd-Transekt

Die organisch-geochemischen Parameter in den Sedimenten von fünf ausgewählten Lokationen entlang des südwestafrikanischen Kontinentalrandes variieren im Zusammenhang mit den Glazial-/Interglazialstadien. Glaziale sind durch hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff gekennzeichnet, die auf eine verstärkte marine Produktivität zurückzuführen sind. Zusätzlich zu einer verstärkten Karbonat-Lösung aufgrund des mikrobiellen Abbaus von organischem Material ist vermutlich eine Änderung der Organismengesellschaften für die gleichzeitig geringeren Karbonatgehalte verantwortlich.

Hohe Konzentrationen der langkettigen *n*-Alkane und *n*-Alkohole deuten auf einen verstärkten (äolischen) Eintrag von terrestrischem organischem Material während der Glaziale hin. Die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkane konnten nur bedingt zur Abschätzung der wechselnden Anteile von C₃- und C₄-Pflanzen benutzt werden. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der langkettigen *n*-Alkane aus den Blattwachsen höherer Landpflanzen waren teilweise durch fossile Kohlenwasserstoffe überprägt, deren Quelle nicht zugeordnet werden konnte. Die Analyse der Kohlenstoffisotopenzusammensetzung der langkettigen *n*-Alkohole führte aufgrund methodischer Probleme ebenfalls nur zu einem unvollständigen Bild der Vegetationsänderungen in den vier untersuchten Zeitscheiben.

9 Synthese der Ergebnisse

9.1 Rekonstruktion der Paläooberflächenwassertemperaturen – Globales oder regionales Signal?

Die anhand des Un sättigungsgrades der C_{37} -Methylketone ermittelten Oberflächenwassertemperaturen weisen in den untersuchten Zeitabschnitten starke Schwankungen auf. Sie reagieren sowohl auf globale klimatische Entwicklungen als auch auf die regionalen Gegebenheiten.

Geographische Breite

Aufgrund der unterschiedlichen geographischen Breite nehmen die ermittelten Oberflächenwassertemperaturen des Holozäns erwartungsgemäß von Norden nach Süden hin ab. Die einzige Ausnahme bilden die Sedimente aus dem Kongo-Becken. Die SST-Werte in den Sedimenten des Kolbenlotkerns GeoB 1008-3 (ca. 6°S, Schneider et al., 1995) liegen innerhalb der letzten 260 ka durchschnittlich etwa 2°C höher als in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A (ca. 4°S). Aufgrund der geringeren geographischen Breite wäre eher das Gegenteil zu erwarten gewesen.

Es ist nicht ganz auszuschließen, daß die beobachteten Unterschiede auf laborspezifische Artefakte zurückzuführen sind. Aufgrund der annähernden Übereinstimmung der ermittelten Oberflächenwassertemperaturen in vier Sedimentproben des GeoB-Kerns 1008-3 sind sie für Differenzen von 2°C aber eher unwahrscheinlich. Die in dieser Arbeit verwendete Methode zur Bestimmung der Alkenon-SST-Daten wurde im Rahmen eines Interkalibrationsversuches mehrerer internationaler Labore getestet (Rosell-Melé et al., 1999). Die ermittelten SST-Werte lagen innerhalb der statistischen Fehlergrenzen. Es ist daher anzunehmen, daß die beobachteten Unterschiede zwischen Schneider et al. (1995) und dieser Arbeit eher auf regionale Besonderheiten der verschiedenen Lokationen zurückzuführen sind.

Unterstützt wird diese Annahme durch die SST-Werte, die von Versteegh (frdl. pers. Mitteilung) für den Kern T89-16 (ca. 4°S) bestimmt wurden. In Übereinstimmung mit den Analysen der Sedimente der ODP-Bohrung 1075A sind sie durchschnittlich 2°C niedriger als die von Schneider ermittelten Werte für den Kern GeoB-1008-3. Alle drei Lokationen befinden sich in einer ähnlichen Wassertiefe. Während allerdings die Lokationen ODP 1075A und T89-16 am nördlichen Rand des Kongo-Canyons liegen, befindet sich die Station GeoB 1008-3 auf der südlichen Seite. Infolgedessen ist eine unterschiedliche Beeinflussung der Ablagerungsräume aufgrund der ozeanographischen Bedingungen denkbar. Der in Richtung NW gerichtete Canyon des

Kongo könnte bei etwa 4°S einen stärkeren flußinduzierten Auftrieb als weiter südlich bewirken. Die geringeren Paläooberflächenwassertemperaturen könnten den Einfluß kälterer Tiefenwässer reflektieren.

Eine weitere mögliche Ursache für die beobachteten Temperaturunterschiede zwischen dieser Arbeit und der Studie von Schneider et al. (1995) läßt sich ebenfalls vom heutigen durchschnittlichen Jahrestemperaturverlauf ableiten. Steile Temperaturgradienten treten vor allem im Frühling und im Herbst auf. Sedimentfallenuntersuchungen haben ergeben, daß in genau diesen Zeiten der Export von Alkenonen aus dem Oberflächenwasser ausgeprägte Maxima aufweist (Schneider et al., 1995). Würde das Produktivitätsmaximum im Gebiet der ODP-Bohrung 1075A jahreszeitlich kurz vor dem an der Lokation GeoB 1008-3 auftreten, so könnten durchaus stark unterschiedliche Temperatursignale ins Sediment transferiert werden. Der Vergleich der Alkenon-SST-Daten der jüngsten untersuchten Sedimentproben mit den modernen Oberflächenwassertemperaturen zeigt, daß der heutige Jahresmittelwert von 25,7°C durch die Messungen von Schneider et al. (1995) gut repräsentiert wird. Die in dieser Arbeit ermittelten Oberflächenwassertemperaturen stimmen eher mit den heute im September auftretenden Temperaturen von 23,7°C überein.

Globale Klimaentwicklung

Die anhand des Unsättigungsgrades der C₃₇-Methylketone berechneten Paläooberflächenwassertemperaturen reflektieren überwiegend die beprobten Intervalle durch niedrige Temperaturen in den Glazialen und hohe Temperaturen in den Interglazialen. Die Differenz der SST-Werte zwischen dem letzten glazialen Maximum und dem Holozän liegen im erwarteten Bereich (Rosell-Melé, 1998) und verdeutlichen gleichzeitig die regionalen Unterschiede der untersuchten Ablagerungsgebiete. Die Differenz zwischen dem OIS 2 und dem OIS 1 (Termination I) steigt von <4°C an den Lokationen nördlich des Walfisch-Rückens auf >6°C weiter südlich. Ein verstärktes Auftriebsgeschehen während der Glaziale in den Hochproduktivitätsgebieten im Süden könnte Ursache für diese Unterschiede sein. Der südlichste Kern (GeoB 1722-1) nimmt bei der Betrachtung der SST-Daten eine Sonderstellung ein. Die Probennahmelokation für diesen Kern liegt etwas weiter von der Küste entfernt außerhalb der heutigen Auftriebszellen und ist daher durch weniger starke Schwankungen der SST-Werte charakterisiert. Lediglich im OIS 5 ist eine überdurchschnittliche Erwärmung des Oberflächenwassers zu verzeichnen.

Von besonderem Interesse war die Untersuchung des Sauerstoffisotopenstadiums 11, das als das wärmste und längste Interglazial der vergangenen 500 ka gilt. Die anhand des Unsättigungsgrades der C_{37} -Methylketone für die Sedimente des Kongo-Beckens (ODP-Bohrung 1075A) ermittelten Oberflächenwassertemperaturen weisen in diesem Zeitraum starke Schwankungen auf. Das OIS 11 fällt weder durch besonders hohe absolute Temperaturen noch durch eine extrem lange warme Phase auf. In den Sedimenten aus dem Angola-Becken (ODP-Bohrung 1079A) wurden über einen relativ langen Zeitraum (ca. 50 ka) Temperaturen über 24°C ermittelt. Auch hier können die regionalen Gegebenheiten an beiden Lokationen Erklärungsansätze liefern: Die ODP-Bohrung 1079A wurde auf dem Kontinentalhang vor Angola abgeteuft. Die geringe Wassertiefe und die relativ isolierte Lage in Bezug auf die Oberflächenzirkulation im östlichen Südatlantik ermöglichen eine bessere Stratifizierung der Wassersäule als an der tieferen Lokation im Einzugsbereich des Kongo (ODP-Bohrung 1075A). Dort könnte ein verstärkter flußinduzierter Auftrieb während der humiden Interglaziale zu zeitweise kälteren Oberflächenwassertemperaturen geführt haben.

Betrachtung langer geologischer Zeiträume

Das erste Auftreten der Coccolithophore *Emiliana huxleyi*, die in den modernen Ozeanen als Hauptproduzent der Alkenone gilt, wird auf 268 ka vor heute datiert. Vorläuferorganismen dieser Algen wie z.B. *Gephyrocapsa oceanica* synthetisieren ebenfalls langkettige Methylketone, deren Unsättigungsgrad von der Wachstumstemperatur abhängt. Die erfolgreiche Anwendung der U_{37}^k -Indices zur Rekonstruktion der Paläooberflächenwassertemperaturen geht bis ins Eozän zurück (Rinna et al., 2000). Die im Rahmen dieser Arbeit bestimmten SST-Werte über einen Zeitraum von 2 Millionen Jahren (ODP-Bohrung 1075A, Kongo-Becken) reflektieren die globale Abkühlung seit dem frühen Pleistozän.

9.2 CaCO₃, TOC, TS – Wechselspiel zwischen Produktivität und Erhaltung

Die Sedimente der Bohrungen 1075A (Kongo-Becken) und 1079A (Angola-Becken) der letzten 260 ka unterscheiden sich in ihren pauschalen Zusammensetzungen (Kohlenstoff-, Schwefel-Gehalte) nur wenig (Tabelle 8). Nur die Gehalte an anorganischem Kohlenstoff (umgerechnet in CaCO₃) unterscheiden sich deutlich voneinander. Die geringen CaCO₃-Gehalte im Kongo-Becken könnten sowohl auf eine geringere Produktivität (kalzifizierender Organismen) als auch auf eine schlechtere Karbonaterhaltung sowohl in der Wassersäule als auch im Sediment zurückzuführen sein. Die Karbonate im Kongo-Fächer bestehen hauptsächlich aus den Kalzispähren von Coccolithophoriden und nur zu einem geringen Anteil aus Foraminiferen-Fragmenten. Jansen (1985) führte diesen Befund auf eine hohe Aktivität von Zooplankton-Organismen zurück, durch deren Kotpillen die Coccolithophoriden auf den Meeresboden absinken. Die Karbonat-Kompensationstiefe (CCD) und die Lysokline waren während der Glaziale etwa 1000 m über den heutigen Niveaus (Jansen, 1985). Trotzdem sollten sie die Karbonatsedimentation sowohl an der Lokation im Angola-Becken als auch im Kongo-Becken (3000 m Wassertiefe) nicht beeinflusst haben. Da hohe Karbonat-Gehalte zusammen mit guten Erhaltungen der Kalkschalen auftreten (Wefer et al., 1998; Zachariasse et al., 1984), ist die postsedimentäre Auflösung von Karbonat wahrscheinlich ein bedeutender Faktor. Diese wird durch eine erhöhte Alkalinität des Porenwassers begünstigt, hervorgerufen durch Kohlendioxid, das bei der Remineralisierung von organischem Material entsteht. Die Oxidation von organischem Kohlenstoff verringert damit sowohl die TOC- als auch die CaCO₃-Gehalte in den Sedimenten.

Tabelle 8 Vergleich der durchschnittlichen Kohlenstoff- und Schwefelgehalte der Sedimente aus dem Kongo- und dem Angola-Becken (Mittelwert der letzten 260 ka)

	Kongo-Becken (1075A)	Angola-Becken (1079A)
Wassertiefe [mbsl]	2995	734
CaCO ₃ [%]	3,1	15,2
TOC [%]	2,7	2,8
TS [%]	1,6	1,3
TOC/TS	1,8	2,2

In marinen Sedimenten wird das organische Material überwiegend durch mikrobielle Sulfatreduktion abgebaut (Jørgensen, 1983). Hohe Schwefelgehalte in den Sedimenten – wie sie in den ODP-Bohrungen 1075A und 1079A bestimmt wurden – reflektieren eine hohe Aktivität sulfatreduzierender Bakterien. Die geringen TOC/TS-Verhältnisse in den Sedimenten beider Ablagerungsgebiete liegen in der gleichen Größenordnung wie in Sedimenten aus dem Schwarzen Meer (siehe Berner und Raiswell, 1983), wo euxinische Bedingungen die mikrobielle Sulfatreduktion schon in der Wassersäule ermöglichen. Das Vorkommen benthischer Foraminiferen in den Sedimenten des Kongo- und Angola-Beckens schließt anoxische Bedingungen im Tiefenwasser aus. Allerdings weisen in den Sedimenten der Bohrung 1079A die Spezies *Bolivina pseudopunctata* und *Bolivina dilatata* auf geringe Sauerstoffkonzentrationen an der Sediment-Wasser-Grenze hin (Pérez und Berger, 2000; Wefer et al., 1998). Im Rahmen dieser Arbeit wurden neben den TOC/TS-Verhältnissen auf molekularer Ebene die Stanol/Stenol-Verhältnisse ermittelt, um Aussagen über die Ablagerungsbedingungen treffen zu können. Die 5 α -Cholestan-3 β -ol/Cholest-5en-3 β -ol-Verhältnisse sind in den Sedimenten des Angola-Beckens durchschnittlich sechsmal höher als in den Sedimenten des Kongo-Beckens (vgl. Kapitel 6.2.2 und 7.2.3) und weisen damit ebenfalls auf stärker reduzierende Bedingungen im Angola-Becken hin. Im Gegensatz dazu stehen die etwas niedrigeren TOC/TS-Verhältnisse im Kongo-Becken. Ein hoher Eintrag von Eisen mit der Flußfracht des Kongo könnte hier zu einer verstärkten Fixierung des bei der Sulfatreduktion entehenden Schwefelwasserstoffs geführt haben. Um die Eisengehalte an beiden Lokationen zu vergleichen, wurden an ausgewählten Proben RFA-Messungen vorgenommen. Während die absoluten Gehalte an Eisen (ausgedrückt als Eisenoxid, Fe₂O₃) in den Sedimenten des Kongo-Beckens mit den Werten des mittleren Tonschiefers übereinstimmen (Wedepohl, 1991), enthalten die Sedimente des Angola-Beckens etwas weniger Eisen (Tabelle 9). Die Gehalte sind dort fast so gering wie in den Sapropelen des Schwarzen Meeres (Brumsack, 1988).

Tabelle 9 Vergleich der Eisengehalte der Sedimente aus dem Kongo- und dem Angola-Becken (Daten des mittleren Tonschiefers aus Wedepohl (1991) , Fe-Gehalte der Sedimente aus dem Schwarzen Meer von Brumsack (1988))

	Fe ₂ O ₃ [%]	Fe/Al	Anzahl
Kongo-Becken	6,8	0,58	11
Mittlerer Tonschiefer	6,9	0,54	
Angola-Becken	4,9	0,43	3
Sapropelle	4,5	0,62	12

In Relation zu anderen Elementen zeigen sich allerdings kaum Unterschiede (siehe Tabelle 9 und Abbildung 56). Mit Hilfe des Dreiecksdiagramms Fe-TOC-TS können Aussagen über den Pyritisierungsgrad der Proben getroffen werden (Brumsack, 1988). Unter Fe_{korrr} versteht man den Teil des Eisens, der nicht durch Silikate festgelegt ist und daher für die Pyritbildung zur Verfügung steht (Gleichung 9.1):

$$Fe_{\text{korrr}} = Fe - 0,25\%Al \quad (9.1)$$

Diese empirische Formel basiert auf der Annahme, daß der silikatisch gebundene Eisenanteil etwa 25% des Aluminium-Gehalts ausmacht.

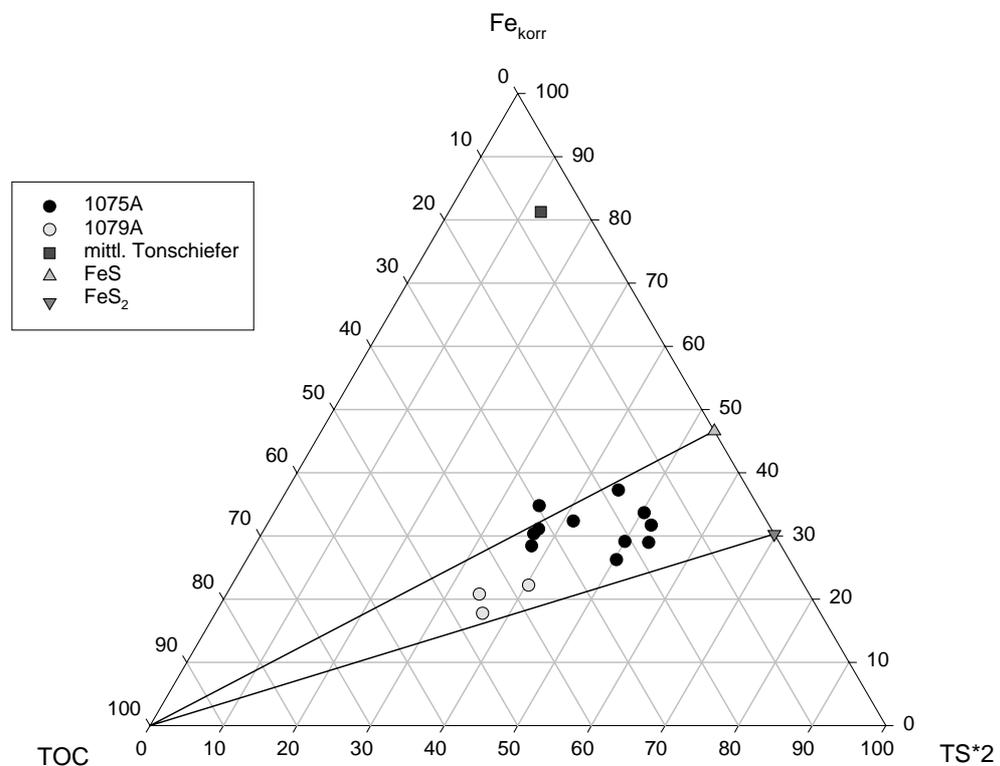


Abbildung 56 Veranschaulichung des Pyritisierungsgrades anhand der Fe-, TOC- und TS-Gehalte der Sedimente aus den Bohrungen 1075A und 1079A (mittlerer Tonschiefer als Referenz aus Wedepohl (1991))

Die analysierten Sedimentproben haben noch nicht den maximalen Pyritisierungsgrad (unterhalb der FeS₂-Linie) erreicht. Mit Teufen zwischen 14 und 118 mcd entsprechen die Sedimente der Bohrung 1075A einer Probenauswahl sowohl über als auch unter der Teufe der vollständigen Sulfatreduktion ($SO_4^{2-} = 0$ mM ab einer Teufe von 31 mbsf). Die Proben aus der Bohrung 1079A liegen dagegen alle in dem Bereich, in dem noch Sulfat im Porenwasser vorhanden ist. In dieser Bohrung im Angola-Becken war erst in einer Tiefe von 50 mbsf das gelöste Sulfat vollständig aufgebraucht (Wefer

et al., 1998). Ursache für das Vorhandensein von Sulfat in diesen relativ großen Tiefen könnte die hohe Sedimentationsrate sein, so daß das Gleichgewicht zwischen der Zufuhr von neuem Sulfat und dessen Verbrauch beim Abbau von organischem Material zugunsten der Einlagerung verschoben gewesen sein könnte (Wefer et al., 1998). Hohe Sedimentationsraten führen aufgrund der raschen Überdeckung des abgelagerten Materials schnell zu anoxischen Bedingungen im Sediment und damit zu einer guten Erhaltung des organischen Materials. Gleichzeitig werden allerdings durch die Zufuhr großer Mengen klastischen Materials die Gehalte an organischem Material verringert.

Ein Vergleich der pauschalen Parameter (TOC und TS) in den Sedimenten des Kongo- und des Angola-Beckens und deren Diskussion in Bezug auf unterschiedliche Ablagerungsbedingungen erweist sich aufgrund der stark unterschiedlichen Wassertiefen und Sedimentationsraten als äußerst schwierig. Die deutlich höheren Stanol/Stenol-Verhältnisse in den Sedimenten des Angola-Beckens (ODP-Bohrung 1079A) und das Vorkommen benthischer Foraminiferen, die geringe Sauerstoffkonzentrationen bevorzugen, weisen dagegen auf deutlich bessere Erhaltungsbedingungen als vor der Kongo-Mündung (ODP-Bohrung 1075A) hin.

9.3 Langkettige *n*-Alkane als Indikatoren für Vegetationsänderungen

Die Kohlenstoffzahl-Verteilungen von *n*-Alkanen in den Blattwachsen höherer Landpflanzen hängen von klimatischen Einflüssen auf die Vegetation ab. Demnach können in einem küstennahen Sedimentationsraum Änderungen der *n*-Alkanverteilung Auskünfte über klimabedingte Variationen der Vegetation auf dem benachbarten Kontinent geben. Die durchschnittliche Kettenlänge der langkettigen *n*-Alkane (ACL-Wert) gilt als Indikator für derartige Änderungen.

In einer Vielzahl von Studien wurden höhere ACL-Werte bei höheren Temperaturen bestimmt (Gagosian et al., 1987; Poynter et al., 1989; Rinna et al., 2000; Simoneit et al., 1977). Neben der Temperatur scheint auch die Niederschlagsmenge die durchschnittliche Kettenlänge der *n*-Alkane über die Art der Vegetation maßgeblich zu beeinflussen. In den Sedimenten des Santa-Barbara-Beckens wurden höhere ACL-Werte mit einem wärmeren und humideren Klima im kalifornischen Hinterland in Verbindung gebracht (Hinrichs, 1997). Die ACL-Werte der in dieser Arbeit untersuchten Sedimente vom südwestafrikanischen Kontinentalrand zeigen dagegen überwiegend eine umgekehrte Abhängigkeit von den zugeordneten Glazial- oder Interglazialstadien. Besonders ausgeprägt ist dieser Befund in den Sedimenten vor den Küsten Angolas und Namibias, in denen in den Glazialen die höchsten ACL-Indizes ($ACL_{27-33} > 30,6$) bestimmt wurden. Aufgrund der vorherrschenden Windsysteme ist an diesen Lokationen (ODP Bohrung 1079A und GeoB 1710-3) ein terrestrischer Eintrag von savannen- bis wüstenartiger Vegetation zu erwarten. Die dort weit verbreiteten Gräser könnten eine Quelle für *n*-Alkane mit höheren Kettenlängen sein. Die Hypothese des verstärkten Eintrags von längerkettigen *n*-Alkanen durch C_4 -Pflanzen wird durch die Bestimmung der molekularen Isotopenwerte unterstützt. Die Verschiebung zu schwereren $\delta^{13}C$ -Werten mit zunehmender Kettenlänge, weist auf einen höheren Anteil an C_4 -Biomasse bei den längerkettigen *n*-Alkanen hin.

Unter folgenden Voraussetzungen sollte es möglich sein, mit Hilfe der langkettigen *n*-Alkane ($\delta^{13}C$ und/oder ACL) den Anteil von C_4 -Pflanzen am sedimentierten organischen Material abzuschätzen.

1. Die gefundenen *n*-Alkane sind ausschließlich terrestrischer Herkunft.

In der Tat sind bisher nur wenige Fälle dokumentiert, in denen langkettige *n*-Alkane marinen Quellen zugeschrieben wurden (siehe Zegouagh et al., 1998). Meist handelte es sich dabei um sehr kalte Ablagerungsgebiete oder quantitativ eher unbedeutende Bestandteile in den untersuchten Organismen. Für den in dieser Arbeit untersuchten

küstennahen, tropischen Sedimentationsraum ist eine marine Herkunft der langkettigen *n*-Alkane wahrscheinlich vernachlässigbar.

Eine dritte mögliche Eintragsquelle langkettiger *n*-Alkane sind fossile Kohlenwasserstoffe. Diese würden sich allerdings von rezentem terrestrischem Pflanzenmaterial durch eine geringe Kohlenstoffzahlbevorzugung (CPI-Werte nahe 1) abheben. Die in den Kohlenwasserstofffraktionen der Sedimente der ODP-Bohrungen 1075A und 1079A bestimmten CPI-Werte sind deutlich größer als 3. Ein entscheidender Beitrag fossiler Kohlenwasserstoffe auf die *n*-Alkan-Verteilungen ist damit eher unwahrscheinlich. (Dies ist nicht der Fall für einen Großteil der untersuchten Sedimente des Nord-Süd-Transektiv; siehe Kapitel 8.4)

2. Faktoren wie z. B. die Temperatur, die Niederschlagsmenge oder der CO₂-Partialdruck der Atmosphäre beeinflussen die *n*-Alkane in den Blattwachsen von C₃- und C₄-Pflanzen gleichermaßen.

Bisher sind keine Studien bekannt, in denen die *n*-Alkane in Pflanzen mit verschiedenen Photosyntheseyklen auf die Rolle dieser Faktoren hin untersucht wurden. Allerdings fanden Haxeltine und Prentice (1996), daß bei ausreichender Wasserversorgung die Photosyntheseraten von C₄-Pflanzen bis zu einer Temperatur von 20°C niedriger sind als die von C₃-Pflanzen. Steht nicht genügend Wasser zur Verfügung, wird diese Grenztemperatur herabgesetzt. Der gleiche Effekt wurde bei einer CO₂-Limitierung festgestellt. Aride Klimabedingungen mit geringerem CO₂-Partialdruck der Atmosphäre – wie sie für die Glazialstadien angenommen werden (z.B. deMenocal, 1993; Jasper und Hayes, 1990; Müller et al., 1994) – bevorteilen die Ausbreitung von C₄-Pflanzen.

9.3.1 Abschätzung des Anteils an C₄-Pflanzen anhand der Kohlenstoffisotopenverhältnisse

Bereits Bird et al. (1995) benutzten die Kohlenstoffisotopenverhältnisse von *n*-Alkanen in Sedimenten, um den Eintrag von C₄-Pflanzen am gesamten terrestrischen Material abzuschätzen. Die Endglieder dieses binären Mischungsmodells aus C₃- und C₄-Pflanzen bilden die Daten von Collister et al. (1994) und Rieley et al. (1993). Die gewichteten Mittelwerte (*n*-C₂₉H₆₀; *n*-C₃₁H₆₄; *n*-C₃₃H₆₈) betragen –37‰ bzw. –21‰. Die sich daraus ergebenden Anteile von C₄-Pflanzen sind in der folgenden Abbildung graphisch dargestellt.

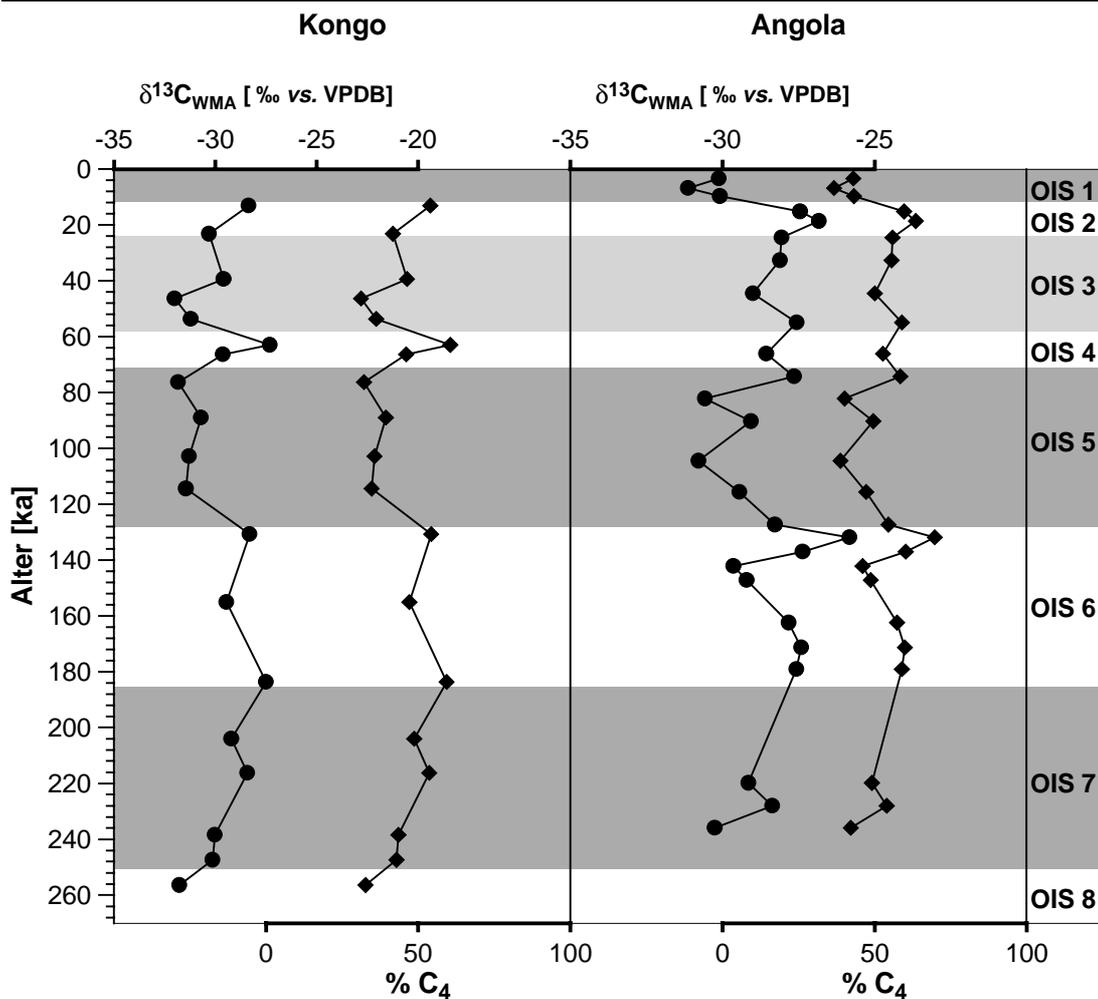


Abbildung 57 Umrechnung der gewichteten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$ (●) in prozentuale Anteile von C_4 -Pflanzen am gesamten terrestrischen Material (◆) für die spätquartären Sedimentproben aus dem Kongo- und dem Angola-Becken (ODP-Bohrungen 1075A und 1079A)

Der Anteil von C_4 -Pflanzen am gesamten terrestrischen Material ist mit durchschnittlich 54% in den Sedimenten des Angola-Beckens höher als in denen aus dem Bereich des Kongo-Fächers. Während der vergangenen 260 ka war der Eintrag von C_4 -Pflanzen in den glazialen Stadien verstärkt.

Tabelle 10 Abschätzung des C_4 -Pflanzen-Anteils anhand der gewichteten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$

	Kongo-Becken	Anzahl	Angola-Becken	Anzahl
Gesamtdurchschnitt	44%	19	54%	26
Glaziale (OIS 6, 4, 2)	52%	7	58%	10
Interglaziale (OIS 7, 5, 1)	41%	8	46%	12

Die berechneten C_4 -Pflanzen-Anteile sind insgesamt erstaunlich hoch. Bisher wurden für Sedimente aus dem östlichen äquatorialen Atlantik maximal 37% C_4 -Pflanzen

angegeben (Wagner, 1998). Unter Verwendung eines einzelnen *n*-Alkans (*n*-C₃₃H₆₈) vergrößern sich die abgeschätzten Einträge der C₄-Pflanzen nochmals auf bis zu 80%.

Tabelle 11 Abschätzung des C₄-Pflanzen-Anteils anhand der δ¹³C-Werte von *n*-C₃₃H₆₈

	Kongo-Becken	Anzahl	Angola-Becken	Anzahl
Gesamtdurchschnitt	69%	20	70%	25
Glaziale (OIS 6, 4, 2)	80%	7	78%	9
Interglaziale (OIS 7, 5, 1)	67%	9	63%	12

Diese äußerst hohen Werte entsprechen vermutlich nicht dem tatsächlichen Eintrag von C₄-Pflanzen. Wahrscheinlich müßten für eine realistische Abschätzung zusätzliche Faktoren im Hinblick auf eine Korrektur der Endgliedwerte oder auf besondere Gewichtung der einen oder anderen Pflanzengruppe ermittelt werden. Ein Ansatz könnte demnach sein, repräsentative Vertreter der beiden Photosynthesezyklen aus dem Eintragsgebiet auf die molekularen Kohlenstoffisotopenverhältnisse der *n*-Alkane zu untersuchen.

9.3.2 Abschätzung des Anteils an C₄-Pflanzen anhand der ACL-Werte

Aufgrund der Vielfalt der *n*-Alkanverteilungen in den bisher untersuchten Pflanzen fällt es schwer, repräsentative durchschnittliche ACL-Werte von C₃- und C₄-Pflanzen zu bestimmen. Daher sollen Ergebnisse regionaler Untersuchungen helfen, die Endglieder der C₃-/C₄-Pflanzen-Mischungsbeziehung in Bezug auf die ACL₂₇₋₃₃-Werte abzuschätzen.

Pollenanalysen in Sedimenten erlauben eine ungefähre Beschreibung der Vegetation auf dem Kontinent. Nach Caratini und Giresse (1979) verringerte sich der Anteil an C₄-Pflanzen von 25% während des letzten Glazials auf etwa 3% in holozänen Sedimenten aus dem Tiefseefächer des Kongo. Diese Befunde sind Grundlage des folgenden Berechnungsmodells, in dem diese Daten mit den ermittelten ACL₂₇₋₃₃-Werten in Verbindung gebracht wurden. Kein Eintrag von C₄-Pflanzen sollte etwas weniger als dem kleinsten gefundenen ACL₂₇₋₃₃-Wert (29,95) entsprechen. Der Eintrag von C₄-Pflanzen während des letzten Glazials war im südlichen Angola-Becken (ODP Bohrung 1079A) wahrscheinlich stärker als im Kongo-Becken (ODP Bohrung 1075A), so daß ein Anteil an C₄-Pflanzen von etwa 30% mit den höchsten glazialen ACL₂₇₋₃₃-Werten (30,69) korrelieren könnte.

Mit den Eckpunkten [0;29,9] und [30;30,7] ergibt sich folgende Geradengleichung für die Umwandlung von ACL₂₇₋₃₃-Werten in Anteile an C₄-Pflanzen:

$$\%C_4 = 37,5 \cdot (\text{ACL}_{27-33} - 29,9) \quad (9.2)$$

Anhand dieser Formel wurden die Einträge von C_4 -Pflanzen in die spätquartären Sedimente der ODP-Bohrungen 1075A und 1079A ermittelt (Abbildung 58).

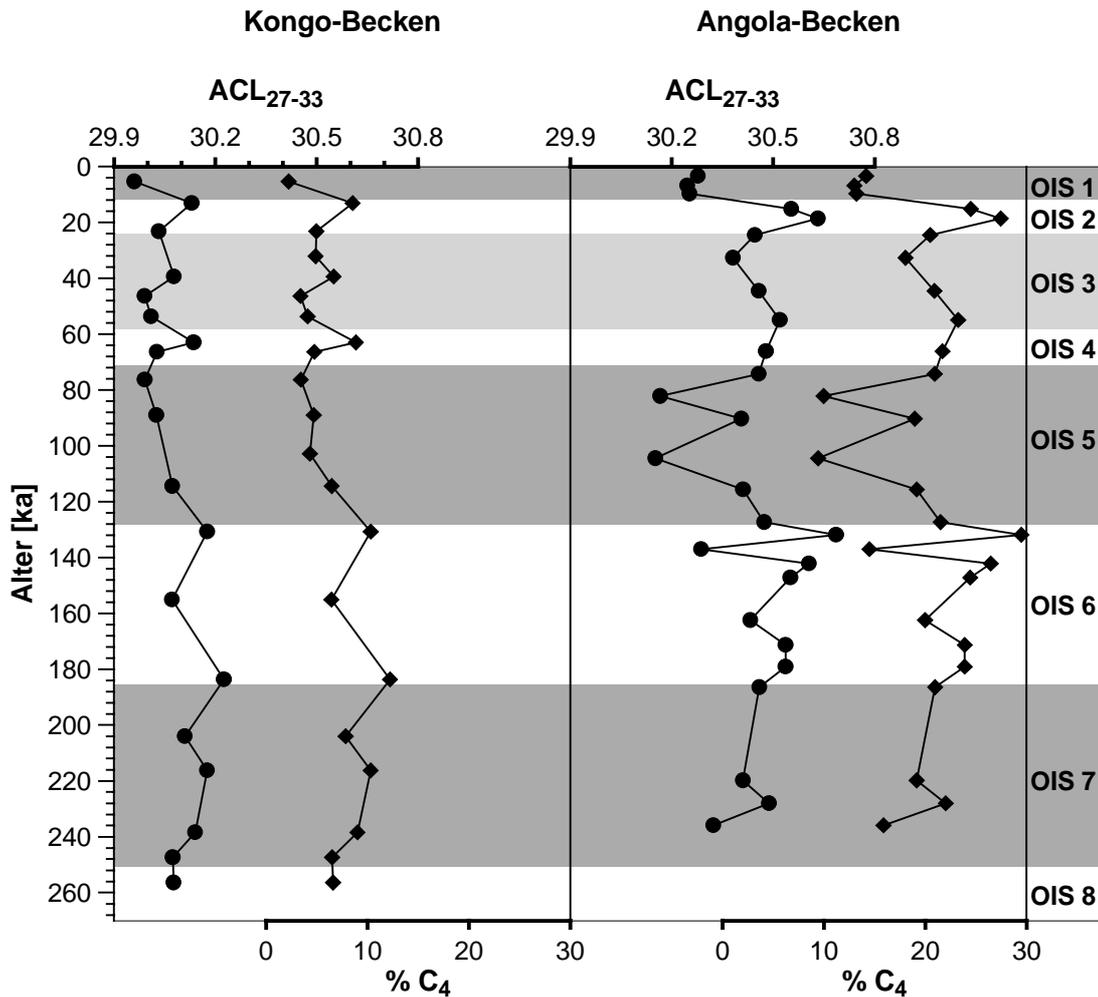


Abbildung 58 Transformation der ACL_{27-33} -Werte (●) in Anteile an C_4 -Pflanzen innerhalb der terrigenen Einträge (◆)

Die Gehalte schwanken zwischen 2% und 15% in den Sedimenten des Kongo-Beckens, während etwas weiter südlich im Angola-Becken Einträge von 10% bis 30% berechnet wurden. Dort ist außerdem die Zunahme des C_4 -Pflanzen-Anteils während der Glaziale etwas stärker ausgeprägt (siehe Tabelle 12).

Tabelle 12 Durchschnittswerte des prozentualen C_4 -Pflanzen-Anteils der vergangenen 260 ka, als Gesamtwert sowie getrennt nach warmen und kalten Zeitabschnitten

	Kongo-Becken	Anzahl	Angola-Becken	Anzahl
Gesamtdurchschnitt	6,5%	21	20%	27
Glaziale (OIS 6, 4, 2)	8,0%	7	24%	10
Interglaziale (OIS 7, 5, 1)	6,1%	9	17%	13

Diese Abschätzung entspricht den Erwartungen nach dem heutigen Kenntnisstand über die Vegetation auf dem afrikanischen Kontinent heute und während des letzten Glazials. Die regionale Betrachtung der Vegetationsverhältnisse als Grundlage für dieses Modell ist von großem Vorteil.

Eine Vorstellung von der Art der (C_4 -)Pflanzen, die für die Schwankungen der durchschnittlichen Kettenlänge der n -Alkane in den untersuchten Sedimenten verantwortlich sind, gibt der Vergleich der ACL_{27-33} -Werte mit den Pollendaten von Dupont (1999).

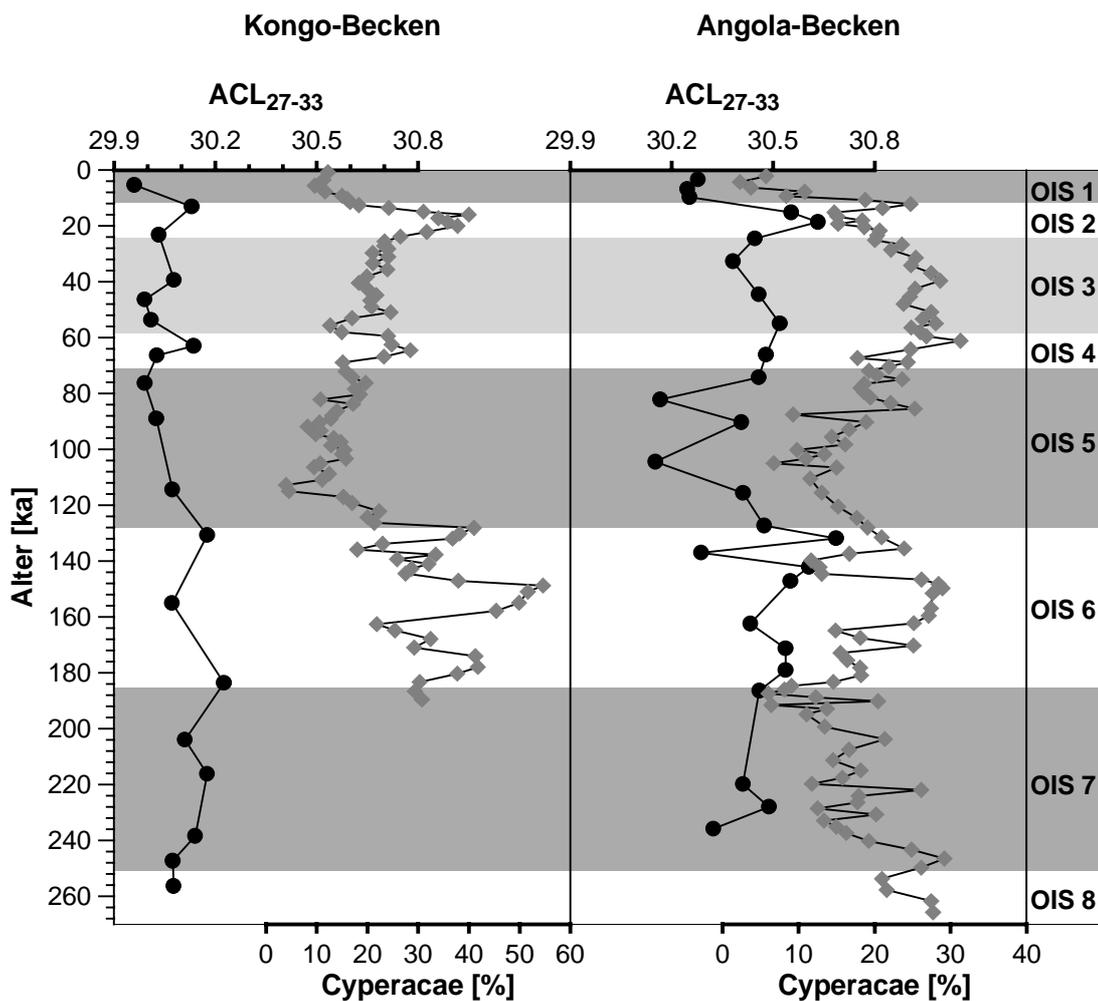


Abbildung 59 (◆) Pollendaten (Dupont et al. 1999) im Vergleich mit den ACL_{27-33} -Indices (●)

Die berechneten ACL_{27-33} -Indices spiegeln hervorragend den Eintrag von Cyperaceae wider, deren Anteil an der Gesamtpollenverteilung in den Glazialen (OIS 6 und 2) bis zu 60% beträgt. Zwei der im tropischen Afrika vorkommenden Arten aus der Ordnung der Cyperaceae (*Cyperus immensus* und *Cyperus laevigatus*) weisen außerordentlich schwere $\delta^{13}C_{org}$ -Werte auf (-11,2‰ und -12,2‰; Muzuka (1999)). Ein verstärkter Eintrag von Cyperaceae könnte durchaus Einfluß auf die Isotopensignatur des

gesamten organischen Kohlenstoffs in den untersuchten spätquartären Sedimenten des Kongo- und des Angola-Beckens haben.

In älteren Sedimenten scheint die durchschnittliche Kettenlänge der *n*-Alkane weniger auf Änderungen der Vegetation zu reagieren. Die Korrelation der ACL-Werte mit den beobachteten Oberflächenwassertemperaturen im Kongo-Becken während der letzten 2 Ma deutet auf klimaabhängige Variationen dieses Parameters hin. Eine Temperaturabhängigkeit der durchschnittlichen Kettenlänge der *n*-Alkane wurde auch in den Sedimenten des Angola-Beckens (ODP-Bohrung 1079A) im Zeitraum von 500 bis 300 ka (etwa OIS 10-13) beobachtet. Dort traten höhere ACL₂₇₋₃₃-Werte im warmen Sauerstoffisotopenstadium 11 auf.

9.3.3 Abschätzung der marinen und terrestrischen Anteile unter Berücksichtigung des Eintrags von C₄-Pflanzen

Oftmals wurden mit Hilfe der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte unter Annahme eines Zwei-Komponenten-Mischungsmodells die prozentualen Anteile des marinen und terrestrischen Materials berechnet. In den bisherigen Untersuchungen (z.B. Mariotti et al., 1991; Müller et al., 1994; Schneider, 1991) wurde der Anteil der C₄-Pflanzen am organischen Material als derart gering eingeschätzt, daß dessen Einfluß auf das Kohlenstoffisotopenverhältnis des gesamten organischen Materials als vernachlässigbar angesehen wurde. Mit Endgliedern von -27‰ und -19‰ für das terrestrische bzw. marine organische Material (Mariotti et al., 1991; Schneider, 1991; Westerhausen et al., 1993) lassen sich nach Gleichung 4.1 die prozentualen Anteile dieser beiden Komponenten berechnen (Tabelle 13).

Tabelle 13 Bestimmung der prozentualen Anteile des marinen und terrestrischen organischen Materials in den Sedimenten des Angola-Beckens (ODP-Bohrung 1079A) anhand des konventionellen binären Mischungsmodells (Gleichung 4.1)

	% Marin	% Terrestrisch
Gesamtdurchschnitt	83	17
Glaziale (OIS 6, 4, 2)	90	10
Interglaziale (OIS 7, 4, 1)	78	22

Neuere Untersuchungen (z.B. Huang et al., 2000; Wagner, 1998; Muzuka, 1999) und die Ergebnisse dieser Arbeit führen allerdings zu der Schlußfolgerung, daß der Eintrag von C₄-Pflanzen in Tiefseesedimente der niederen Breiten um Afrika eine bedeutende Rolle spielt. Eine Beeinflussung der Isotopensignatur des gesamten organischen Materials ist daher anzunehmen.

In den Sedimenten der Bohrungen 1075A (Kongo-Becken) und 1079A (Angola-Becken) schwanken die Kohlenstoffisotopenverhältnisse innerhalb der letzten 260 ka zwischen -22‰ und -19‰. Die TOC-Gehalte der Sedimente beider Bohrungen sind mit 1 bis 5% einander ebenfalls ähnlich. Während jedoch vor der Kongo-Mündung mit zunehmendem TOC-Gehalt schwerere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte gefunden wurden, ist für die Bohrung 1079A etwas weiter südlich im Angola-Becken eher das Gegenteil der Fall (Abbildung 60).

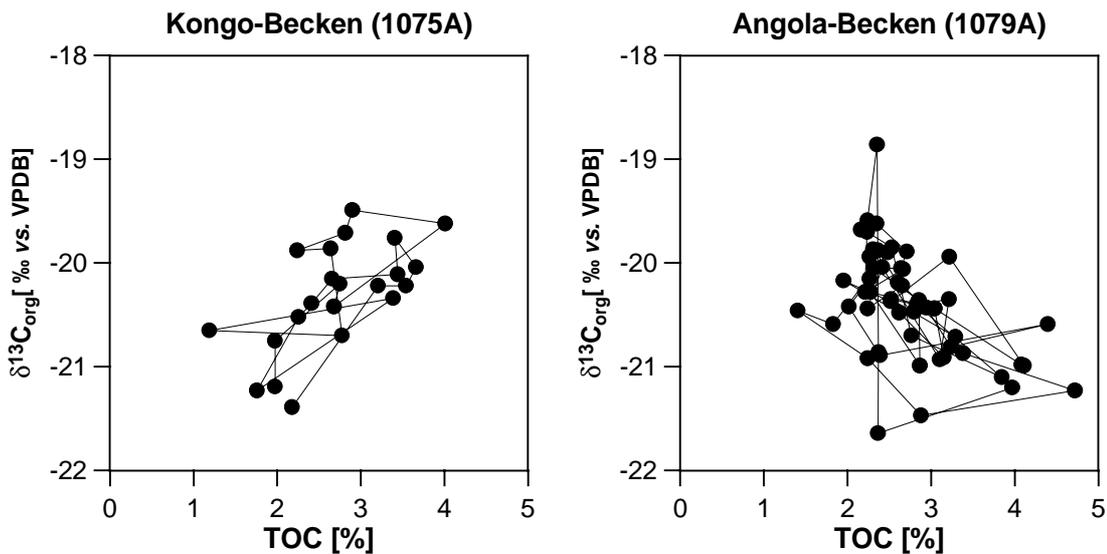


Abbildung 60 TOC-Gehalte in Relation zu den $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten der Sedimentproben aus dem Kongo- und dem Angola-Becken (ODP Bohrungen 1075A und 1079A) innerhalb der letzten 260 ka

Hohe TOC-Gehalte im Kongo-Becken können demnach auf eine verstärkte marine Produktivität zurückzuführen sein. Schwere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte als Ausdruck eines reduzierten terrestrischen Anteils interpretieren auch Müller et al. (1994), die gleichzeitig eine Abnahme der C/N-Verhältnisse von 13 auf 6 in den Oberflächensedimenten aus dem Bereich des Kongo-Fächers beobachteten. Im Angola-Becken (GeoB 1016-3) treten in den Sedimenten der vergangenen 200 ka die schwersten $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte (-18,5‰) zusammen mit hohen C/N-Verhältnissen auf.

Die im Rahmen dieser Arbeit bestimmte durchschnittliche Kettenlänge der *n*-Alkane (ACL_{27-33}) ist mit einem Mittelwert von 30,4 in den Sedimentextrakten der Bohrung 1079A höher als in denen der Bohrung 1075A ($\text{ACL}_{27-33}=30,0$) und lässt damit einen verstärkten Einfluß von C_4 -Vegetation im Angola-Becken vermuten. Die Korrelation der molekularen und pauschalen Kohlenstoffisotopenwerte (besonders ausgeprägt in den OIS 1 bis 3) verdeutlicht, daß der signifikante Eintrag von C_4 -Pflanzen-Material in die Sedimente im Angola-Becken die Isotopensignatur des gesamten organischen Materials beeinflusst.

Unter Berücksichtigung der Anteile an C₄-Pflanzen, die anhand der ACL₂₇₋₃₃-Werte abgeschätzt wurden (siehe Kapitel 9.3.2), können die Einträge marinen und terrestrischen organischen Materials neu berechnet werden (Gleichungen 4.3 und 4.1). Die folgende Tabelle stellt die ermittelten Werte der bisherigen Annahmen (repräsentiert durch Schneider (1991)) den Überlegungen aus dieser Arbeit gegenüber.

Tabelle 14 Bestimmung der prozentualen Anteile des terrestrischen und marinen organischen Materials in den Sedimenten des Angola-Beckens (ODP-Bohrung 1079A; < 260 ka) nach Schneider (1991) und Mariotti et al. (1991, links) sowie in dieser Arbeit (rechts)

(a) ohne Berücksichtigung des Eintrags von C₄-Pflanzen

	Terrestrisch	Marin	C ₃	Marin
δ ¹³ C-Wert	-27‰ ¹	-19‰ ¹	-29‰ ²	-18‰ ³
Durchschnitt	17%	83%	22%	78%
Glaziale	10%	90%	17%	83%
Interglaziale	22%	78%	25%	75%

(b) unter Berücksichtigung des Eintrags von C₄-Pflanzen

	C ₃	C ₄	Marin	C ₃	C ₄	Marin
δ ¹³ C-Wert	-27‰ ¹	-12‰ ⁴	-19‰ ¹	-29‰ ²	-13‰ ²	-18‰ ³
Durchschnitt	21%	5%	74%	23%	6%	71%
Glaziale	14%	5%	81%	18%	6%	76%
Interglaziale	26%	5%	69%	27%	5%	67%

1) nach Schneider (1991)

2) aus Muzuka (1999)

3) aus Westerhausen et al. (1993)

4) nach Mariotti et al. (1991)

Die in dieser Arbeit bestimmten δ¹³C_{org}-Werte führen nach den Annahmen von Schneider (1991) und Mariotti et al. (1991) zu einem Anteil an marinem organischen Material von durchschnittlich 83%. Unter Berücksichtigung des Eintrags von C₄-Pflanzen erhöht sich der Anteil des terrestrischen Materials um 35% (von 17% auf 23%). Die stärkste Verschiebung aufgrund der C₄-Korrektur ist für die glazialen Mittelwerte erkennbar, in denen der Anteil der C₄-Pflanzen innerhalb der terrestrischen Fraktion bis zu 30% beträgt (Abbildung 61). Der marine Eintrag würde mit 90% nach dem binären Mischungsmodell gegenüber 76% unter Berücksichtigung der C₄-Pflanzen deutlich überschätzt.

Angola-Becken (ODP-Bohrung 1079A)

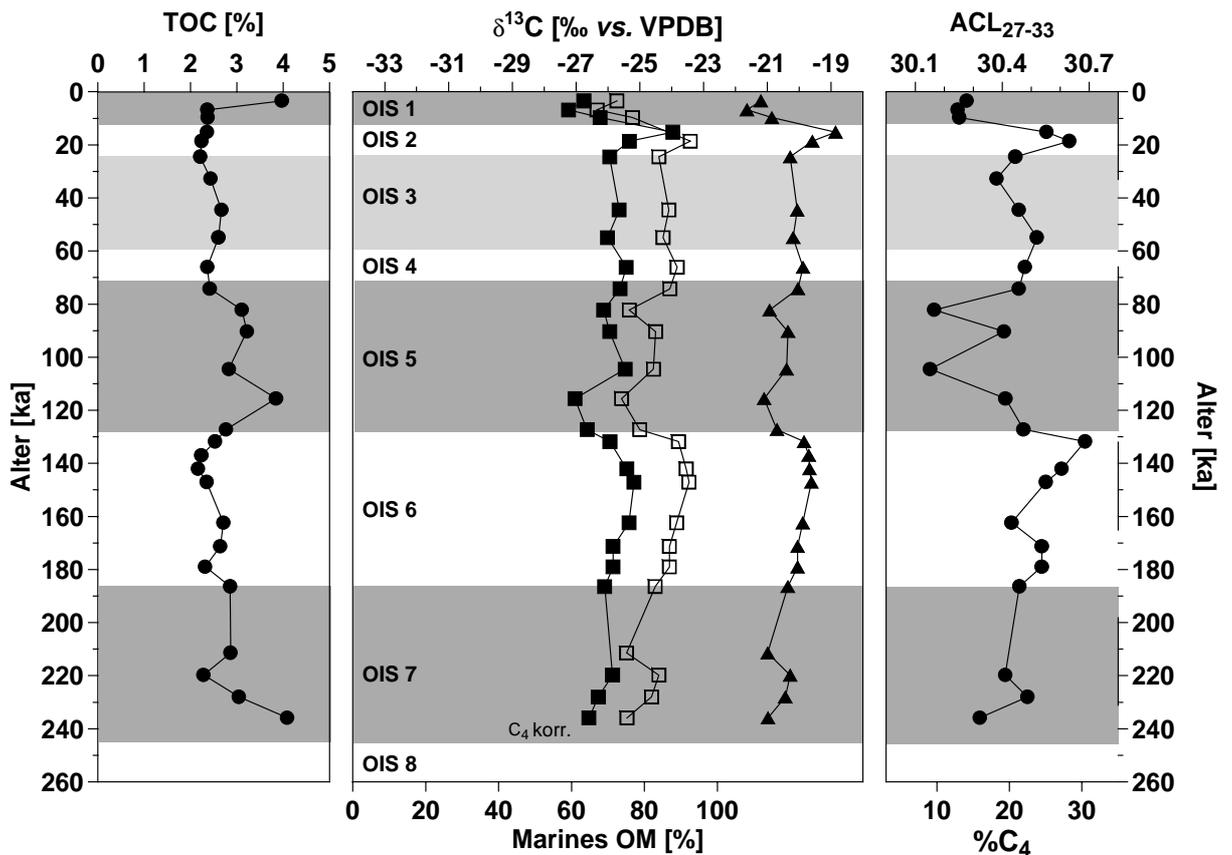


Abbildung 61 Variation der anhand der $\delta^{13}C_{org}$ -Werte (▲) ermittelten prozentualen Anteile des marinen organischen Materials (□=ohne und ■=mit C_4 -Korrektur) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1079A (< 260 ka) in Abhängigkeit vom Sedimentalter im Vergleich mit den TOC-Gehalten und den ACL_{27-33} -Werten, anhand derer der Eintrag der C_4 -Pflanzen abgeschätzt wurde

Die von Schneider (1991) und Mariotti et al. (1991) verwendeten $\delta^{13}C_{org}$ -Werte des terrestrischen Materials von -27‰ bzw. -26‰ wurden von diesen als überwiegend von C_3 -Pflanzen stammend interpretiert. Sowohl die Studien von Collister et al. (1994) als auch die Untersuchungen von Muzuka (1999) ergaben deutlich leichtere Werte für Pflanzen, die nach dem C_3 -Zyklus synthetisieren. Mit den Endwerten von Muzuka (1999) für ausgewählte C_3 - und C_4 -Pflanzen aus dem äquatorialen Afrika ergibt sich für die von Schneider (1991) und Mariotti et al. (1991) verwendeten $\delta^{13}C_{org}$ -Werte des terrestrischen Materials ein konstanter Anteil an C_4 -Pflanzen von 13% bzw. 23%. Die Differenz der Abschätzungen des marinen organischen Materials ohne und mit Berücksichtigung der C_4 -Pflanzen erhöht sich noch einmal drastisch, wenn die Modellberechnungen wirklich von keinem Eintrag von C_4 -Pflanzen ausgehen. Durch die Untersuchung des partikulären Materials an der Mündung des Kongo ist Mariotti et al. (1991) eine recht gute Abschätzung des terrestrischen $\delta^{13}C$ -Endwertes – allerdings inklusive des Eintrags von C_4 -Pflanzen-Material – gelungen.

In Sedimentationsräumen, in denen der Eintrag von C₄-Pflanzen gering ist, fällt auch die Differenz zwischen korrigiertem und nichtkorrigiertem Anteil des marinen organischen Materials klein aus. Dies ist z.B. bei den spätquartären Sedimenten aus dem Kongo-Becken der Fall, in denen ein Eintrag an C₄-Pflanzen von maximal 15% der terrigenen Fraktion ermittelt wurde (Abbildung 62).

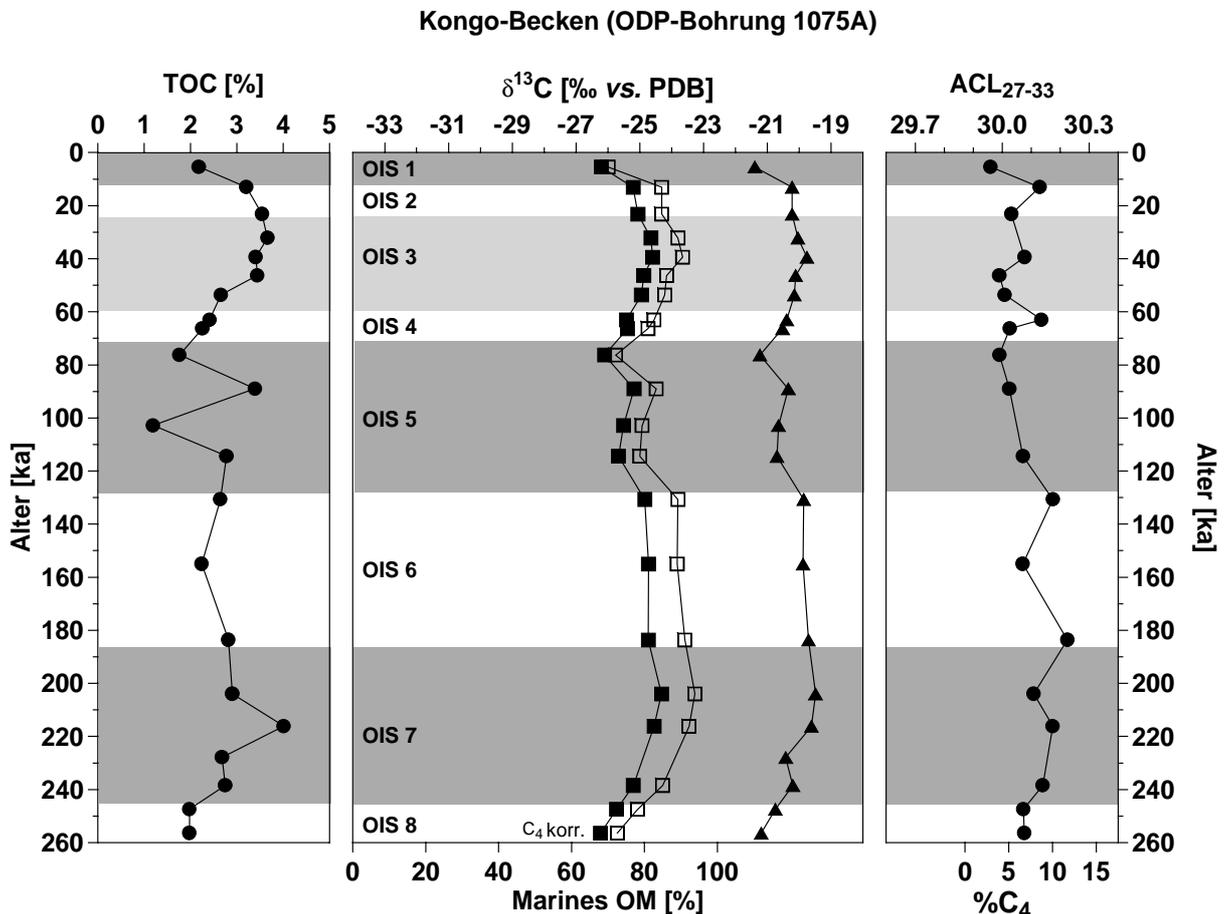


Abbildung 62 Variation der anhand der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte (\blacktriangle) ermittelten prozentualen Anteile des marinen organischen Materials (\square =ohne und \blacksquare =mit C₄-Korrektur) in den Sedimenten der ODP-Bohrung 1075A (< 260 ka) in Abhängigkeit vom Sedimentalter im Vergleich mit den TOC-Gehalten und den ACL₂₇₋₃₃-Werten, anhand derer der Eintrag der C₄-Pflanzen abgeschätzt wurde

Die korrigierten Anteile des marinen organischen Materials korrelieren auch nach der C₄-Korrektur noch mit den $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten der untersuchten Sedimente an beiden Lokationen. Dieser Befund stimmt mit der generellen Beobachtung überein, daß während der Kaltzeiten gleichzeitig mit der Ausbreitung der C₄-Pflanzen auf dem Kontinent eine verstärkte marine Produktivität im Oberflächenwasser auftrat.

Tabelle 15 Bestimmung der prozentualen Anteile des terrestrischen und marinen organischen Materials in den Sedimenten des Kongo-Beckens (ODP-Bohrung 1075A; < 260 ka) nach Schneider (1991) und Mariotti et al. (1991, links) sowie in dieser Arbeit (rechts) **siehe nächste Seite**

Tabelle 15 (a) ohne Berücksichtigung des Eintrags von C₄-Pflanzen

	Terrestrisch	Marin	C ₃	Marin
δ ¹³ C-Wert	-27‰ ¹	-19‰ ¹	-29‰ ²	-18‰ ³
Durchschnitt	16%	84%	21%	79%
Glaziale	14%	86%	19%	81%
Interglaziale	19%	81%	23%	77%

Tabelle 15 (b) unter Berücksichtigung des Eintrags von C₄-Pflanzen

	C ₃	C ₄	Marin	C ₃	C ₄	Marin
δ ¹³ C-Wert	-27‰ ¹	-12‰ ⁴	-19‰ ¹	-29‰ ²	-13‰ ²	-18‰ ³
Durchschnitt	17%	1%	82%	22%	1%	77%
Glaziale	15%	1%	84%	20%	2%	78%
Interglaziale	20%	1%	79%	23%	1%	75%

1) nach Schneider (1991)

2) aus Muzuka (1999)

3) aus Westerhausen et al. (1993)

4) nach Mariotti et al. (1991)

Mit durchschnittlich 71% liegt der Anteil des marinen organischen Materials in den Sedimenten des Angola-Beckens sogar geringfügig unter dem im Kongo-Fächer (Tabelle 15). Die Küstennähe und die geringe Wassertiefe der ODP-Bohrung 1079A vergrößern vermutlich den Eintrag von terrigenem Material. Diese Lokation ist daher nur bedingt als Indikator der pelagischen Hintergrundsedimentation im Kontrast zum Kongo-Fächer geeignet.

Die analoge Übertragung der in Kapitel 9.3.1 erhaltenen prozentualen Anteile von C₃- und C₄-Pflanzen anhand der Kohlenstoffisotopenverhältnisse der langkettigen *n*-Alkane (statt der ACL₂₇₋₃₃-Werte) führte zu keinem brauchbaren Ergebnis. Die aus der jeweiligen konservativen Mischung der beiden Komponenten berechneten variablen δ¹³C-Endwerte des terrestrischen organischen Materials sind zum Teil schwerer als die gemessenen δ¹³C_{org}-Werte, so daß die Lösung des binären Mischungsmodells zu negativen marinen Anteilen führt. Dieses mathematische Ergebnis ist natürlich unsinnig, und selbst bei theoretisch möglichen Anteilen zwischen 0% und 100% ist die Richtigkeit schwer zu beurteilen. Um die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der langkettigen *n*-Alkane für die Abschätzung des Eintrags von C₄-Pflanzen zu nutzen, bedarf es demnach noch weiterer Untersuchungen der Faktoren, die die molekularen ¹³C-Werte beeinflussen. Außerdem könnten Analysen der dominierenden Pflanzen im Untersuchungsgebiet helfen, die Endglieder und deren Mischungsverhältnisse präziser zu bestimmen.

10 Zusammenfassung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden Tiefseesedimente vom südwestafrikanischen Kontinentalrand unter Anwendung geochemischer Parameter untersucht. Die Bestimmung von Elementgehalten und von Konzentrationen einer Vielzahl mariner und terrestrischer Biomarker wurde genutzt, um paläoklimatische und paläoozeanographische Bedingungen im Untersuchungsgebiet in verschiedenen Zeitabschnitten zu rekonstruieren.

Hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC; max. 5%) weisen auf einen hohen Eintrag von organischem Material hin. Die Gesamtschwefelgehalte (TS) sind ebenfalls außerordentlich hoch (max. 4%), was auf eine hohe Aktivität sulfatreduzierender Bakterien zurückzuführen ist. Geringe TOC/TS- und hohe Stanol/Stenol-Verhältnisse sprechen für eine gute Erhaltung des organischen Materials insbesondere in den Sedimenten im Angola-Becken. Der intensive mikrobielle Abbau von organischem Material induziert eine starke Karbonatlösung. In den Hauptauftriebsgebieten im Süden betragen die Karbonatgehalte bis zu 85%, während nördlich des Walfisch-Rückens nur maximal 25% bestimmt wurden. Die Sedimente aus dem Kongo-Becken sind durch extrem geringe Karbonatgehalte (durchschnittlich 2%; 2 Ma) charakterisiert. Die höchsten Gehalte treten überwiegend in den Sedimenten jünger als 1 Million Jahre auf. Der höchste Karbonatgehalt in den Sedimenten des Kongo-Fächers wurde mit 25% in der 1073 ka alten Sedimentprobe bestimmt. Mit Hilfe anorganisch-geochemischer Untersuchungen konnte gezeigt werden, daß dieses Maximum auf eine verstärkte marine Produktivität im Kongo-Becken zurückzuführen ist. Besonders in den Sedimenten aus dem Angola-Becken ist eine Zyklizität der Maxima und Minima in den Profilen der organischen und anorganischen Kohlenstoffgehalte sichtbar, die im Zusammenhang mit den Erdbahnparametern (Exzentrizität, Präzession) variiert.

Die komplexen Biomarkerverteilungen in den Sedimenten vom südwestafrikanischen Kontinentalrand deuten auf eine Mischung des organischen Materials aus marinen und terrigenen Eintragsquellen hin. Polare Lipide stellen die Hauptkomponenten in den Sedimentextrakten dar. Als marine Biomarker wurden die Konzentrationen der C₃₀- und C₃₂-Diöle und -Ketole, der C₃₇-Methylketone sowie der C₂₇- und C₂₈-Steroide benutzt. Die Summenkonzentrationen der langkettigen *n*-Alkane und *n*-Alkohole und der Gehalt an Taraxerol reflektieren den Eintrag von terrestrischem Material.

Die anhand des Unsättigungsgrades der C₃₇-Methylketone berechneten Oberflächenwassertemperaturen (SST) reflektieren überwiegend die globalen Glazial-/Interglazial-Zyklen. Allerdings wurden hohe SST-Werte zum Teil auch in den Kaltzeiten bestimmt. Während des Sauerstoffisotopenstadiums 12 wurden im Angola-Becken ähnlich hohe Werte wie im Stadium 11 ermittelt. Dieses weist über einen Zeitraum von ca. 50 ka Temperaturen über 24°C auf. Im Kongo-Becken dagegen fällt das Sauerstoffisotopenstadium 11 weder durch besonders hohe absolute Temperaturen noch durch eine extrem lange warme Phase auf.

Die erhöhten Massenakkumulationsraten der marinen Biomarker in den Sedimenten des südwestafrikanischen Kontinentalrandes sprechen für eine verstärkte marine Produktivität während der Kaltzeiten. In der Region der Hauptauftriebszellen vor Namibia dokumentiert der Anstieg der Alkenonakkumulationsraten in den Glazialen auf das zehnfache der interglazialen Werte eine erhöhte Produktivität der Prymnesiophyten.

Gleichzeitig wird durch erhöhte Konzentrationen der langkettigen *n*-Alkane und *n*-Alkohole ein verstärkter terrigener Eintrag während der Kaltzeiten angezeigt. Die starken, trockenen Winde in den Glazialen transportieren Signale der auf dem Kontinent vorherrschenden Vegetation in die Sedimente vor allem im Kongo- und Angola-Becken.

Mit zunehmender Kettenlänge weisen die langkettigen *n*-Alkane schwerere Kohlenstoffisotopenverhältnisse auf. Dies deutet auf einen höheren Anteil an Biomasse aus C₄-Pflanzen hin. Die anhand der δ¹³C-Werte der langkettigen *n*-Alkane ermittelten Anteile an C₄-Pflanzen innerhalb der terrestrischen Fraktion betragen im Angola-Becken durchschnittlich 54% während der letzten 260 ka. Realistischere Abschätzungen wurden unter Anwendung der durchschnittlichen Kettenlänge (ACL) der *n*-Alkane erzielt. Danach stammen maximal 30% des terrigenen Materials im Angola-Becken von C₄-Pflanzen und haben damit einen signifikanten Einfluß auf die Isotopensignatur des gesamten organischen Materials. Unter Berücksichtigung variabler Mengen des isotopisch schweren organischen Materials von C₄-Pflanzen wurden die prozentualen Anteile der marinen und terrestrischen Fraktionen korrigiert. Eine Verschiebung zu schweren δ¹³C_{org}-Verhältnissen ist neben einer verstärkten marinen Produktivität auf einen höheren Anteil an C₄-Pflanzen zurückzuführen. Dieser Befund stimmt mit den Vorstellungen über die Vegetation auf dem südafrikanischen Kontinent während der kalten und trockenen Stadien überein.

Die Anwendung der ACL-Werte als Indikator für Vegetationsänderungen auf dem Kontinent scheint auf die spätquartäre Entwicklung beschränkt. Im Angola-Becken treten höhere ACL-Werte im OIS 11 im Vergleich zum OIS 12 auf. Die signifikante Korrelation der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen mit den ACL-Werten in den Sedimenten aus dem Kongo-Becken über einen Zeitraum von 2 Millionen Jahren verdeutlicht, daß über lange geologische Zeiträume die Temperatur der entscheidende Faktor für die Variation der durchschnittlichen Kettenlänge der *n*-Alkane darstellt.

11 Literatur

- Abramson, D., Goad, L.J. und Goodwin, T.W., 1973. Triterpenes and sterols of *Buxus sempervirens* and local variations in their levels. *Phytochemistry* 12, 2211-2216.
- Andersen, N., 1995. Biogeochemische Charakterisierung von Sinkstoffen und Sedimenten aus ostatlantischen Produktionssystemen mit Hilfe von Biomarkern. Doktorarbeit, Universität Bremen, Bremen.
- Berger, A. und Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317.
- Berger, W.H., 1989. Global maps of ocean productivity. In: W.H. Berger et al. (Hrsg.) *Productivity of the Oceans: Present and Past*. Wiley, New York. 429-455.
- Berner, R.A. und Raiswell, R., 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: A new theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 855-862.
- Bird, M.I., Summons, R.E., Gagan, M.K., Roksandic, Z., Dowling, L., Head, J., Fifield, L.K., Cresswell, R.G. und Johnson, D.P., 1995. Terrestrial vegetation change inferred from *n*-alkane $\delta^{13}\text{C}$ analysis in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2853-2857.
- Bonnefille, R., Riollet, G., Buchet, G., Icole, M., Lafont, R., Arnold, M. und Jolly, D., 1995. Glacial/interglacial record from intertropical Africa, high resolution pollen and carbon data at Rusaka, Burundi. *Quaternary Science Review* 14, 917-936.
- Boon, J.J., Rijpstra, W.I.C., de Lange, F. und de Leeuw, J.W., 1979. Black Sea sterol - a molecular fossil for dinoflagellate blooms. *Nature* 277, 125-127.
- Boon, J.J., van der Meer, F.W., Schuyl, P.J.W., de Leeuw, J.W., Schenck, P.A. und Burlingame, A.L., 1978. 1. Organic geochemical analysis of core samples from site 362 Walvis Ridge, DSDP Leg 40. In: H.M. Bolli und R. W.B.F. (Hrsg.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vols. 38, 39, 40, and 41, Supplement, Walvis Ridge DSDP Leg 40*. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 627-637.
- Brassell, S.C., 1993. Applications of biomarkers for delineating marine paleoclimatic fluctuations during the Pleistocene. In: M.H. Engel und S.A. Macko (Hrsg.) *Organic Geochemistry*. Plenum Press, New York. 699-738.
- Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlowe, I.T., Pflaumann, U. und Sarnthein, M., 1986. Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. *Nature* 320, 129-133.
- Brumsack, H.-J., 1988. Rezente, C_{org} -reiche Sedimente als Schlüssel zum Verständnis fossiler Schwarzschiefer. Habilitationsschrift, Georg-August Universität, Göttingen.
- Cameron, N., Bate, R., Clure, V. und Smith, D., 1999. The oil and gas habitats of the South Atlantic.
- Caratini, C. und Giresse, P., 1979. Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *C.R. Acad. Sci., Paris* 288, 379-382.

- Collister, J.W., Rieley, G., Stern, B., Eglinton, G. und Fry, B., 1994. Compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms. *Organic Geochemistry* 21, 619-627.
- Cranwell, P.A., 1973. Chain-length distribution of *n*-alkanes from lake sediments in relation to postglacial environments. *Freshwater Biology* 3, 259-265.
- Cranwell, P.A., 1985. Long-chain unsaturated ketones in recent lacustrine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 1545-1551.
- de Leeuw, J.W., Rijpstra, W.I.C. und Mur, L.R., 1992. The absence of long-chain alkyl diols and alkyl keto-1-ols in cultures of cyanobacterium *Aphanizemon flos-aquae*. *Organic Geochemistry* 18, 575-578.
- de Leeuw, J.W., Rijpstra, W.I.C. und Schenck, P.A., 1981. The occurrence and identification of C_{30} , C_{31} and C_{32} alkan-1,15-diols and alkan-15-one-1-ols in Unit I and Unit II Black Sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 2281-2285.
- de Leeuw, J.W., van der Meer, F.W., Rijpstra, W.I.C. und Schenck, P.A., 1980. On the occurrence and structural identification of long chain unsaturated ketones and hydrocarbons in sediments. In: A.G. Douglas und J.R. Maxwell (Hrsg.) *Advances in Organic Geochemistry 1979*. Pergamon Press, Oxford, 211-217.
- deMenocal, P.B., 1993. Influences of high- and low-latitude processes on African terrestrial climate: Pleistocene eolian records from equatorial Atlantic Ocean Drilling Program Site 663. *Paleoceanography* 8, 209-242.
- deMenocal, P.B. und Rind, D., 1993. Sensitivity of Asian and African climate to variations in seasonal insolation, glacial ice cover, sea surface temperature, and Asian orography. *Journal of Geophysical Research* 98, 7265-7287.
- Diercke, 1988. *Weltatlas*. Westermann, Braunschweig.
- Droxler, A.W., Ferro, E.C., Mucciarone, D.A. und Haddad, G.A., 1996. Simultaneous barrier reef establishment, carbonate bank expansion, and sea floor carbonate dissolution in low latitudes during interglacial stage 11: Case of basin shelf carbonate fractionation? *Proceedings AGU Fall Meeting, Supplement to EOS, transactions, AGU V 77, n 46, F427*.
- Dupont, L., Schneider, R., Schmäser, A. und Jahns, S., 1999. Marine-terrestrial interaction of climate changes in West Equatorial Africa over the last 190,000 years. *Palaeoecology of Africa* 26, 61-84.
- Dupont, L.M., 1999. Pollen and spores in marine sediments from the East Atlantic - A view from the ocean into the African continent. In: G. Fischer und G. Wefer (Hrsg.) *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer, Berlin. 523-546.
- Dupont, L.M., Donner, B., Jahn, B., Schneider, R. und Wefer, G., in Vorbereitung. Changes in the terrestrial input in the lower Congo Basin between 1.5 and 0.5 Ma (ODP Sites 1075 and 1077).
- Eglinton, G. und Hamilton, R.J., 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science* 156, 1322-1335.
- Ekweozor, C.M. und Udo, O.T., 1988. The oleananes: Origin, maturation and limits of occurrence in Southern Nigeria sedimentary basins. *Organic Geochemistry* 13, 131-140.
- Fischer, G. und Wefer, G., 1999. *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*, Berlin, Springer, p. 735.

- Fontugne, M.R. und Duplessy, J.-C., 1981. Organic carbon isotopic fractionation by marine plankton in the temperature range -1 to 31°C. *Oceanologica Acta* 4, 85-90.
- Gagosian, R.B. und Heinzer, F., 1979. Stenols and stanols in the oxic and anoxic waters of the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 471-486.
- Gagosian, R.B. und Nigrelli, G.E., 1979. The transport and budget of sterols in the western North Atlantic Ocean. *Limnology and Oceanography* 24, 838-849.
- Gagosian, R.B. und Peltzer, E.T., 1986. The importance of atmospheric input of terrestrial organic matter to deep sea sediments. In: D. Leythaeuser und J. Rullkötter (Hrsg.) *Advances in Organic Geochemistry 1985*. Pergamon Press, Oxford, 661-669.
- Gagosian, R.B., Peltzer, E.T. und Merrill, J.T., 1987. Long-range transport of terrestrially derived lipids in aerosols from the South Pacific. *Nature* 325, 800-803.
- Gagosian, R.B., Peltzer, E.T. und Zafiriou, O.C., 1981. Atmospheric transport of continentally derived lipids to the tropical North Pacific. *Nature* 291, 312-314.
- Gagosian, R.B., Volkman, J.K. und Nigrelli, G.E., 1983. The use of sediment traps to determine sterol sources in coastal sediments off Peru. In: M. Bjørøy und et al. (Hrsg.) *Advances in Organic Geochemistry 1981*. Wiley, Chichester. 369-379.
- Gebhardt, S., 2000. Biomarkerindikatoren in Tiefseesedimenten aus dem Angola-Becken (ODP Leg 175). Diplomarbeit, Universität Oldenburg, Oldenburg.
- Ghosh, A., Misra, S., Dutta, A.K. und Choudhury, A., 1985. Pentacyclic triterpenoids and sterols from seven species of mangrove. *Phytochemistry* 24, 1725-1727.
- Güntner, U., 1997. Hinweise auf klimatische und ozeanographische Verhältnisse am kalifornischen Kontinentalrand während der letzten 150000 Jahre aus Biomarkeranalysen an Sedimenten der ODP-Bohrung 1018A. Diplomarbeit, Universität Oldenburg, Oldenburg.
- Harvey, H.R., O'Hara, S.C.M., Eglinton, G. und Corner, E.D.S., 1989. The comparative fate of dinosterol and cholesterol in copepod feeding: Implications for a conservative molecular biomarker in the marine water column. *Organic Geochemistry* 14, 635-641.
- Haxeltine, A. und Prentice, I.C., 1996. BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among functional types. *Global Biogeochemical Cycles* 10, 693-709.
- Hayes, J.M., 1993. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. *Marine Geology* 113, 111-125.
- Hentschel, E., 1936. Allgemeine Biologie des Südatlantischen Ozeans. In: A. Defant (Hrsg.) *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "METEOR" 1925-1927*. Walter de Gruyter & Co., Berlin. 344.
- Hinrichs, K.-U., 1997. Ausgewählte Lipide in den Sedimenten des Santa Barbara-Beckens und des Amazonas-Fächers: Zeugnis spätquartärer Paläoumweltbedingungen. Doktorarbeit, Universität Oldenburg, Oldenburg.
- Hinrichs, K.-U., Schneider, R.R., Müller, P.J. und Rullkötter, J., 1999. A biomarker perspective on paleoproductivity variations in two Late Quaternary sediment

- sections from the Southeast Atlantic Ocean. *Organic Geochemistry* 30, 341-366.
- Hodell, D.A., 1993. Late Pleistocene paleoceanography of the South Atlantic sector of the Southern Ocean: Ocean Drilling Program Hole 704A. *Paleoceanography* 8, 47-67.
- Hoelzmann, P., Jolly, D., Harrison, S.P., Laarif, F., Bonnefille, R. und Pachur, H.-J., 1998. Mid-Holocene land-surface conditions in northern Africa and the Arabian peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *Global Biogeochemical Cycles* 12, 35-51.
- Hovland, M. und Judd, A.D., 1988. *Seabed Pockmarks and Seapages*. Graham & Trotman, San Diego.
- Howard, W.R. und Prell, W.L., 1992. Late Quaternary surface circulation of the southern Indian Ocean and its relationship to orbital variability. *Paleoceanography* 7, 43-54.
- Huang, Y., Dupont, L., Sarnthein, M., Hayes, J.M. und Eglinton, G., 2000. Mapping of C₄ plant input from North West Africa into North East Atlantic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, im Druck.
- Itoh, T., Tani, H., Fukushima, K., Tamura, T. und Matsumoto, T., 1982. Structure-retention relationship of sterols and triterpene alcohols in gas chromatography on a glass capillary column. *Journal of Chromatography* 234, 65-76.
- Jahn, B., Donner, B., Müller, P.J., Röhl, U., Schneider, R.R. und Wefer, G., 1999. Environmental changes in the Benguela upwelling for the last 1.5 My (ODP Leg 175, Site 1082 A). Abstracts, Kolloquium des DFG-Schwerpunktprogramms "DSDP/ODP", 3.-5. März 1999, Bremerhaven. .
- Jansen, J.H.F., 1985. Middle and Late Quaternary carbonate production and dissolution, and paleoceanography of the eastern Angola Basin, South Atlantic Ocean. In: K.J. Hsü und H.J. Weissert (Hrsg.) *South Atlantic Paleocyanography*. University Press, Cambridge. 25-46.
- Jansen, J.H.F. und van Iperen, J.M., 1991. A 220,000-year climatic record for the east equatorial Atlantic ocean and equatorial Africa: Evidence from diatoms and opal phytoliths in the Zaire (Congo) deep-sea fan. *Paleoceanography* 6, 573-591.
- Jansen, J.H.F., van Weering, T.C.E., Gieles, R. und van Iperen, J., 1984. Middle and Late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research* 17, 201-249.
- Jasper, J.P. und Hayes, J.M., 1990. A carbon isotope record of CO₂ levels during the late Quaternary. *Nature* 347, 462-464.
- Johns, R.B., Brady, B.A., Butler, M.S., Dembitsky, V.M. und Smith, J.D., 1994. Organic geochemical and geochemical studies of Inner Great Barrier Reef sediments - IV. Identification of terrigenous and marine source inputs. *Organic Geochemistry* 21, 1027-1035.
- Jørgensen, B.B., 1983. . In: B. Bolin und R.B. Cook (Hrsg.) *The Major Biogeochemical Cycles*. Wiley, Chichester.
- Koch, B.P., Rullkötter, J. und Lará, R.J., eingereicht. Germanicol as a biomarker for organic matter derived from *Rhizophora mangle* in a mangrove area in northern Brazil. *Wetlands Ecology and Management*.

- Kolattukudy, P.E., 1976. *Chemistry and Biochemistry of Natural Waxes*. Elsevier, Amsterdam.
- Lee, C. und Wakeham, S.C., 1989. Organic matter in seawater: Biogeochemical processes. *Chemical Oceanography* 9, 1-51.
- Littke, R., Lückge, A. und Welte, D.H., 1997. Quantification of organic matter degradation by microbial sulphate reduction for Quaternary sediments from the northern Arabian Sea. *Naturwissenschaften* 84, 312-315.
- Mackenzie, A.S., Brassell, S.C., Eglinton, G. und Maxwell, J.R., 1982. Chemical fossils: The geological fate of steroids. *Science* 217, 491-504.
- Mariotti, A., Gadel, F., Giresse, P. und Kinga-Mouzeo, 1991. Carbon isotope composition and geochemistry of particulate organic matter in the Congo River (Central Africa): Application to the study of Quaternary sediments off the mouth of the river. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 86, 345-357.
- Marlowe, I.T., Brassell, S.C., Eglinton, G. und Green, J.C., 1984. Long chain unsaturated ketones and esters in living algae and marine sediments. *Organic Geochemistry* 6, 135-141.
- Martin, J.-M. und Meybeck, M., 1979. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. *Marine Chemistry* 7, 173-206.
- Mello, M.R., Mohriak, W.U., Koutsoukos, E.A.M. und Figueira, J.C.A., 1991. Brazilian and west African oils: Generation, migration, accumulation and correlation. *Proceedings Thirteenth World Petroleum Congress, Buenos Aires*. 1-12.
- Mikkelsen, N., 1984. Diatoms in the Zaire deep-sea fan and Pleistocene paleoclimatic trends in the Angola Basin and west equatorial Africa. *Netherlands Journal of Sea Research* 17, 280-292.
- Morley, J.J., 1989. Variations in high-latitude oceanographic fronts in the southern Indian ocean: an estimation based on faunal changes. *Paleoceanography* 4, 547-554.
- Morris, R.J. und Brassell, S.C., 1988. Long-chain alkanediols: Biological markers for cyanobacterial contributions to sediments. *Lipids* 23, 256-258.
- Müller, P.J., Čeppek, M., Ruhland, G. und Schneider, R.R., 1997. Alkenone and coccolithophorid species changes in the late Quaternary sediments from the Walvis ridge: Implications for the alkenone paleotemperature method. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 135, 71-96.
- Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I. und Rosell-Melé, A., 1998. Calibration of the alkenone paleotemperature index U^k_{37} based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1757-1772.
- Müller, P.J., Schneider, R. und Ruhland, G., 1994. Late Quaternary pCO_2 variations in the Angola Current: Evidence from organic carbon $\delta^{13}C$ and alkenone temperatures. In: R. Zahn et al. (Hrsg.) *Nato ASI Series, Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, 117. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Muzuka, A.N.N., 1999. Isotopic compositions of tropical East African flora and their potential as source indicators of organic matter in coastal marine sediments. *Journal of African Earth Sciences* 28, 757-766.
- Nakatsuka, T., Handa, N., Wada, E. und Wong, C.S., 1992. The dynamic changes of stable isotopic ratios of carbon and nitroge in suspended and sedimented

- particulate organic matter during a phytoplankton bloom. *Journal of Marine Research* 50, 267-296.
- Nichols, P.D. und Johns, R.B., 1985. Lipids of the tropical seagrass *Thalassia hemprichii*. *Phytochemistry* 24, 81-84.
- Oppo, D.W., Fairbanks, R.G. und Gordon, A.L., 1990. Late Pleistocene Southern Ocean $\delta^{13}\text{C}$ variability. *Paleoceanography* 5, 43-54.
- Pant, P. und Rastogi, R.P., 1979. The triterpenoids. *Phytochemistry* 18, 1095-1108.
- Pérez, M.E. und Berger, W.H., 2000. Late Quaternary productivity fluctuations in the Mid-Angola Basin: Evidence from benthic foraminifera. Poster, Workshop on Quaternary evolution of the Benguela Upwelling System, 19.-21. Mai 2000, Carcans, France.
- Peters, K.E. und Moldowan, J.M., 1993. The Biomarker guide. Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Peterson, R.G. und Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic ocean. *Progress in Oceanography* 26, 1-73.
- Pingitore, N.E. und Eastman, M.E., 1985. Barium partitioning during the transformation of corals from aragonite to calcite. *Chemical Geology* 48, 183-187.
- Poynter, J.G., 1989. Molecular stratigraphy: The recognition of palaeoclimatic signals in organic geochemical data. Ph.D. Thesis, University of Bristol, Bristol.
- Poynter, J.G., Farrimond, P., Robinson, N. und Eglinton, G., 1989. Aeolian-derived higher plants lipids in the marine sedimentary record: Links with palaeoclimate. In: M. Leinen und M. Sarnthein (Hrsg.) *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. Kluwer Academic Press, Dordrecht. 435-462.
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A. und Zahnle, D.L., 1988. Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2303-2310.
- Radke, M., Willsch, H. und Welte, D.H., 1980. Preparative hydrocarbon group type determination by automated medium pressure liquid chromatography. *Analytical Chemistry* 52, 406-411.
- Raymo, M.E., Oppo, D.W. und Curry, W., 1997. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective. *Paleoceanography* 12, 546-559.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J. und Oppo, D.W., 1990. Evolution of global ice volume and Atlantic-Pacific $\delta^{13}\text{C}$ gradients over the last 2.5 M.Y. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 353-368.
- Rechka, J.A. und Maxwell, J.R., 1988. Characterization of alkenone temperature indicators in sediments and organisms. *Organic Geochemistry* 13, 727-734.
- Rieley, G., Collister, J.W., Stern, B. und Eglinton, G., 1993. Gas chromatography/isotope ratio mass spectrometry of leaf wax *n*-alkanes from plants of differing carbon dioxide metabolisms. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 7, 488-491.
- Rinna, J., Güntner, U., Hinrichs, K.-U., Mangelsdorf, K., van der Smissen, J.H. und Rullkötter, J., 2000. Temperature-related molecular proxies: Degree of alkenone unsaturation and average chain length of *n*-alkanes. In: G.J. West und L. Buffaloe (Hrsg.) *Proceedings 16th Annual Pacific Climate (PACLIM)*

- Workshop, Interagency Ecology Program, Technical Support 65, State of California, Department of Water Resources, Sacramento, CA. 183-192.
- Robinson, N., Eglinton, G., Brassell, S.C. und Cranwell, P.A., 1984. Dinoflagellate origin for sedimentary 4 α -methylsteroids and 5 α (H)-stanols. *Nature* 308, 439-442.
- Rosell-Melé, A., 1998. Project takes a new look at past sea surface temperatures. *EOS, transactions, AGU* 79, 393-394.
- Rosell-Melé, A., Bard, E., Grimalt, J.O., Harrison, I., Bouloubassi, I., Comes, P., Emeis, K.-C., Epstein, B., Fahl, K., Farrimond, P., Fluegge, A., Freeman, K.H., Goni, M., Güntner, U., Hartz, D., Hellebust, S., Herbert, T., Ikehara, M., Ishiwatari, R., Kawamura, K., Kenig, F., de Leeuw, J.W., Lehman, S., Müller, P., Ohkouchi, N., Pancost, R., Prahl, F., Quinn, J., Rontani, J.-F., Rostek, F., Rullkötter, J., Sachs, J., Sanders, S., Sawada, K., Schneider, R.R., Schulz-Bull, D., Sikes, E., Ternois, Y., Versteegh, G., Volkman, J. und Wakeham, S., 1999. Outcome of the first world-wide laboratory intercomparison of the UK₃₇ index and the quantification of absolute alkenone abundances in sediment samples. Abstracts, 19th International Meeting on Organic Geochemistry 6.-10. September 1999, Istanbul. 267-268.
- Rosell-Melé, A., Carter, J.F., Parry, A.T. und Eglinton, G., 1995. Determination of the UK₃₇ index in geological samples. *Analytical Chemistry* 67, 1283-1289.
- Rühlemann, C., Müller, P.J. und Schneider, R.R., 1999. Organic carbon and carbonate as paleoproductivity proxies: Examples from high and low productivity areas of the tropical Atlantic. In: G. Fischer und G. Wefer (Hrsg.) *Use of Proxies in Paleoceanography*. Springer, Berlin.
- Sackett, W.M., 1989. Stable carbon isotope studies on organic matter in the marine environment. In: P. Fritz und J.C. Fontes (Hrsg.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. 139-169.
- Schefuß, E., Versteegh, G.J.M., Pancost, R.D., Jansen, J.H.F. und Sinninghe Damsté, J.S., 1999. Mid-Pleistocene changes in biomarker composition of Congo fan sediments: Climatic implications. Abstracts 19th International Meeting on Organic Geochemistry 6.-10. September, Istanbul.
- Schell, I.I., 1968. On the relation between the winds off southwest Africa and the Benguela current and Agulhas current penetration in the South Atlantic. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 21, 109-117.
- Schneider, R., 1991. Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms. Doktorarbeit, Universität Bremen, Bremen.
- Schneider, R.R., Müller, P.J. und Ruhland, G., 1995. Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: Evidence from alkenone sea surface temperatures. *Paleoceanography* 10, 197-219.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Ruhland, G., Meinecke, G., Schmidt, H. und Wefer, G., 1996. Late Quaternary surface temperatures and productivity in the east-equatorial South Atlantic: Response to changes in trade/monsoon wind forcing and surface water advection. In: G. Wefer et al. (Hrsg.) *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer-Verlag, Berlin. 527-551.
- Schouten, S., Klein Berteler, W.C.M., Blokker, P., Schogt, N., Rijpstra, W.I.C., Grice, K., Baas, M. und Sinninghe Damsté, J.S., 1998. Biosynthetic effects on the

- stable carbon isotopic compositions of algal lipids: Implications for deciphering the carbon isotopic biomarker record. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1397-1406.
- Schwartz, D., Mariotti, A., Lanfranchi, R. und Guillet, B., 1986. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of soil organic matter as indicators of vegetation changes in the Congo. *Geoderma*, 39, 79-103
- Seifert, W.K. und Moldowan, J.M., 1979. The effect of thermal stress on source-rock quality as measured by hopane stereochemistry. *Physics and Chemistry of the Earth* 12, 229-237.
- Shannon, L.V. und Nelson, G., 1996. The Benguela: Large scale features and processes and system variability. In: G. Wefer et al. (Hrsg.) *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 163-210.
- Shannon, L.V. und Pillar, S.C., 1986. The Benguela Ecosystem, III, Plankton. *Oceanogr. Marine Biology* 24.
- Simoneit, B.R.T., Chester, R. und Eglinton, G., 1977. Biogenic lipids in particulates from the lower atmosphere over the eastern Atlantic. *Nature* 267, 682-685.
- Smith, D.J., Eglinton, G., Morris, R.J. und Poutanen, E.L., 1982. Aspects of the steroid geochemistry of a recent diatomaceous sediment from the Namibian shelf. *Oceanologica Acta* 5, 365-378.
- Summerhayes, C.P., Kroon, D., Rosell-Melé, A., Jordan, R.W., Schrader, H.-J., Hearn, R., Villanueva, J., Grimalt, J.O. und Eglinton, G., 1995. Variability in the Benguela current upwelling system over the past 70,000 years. *Progress in Oceanography* 35, 27-251.
- Tomas, C.R., 1997, *Identifying Marine Phytoplankton*, San Diego, Academic Press.
- Tzedakis, R.C., Andrieu, V., de Beaulieu, J.L., Crowhurst, S., Follieri, M., Hooghiemstra, H., Magri, D., Reilee, M., Sadori, L., Shackleton, N.J. und Wijmstra, T.A., 1997. Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 171-176.
- van Bennekom, A.J. und Berger, G.W., 1984. Hydrography and silica budget of the Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research* 17, 149-200.
- Versteegh, G.J.M., Bosch, H.-J. und de Leeuw, J.W., 1997. Potential palaeoenvironmental information of C_{24} to C_{36} mid-chain diols, ketols and mid-chain hydroxy fatty acids; a critical review. *Organic Geochemistry* 27, 1-13.
- Versteegh, G.J.M., Jansen, J.H.F., de Leeuw, J.W. und Schneider, R.R., 2000. Mid-chain diols and keto-ols in SE Atlantic sediments: A new tool for tracing past sea surface water masses? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 1879-1892.
- Volkman, J.K., 1986. A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *Organic Geochemistry* 9, 83-99.
- Volkman, J.K., Barrett, S.M., Blackburn, S.I. und Sikes, E.I., 1995. Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 513-520.
- Volkman, J.K., Barrett, S.M., Dunstan, G.A. und Jeffrey, S.W., 1992. C_{30} - C_{32} alkyl diols and unsaturated alcohols in microalgae of the class Eustigmatophyceae. *Organic Geochemistry* 18, 131-138.

- Volkman, J.K., Barrett, S.M., Dunstan, G.A. und Jeffrey, S.W., 1993. Geochemical significance of the occurrence of dinosterol and other 4-methyl sterols in a marine diatom. *Organic Geochemistry* 20, 7-15.
- Volkman, J.K., Eglinton, G., Corner, E.D.S. und Forsberg, T.E.V., 1980. Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliania huxleyi*. *Phytochemistry* 19, 2619-2622.
- Wagner, T., 1998. Pliocene-Pleistocene deposition of carbonate and organic carbon at Site 959: Paleoenvironmental implications for the eastern equatorial Atlantic off the Ivory Coast/Ghana. In: J. Mascle et al. (Hrsg.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 159. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 557-574.
- Wagner, T., 1999. Petrology of organic matter in modern and late Quaternary deposits of the Equatorial Atlantic: Climatic and oceanographic links. *International Journal of Coal Geology* 39, 155-184.
- Wagner, T., 2000. Control of organic carbon accumulation in the Late Quaternary equatorial Atlantic (Ocean Drilling Program Sites 664 and 663): Productivity versus terrigenous supply. *Paleoceanography* 15, 181-199.
- Wagner, T. und Dupont, L.M., 1999. Terrestrial organic matter in marine sediments: Analytical approaches and eolian-marine records in the central equatorial Atlantic. In: G. Fischer und G. Wefer (Hrsg.) *Use of Proxies in Paleoclimatology: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 547-574.
- Wakeham, S.G., 1989. Reduction of stenols to stanols in particulate organic matter at oxic-anoxic boundaries in sea water. *Nature* 342, 787-790.
- Wannigama, G.P., Volkman, J.K., Gillan, F.T., Nichols, P.D. und Johns, R.B., 1981. A comparison of lipid components of the fresh and dead leaves and pneumatophores of the mangrove *Avicennia marina*. *Phytochemistry* 20, 659-666.
- Wedepohl, K.H., 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geologische Rundschau* 80, 207-223.
- Wefer, G., Berger, W.H. und Richter, C., et al., 1998. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, . College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G. und Webb, D.J., 1996, *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, Berlin, Springer, p. 644.
- Wehausen, R., 1999. *Anorganische Geochemie zyklischer Sedimente aus dem östlichen Mittelmeer: Rekonstruktionen der Paläoumweltbedingungen*. Doktorarbeit, Universität Oldenburg, Oldenburg.
- Westerhausen, L., Poynter, J., Eglinton, G., Erlenkeuser, H. und Sarthein, M., 1993. Marine and terrigenous origin of organic matter in modern sediments of the east Atlantic: The $\delta^{13}\text{C}$ and molecular record. *Deep-Sea Research I* 40, 1087-1121.
- Wilkens, H., 1997. *Lipide in spätquartären Sedimenten aus dem Bereich des Benguela-Stroms im Südatlantik*. Diplomarbeit, Universität Oldenburg, Oldenburg.
- Zachariasse, W.J., Schmidt, R.R. und van Leeuwen, R.J.W., 1984. Distribution of foraminifera and calcareous nannoplankton in Quaternary sediments of the eastern Angola Basin in response to climatic and oceanic fluctuations. *Netherlands Journal of Sea Research* 17, 250-275.

Zegouagh, Y., Derenne, S., Largeau, C., Bardoux, G. und Mariotti, A., 1998. Organic matter sources and early diagenetic alterations in Arctic surface sediments (Lena River and Laptev Sea, Eastern Siberia), II. Molecular and isotopic studies fo hydrocarbons. *Organic Geochemistry* 28, 571-583.

12 Anhang

Daten – Kongo-Becken (ODP 1075A)	II
Daten – Angola-Becken (ODP 1079A)	XIII
RFA-Daten – Kongo- und Angola-Becken	XXIV
Daten – Nord-Süd-Tansekt (GeoB)	XXV
Strukturhinweise	XXVIII

Tabelle 16 Untersuchte Proben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken) mit Probenbezeichnungen, Teufen, Sedimentationsraten und Alter

Probe	Intervall [cm]	Teufe [mcd]	Sedimentationsrate [cm/ka]	Alter [ka]	Interne Bezeichnung
ODP 175-1075A-					
1H-1	55-57	0,55	9,4	5	1H-1
2H-1	55-57	2,05	14,9	13	2H-1
2H-2	55-57	3,55	14,5	23	2H-2
2H-3	55-57	5,05	20,6	32	2H-3
2H-4	55-57	6,55	20,6	39	2H-4
2H-5	55-57	8,05	20,4	46	2H-5
2H-6	55-57	9,55	20,4	54	2H-6
2H-7	55-57	11,05	15,1	63	2H-7
3H-1	55-57	11,55	15,1	66	3H-1
3H-2	55-57	13,05	15,1	76	3H-2
3H-3	55-57	14,55	10,7	89	3H-3
3H-4	55-57	16,05	12,9	103	3H-4
3H-5	55-57	17,55	12,9	114	3H-5
3H-6	55-57	19,05	6,2	131	3H-6
3H-7	55-57	20,55	6,2	155	3H-7
4H-1	55-57	22,31	6,2	184	4H-1
4H-2	55-57	23,81	12,3	204	4H-2
4H-3	55-57	25,31	12,3	216	4H-3
4H-4	55-57	26,81	13,5	228	4H-4
4H-5	55-57	28,31	16,7	238	4H-5
4H-6	55-57	29,81	16,7	247	4H-6
4H-7	55-57	31,31	16,7	256	4H-7
5H-2	55-57	32,73	14,2	267	5H-2
5H-3	55-57	34,23	8,5	284	5H-3
5H-4	55-57	35,73	15,7	299	5H-4
5H-6	55-57	38,73	15,7	319	5H-6
5H-7	55-57	40,23	15,7	328	5H-7
6H-1	55-57	41,15	7,0	336	6H-1
6H-2	55-57	42,65	6,1	348	6H-2
6H-3	55-57	44,15	6,1	372	6H-3(55)
6H-3	86-88	44,46	6,1	377	6H-3(86)
6H-3	112-114	44,72	6,1	382	6H-3(112)
6H-4	5-7	45,15	13,9	385	6H-4(5)
6H-4	25-27	45,35	13,9	386	6H-4(25)
6H-4	55-57	45,65	13,9	389	6H-4(55)
6H-4	83-85	45,93	13,9	391	6H-4(83)
6H-5	5-7	46,65	13,9	396	6H-5(5)
6H-5	25-27	46,85	13,9	397	6H-5(25)
6H-5	55-57	47,15	16,1	400	6H-5(55)
6H-5	85-87	47,45	16,1	401	6H-5(85)
6H-5	115-117	47,75	16,1	403	6H-5(115)
6H-6	5-7	48,15	16,1	406	6H-6(5)
6H-6	25-27	48,35	16,1	407	6H-6(25)
6H-6	55-57	48,65	16,1	409	6H-6(55)
6H-6	75-77	48,85	16,1	410	6H-6(75)
6H-6	85-87	48,95	16,1	411	6H-6(85)
6H-6	115-117	49,25	16,1	413	6H-6(115)
6H-7	5-7	49,65	16,1	415	6H-7(5)
6H-7	25-27	49,85	16,1	416	6H-7(25)
6H-7	55-57	50,15	16,1	418	6H-7(55)
6H-7	74-76	50,34	16,1	419	6H-7(74)
7H-1	35-37	51,71	6,3	439	7H-1(35)
7H-1	55-57	51,91	6,3	442	7H-1(55)
7H-1	85-87	52,21	6,3	447	7H-1(85)
7H-1	115-117	52,51	6,3	452	7H-1(115)
7H-2	5-7	52,91	8,6	456	7H-2(5)
7H-2	25-27	53,11	8,6	459	7H-2(25)
7H-2	55-57	53,41	8,6	462	7H-2(55)
7H-2	85-87	53,71	8,6	465	7H-2(85)
7H-2	115-117	54,01	8,6	468	7H-2(115)

Tabelle 16 Fortsetzung

Probe	Intervall [cm]	Teufe [mcd]	Sedimentationsrate [cm/ka]	Alter [ka]	Interne Bezeichnung
ODP 175-1075A-					
7H-3	5-7	54,44	8,6	472	7H-2(135)
7H-3	25-27	54,64	8,6	475	7H-3(25)
7H-3	55-57	54,94	8,6	480	7H-3(55)
7H-3	85-87	55,24	10,6	483	7H-3(85)
7H-3	115-117	55,54	10,6	486	7H-3(115)
7H-4	55-57	56,48	10,6	495	7H-4
7H-5	55-57	57,98	10,6	509	7H-5
7H-6	55-57	59,48	10,6	523	7H-6
7H-7	55-57	60,98	10,6	537	7H-7
8H-1	55-57	62,95	11,8	555	8H-1
8H-2	55-57	64,45	13,3	568	8H-2
8H-3	55-57	66,00	13,3	580	8H-3
8H-4	55-57	67,50	13,3	591	8H-4
8H-5	55-57	69,04	12,0	604	8H-5
8H-6	55-57	70,58	12,0	616	8H-6
8H-7	55-57	72,13	12,0	630	8H-7
9H-1	55-57	73,69	12,0	643	9H-1
9H-2	55-57	75,19	12,0	655	9H-2
9H-3	55-57	76,69	12,0	668	9H-3
9H-4	55-57	78,23	12,0	681	9H-4
9H-5	55-57	79,77	3,2	703	9H-5
9H-6	55-57	81,27	8,8	733	9H-6
9H-7	55-57	82,77	5,7	750	9H-7
10H-1	55-57	84,43	25,1	773	10H-1
10H-2	55-57	85,90	25,1	779	10H-2
10H-3	55-57	87,40	7,1	787	10H-3
10H-4	55-57	88,70	8,1	804	10H-4
10H-5	55-57	90,13	9,7	822	10H-5
10H-6	55-57	91,68	9,7	838	10H-6
10H-7	55-57	93,18	12,6	851	10H-7
11H-1	55-57	95,05	8,2	874	11H-1
11H-2	55-57	96,41	8,2	891	11H-2
11H-3	55-57	97,73	8,2	907	11H-3
11H-4	55-57	99,13	8,7	923	11H-4
11H-5	55-57	100,55	8,7	940	11H-5
11H-6	55-57	102,03	8,7	957	11H-6
11H-7	55-57	103,43	6,8	976	11H-7
12H-1	55-57	106,33	13,6	1011	12H-1
12H-2	55-57	107,83	13,6	1022	12H-2
12H-3	55-57	109,33	10,9	1036	12H-3
12H-4	55-57	110,93	10,9	1050	12H-4
12H-5	55-57	112,49	14,3	1062	12H-5
12H-6	52-54	113,96	14,3	1073	12H-6(52)
12H-6	55-57	113,99	14,3	1073	12H-6(55)
12H-6	57-59	114,01	14,3	1073	12H-6(57)
12H-7	55-57	115,49	14,3	1083	12H-7
13H-1	55-57	117,42	14,3	1097	13H-1
13H-2	55-57	118,92	15,3	1106	13H-2
13H-3	55-57	120,42	15,3	1116	13H-3
13H-4	55-57	121,92	15,3	1126	13H-4
13H-5	55-57	123,42	13,3	1136	13H-5
13H-6	55-57	124,92	9,5	1148	13H-6
13H-7	55-57	126,42	9,5	1164	13H-7
14H-1	55-57	127,32	9,5	1173	14H-1
14H-2	55-57	128,82	9,5	1189	14H-2
14H-3	55-57	130,32	10,0	1204	14H-3
14H-4	55-57	131,82	10,0	1219	14H-4
14H-5	55-57	133,32	10,0	1234	14H-5
14H-6	55-57	134,82	10,0	1249	14H-6
15H-2	55-57	139,14	10,0	1292	15H-2

Tabelle 16 Fortsetzung

Probe	Intervall [cm]	Teufe [mcd]	Sedimentationsrate [cm/ka]	Alter [ka]	Interne Bezeichnung
ODP 175-1075A-					
15H-3	55-57	140,64	10,0	1307	15H-3
15H-4	55-57	141,94	10,0	1320	15H-4
15H-5	55-57	143,29	10,0	1334	15H-5
15H-6	55-57	144,79	10,0	1349	15H-6
15H-7	55-57	146,29	10,0	1364	15H-7
15H-8	55-57	147,79	10,0	1379	15H-8
16H-1	55-57	149,84	10,0	1399	16H-1
16H-2	55-57	151,34	10,0	1414	16H-2
16H-3	55-57	152,84	10,0	1429	16H-3
16H-4	55-57	154,34	10,0	1444	16H-4
16H-5	55-57	155,84	10,0	1459	16H-5
16H-6	55-57	157,34	10,0	1474	16H-6
16H-7	55-57	158,84	10,0	1489	16H-7
17H-1	55-57	160,18	10,0	1503	17H-1
17H-2	55-57	161,68	10,0	1518	17H-2
17H-3	55-57	163,18	10,0	1533	17H-3
17H-4	55-57	164,68	10,0	1548	17H-4
17H-5	55-57	166,18	10,0	1563	17H-5
17H-6	55-57	167,68	10,0	1578	17H-6
17H-7	55-57	169,18	10,0	1593	17H-7
18H-1	55-57	171,40	10,0	1615	18H-1
18H-2	55-57	172,90	10,0	1630	18H-2
18H-3	55-57	174,40	10,0	1645	18H-3
18H-4	55-57	175,70	10,0	1658	18H-4
18H-5	55-57	177,13	10,0	1672	18H-5
18H-6	55-57	178,63	10,0	1687	18H-6
18H-7	55-57	180,13	10,0	1702	18H-7
19H-1	55-57	183,00	10,0	1731	19H-1
19H-2	55-57	184,50	10,0	1746	19H-2
19H-3	55-57	186,00	10,0	1761	19H-3
19H-4	55-57	187,50	10,0	1776	19H-4
19H-5	55-57	189,00	10,0	1791	19H-5
19H-6	55-57	190,50	10,0	1806	19H-6
19H-7	55-57	192,00	10,0	1821	19H-7
20H-2	55-57	194,03	10,0	1841	20H-2
20H-3	55-57	195,58	10,0	1857	20H-3
20H-4	55-57	197,08	10,0	1872	20H-4
20H-5	55-57	198,58	10,0	1887	20H-5
20H-6	55-57	200,08	10,0	1902	20H-6
20H-7	55-57	201,65	10,0	1917	20H-7
20H-8	55-57	203,05	10,0	1931	20H-8
21H-1	55-57	205,10	10,0	1952	21H-1
21H-2	55-57	206,60	10,0	1967	21H-2
21H-3	55-57	208,10	10,0	1982	21H-3
21H-4	55-57	209,60	10,0	1997	21H-4
21H-5	55-57	211,10	10,0	2012	21H-5
21H-6	55-57	212,60	10,0	2027	21H-6
21H-7	55-57	214,10	10,0	2042	21H-7
22H-1	55-57	217,53	10,0	2076	22H-1
22H-2	55-57	219,03	10,0	2091	22H-2
22H-3	55-57	220,53	10,0	2106	22H-3
22H-4	55-57	222,03	10,0	2121	22H-4
22H-5	55-57	223,53	10,0	2136	22H-5
22H-6	55-57	225,03	10,0	2151	22H-6
22H-7	55-57	226,53	10,0	2166	22H-7

Tabelle 17 Pauschalparameter der Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)

Probe	Intervall [cm]	Alter [ka]	CaCO ₃ [%]	TC [%]	TOC [%]	TS [%]	TOC/TS	C _{orig} [%]	TOC/C _{orig}
ODP 175-1075A-									
1H-1	55-57	5	0,37	2,22	2,18	0,56	3,91	2,60	0,84
2H-1	55-57	13	3,50	3,63	3,21	1,66	1,93	4,45	0,72
2H-2	55-57	23	1,75	3,75	3,54	1,88	1,88	4,95	0,72
2H-3	55-57	32	1,17	3,80	3,66	1,84	1,99	5,04	0,73
2H-4	55-57	39	2,37	3,69	3,41	1,50	2,27	4,53	0,75
2H-5	55-57	46	1,33	3,60	3,44	1,80	1,92	4,78	0,72
2H-6	55-57	54	2,42	2,95	2,66	1,67	1,59	3,91	0,68
2H-7	55-57	63	1,92	2,64	2,41	1,37	1,76	3,43	0,70
3H-1	55-57	66	0,92	2,37	2,26	1,25	1,80	3,19	0,71
3H-2	55-57	76	0,42	1,81	1,76	1,04	1,70	2,54	0,69
3H-3	55-57	89	1,25	3,54	3,39	1,88	1,80	4,80	0,71
3H-4	55-57	103	7,50	2,09	1,19	1,18	1,01	2,07	0,57
3H-5	55-57	114	0,58	2,85	2,78	1,58	1,76	3,96	0,70
3H-6	55-57	131	10,96	3,96	2,64	1,58	1,67	3,82	0,69
3H-7	55-57	155	2,33	2,52	2,24	1,63	1,38	3,46	0,65
4H-1	55-57	184	17,9	4,97	2,82	1,67	1,69	4,06	0,69
4H-2	55-57	204	1,50	3,08	2,90	1,64	1,77	4,13	0,70
4H-3	55-57	216	4,54	4,56	4,01	1,61	2,50	5,21	0,77
4H-4	55-57	228	0,50	2,74	2,68	1,97	1,36	4,16	0,64
4H-5	55-57	238	0,50	2,81	2,75	1,28	2,15	3,71	0,74
4H-6	55-57	247	1,29	2,13	1,98	1,97	1,00	3,45	0,57
4H-7	55-57	256	0,42	2,03	1,98	1,50	1,32	3,10	0,64
5H-2	55-57	267	3,87	2,41	1,94	1,63	1,19	3,16	0,61
5H-3	55-57	284	1,25	3,60	3,45	2,79	1,24	5,54	0,62
5H-4	55-57	299	2,75	2,30	1,97	2,12	0,93	3,55	0,55
5H-6	55-57	319	0,75	2,38	2,29	2,24	1,02	3,96	0,58
5H-7	55-57	328	0,50	2,02	1,96	1,26	1,55	2,91	0,67
6H-1	55-57	336	14,4	4,50	2,77	2,02	1,37	4,28	0,65
6H-2	55-57	348	3,50	2,94	2,52	1,95	1,29	3,97	0,63
6H-3	55-57	372	1,17	2,35	2,21	2,15	1,03	3,82	0,58
6H-3	86-88	377	1,75	2,18	1,97	2,41	0,82	3,78	0,52
6H-3	112-114	382	0,11	1,97	1,95	1,63	1,20	3,17	0,61
6H-4	5-7	385	0,15	2,43	2,41	2,01	1,20	3,92	0,62
6H-4	25-27	386	0,10	2,59	2,58	2,33	1,11	4,33	0,60
6H-4	55-57	389	1,12	2,19	2,06	1,93	1,06	3,50	0,59
6H-4	83-85	391	0,50	1,82	1,76	2,14	0,82	3,36	0,52
6H-5	5-7	396	0,02	2,49	2,48	1,81	1,37	3,84	0,65
6H-5	25-27	397	0,04	2,72	2,71	2,16	1,25	4,33	0,63
6H-5	55-57	400	0,58	3,83	3,76	2,07	1,82	5,31	0,71
6H-5	85-87	401	0,02	3,13	3,12	2,02	1,54	4,63	0,67
6H-5	115-117	403	0,02	2,66	2,66	1,99	1,34	4,15	0,64
6H-6	5-7	406	0,02	1,94	1,92	1,68	1,14	3,18	0,60
6H-6	25-27	407	0,02	1,99	1,99	1,92	1,04	3,43	0,58
6H-6	55-57	409	0,42	2,71	2,66	2,05	1,29	4,20	0,63
6H-6	75-77	410	0,02	2,24	2,24	1,42	1,58	3,30	0,68
6H-6	85-87	411	0,02	2,22	2,21	1,78	1,24	3,54	0,62
6H-6	115-117	413	0,06	2,32	2,31	2,06	1,12	3,85	0,60
6H-7	5-7	415	4,44	2,78	2,24	2,02	1,11	3,75	0,60
6H-7	25-27	416	8,45	3,41	2,39	2,78	0,86	4,47	0,53
6H-7	55-57	418	7,67	3,19	2,27	2,15	1,05	3,88	0,58
6H-7	74-76	419	3,03	2,55	2,18	2,13	1,02	3,78	0,58
7H-1	35-37	439	0,89	3,49	2,60	2,31	1,13	4,33	0,60
7H-1	55-57	442	14,1	4,45	2,76	1,84	1,50	4,14	0,67
7H-1	85-87	447	5,00	2,65	2,05	1,81	1,13	3,41	0,60
7H-1	115-117	452	5,25	3,47	2,84	3,03	0,94	5,11	0,56
7H-2	5-7	456	2,48	2,15	1,85	1,37	1,35	2,88	0,64
7H-2	25-27	459	0,19	2,58	2,39	2,69	0,89	4,41	0,54
7H-2	55-57	462	3,21	2,51	2,12	2,80	0,76	4,22	0,50
7H-2	85-87	465	1,67	2,22	2,02	2,31	0,87	3,75	0,54
7H-2	115-117	468	0,11	1,62	1,61	2,17	0,74	3,24	0,50

Tabelle 17 Fortsetzung

Probe	Intervall [cm]	Alter [ka]	CaCO ₃ [%]	TC [%]	TOC [%]	TS [%]	TOC/TS	C _{orig} [%]	TOC/C _{orig}
ODP 175-1075A-									
7H-3	5-7	472	2,69	3,37	3,04	2,37	1,28	4,82	0,63
7H-3	25-27	475	0,13	3,08	3,06	2,39	1,28	4,85	0,63
7H-3	55-57	480	1,47	2,71	2,53	1,28	1,98	3,49	0,73
7H-3	85-87	483	0,61	2,90	2,82	2,31	1,22	4,55	0,62
7H-3	115-117	486	0,03	2,82	2,81	2,21	1,27	4,47	0,63
7H-4	55-57	495	0,62	2,19	2,11	1,88	1,12	3,52	0,60
7H-5	55-57	509	0,58	2,36	2,29	1,64	1,40	3,52	0,65
7H-6	55-57	523	0,83	3,38	3,28	2,29	1,44	4,99	0,66
7H-7	55-57	537	1,00	2,04	1,92	2,40	0,80	3,71	0,52
8H-1	55-57	555	1,19	3,09	2,94	2,73	1,08	4,99	0,59
8H-2	55-57	568	1,17	2,42	2,28	2,39	0,95	4,07	0,56
8H-3	55-57	580	0,58	3,85	3,78	2,16	1,75	5,39	0,70
8H-4	55-57	591	1,50	1,98	1,80	2,28	0,79	3,51	0,51
8H-5	55-57	604	1,00	1,85	1,73	2,03	0,85	3,25	0,53
8H-6	55-57	616	1,71	1,51	1,30	1,19	1,09	2,19	0,59
8H-7	55-57	630	4,42	2,86	2,33	2,37	0,98	4,10	0,57
9H-1	55-57	643	2,54	2,66	2,36	2,38	0,99	4,13	0,57
9H-2	55-57	655	1,25	1,81	1,66	1,96	0,84	3,12	0,53
9H-3	55-57	668	1,37	2,49	2,32	1,57	1,48	3,49	0,66
9H-4	55-57	681	2,00	2,44	2,20	1,80	1,22	3,55	0,62
9H-5	55-57	703	1,83	2,12	1,90	2,17	0,88	3,53	0,54
9H-6	55-57	733	3,96	2,53	2,06	1,86	1,11	3,45	0,60
9H-7	55-57	750	7,04	2,88	2,04	2,14	0,95	3,64	0,56
10H-1	55-57	773	2,37	2,89	2,61	2,21	1,18	4,27	0,61
10H-2	55-57	779	1,00	2,63	2,51	2,70	0,93	4,53	0,55
10H-3	55-57	787	7,08	2,90	2,05	2,31	0,89	3,77	0,54
10H-4	55-57	804	2,04	2,10	1,85	2,23	0,83	3,53	0,53
10H-5	55-57	822	3,00	2,36	2,00	2,05	0,98	3,53	0,57
10H-6	55-57	838	1,62	2,05	1,85	1,88	0,99	3,26	0,57
10H-7	55-57	851	1,58	2,65	2,46	2,10	1,17	4,03	0,61
11H-1	55-57	874	4,12	2,08	1,59	1,95	0,81	3,05	0,52
11H-2	55-57	891	2,58	2,63	2,32	1,93	1,20	3,77	0,62
11H-3	55-57	907	3,58	2,20	1,77	2,49	0,71	3,63	0,49
11H-4	55-57	923	0,62	2,19	2,12	2,28	0,93	3,82	0,55
11H-5	55-57	940	0,50	1,51	1,45	1,97	0,74	2,93	0,50
11H-6	55-57	957	0,75	1,90	1,81	1,93	0,94	3,25	0,56
11H-7	55-57	976	0,58	1,20	1,13	1,56	0,72	2,29	0,49
12H-1	55-57	1011	0,83	2,63	2,53	2,20	1,15	4,17	0,61
12H-2	55-57	1022	0,50	1,64	1,58	1,42	1,11	2,64	0,60
12H-3	55-57	1036	2,83	3,54	3,20	2,61	1,23	5,15	0,62
12H-4	55-57	1050	1,92	1,39	1,16	1,83	0,63	2,52	0,46
12H-5	55-57	1062	1,00	2,50	2,38	2,55	0,93	4,29	0,55
12H-6	52-54	1073	20,5	4,09	1,63	1,95	0,84	3,09	0,53
12H-6	55-57	1073	24,6	4,78	1,82	1,44	1,27	2,90	0,63
12H-6	57-59	1073	18,5	3,86	1,64	2,68	0,61	3,65	0,45
12H-7	55-57	1083	0,50	1,37	1,31	1,67	0,78	2,56	0,51
13H-1	55-57	1097	0,79	1,84	1,75	2,63	0,66	3,72	0,47
13H-2	55-57	1106	0,50	2,51	2,45	2,67	0,92	4,45	0,55
13H-3	55-57	1116	0,83	1,78	1,68	2,06	0,82	3,21	0,52
13H-4	55-57	1126	1,58	1,89	1,70	1,61	1,06	2,90	0,58
13H-5	55-57	1136	0,50	1,63	1,57	1,83	0,86	2,94	0,53
13H-6	55-57	1148	0,46	2,18	2,13	1,92	1,11	3,56	0,60
13H-7	55-57	1164	2,29	2,09	1,82	2,46	0,74	3,65	0,50
14H-1	55-57	1173	1,17	1,85	1,71	1,76	0,97	3,02	0,56
14H-2	55-57	1189	6,54	2,00	1,21	1,43	0,85	2,28	0,53
14H-3	55-57	1204	2,08	2,20	1,95	2,55	0,77	3,86	0,51
14H-4	55-57	1219	0,62	2,59	2,52	1,97	1,28	3,99	0,63
14H-5	55-57	1234	1,08	2,15	2,02	2,84	0,71	4,14	0,49
14H-6	55-57	1249	0,71	2,30	2,21	2,68	0,83	4,21	0,52
15H-2	55-57	1292	6,92	3,26	2,43	2,15	1,13	4,04	0,60

Tabelle 17 Fortsetzung

Probe	Intervall [cm]	Alter [ka]	CaCO ₃ [%]	TC [%]	TOC [%]	TS [%]	TOC/TS	C _{orig} [%]	TOC/C _{orig}
ODP 175-1075A-									
15H-3	55-57	1307	1,12	2,83	2,69	2,13	1,27	4,29	0,63
15H-4	55-57	1320	0,50	1,46	1,40	1,88	0,74	2,81	0,50
15H-5	55-57	1334	0,37	2,96	2,92	2,44	1,20	4,74	0,62
15H-6	55-57	1349	2,42	1,81	1,52	2,42	0,63	3,33	0,46
15H-7	55-57	1364	0,71	2,11	2,02	3,09	0,65	4,33	0,47
15H-8	55-57	1379	0,42	1,64	1,59	2,12	0,75	3,17	0,50
16H-1	55-57	1399	4,21	2,15	1,65	2,50	0,66	3,52	0,47
16H-2	55-57	1414	0,58	2,16	2,09	2,26	0,92	3,78	0,55
16H-3	55-57	1429	0,42	1,37	1,32	1,47	0,90	2,42	0,55
16H-4	55-57	1444	0,54	3,20	3,14	2,63	1,19	5,11	0,61
16H-5	55-57	1459	1,21	2,10	1,95	2,27	0,86	3,65	0,53
16H-6	55-57	1474	2,79	3,09	2,75	3,05	0,90	5,04	0,55
16H-7	55-57	1489	0,71	1,88	1,79	2,43	0,74	3,61	0,50
17H-1	55-57	1503	0,83	1,43	1,33	2,07	0,64	2,88	0,46
17H-2	55-57	1518	2,33	2,76	2,48	2,91	0,85	4,65	0,53
17H-3	55-57	1533	0,75	1,60	1,51	2,28	0,66	3,21	0,47
17H-4	55-57	1548	0,67	2,90	2,82	2,77	1,02	4,90	0,58
17H-5	55-57	1563	1,75	2,01	1,80	2,58	0,70	3,73	0,48
17H-6	55-57	1578	1,00	1,77	1,65	2,26	0,73	3,34	0,49
17H-7	55-57	1593	0,58	2,42	2,35	2,33	1,01	4,09	0,57
18H-1	55-57	1615	1,58	3,24	3,05	3,14	0,97	5,39	0,56
18H-2	55-57	1630	0,75	2,38	2,29	2,54	0,90	4,18	0,55
18H-3	55-57	1645	1,00	2,85	2,73	2,81	0,97	4,83	0,56
18H-4	55-57	1658	1,92	2,40	2,17	2,37	0,91	3,94	0,55
18H-5	55-57	1672	2,79	2,20	1,87	2,59	0,72	3,81	0,49
18H-6	55-57	1687	0,50	2,91	2,85	2,46	1,16	4,68	0,61
18H-7	55-57	1702	1,08	3,38	3,25	2,58	1,26	5,18	0,63
19H-1	55-57	1731	0,79	1,74	1,65	2,43	0,68	3,47	0,47
19H-2	55-57	1746	0,42	2,51	2,46	2,51	0,98	4,34	0,57
19H-3	55-57	1761	0,50	2,44	2,38	3,04	0,78	4,66	0,51
19H-4	55-57	1776	0,33	2,63	2,59	2,93	0,88	4,79	0,54
19H-5	55-57	1791	0,42	2,37	2,32	2,54	0,91	4,22	0,55
19H-6	55-57	1806	0,42	3,46	3,41	2,66	1,28	5,41	0,63
19H-7	55-57	1821	0,58	3,32	3,25	3,51	0,93	5,88	0,55
20H-2	55-57	1841	0,42	5,21	5,16	3,73	1,38	7,95	0,65
20H-3	55-57	1857	0,42	2,04	1,99	2,47	0,81	3,83	0,52
20H-4	55-57	1872	0,42	2,37	2,32	2,81	0,82	4,42	0,52
20H-5	55-57	1887	0,42	2,53	2,48	2,76	0,90	4,55	0,54
20H-6	55-57	1902	0,42	3,65	3,60	2,51	1,44	5,48	0,66
20H-7	55-57	1917	0,33	1,84	1,80	2,51	0,72	3,68	0,49
20H-8	55-57	1931	0,42	2,56	2,51	2,61	0,96	4,46	0,56
21H-1	55-57	1952	0,58	3,65	3,58	3,18	1,13	5,95	0,60
21H-2	55-57	1967	0,50	1,82	1,76	2,49	0,71	3,62	0,48
21H-3	55-57	1982	0,50	1,88	1,82	2,23	0,81	3,49	0,52
21H-4	55-57	1997	0,42	3,72	3,67	3,06	1,20	5,96	0,62
21H-5	55-57	2012	0,58	3,81	3,74	3,03	1,23	6,01	0,62
21H-6	55-57	2027	0,58	1,34	1,27	1,93	0,66	2,71	0,47
21H-7	55-57	2042	0,67	2,77	2,69	2,92	0,92	4,87	0,55
22H-1	55-57	2076	0,50	2,96	2,90	2,64	1,10	4,87	0,59
22H-2	55-57	2091	0,42	3,35	3,30	2,12	1,56	4,89	0,68
22H-3	55-57	2106	0,50	1,72	1,66	2,50	0,67	3,53	0,47
22H-4	55-57	2121	0,50	2,37	2,31	2,79	0,83	4,40	0,52
22H-5	55-57	2136	0,42	2,20	2,15	2,27	0,95	3,85	0,56
22H-6	55-57	2151	2,37	2,99	2,71	3,30	0,82	5,17	0,52
22H-7	55-57	2166	0,42	3,55	3,50	2,98	1,18	5,73	0,61
Mittelwert			2,13	2,60	2,34	2,18	1,12	3,97	0,58
Standardabweichung			3,60	0,76	0,66	0,51	0,42	0,86	0,07
Maximum			24,6	5,21	5,16	3,73	3,91	7,95	0,84
Minimum			0,02	1,20	1,13	0,56	0,61	2,07	0,45

Tabelle 18 Konzentrationen mariner Biomarker und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)

Probe	Alter [ka]	U_{37}^k	SST [°C]	$\Sigma C_{37}^{1)}$ [µg/g TOC]	Dinosterol [µg/g TOC]	$\Sigma (\Delta^5 + \Delta^0)^{2)}$ [µg/g TOC]	Δ^0/Δ^5 2)
ODP 175-1075A-							
2H-3	32	0,73	20,4	124	18	n.b.	n.b.
7H-1	442	0,79	22,1	207	23	n.b.	n.b.
12H-1	1011	0,85	23,2	88	35	n.b.	n.b.
14H-4	1219	0,85	23,9	113	26	n.b.	n.b.
18H-1	1615	0,85	23,9	201	46	n.b.	n.b.
22H-5	2136	0,93	26,3	189	63	n.b.	n.b.
Mittelwert		0,83	23,3	154	35		
Standardabweichung		0,07	2,0	51	17		
Maximum		0,93	26,3	207	63		
Minimum		0,73	20,4	88	18		
ODP 175-1075A-							
1H-1	5	0,85	23,9	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
2H-1	13	0,81	22,7	107	33	21	0,17
2H-2	23	0,71	19,7	195	36	19	0,19
2H-3	32	0,73	20,4	124	17	8	0,33
2H-4	39	0,74	20,7	143	21	8	0,18
2H-5	46	0,76	21,1	124	22	15	0,14
2H-6	54	0,74	20,5	111	22	15	0,12
2H-7	63	0,74	20,7	129	22	16	0,12
3H-1	66	0,76	21,3	72	22	17	0,17
3H-2	76	0,80	22,3	71	23	14	0,24
3H-3	89	0,84	23,6	95	18	10	0,42
3H-4	103	0,81	22,8	215	25	20	0,41
3H-5	114	0,79	22,2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
3H-6	131	0,84	23,5	529	30	25	0,40
3H-7	155	0,83	23,2	616	34	32	0,49
4H-1	184	0,76	21,2	642	26	16	0,51
4H-2	204	0,76	21,1	615	25	14	0,41
4H-3	216	0,87	24,4	102	10	6	0,30
4H-4	228	0,84	23,4	89	23	11	0,34
4H-5	238	0,82	23,1	398	24	16	0,74
4H-6	247	0,78	21,9	409	30	29	0,49
4H-7	256	0,86	24,2	250	26	31	0,55
5H-2	267	0,81	22,6	232	27	21	0,53
Mittelwert		0,79	22,2	251	25	17	0,34
Standardabweichung		0,05	1,4	198	6	7	0,17
Maximum		0,87	24,4	642	36	32	0,74
Minimum		0,71	19,7	71	10	6	0,12

1) Summenkonzentration der $C_{37:3}$ - und $C_{37:2}$ -Alkenone2) Δ^5 : Cholest-5en-3 β -ol; Δ^0 : 5 α -Cholestan-3 β -ol

Tabelle 18 Fortsetzung

Probe	Alter [ka]	U_{37}^k	SST [°C]	$\Sigma C_{37}^{1)}$ [µg/g TOC]	Σ Diole ²⁾ [µg/g TOC]	Σ Ketole ²⁾ [µg/g TOC]	Dinosterol [µg/g TOC]	$\Sigma (\Delta^5 + \Delta^0)$ ³⁾ [µg/g TOC]	Δ^0 / Δ^5 ³⁾
ODP 175-1075A-									
6H-3(86)	377	0,78	21,8	753	181	248	40	44	0,35
6H-3(112)	382	0,80	22,4	658	183	233	26	39	0,37
6H-4(5)	385	0,74	20,6	763	170	236	37	33	0,34
6H-4(25)	386	0,81	22,7	679	222	296	38	37	0,33
6H-4(83)	391	0,86	24,1	422	203	265	42	49	0,43
6H-5(5)	396	0,83	23,4	331	121	135	24	27	0,29
6H-5(25)	397	0,81	22,7	522	128	181	25	23	0,41
6H-5(55)	400	0,80	22,5	177	169	237	17	22	0,36
6H-5(85)	401	0,82	22,9	222	149	161	21	26	0,31
6H-5(115)	403	0,83	23,4	185	140	139	23	27	0,46
6H-6(5)	406	0,81	22,7	108	109	117	21	21	0,23
6H-6(25)	407	0,69	19,2	n.b.	129	124	17	18	0,89
6H-6(55)	409	0,88	24,6	65	197	233	27	24	0,89
6H-6(75)	410	0,80	22,4	112	160	194	21	39	0,39
6H-6(115)	413	0,85	24,0	195	152	177	39	57	0,28
6H-7(5)	415	0,75	21,0	232	189	234	33	33	0,31
6H-7(25)	416	0,75	20,9	369	226	300	39	31	0,56
6H-7(55)	418	0,76	21,2	49	123	147	21	18	0,46
6H-7(74)	419	0,73	20,2	312	168	208	40	31	0,65
7H-1(35)	439	0,84	23,6	411	249	351	39	40	0,38
7H-1(55)	442	0,75	21,0	11	139	123	21	14	0,41
7H-1(85)	447	0,78	21,8	205	193	248	25	22	0,46
7H-1(115)	452	0,63	17,4	250	168	204	31	22	0,39
7H-2(5)	456	0,71	19,9	123	132	162	18	28	0,26
7H-2(25)	459	0,67	18,5	146	143	162	33	21	0,54
7H-2(55)	462	0,76	21,1	49	137	151	25	19	1,49
7H-2(85)	465	0,77	21,6	196	203	253	30	25	0,56
7H-2(115)	468	0,74	20,7	179	168	213	27	66	0,14
7H-3(5)	472	0,70	19,3	304	194	307	32	26	0,57
7H-3(25)	475	0,69	19,0	312	204	311	34	26	0,77
7H-3(55)	480	0,72	20,0	40	97	120	15	13	0,87
7H-3(85)	483	0,71	19,6	175	190	249	26	30	0,44
7H-3(115)	486	0,78	21,7	58	174	191	21	22	0,52
7H-4	495	0,87	24,6	38	86	109	16	16	0,67
7H-5	509	0,88	24,6	22	106	121	15	17	0,57
Mittelwert		0,77	21,6	255	163	204	27	29	0,50
Standardabweichung		0,06	1,9	211	39	65	8	12	0,25
Maximum		0,88	24,6	763	249	351	42	66	1,49
Minimum		0,63	17,4	11	86	109	15	13	0,14

1) Summenkonzentration der $C_{37:3}$ - und $C_{37:2}$ -Alkenone

2) Summenkonzentration der $C_{30:1}$ -, C_{30} -, $C_{32:1}$ - und C_{32} -Verbindungen

3) Δ^5 : Cholest-5en-3 β -ol; Δ^0 : 5 α -Cholestan-3 β -ol

Tabelle 19 Konzentrationen der langkettigen *n*-Alkane (Zahlen entsprechen der Anzahl der Kohlenstoffatome) in µg/g Sed für Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)

Probe	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
2H-3	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,08	0,07	0,18	0,10	0,27	0,15	0,51	0,23	1,54	0,27	1,26	0,15	0,64	0,06	0,20
7H-1	0	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,04	0,13	0,08	0,20	0,11	0,33	0,16	0,85	0,18	0,84	0,12	0,51	0,05	0,16
12H-1	0	0,01	0,02	0,05	0,04	0,05	0,04	0,09	0,05	0,13	0,07	0,20	0,10	0,58	0,12	0,57	0,08	0,35	0,04	0,11
14H-4	0	0,04	0,14	0,37	0,40	0,44	0,44	0,38	0,29	0,27	0,22	0,21	0,17	0,51	0,10	0,52	0,17	0,43	0,15	0,16
18H-1	0	0,02	0,01	0,05	0,02	0,07	0,06	0,17	0,10	0,23	0,13	0,34	0,17	0,85	0,21	0,98	0,16	0,68	0,07	0,23
22H-5	0	0,02	0,04	0,06	0,05	0,06	0,04	0,09	0,05	0,10	0,06	0,15	0,07	0,35	0,10	0,47	0,07	0,30	0,04	0,10

Tabelle 20 Konzentrationen terrestrischer Biomarker und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)

Probe	Alter [ka]	Σ Alkane ¹⁾ [µg/g TOC]	CPI ₂₇₋₃₃	$n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}/n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ¹⁾	ACL ₂₇₋₃₃	Σ Alkohole ¹⁾ [µg/g TOC]	HPA-Index	Taraxerol [µg/g TOC]
ODP 175-1075A-								
1H-1	5	55	3,5	0,81	29,96	118	0,72	n.b.
2H-1	13	87	3,9	0,88	30,13	255	0,74	15
2H-2	23	200	4,7	0,82	30,03	418	0,66	16
2H-3	32	107	5,2	0,82	30,03	184	0,63	7
2H-4	39	110	4,3	0,87	30,08	212	0,67	8
2H-5	46	120	4,6	0,80	29,99	258	0,67	27
2H-6	54	128	4,7	0,82	30,01	284	0,68	38
2H-7	63	101	4,4	0,89	30,14	241	0,69	26
3H-1	66	92	4,7	0,79	30,03	248	0,71	27
3H-2	76	111	4,6	0,80	29,99	238	0,65	15
3H-3	89	67	3,9	0,82	30,03	147	0,67	11
3H-4	103	134	4,7	0,79	30,02	377	0,74	83
3H-5	114	70	3,9	0,82	30,07	n.b.	n.b.	n.b.
3H-6	131	116	4,3	0,96	30,18	365	0,75	32
3H-7	155	124	4,4	0,88	30,07	414	0,76	36
4H-1	184	73	4,3	0,97	30,23	271	0,78	22
4H-2	204	121	4,8	0,90	30,11	253	0,67	22
4H-3	216	78	4,5	0,94	30,17	151	0,66	11
4H-4	228	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	218	n.b.	9
4H-5	238	64	5,1	0,86	30,14	135	0,67	26
4H-6	247	n.b.	n.b.	n.b.	30,07	306	n.b.	36
4H-7	256	n.b.	n.b.	n.b.	30,08	301	n.b.	80
5H-2	267	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	77	n.b.	18
Mittelwert		103	4,4	0,85	30,07	249	0,70	27
Standardabweichung		34	0,4	0,06	0,07	93	0,04	21
Maximum		200	5,2	0,97	30,23	418	0,78	83
Minimum		55	3,5	0,79	29,96	77	0,63	7

1) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$

2) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}$ und $n\text{-C}_{30}\text{H}_{61}\text{OH}$

Tabelle 20 Fortsetzung

Probe	Alter [ka]	Σ Alkane ¹⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	CPI ₂₇₋₃₃	$n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}/$ $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$	ACL ₂₇₋₃₃	Σ Alkohole ²⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	HPA-Index	Taraxerol [$\mu\text{g/g TOC}$]
ODP 175-1075A-								
6H-3(86)	377	123	4,8	0,82	30,04	347	0,74	12
6H-3(112)	382	106	4,9	0,82	30,06	305	0,74	14
6H-4(5)	385	109	5,1	0,81	30,03	288	0,73	10
6H-4(25)	386	101	5,0	0,83	30,06	313	0,75	10
6H-4(83)	391	98	4,5	0,84	30,07	292	0,75	11
6H-5(5)	396	194	3,8	0,82	29,98	182	0,49	25
6H-5(25)	397	102	4,7	0,83	30,05	225	0,68	21
6H-5(55)	400	74	3,4	0,89	30,16	181	0,70	24
6H-5(85)	401	66	3,9	0,84	29,97	166	0,71	18
6H-5(115)	403	80	2,9	0,87	29,93	155	0,66	15
6H-6(5)	406	67	3,9	0,89	30,09	162	0,71	17
6H-6(25)	407	66	4,0	0,83	30,03	219	0,76	29
6H-6(55)	409	70	3,6	0,87	30,09	242	0,76	59
6H-6(75)	410	96	4,0	0,86	30,02	229	0,70	58
6H-6(115)	413	109	3,9	0,90	30,10	256	0,70	103
6H-7(5)	415	179	5,1	0,92	30,15	372	0,67	23
6H-7(25)	416	202	5,2	0,89	30,14	465	0,69	3
6H-7(55)	418	133	5,0	0,93	30,21	228	0,64	26
6H-7(74)	419	187	5,1	0,91	30,15	408	0,68	22
7H-1(35)	439	93	4,4	0,97	30,16	304	0,77	9
7H-1(55)	442	90	4,6	0,98	30,20	197	0,69	16
7H-1(85)	447	123	4,7	1,07	30,29	241	0,66	24
7H-1(115)	452	157	5,0	0,95	30,18	284	0,65	20
7H-2(5)	456	172	4,1	0,95	30,13	262	0,61	18
7H-2(25)	459	162	6,1	0,87	30,09	297	0,66	21
7H-2(55)	462	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	259	n.b.	18
7H-2(85)	465	154	5,1	0,86	30,11	296	0,65	25
7H-2(115)	468	172	4,3	0,89	30,10	285	0,63	29
7H-3(5)	472	141	4,0	0,86	30,09	281	0,67	21
7H-3(25)	475	117	4,8	0,86	30,09	239	0,67	22
7H-3(55)	480	104	5,8	0,82	30,15	105	0,50	17
7H-3(85)	483	117	4,9	0,81	30,06	284	0,70	21
7H-3(115)	486	117	5,0	0,85	30,09	252	0,68	28
7H-4	495	75	5,1	0,85	30,14	120	0,62	24
7H-5	509	99	5,6	0,81	30,09	172	0,63	70
Mittelwert		119	4,6	0,88	30,10	255	0,68	25
Standardabweichung		40	0,7	0,06	0,07	77	0,06	19
Maximum		202	6,1	1,07	30,29	465	0,77	103
Minimum		66	2,9	0,81	29,93	105	0,49	3

1) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$

2) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}$ und $n\text{-C}_{30}\text{H}_{61}\text{OH}$

Tabelle 21 Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des gesamten organischen Materials (C_{org}) und der langkettigen n -Alkane ($n-C_{xx}H_{2(xx)+2}$) in ‰ für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1075A (Kongo-Becken)

Probe	Alter [ka]	C_{org}	$n-C_{25}$	$n-C_{27}$	$n-C_{29}$	$n-C_{31}$	$n-C_{33}$	$n-C_{35}$	WMA ¹⁾
ODP 175-1075A-									
2H-3	32	-20,0	-29,0	-28,8	-31,6	-28,7	-26,2	-24,5	
7H-1	442	-20,2	-28,5	-28,5	-30,8	-28,1	-25,1	-24,2	
12H-1	1011	-20,3	-29,1	-29,1	-31,5	-28,9	-26,1	-25,6	
18H-1	1615	-20,3	-29,0	-29,7	-31,0	-27,8	-26,0	-27,6	
22H-5	2136	-20,1	-27,8	-29,9	-30,9	-28,8	-27,3	-28,7	
Mittelwert		-20,2	-28,7	-29,2	-31,2	-28,5	-26,2	-26,1	
Standardabweichung		0,1	0,6	0,6	0,4	0,5	0,8	2,0	
Maximum		-20,0	-27,8	-28,5	-30,8	-27,8	-25,1	-24,2	
Minimum		-20,3	-29,1	-29,9	-31,6	-28,9	-27,3	-28,7	
ODP 175-1075A-									
1H-1	5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
2H-1	13	-20,2	n.b.	-28,8	-30,2	-28,6	-24,6	n.b.	-28,4
2H-2	23	-20,2	-24,1	-27,8	-32,4	-30,3	-25,2	-27,3	-30,3
2H-3	32	-19,9	n.b.						
2H-4	39	-19,8	-23,4	-29,4	-31,8	-29,0	-26,1	-24,5	-29,6
2H-5	46	-20,1	-26,2	-28,4	-32,7	-31,7	-31,1	-24,5	-32,0
2H-6	54	-20,2	-25,6	-29,5	-32,6	-31,0	-28,3	-26,2	-31,2
2H-7	63	-20,4	-26,0	-29,7	-28,9	-27,1	-24,6	-22,1	-27,3
3H-1	66	-20,5	-27,2	-28,9	-31,2	-29,4	-26,4	-23,8	-29,6
3H-2	76	-21,2	-29,4	-29,9	-32,4	-32,2	-29,5	-26,9	-31,8
3H-3	89	-20,3	-28,8	-30,0	-32,1	-30,8	-27,2	-25,1	-30,7
3H-4	103	-20,7	-29,3	-29,6	-32,6	-31,3	-27,9	n.b.	-31,3
3H-5	114	-20,7	-29,0	-30,8	-32,8	-31,1	-29,1	-26,4	-31,5
3H-6	131	-19,9	-26,5	-26,9	-30,4	-27,8	-25,6	-24,0	-28,3
3H-7	155	-19,9	-28,0	-28,2	-31,5	-29,1	-26,0	-24,7	-29,5
4H-1	184	-19,7	-26,7	-27,3	-30,1	-27,0	-24,2	-23,4	-27,5
4H-2	204	-19,5	-27,7	-28,2	-31,7	-28,5	-25,4	-24,2	-29,2
4H-3	216	-19,6	-27,5	-27,6	-31,1	-27,9	-24,6	-23,7	-28,4
4H-4	228	-20,4	-28,6	-29,4	-31,5	-30,4	-27,8	-26,7	n.b.
4H-5	238	-20,2	-28,5	-29,2	-31,5	-29,8	-27,2	-25,4	-30,0
4H-6	247	-20,8	-28,5	-29,4	-31,6	-30,0	-27,2	-25,3	-30,1
4H-7	256	-21,2	-29,9	-30,6	-32,3	-31,9	-30,2	-27,5	-31,8
5H-2	267	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Mittelwert		-20,3	-27,4	-29,0	-31,6	-29,7	-26,9	-25,1	-29,9
Standardabweichung		0,5	1,8	1,1	1,0	1,6	2,0	1,5	1,5
Maximum		-19,5	-23,4	-26,9	-28,9	-27,0	-24,2	-22,1	-27,3
Minimum		-21,2	-29,9	-30,8	-32,8	-32,2	-31,1	-27,5	-32,0

1) Gewichteter Mittelwert von $n-C_{29}H_{60}$, $n-C_{31}H_{64}$ und $n-C_{33}H_{68}$

Tabelle 22 Untersuchte Proben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken) mit Probenbezeichnungen, Teufen, Sedimentationsraten und Alter

Probe	Intervall [cm]	Teufe [mcd]	Sedimentationsrate [cm/ka]	Alter [ka]	Interne Bezeichnung
ODP 175-1079A-					
1H-1	77-80	0,77	42,6	3	1H-1
1H-2	77-80	2,27	51,3	7	1H-2
1H-3	77-80	3,77	52,6	10	1H-3
2H-1	77-80	6,07	50,0	15	2H-1
2H-2	77-80	7,57	25,6	19	2H-2
2H-3	77-80	9,07	25,6	25	2H-3
2H-4	77-80	10,57	12,7	33	2H-4
2H-5	77-80	12,07	12,7	45	2H-5
2H-6	77-80	13,57	22,0	55	2H-6
3H-1	77-80	16,43	18,7	66	3H-1
3H-2	77-80	17,93	18,8	74	3H-2
3H-3	77-80	19,43	18,8	82	3H-3
3H-4	77-80	20,93	18,8	90	3H-4
3H-5	77-80	22,43	18,8	98	3H-5
3H-6	77-80	23,93	23,8	105	3H-6
3H-7	77-80	25,43	24,1	114	3H-7
4H-1	77-80	26,63	24,1	116	4H-1
4H-2	77-80	28,13	24,1	122	4H-2
4H-3	77-80	29,43	24,1	127	4H-3
4H-4	77-80	30,73	29,4	132	4H-4
4H-5	77-80	32,23	29,4	137	4H-5
4H-6	77-80	33,73	29,4	142	4H-6
4H-7	77-80	35,23	12,9	147	4H-7
5H-1	77-80	36,25	16,9	153	5H-1
5H-2	77-80	37,75	16,9	162	5H-2
5H-3	77-80	39,25	16,9	171	5H-3
5H-4	77-80	40,55	16,9	179	5H-4
5H-5	77-80	41,85	18,0	186	5H-5
5H-6	77-80	43,35	18,1	195	5H-6
5H-7	77-80	44,85	18,1	203	5H-7
6H-1	77-80	46,37	18,1	211	6H-1
6H-2	77-80	47,87	18,0	220	6H-2
6H-3	77-80	49,37	18,1	228	6H-3
6H-4	77-80	50,77	18,1	236	6H-4
6H-5	77-80	52,17		237	6H-5
6H-6	77-80	53,67		238	6H-6
6H-7	77-80	55,17		238	6H-7
7H-1	77-80	56,25		239	7H-1
7H-3	77-80	59,25		241	7H-3
7H-4	77-80	60,85		242	7H-4
7H-5	77-80	62,25		242	7H-5
7H-6	77-80	63,75		243	7H-6
7H-7	77-80	65,25		244	7H-7
8H-1	77-80	67,22		245	8H-1
8H-2	77-80	68,72		246	8H-2
8H-3	77-80	70,22		247	8H-3
8H-4	77-80	71,52		248	8H-4
8H-5	77-80	72,82		248	8H-5
8H-6	77-80	74,32		249	8H-6
8H-7	77-80	75,82		250	8H-7
9H-1	77-80	76,72		250	9H-1
9H-2	77-80	78,22		251	9H-2
9H-3	77-80	79,72		252	9H-3
9H-4	77-80	81,12		253	9H-4
9H-5	77-80	82,62		254	9H-5
9H-6	77-80	84,12		255	9H-6
10H-2	77-80	87,05		256	10H-2
10H-3	77-80	88,55		257	10H-3
10H-4	77-80	90,05		258	10H-4
10H-5	77-80	91,45		259	10H-5

Tabelle 22 Fortsetzung

Probe	Intervall [cm]	Teufe [mcd]	Sedimentationsrate [cm/ka]	Alter [ka]	Interne Bezeichnung
ODP 175-1079A-					
10H-6	77-80	92,95		259	10H-6
10H-7	77-80	94,45	4,3	270	10H-7
10H-8	77-80	95,95	4,3	305	10H-8
11H-1	77-80	95,96	4,3	305	11H-1(77)
11H-1	99-101	96,18	4,3	310	11H-1(99)
11H-2	5-7	96,74	4,3	323	11H-2(5)
11H-2	41-43	97,10	4,3	332	11H-2(41)
11H-2	77-80	97,46	4,3	340	11H-2(77)
11H-2	92-94	97,61	4,3	344	11H-2(92)
11H-2	121-123	97,90	4,3	350	11H-2(121)
11H-3	10-12	98,29	4,3	360	11H-3(10)
11H-3	43-45	98,62	4,3	367	11H-3(43)
11H-3	77-80	98,96	4,3	375	11H-3(77)
11H-3	103-105	99,22	4,3	381	11H-3(103)
11H-4	5-7	99,64	4,3	391	11H-4(5)
11H-4	21-23	99,80	4,3	395	11H-4(21)
11H-4	61-63	100,20	4,3	404	11H-4(61)
11H-4	77-80	100,36	4,3	408	11H-4(77)
11H-4	109-111	100,68	4,3	415	11H-4(109)
11H-4	143-145	101,02	4,3	423	11H-4(143)
11H-5	21-23	101,30	4,3	430	11H-5(21)
11H-5	53-55	101,62	4,3	437	11H-5(53)
11H-5	77-80	101,86	4,3	443	11H-5(77)
11H-5	107-109	102,16	4,3	450	11H-5(107)
11H-5	141-143	102,50	4,3	457	11H-5(141)
11H-6	10-12	102,69	8,3	461	11H-6(10)
11H-6	38-40	102,97	8,3	464	11H-6(38)
11H-6	74-76	103,33	8,3	469	11H-6(74)
11H-6	77-80	103,36	8,3	469	11H-6(77)
12H-1	6-8	104,75	8,3	486	12H-1(6)
12H-1	23-25	104,92	8,3	488	12H-1(23)
12H-1	77-80	105,46	8,3	494	12H-1(77)
12H-2	77-80	106,96	8,3	512	12H-2
12H-3	77-80	108,36	8,3	529	12H-3
12H-4	77-80	109,86	8,3	547	12H-4
12H-5	77-80	111,36	8,3	565	12H-5
13H-1	77-80	113,56	8,3	592	13H-1
13H-2	77-80	115,06	8,3	610	13H-2
13H-3	77-80	116,56	8,3	628	13H-3
13H-4	77-80	117,96	8,3	645	13H-4
13H-5	77-80	119,46	8,3	663	13H-5
13H-6	84-87	121,03	8,3	682	13H-6
14H-1	77-80	122,36	8,3	698	14H-1

Tabelle 23 Pauschalparameterdaten der Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)

Probe	Alter [ka]	CaCO ₃ [%]	TC [%]	TOC [%]	TS [%]	TOC/TS	C _{oria} [%]	TOC/C _{oria}	δ ¹³ C _{oria} [‰]
ODP 175-1079A-									
1H-1	3	14,0	5,65	3,97	0,84	4,74	4,60	0,86	-21,2
1H-2	7	16,0	4,29	2,37	0,96	2,48	3,08	0,77	-21,6
1H-3	10	15,0	4,17	2,37	0,94	2,54	3,07	0,77	-20,9
2H-1	15	18,2	4,53	2,35	0,90	2,61	3,03	0,78	-18,9
2H-2	19	18,1	4,41	2,24	0,96	2,33	2,96	0,76	-19,6
2H-3	25	17,2	4,27	2,21	0,86	2,58	2,85	0,77	-20,3
2H-4	33	18,6	4,67	2,43	0,91	2,69	3,11	0,78	n.b.
2H-5	45	15,6	4,54	2,67	1,07	2,50	3,46	0,77	-20,1
2H-6	55	17,7	4,73	2,60	1,12	2,32	3,45	0,76	-20,2
3H-1	66	16,0	4,28	2,36	1,16	2,04	3,23	0,73	-19,9
3H-2	74	16,0	4,34	2,42	1,20	2,01	3,31	0,73	-20,0
3H-3	82	13,5	4,72	3,11	1,41	2,20	4,16	0,75	-20,9
3H-4	90	17,8	5,36	3,22	1,24	2,60	4,14	0,78	-20,4
3H-5	98	16,6	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
3H-6	105	12,1	4,28	2,83	1,59	1,78	4,01	0,70	-20,4
3H-7	114	14,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
4H-1	116	11,6	5,24	3,85	1,53	2,52	4,99	0,77	-21,1
4H-2	122	16,5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
4H-3	127	18,2	4,95	2,77	1,46	1,89	3,86	0,72	-20,7
4H-4	132	15,9	4,45	2,53	1,39	1,83	3,57	0,71	-19,9
4H-5	137	15,0	4,03	2,24	1,12	2,00	3,07	0,73	-19,7
4H-6	142	17,5	4,27	2,16	1,17	1,85	3,04	0,71	-19,7
4H-7	147	23,1	5,12	2,35	1,04	2,26	3,13	0,75	-19,6
5H-1	153	15,5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
5H-2	162	14,2	4,41	2,71	1,41	1,93	3,76	0,72	-19,9
5H-3	171	13,6	4,27	2,64	1,42	1,87	3,70	0,71	-20,1
5H-4	179	14,0	4,00	2,32	1,31	1,77	3,30	0,70	-20,1
5H-5	186	13,5	4,47	2,86	1,49	1,92	3,97	0,72	-20,4
5H-6	195	11,1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
5H-7	203	12,2	5,60	4,14	1,77	2,34	5,46	0,76	n.b.
6H-1	211	13,7	4,51	2,87	1,70	1,69	4,14	0,69	-21,0
6H-2	220	14,2	3,99	2,28	1,65	1,38	3,52	0,65	-20,3
6H-3	228	11,0	4,37	3,05	1,75	1,74	4,35	0,70	-20,4
6H-4	236	9,1	5,18	4,08	1,76	2,32	5,40	0,76	-21,0
6H-5	237	11,9	5,54	4,11	2,00	2,06	5,60	0,73	-21,0
6H-6	238	16,7	5,23	3,22	1,79	1,80	4,56	0,71	-19,9
6H-7	238	14,0	4,21	2,52	1,32	1,91	3,51	0,72	-20,4
7H-1	239	12,5	4,30	2,80	1,54	1,82	3,95	0,71	-20,5
7H-3	241	15,8	3,85	1,96	1,31	1,49	2,94	0,67	-20,2
7H-4	242	17,2	4,68	2,62	1,47	1,79	3,72	0,70	-20,5
7H-5	242	14,0	4,84	3,15	1,63	1,93	4,37	0,72	-20,9
7H-6	243	20,1	5,46	3,04	1,57	1,94	4,22	0,72	-20,4
7H-7	244	18,6	4,76	2,52	1,53	1,65	3,67	0,69	-20,4
8H-1	245	12,3	4,77	3,29	1,75	1,88	4,60	0,72	-20,7
8H-2	246	9,2	4,49	3,38	2,23	1,52	5,05	0,67	-20,9
8H-3	247	7,2	5,59	4,72	2,19	2,16	6,36	0,74	-21,2
8H-4	248	11,4	4,25	2,88	2,15	1,34	4,49	0,64	-21,5
8H-5	248	20,4	4,69	2,24	1,53	1,46	3,39	0,66	-20,9
8H-6	249	12,5	2,90	1,40	1,18	1,19	2,28	0,61	-20,5
8H-7	250	13,7	3,48	1,83	1,21	1,51	2,74	0,67	-20,6
9H-1	250	16,4	4,45	2,48	1,33	1,87	3,47	0,71	-19,9
9H-2	251	15,9	4,15	2,24	1,35	1,67	3,25	0,69	-20,4
9H-3	252	12,8	4,20	2,66	1,38	1,93	3,69	0,72	-20,2
9H-4	253	10,8	4,24	2,94	1,51	1,95	4,07	0,72	-20,4
9H-5	254	7,0	4,08	3,24	1,73	1,88	4,53	0,71	-20,8
9H-6	255	5,8	5,09	4,40	2,00	2,20	5,89	0,75	-20,6
10H-2	256	10,3	3,63	2,39	1,81	1,32	3,75	0,64	-20,9
10H-3	257	13,7	3,66	2,02	1,41	1,43	3,07	0,66	-20,4
10H-4	258	15,0	4,07	2,27	1,38	1,64	3,30	0,69	-20,2
10H-5	259	15,2	4,13	2,31	1,32	1,74	3,30	0,70	-19,9

Tabelle 23 Fortsetzung

Probe	Alter [ka]	CaCO ₃ [%]	TC [%]	TOC [%]	TS [%]	TOC/TS	C _{oria} [%]	TOC/C _{oria}	δ ¹³ C _{oria} [‰]
ODP 175-1079A-									
10H-6	259	14,8	4,05	2,27	1,49	1,52	3,38	0,67	-19,9
10H-7	270	15,4	4,12	2,27	1,44	1,58	3,35	0,68	-20,5
10H-8	305	15,5	4,36	2,50	1,45	1,72	3,59	0,70	-20,8
11H-1(77)	305	12,1	4,87	3,41	1,75	1,95	4,72	0,72	-21,0
11H-1(99)	310	9,1	4,09	3,00	1,68	1,79	4,26	0,70	n.b.
11H-2(5)	323	7,7	3,94	3,01	1,76	1,71	4,33	0,70	n.b.
11H-2(41)	332	6,1	3,97	3,24	1,88	1,72	4,65	0,70	n.b.
11H-2(77)	340	9,7	4,11	2,95	1,92	1,53	4,38	0,67	-20,9
11H-2(92)	344	7,8	3,66	2,72	1,90	1,43	4,14	0,66	n.b.
11H-2(121)	350	6,5	3,47	2,69	2,01	1,34	4,20	0,64	n.b.
11H-3(10)	360	8,1	3,99	3,02	1,96	1,54	4,49	0,67	n.b.
11H-3(43)	367	8,4	4,61	3,60	2,01	1,79	5,11	0,71	n.b.
11H-3(77)	375	8,4	4,22	3,22	1,91	1,68	4,65	0,69	-20,6
11H-3(103)	381	7,6	4,21	3,28	2,01	1,63	4,79	0,69	n.b.
11H-4(5)	391	7,0	4,08	3,24	2,05	1,58	4,78	0,68	n.b.
11H-4(21)	395	9,5	4,51	3,37	1,86	1,81	4,76	0,71	n.b.
11H-4(61)	404	10,8	4,50	3,21	1,92	1,67	4,65	0,69	n.b.
11H-4(77)	408	11,9	4,20	2,78	1,86	1,49	4,17	0,67	-21,2
11H-4(109)	415	9,9	3,94	2,75	1,87	1,47	4,15	0,66	n.b.
11H-4(143)	423	8,0	3,58	2,61	1,95	1,34	4,07	0,64	n.b.
11H-5(21)	430	9,2	3,65	2,54	1,83	1,39	3,91	0,65	n.b.
11H-5(53)	437	9,0	3,54	2,47	1,82	1,36	3,83	0,64	n.b.
11H-5(77)	443	10,1	3,70	2,49	1,86	1,34	3,88	0,64	-21,2
11H-5(107)	450	7,1	3,30	2,45	1,89	1,30	3,87	0,63	n.b.
11H-5(141)	457	6,5	3,21	2,43	1,76	1,38	3,75	0,65	n.b.
11H-6(10)	461	8,4	4,02	3,02	1,95	1,55	4,48	0,67	n.b.
11H-6(38)	464	7,3	4,51	3,64	1,99	1,83	5,13	0,71	n.b.
11H-6(74)	469	6,7	3,33	2,60	1,81	1,44	3,96	0,66	n.b.
11H-6(77)	469	6,7	3,52	2,71	1,70	1,60	3,98	0,68	-20,5
12H-1(6)	486	4,5	3,60	3,06	1,93	1,59	4,51	0,68	n.b.
12H-1(23)	488	5,4	3,71	3,06	1,73	1,77	4,36	0,70	n.b.
12H-1(77)	494	7,3	3,71	2,83	1,66	1,70	4,07	0,69	-20,9
12H-2	512	10,4	4,19	2,94	1,79	1,64	4,28	0,69	-21,4
12H-3	529	11,0	3,68	2,36	1,67	1,41	3,60	0,65	-20,7
12H-4	547	12,9	3,88	2,33	1,51	1,54	3,46	0,67	-19,7
12H-5	565	6,0	3,58	2,87	1,58	1,82	4,05	0,71	-20,1
13H-1	592	9,9	3,64	2,45	1,52	1,61	3,58	0,68	-21,0
13H-2	610	8,1	4,37	3,40	1,90	1,79	4,81	0,71	-20,9
13H-3	628	7,2	3,19	2,32	1,81	1,28	3,68	0,63	-21,9
13H-4	645	13,5	3,41	1,80	1,42	1,27	2,86	0,63	-20,6
13H-5	663	10,0	4,39	3,19	1,75	1,83	4,50	0,71	-21,4
13H-6	682	8,6	3,53	2,50	1,67	1,50	3,75	0,67	-21,4
14H-1	698	6,0	3,83	3,11	2,23	1,40	4,78	0,65	-20,6
Mittelwert		12,2	4,24	2,80	1,59	1,81	3,99	0,70	-20,5
Standardabweichung		4,1	0,58	0,57	0,34	0,46	0,74	0,04	0,6
Maximum		23,1	5,65	4,72	2,23	4,74	6,36	0,86	-18,9
Minimum		4,5	2,90	1,40	0,84	1,19	2,28	0,61	-21,9

Tabelle 24 Konzentrationen mariner Biomarker und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)

Probe	Alter [ka]	U_{37}^k	SST [°C]	$\Sigma C_{37}^{1)}$ [µg/g TOC]
ODP 175-1079A-				
1H-1	3	0,84	23,5	72
1H-2	7	0,85	24,0	57
1H-3	10	0,84	23,5	45
2H-1	15	0,82	22,9	61
2H-2	19	0,79	22,0	110
2H-3	25	0,79	22,1	113
2H-4	33	0,80	22,2	129
2H-5	45	0,72	19,9	95
2H-6	55	0,73	20,3	144
3H-1	66	0,73	20,3	96
3H-2	74	0,76	21,1	70
3H-3	82	0,87	24,4	50
3H-4	90	0,80	22,5	36
3H-6	105	0,82	23,0	126
4H-1	116	0,82	22,8	85
4H-3	127	0,79	22,1	209
4H-4	132	0,80	22,3	68
4H-5	137	0,82	22,9	95
4H-6	142	0,80	22,4	140
4H-7	147	0,79	22,0	73
5H-2	162	0,84	23,7	198
5H-3	171	0,84	23,6	77
5H-4	179	0,82	23,1	291
5H-5	186	0,82	22,9	236
6H-1	211	0,86	24,1	189
6H-2	220	0,79	22,0	142
6H-3	228	0,76	21,2	178
6H-4	236	0,79	22,0	144
Mittelwert		0,80	22,5	119
Standardabweichung		0,04	1,2	63
Maximum		0,87	24,4	291
Minimum		0,72	19,9	36

1) Summenkonzentration der $C_{37:3}$ - und $C_{37:2}$ -Alkenone*kursiv:* Daten von Gebhardt (2000)

Tabelle 24 Fortsetzung

Probe	Alter [ka]	U_{37}^k	SST [°C]	$\Sigma C_{37}^{1)}$ [µg/g TOC]	Σ Diole ²⁾ [µg/g TOC]	Σ Ketole ²⁾ [µg/g TOC]
ODP 175-1079A-						
11H-1(77)	305	0,77	21,6	318	84	112
11H-1(99)	310	0,81	22,6	236	43	54
11H-2(5)	323	0,82	22,9	347	83	101
11H-2(41)	332	0,85	23,8	320	109	130
11H-2(77)	340	0,84	23,6	197	53	82
11H-2(92)	344	0,83	23,4	357	84	111
11H-2(121)	350	0,85	23,7	407	88	108
11H-3(10)	360	0,86	24,1	413	84	98
11H-3(43)	367	0,88	24,7	387	92	92
11H-3(77)	375	0,88	24,7	267	60	83
11H-3(103)	381	0,86	24,3	426	75	95
11H-4(5)	391	0,87	24,6	452	85	113
11H-4(21)	395	0,87	24,4	416	77	97
11H-4(61)	404	0,87	24,4	363	64	75
11H-4(77)	408	0,85	24,0	172	38	57
11H-4(109)	415	0,84	23,5	304	55	66
11H-4(143)	423	0,85	23,9	308	65	86
11H-5(21)	430	0,85	24,0	337	70	90
11H-5(53)	437	0,86	24,2	351	76	98
11H-5(77)	443	0,87	24,3	169	70	95
11H-5(107)	450	0,86	24,0	245	76	95
11H-5(141)	457	0,86	24,2	270	90	110
11H-6(10)	461	0,87	24,4	38	8	9
11H-6(38)	464	0,84	23,4	280	81	98
11H-6(74)	469	0,87	24,5	581	126	125
11H-6(77)	469	0,86	24,1	173	70	104
12H-1(6)	486	0,83	23,2	29	10	11
12H-1(23)	488	0,82	23,1	186	59	62
Mittelwert		0,85	23,8	298	71	88
Standardabweichung		0,02	0,7	122	25	29
Maximum		0,88	24,7	581	126	130
Minimum		0,77	21,6	29	8	9

1) Summenkonzentration der $C_{37:3}$ - und $C_{37:2}$ -Alkenone

2) Summenkonzentration der $C_{30:1}$ -, C_{30} -, $C_{32:1}$ - und C_{32} -Verbindungen

Tabelle 25 Konzentrationen mariner Sterole und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)

Probe	Alter [ka]	$\Sigma (24\text{Me-}\Delta^{22}+24\text{Me-}\Delta^{5,22})$ ¹⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	$24\text{Me-}\Delta^{22}/$ $24\text{Me-}\Delta^{5,22}$ ¹⁾	$\Sigma (\Delta^5+\Delta^0)$ ²⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	Δ^0/Δ^5 ²⁾	Dinosterol [$\mu\text{g/g TOC}$]
ODP 175-1079A-						
1H-1	3	8	0,39	9	0,38	34
1H-2	7	6	0,46	8	0,40	18
1H-3	10	8	0,49	10	0,62	26
2H-1	15	12	0,48	10	0,63	20
2H-2	19	12	0,41	11	0,44	24
2H-3	25	11	0,38	13	0,44	24
2H-4	33	15	0,35	17	0,33	31
2H-5	45	19	0,70	14	0,49	29
2H-6	55	12	0,34	11	0,32	25
3H-1	66	19	0,87	14	0,80	27
3H-2	74	26	0,95	22	1,51	36
3H-3	82	22	1,28	22	1,67	38
3H-4	90	28	1,13	30	1,66	82
3H-6	105	46	2,81	42	3,12	37
4H-1	116	39	1,33	31	1,92	48
4H-3	127	28	0,86	21	1,10	40
4H-4	132	50	1,12	39	1,24	61
4H-5	137	38	1,73	38	2,31	47
4H-6	142	37	2,06	33	3,31	44
4H-7	147	39	1,35	42	1,89	53
5H-2	162	50	1,69	56	3,35	109
5H-3	171	52	1,56	56	2,22	64
5H-4	179	55	1,09	47	1,56	72
5H-5	186	58	1,59	62	2,42	73
6H-1	211	36	3,06	55	4,26	57
6H-2	220	35	1,99	49	2,25	58
6H-3	228	58	2,41	70	4,00	88
6H-4	236	49	1,50	66	2,69	83
Mittelwert		31	1,23	32,09	1,69	48
Standardabweichung		17	0,75	19,65	1,18	24
Maximum		58	3,06	69,91	4,26	109
Minimum		6	0,34	7,70	0,32	18

1) $24\text{Me-}\Delta^{22}$: 24-Methyl-5 α -cholest-22-en; $24\text{Me-}\Delta^{5,22}$: 24-Methylcholesta-5,22-dien

2) Δ^5 : Cholest-5-en-3 β -ol; Δ^0 : 5 α -Cholestan-3 β -ol

kursiv: Daten von Gebhardt (2000)

Tabelle 25 Fortsetzung

Probe	Alter [ka]	$\Sigma (24\text{Me-}\Delta^{22}+24\text{Me-}\Delta^{5,22})$ ¹⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	$24\text{Me-}\Delta^{22}/$ $24\text{Me-}\Delta^{5,22}$ ¹⁾	$\Sigma (\Delta^5+\Delta^0)$ ²⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	Δ^0/Δ^5 ²⁾	Dinosterol [$\mu\text{g/g TOC}$]
ODP 175-1079A-						
11H-1(77)	305	158	0,59	160	0,88	105
11H-1(99)	310	78	0,70	88	1,21	54
11H-2(5)	323	104	0,65	110	1,00	69
11H-2(41)	332	134	0,79	143	1,16	92
11H-2(77)	340	120	0,97	132	1,28	72
11H-2(92)	344	116	0,72	139	1,05	73
11H-2(121)	350	119	0,93	152	1,27	84
11H-3(10)	360	115	0,71	135	1,05	80
11H-3(43)	367	145	0,85	176	1,25	95
11H-3(77)	375	129	0,78	154	0,98	78
11H-3(103)	381	149	0,79	158	1,14	87
11H-4(5)	391	139	0,84	176	1,14	97
11H-4(21)	395	150	0,90	172	1,36	120
11H-4(61)	404	130	0,98	151	1,39	86
11H-4(77)	408	83	0,92	99	1,24	60
11H-4(109)	415	124	1,07	143	1,37	92
11H-4(143)	423	114	0,91	152	1,15	79
11H-5(21)	430	124	1,10	147	1,46	70
11H-5(53)	437	132	1,12	171	1,60	102
11H-5(77)	443	101	1,40	134	1,54	76
11H-5(107)	450	129	1,18	184	1,38	88
11H-5(141)	457	123	1,13	163	1,29	88
11H-6(10)	461	13	1,03	15	1,12	9
11H-6(38)	464	114	0,95	151	1,20	86
11H-6(74)	469	187	0,75	223	0,96	127
11H-6(77)	469	183	2,12	173	1,48	101
12H-1(6)	486	n.b.	n.b.	22	1,02	12
12H-1(23)	488	167	0,74	185	0,90	108
Mittelwert		125	0,95	88	143	1,21
Standardabweichung		34	0,30	29	44	0,19
Maximum		187	2,12	130	223	1,60
Minimum		13	0,59	9	15	0,88

1) $24\text{Me-}\Delta^{22}$: 24-Methyl-5 α -cholest-22-en; $24\text{Me-}\Delta^{5,22}$: 24-Methylcholesta-5,22-dien

2) Δ^5 : Cholest-5-en-3 β -ol; Δ^0 : 5 α -Cholestan-3 β -ol

Tabelle 26 Konzentrationen terrestrischer Biomarker und daraus berechnete Parameter für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)

Probe	Alter [ka]	Σ Alkane ¹⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	CPI ₂₇₋₃₃	$n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}/$ $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$	ACL ₂₇₋₃₃	Σ Alkohole ²⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	HPA-Index	Taraxerol [$\mu\text{g/g TOC}$]
ODP 175-1079A-								
1H-1	3	36	4,92	1,00	30,28	84	0,67	21
1H-2	7	33	5,99	0,95	30,25	74	0,66	19
1H-3	10	47	6,87	0,95	30,25	146	0,71	82
2H-1	15	52	5,40	1,28	30,55	99	0,64	11
2H-2	19	62	6,19	1,36	30,63	101	0,62	5
2H-3	25	74	6,11	1,12	30,45	128	0,62	8
2H-4	33	66	5,37	1,03	30,38	161	0,69	11
2H-5	45	58	7,04	1,06	30,46	119	0,66	6
2H-6	55	59	6,46	1,16	30,52	117	0,66	6
3H-1	66	71	5,92	1,16	30,48	116	0,61	13
3H-2	74	67	6,22	1,10	30,46	143	0,68	17
3H-3	82	82	6,71	0,86	30,17	135	0,60	54
3H-4	90	56	7,01	1,02	30,41	136	0,69	19
3H-6	105	83	7,48	0,81	30,15	169	0,64	39
4H-1	116	46	7,17	1,05	30,41	151	0,77	22
4H-3	127	50	6,51	1,18	30,47	200	0,80	27
4H-4	132	62	6,11	1,50	30,69	133	0,70	11
4H-5	137	100	7,69	0,87	30,29	166	0,61	7
4H-6	142	76	6,55	1,36	30,61	131	0,63	10
4H-7	147	59	5,26	1,35	30,55	120	0,69	9
5H-2	162	87	7,04	1,06	30,43	165	0,63	15
5H-3	171	65	6,70	1,19	30,54	163	0,72	16
5H-4	179	78	6,70	1,30	30,54	160	0,66	22
5H-5	186	69	7,08	1,14	30,46	146	0,68	44
6H-1	211	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	179	n.b.	104
6H-2	220	77	6,94	1,04	30,41	150	0,65	36
6H-3	228	75	7,46	1,16	30,49	156	0,68	31
6H-4	236	70	7,35	1,02	30,32	163	0,68	48
Mittelwert		65	6,53	1,11	30,43	140	0,67	25
Standardabweichung		15	0,73	0,17	0,14	29	0,05	23
Maximum		100	7,69	1,50	30,69	200	0,80	104
Minimum		33	4,92	0,81	30,15	74	0,60	5

1) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$

2) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}$ und $n\text{-C}_{30}\text{H}_{61}\text{OH}$

kursiv: Daten von Gebhardt (2000)

Tabelle 26 Fortsetzung

Probe	Alter [ka]	Σ Alkane ¹⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	CPI ₂₇₋₃₃	$n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}/$ $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$	ACL ₂₇₋₃₃	Σ Alkohole ²⁾ [$\mu\text{g/g TOC}$]	HPA-Index
ODP 175-1079A-							
11H-1(77)	305	55	6,5	1,09	30,42	142	0,73
11H-1(99)	310	80	6,0	0,98	30,38	99	0,55
11H-2(5)	323	76	5,7	0,94	30,35	102	0,53
11H-2(41)	332	102	6,6	0,85	30,27	192	0,64
11H-2(77)	340	88	10,5	0,90	30,24	188	0,68
11H-2(92)	344	94	6,6	0,91	30,33	177	0,63
11H-2(121)	350	85	6,2	0,94	30,37	165	0,65
11H-3(10)	360	74	6,6	1,04	30,43	132	0,63
11H-3(43)	367	37	5,3	1,13	30,48	111	0,75
11H-3(77)	375	68	6,5	1,14	30,42	142	0,68
11H-3(103)	381	63	6,5	1,09	30,46	135	0,67
11H-4(5)	391	57	5,6	1,19	30,50	128	0,69
11H-4(21)	395	55	5,9	1,19	30,51	126	0,70
11H-4(61)	404	68	6,2	0,99	30,38	146	0,68
11H-4(77)	408	42	6,5	1,03	30,32	111	0,73
11H-4(109)	415	81	6,5	0,87	30,25	168	0,66
11H-4(143)	423	123	4,8	0,85	30,20	209	0,61
11H-5(21)	430	114	5,2	0,80	30,13	222	0,63
11H-5(53)	437	118	5,3	0,78	30,09	240	0,65
11H-5(77)	443	103	7,5	0,85	30,16	229	0,68
11H-5(107)	450	137	4,6	0,82	30,12	268	0,63
11H-5(141)	457	110	7,1	0,88	30,26	254	0,69
11H-6(10)	461	86	6,6	0,93	30,34	20	0,18
11H-6(38)	464	69	6,7	1,00	30,41	214	0,76
11H-6(74)	469	99	7,3	0,96	30,38	222	0,69
11H-6(77)	469	93	7,3	0,99	30,35	224	0,71
12H-1(6)	486	66	6,6	1,02	30,42	22	0,27
12H-1(23)	488	74	6,8	0,98	30,39	224	0,76
Mittelwert		83	6,4	0,97	30,34	165	0,64
Standardabweichung		24	1,1	0,11	0,12	64	0,13
Maximum		137	10,5	1,19	30,51	268	0,76
Minimum		37	4,6	0,78	30,09	20	0,18

1) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$

2) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}$ und $n\text{-C}_{30}\text{H}_{61}\text{OH}$

Tabelle 27 Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des gesamten organischen Materials (C_{org}) und der langkettigen n -Alkane ($n-C_{xx}H_{2(xx)+2}$) in ‰ für die Sedimentproben der ODP-Bohrung 1079A (Angola-Becken)

Probe	Alter [ka]	C_{org}	$n-C_{29}$	$n-C_{31}$	$n-C_{33}$	$n-C_{35}$	WMA ¹⁾
ODP 175-1079A-							
1H-1	3	-21,2	-30,5	-29,9	-29,8	-25,6	-30,1
1H-2	7	-21,6	-31,3	-31,2	-30,7	-28,3	-31,1
1H-3	10	-20,9	-30,8	-29,8	-29,0	-26,6	-30,1
2H-1	15	-18,9	-29,5	-27,1	-25,7	-24,5	-27,4
2H-2	19	-19,6	-29,4	-26,3	-25,0	-23,7	-26,8
2H-3	25	-20,3	-30,2	-27,4	-26,2	-24,4	-28,1
2H-4	33	n.b.	-30,2	-27,6	-25,7	-23,9	-28,1
2H-5	45	-20,1	-30,7	-28,7	-27,1	-24,9	-29,0
2H-6	55	-20,2	-29,8	-26,9	-25,8	-25,5	-27,6
3H-1	66	-19,9	-30,7	-28,0	-26,7	-26,1	-28,6
3H-2	74	-20,0	-30,0	-27,1	-25,1	n.b.	-27,6
3H-3	82	-20,9	-31,2	-30,5	-29,4	-25,9	-30,6
3H-4	90	-20,4	-31,1	-28,5	-26,8	-25,1	-29,1
3H-6	105	-20,4	-31,2	-30,8	-29,7	-28,4	-30,8
4H-1	116	-21,1	-30,6	-29,1	-28,1	-24,3	-29,4
4H-3	127	-20,7	-30,1	-27,7	-26,7	n.b.	-28,3
4H-4	132	-19,9	-27,5	-25,1	-25,3	n.b.	-25,8
4H-5	137	-19,9	-29,2	-26,3	-25,6	-25,7	-27,4
4H-6	142	-19,7	-31,5	-28,3	n.b.	n.b.	-29,6
4H-7	147	-19,6	-31,0	-29,2	-27,4	n.b.	-29,2
5H-2	162	-19,9	-30,1	-27,4	-25,1	n.b.	-27,8
5H-3	171	-20,1	-30,3	-26,7	-24,8	n.b.	-27,4
5H-4	179	-20,1	-29,8	-27,5	-24,9	-23,6	-27,6
5H-5	186	-20,4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
6H-1	211	-21,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
6H-2	220	-20,3	-31,39	-28,84	-26,11	-25,04	-29,14
6H-3	228	-20,4	-30,63	-27,73	-26,26	-24,07	-28,36
6H-4	236	-21,0	-32,12	-29,69	-27,84	-23,48	-30,25
Mittelwert		-20,3	-30,4	-28,2	-26,8	-25,2	-28,7
Standardabweichung		-0,6	0,9	1,5	1,7	1,4	1,3
Maximum		-18,9	-27,5	-25,1	-24,8	-23,5	-25,8
Minimum		-21,6	-32,1	-31,2	-30,7	-28,4	-31,1

1) gewichteter Mittelwert von $n-C_{29}H_{60}$, $n-C_{31}H_{64}$ und $n-C_{33}H_{68}$

Tabelle 28 Elementgehalte ausgewählter Sedimentproben der ODP-Bohrungen 1075A (Kongo-Becken) und 1079A (Angola-Becken)

Probe	Alter [ka]	Al ₂ O ₃ [%]	CaCO ₃ [%]	SiO ₂ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	Ba/Al 10 ⁴	Ca/Al	Sr/Al 10 ⁴	Fe/Al
ODP 175-1075A-									
3H-3	89	15,7	1,50	43,3	7,03	104	0,07	12,7	0,59
3H-5	114	16,3	0,79	43,4	6,77	142	0,04	12,7	0,55
3H-6	131	14,4	10,6	40,5	7,14	126	0,56	33,6	0,65
4H-1	184	11,3	17,6	37,8	6,10	150	1,17	56,2	0,71
12H-4	1050	18,1	1,89	50,5	6,92	79	0,08	8,4	0,50
12H-5	1062	16,1	0,95	49,0	6,85	96	0,04	8,7	0,56
12H-6(52)	1073	14,6	21,2	38,0	6,00	113	1,10	28,9	0,54
12H-6(55)	1073	13,5	23,5	36,2	5,75	150	1,32	34,3	0,56
12H-6(57)	1073	14,1	19,8	38,4	7,31	126	1,06	28,3	0,69
12H-7	1083	19,8	0,41	47,7	7,68	72	0,02	6,4	0,51
13H-1	1097	18,4	0,79	49,6	7,57	89	0,03	7,3	0,54
Mittelwert		15,7	9,01	43,12	6,83	113	0,50	21,6	0,58
ODP 175-1079A-									
3H-4	90	15,3	18,5	40,4	5,02	62	0,91	47,2	0,43
4H-1	116	15,5	12,1	43,9	5,07	70	0,59	30,8	0,43
4H-6	142	14,9	18,0	44,2	4,65	76	0,91	51,9	0,41
Mittelwert		15,2	16,18	42,8	4,91	69	0,81	43,3	0,43



Abbildung 63 Foto der Sedimente des Nord-Süd-Transektivs (GeoB-Kerne)

Tabelle 29 Untersuchte Proben der GeoB-Kolbenlotkerne mit Probenbezeichnungen, Teufen (Intervall), Sedimentationsraten und Alter

Probe	Intervall [cm]	Sedimentationsrate [cm/ka]	Alter [ka]	Interne Bezeichnung
GeoB-				
1008-3	13-14	7,2	2	1008-3(13)
1008-3	220-221	9,1	19	1008-3(220)
1008-3	820-821	5,2	124	1008-3(820)
1008-3	881-882	5,8	135	1008-3(881)
1016-3	3-5	4,7	1	1016-3(3)
1016-3	109-110	8,3	18	1016-3(109)
1016-3	603-604	2,9	122	1016-3(603)
1016-3	643-644	4,2	136	1016-3(643)
1028-5	20-21	5,5	4	1028-5(20)
1028-5	95-96	2,3	20	1028-5(95)
1028-5	394-395	4,3	121	1028-5(394)
1028-5	454-455	1,3	136	1028-5(454)
1710-3	3-4	3,8	1	1710-3(3)
1710-3	95-96	7,0	18	1710-3(95)
1710-3	609-610	4,2	122	1710-3(609)
1710-3	669-670	5,5	136	1710-3(669)
1722-1	7-8	1,8	5	1722-1(7)
1722-1	25-26	1,8	17	1722-1(25)
1722-1	189-190	1,3	123	1722-1(189)
1722-1	210-211	1,5	137	1722-1(210)

Tabelle 30 Pauschalparameterdaten der Sedimentproben der GeoB-Kerne (Nord-Süd-
Transekt)

Probe	Alter [ka]	CaCO ₃ [%]	TC [%]	TOC [%]	TS [%]	δ ¹³ C _{org} [‰]
GeoB-						
1008-3(13)	2	0,33	1,87	1,83	0,28	-22,3
1008-3(220)	19	0,50	3,57	3,51	1,56	-20,2
1008-3(820)	124	1,58	1,40	1,21	1,30	-22,1
1008-3(881)	135	1,17	2,55	2,41	1,40	-20,4
Mittelwert 1008-3		0,90	2,34	2,24	1,13	-21,2
1016-3(3)	1	12,2	2,75	1,28	0,14	-19,4
1016-3(109)	18	1,2	2,48	2,33	0,42	-18,7
1016-3(603)	122	18,3	3,08	0,88	0,39	-20,1
1016-3(643)	136	4,0	3,23	2,75	0,97	-18,8
Mittelwert 1016-3		9,0	2,88	1,81	0,48	-19,2
1028-5(20)	4	84,9	10,65	0,46	0,12	-19,0
1028-5(95)	20	79,5	10,55	1,01	0,21	-19,2
1028-5(394)	121	83,7	10,60	0,55	0,10	-19,2
1028-5(454)	136	78,3	10,30	0,90	0,17	-19,9
Mittelwert 1028-3		81,6	10,53	0,73	0,15	-19,3
1710-3(3)	1	82,2	10,45	0,59	0,08	-18,4
1710-3(95)	18	59,5	10,30	3,16	0,49	-20,0
1710-3(609)	122	80,2	9,92	0,28	0,13	-19,4
1710-3(669)	136	72,7	10,25	1,52	0,20	-19,7
Mittelwert 1710-3		73,7	10,23	1,39	0,23	-19,4
1722-1(7)	5	82,0	10,10	0,26	0,10	-18,1
1722-1(25)	17	71,2	8,68	0,14	0,08	-17,8
1722-1(189)	123	80,4	9,90	0,24	0,12	-18,4
1722-1(210)	137	68,1	8,29	0,12	0,08	-17,4
Mittelwert 1722-1		75,4	9,24	0,19	0,10	-17,9

Tabelle 31 Oberflächenwassertemperaturen und Massenakkumulationsraten mariner
Biomarker [$\mu\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$] der Sedimentproben der GeoB-Kerne

Probe	Alter[ka]	SST [°C]	Σ Alkenone ¹⁾	Σ Ketole ²⁾	Cholesterol	Dinosterol
GeoB-						
1008-3(13)	2	24,8	2,3	4,2	0,7	1,4
1008-3(220)	19	21,0	14,9	18,8	1,8	2,2
1008-3(820)	124	25,9	4,3	3,6	0,9	0,7
1008-3(881)	135	24,1	2,7	8,9	0,5	0,7
Mittelwert 1008-3			6,1	8,9	1,0	1,3
1016-3(3)	1	24,5	1,8	2,2	0,3	0,8
1016-3(109)	18	21,1	2,0	8,9	1,4	2,1
1016-3(603)	122	25,9	1,9	1,8	1,8	0,4
1016-3(643)	136	23,3	15,5	2,6	2,4	1,8
Mittelwert 1016-3			5,3	3,8	1,5	1,3
1028-5(20)	4	22,2	23,4	15,9	3,7	3,0
1028-5(95)	20	15,8	3,3	0,4	1,2	0,3
1028-5(394)	121	20,9	1,6	0,2	0,8	0,2
1028-5(454)	136	17,3	1,8	0,1	0,3	0,1
Mittelwert 1028-3			7,5	4,2	1,5	0,9
1710-3(3)	1	18,7	2,0	0,6	0,9	0,3
1710-3(95)	18	12,9	22,0	5,4	0,8	2,3
1710-3(609)	122	20,2	2,1	0,5	1,1	0,2
1710-3(669)	136	13,4	18,8	1,4	0,6	0,5
Mittelwert 1710-3			11,2	2,0	0,8	0,8
1722-1(7)	5	18,4	0,4	0,2	0,1	0,1
1722-1(25)	17	17,0	0,4	0,2	0,4	0,1
1722-1(189)	123	21,9	0,2	0,0	0,1	0,0
1722-1(210)	137	16,1	0,2	0,0	0,0	0,0
Mittelwert 1722-1			0,3	0,1	0,2	0,1

1) Summenkonzentration der C_{37:3}- und C_{37:2}-Alkenone2) Summenkonzentration der C_{30:1}-, C₃₀-, C_{32:1}- und C₃₂-Verbindungen

Tabelle 32 Massenakkumulationsraten terrestrischer Biomarker [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$] und Verhältnisparameter der Sedimentproben der GeoB-Kerne

Probe	Alter [ka]	Σ Alkane ¹⁾	CPI ₂₇₋₃₃	ACL ₂₇₋₃₃	Σ Alkohole ²⁾
GeoB-					
1008-3(13)	2	8,8	2,6	29,89	10,1
1008-3(220)	19	27,5	4,9	30,04	41,3
1008-3(820)	124	7,8	4,5	29,98	9,4
1008-3(881)	135	15,2	4,5	29,98	17,1
Mittelwert 1008-3		14,8	4,1	29,97	19,5
1016-3(3)	1	1,9	3,8	30,06	1,3
1016-3(109)	18	10,3	3,9	30,28	7,0
1016-3(603)	122	4,4	1,9	30,11	4,4
1016-3(643)	136	5,4	3,7	30,41	9,1
Mittelwert 1016-3		5,5	3,3	30,22	5,4
1028-5(20)	4	n.b.	n.b.	n.b.	13,8
1028-5(95)	20	1,5	1,7	29,98	3,8
1028-5(394)	121	7,5	1,1	29,24	0,7
1028-5(454)	136	0,7	2,1	30,61	0,3
Mittelwert 1028-3		3,2	1,6	29,94	4,7
1710-3(3)	1	1,2	2,7	30,54	0,6
1710-3(95)	18	4,0	4,9	30,68	5,5
1710-3(609)	122	0,8	3,8	30,61	0,9
1710-3(669)	136	3,8	2,6	30,51	2,2
Mittelwert 1710-3		2,4	3,5	30,58	2,3
1722-1(7)	5	0,9	1,7	30,26	0,2
1722-1(25)	17	0,7	3,5	30,44	0,2
1722-1(189)	123	0,3	2,1	30,39	0,1
1722-1(210)	137	0,6	2,2	30,32	0,1
Mittelwert 1722-1		0,6	2,4	30,35	0,1

1) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{58}$ 2) Summenkonzentration von $n\text{-C}_{24}\text{H}_{49}\text{OH}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{53}\text{OH}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{57}\text{OH}$ und $n\text{-C}_{30}\text{H}_{61}\text{OH}$ Tabelle 33 Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des gesamten organischen Materials (C_{org}) und der langkettigen n -Alkane ($n\text{-C}_{\text{xx}}\text{H}_{2(\text{xx}+2)}$) in ‰ für die Sedimentproben der GeoB-Kerne

Probe	Alter [ka]	C_{org}	$n\text{-C}_{25}$	$n\text{-C}_{27}$	$n\text{-C}_{29}$	$n\text{-C}_{31}$	$n\text{-C}_{33}$	$n\text{-C}_{35}$	WMA ¹⁾
GeoB-									
1008-3(13)	2	-22,3	-27,7	-31,1	-33,0	-32,2	n.b.	n.b.	-27,3
1008-3(220)	19	-20,2	-28,7	-31,1	-32,4	-29,8	-26,6	24,2	-30,4
1008-3(820)	124	-22,1	-29,4	-30,2	-32,6	-31,9	-28,2	-29,7	-31,6
1008-3(881)	135	-20,4	-28,5	-29,9	-32,2	-29,5	-26,5	-24,9	-30,2
Mittelwert 1008-3		-21,2	-28,6	-30,6	-32,6	-30,9	-27,1	-26,3	-29,9
1016-3(3)	1	-19,4	-21,0	-24,5	-29,4	-29,3	-22,4	-33,4	-27,9
1016-3(109)	18	-18,7	-26,6	-27,5	-27,3	-25,0	-23,1	-25,7	-25,3
1016-3(603)	122	-20,1	-25,4	-25,4	-27,3	-27,1	-24,8	n.b.	-26,6
1016-3(643)	136	-18,8	-25,2	-24,8	-30,0	-24,4	-22,6	-23,0	-25,6
Mittelwert 1016-3		-19,2	-24,6	-25,5	-28,5	-26,5	-23,2	-27,3	-26,4
1028-5(20)	4	-19,0	n.b.						
1028-5(95)	20	-19,2	n.b.						
1028-5(394)	121	-19,2	-25,6	-27,4	-27,4	-27,6	-28,1	-27,2	-27,6
1028-5(454)	136	-19,9	n.b.						
Mittelwert 1028-3		-19,3	-25,6	-27,4	-27,4	-27,6	-28,1	-27,2	-27,6
1710-3(3)	1	-18,4	n.b.	n.b.	-28,8	-26,5	-27,8	n.b.	-27,4
1710-3(95)	18	-20,0	n.b.	n.b.	-25,7	-25,3	-25,9	n.b.	-25,5
1710-3(609)	122	-19,4	-26,6	-27,1	-27,2	-26,4	-26,4	-26,4	-26,6
1710-3(669)	136	-19,7	-26,1	-29,3	-27,9	-26,5	-26,1	n.b.	-26,7
Mittelwert 1710-3		-19,4	-26,3	-28,2	-27,4	-26,2	-26,5	-26,4	-26,6
1722-1(7)	5	-18,1	n.b.	n.b.	27,7	-25,7	-25,5	n.b.	-26,2
1722-1(25)	17	-17,8	n.b.	n.b.	-26,9	-26,5	-25,9	n.b.	-26,4
1722-1(189)	123	-18,4	n.b.	n.b.	-27,7	-26,1	-25,7	n.b.	-26,5
1722-1(210)	137	-17,4	n.b.	-26,9	-27,3	-26,8	-26,0	n.b.	-26,8
Mittelwert 1722-1		-17,9	-26,9	-27,4	-26,3	-25,8	-25,8	-26,5	

1) gewichteter Mittelwert von $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$, $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ und $n\text{-C}_{33}\text{H}_{58}$

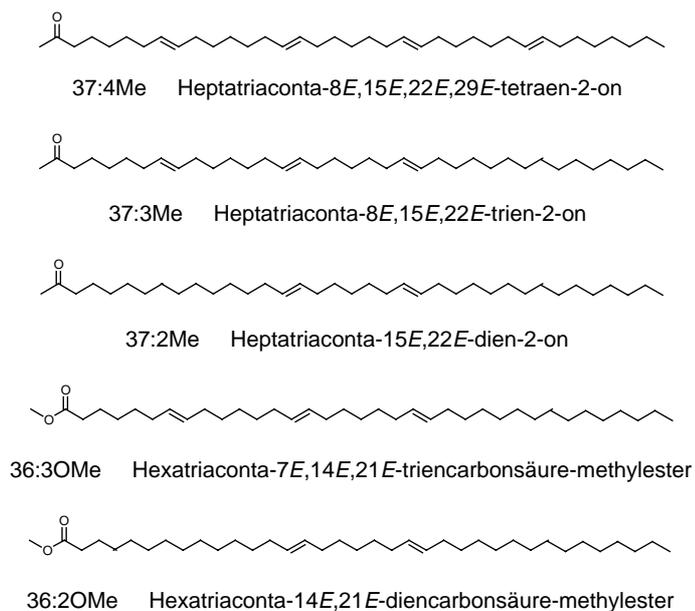
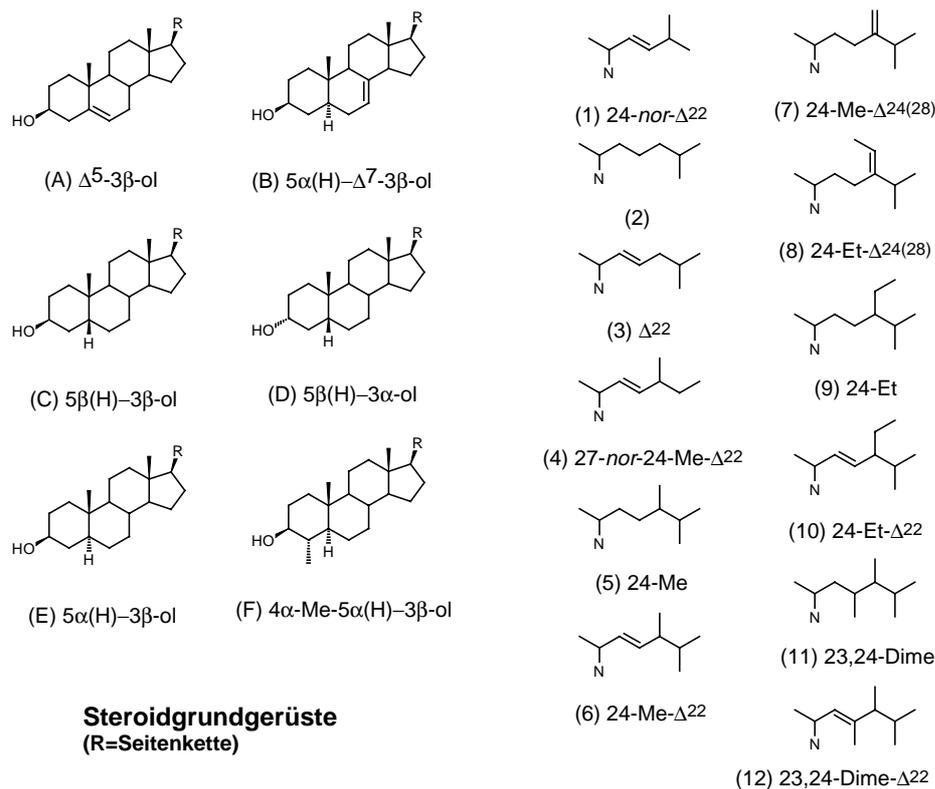


Abbildung 64 Ausgewählte Strukturen, chemische Namen sowie Abkürzungen langkettiger Alkenone und deren Methylester

Tabelle 34 Übersicht über die verschiedenen Diole und Ketole (Versteegh et al., 1997)

Anzahl der Kohlenstoffatome	Diole		Ketole	
	-OH	-OH	-OH	=O
28	1	13		
	1	14		
30	1	13		
	1	14		
	1	15	1	15
32	1	13		
	1	15	1	15
	1	17		
34	1	17		
36	1	19		



Seitenketten
(N=Grundgerüst)

Abbildung 65 Strukturen verschiedener Grundgerüste und Seitenketten von Steroidalkoholen

Tabelle 35 Vereinfachte und systematische Namen ausgewählter Sterole (Symbole als Strukturhinweise; siehe Abbildung 65)

Verkürzter Name	Systematischer Name	Symbol
Brassicastanol	24-Methyl-5 α (H)-cholest-22-en-3 β -ol	E6
Brassicasterol	24-Methylcholesta-5,22-dien-3 β -ol	A6
Cholestanol	5 α (H)-Cholestan-3 β -ol	E2
Cholesterol	Cholest-5-en-3 β -ol	A2
Dinosterol	4a,23,24-Trimethyl-5 α (H)-cholest-22-en-3 β -ol	F12
Sitosterol	24-Ethylcholest-5-en-3 β -ol	A9
Stigmasterol	24-Ethylcholesta-5,22-dien-3 β -ol	A10

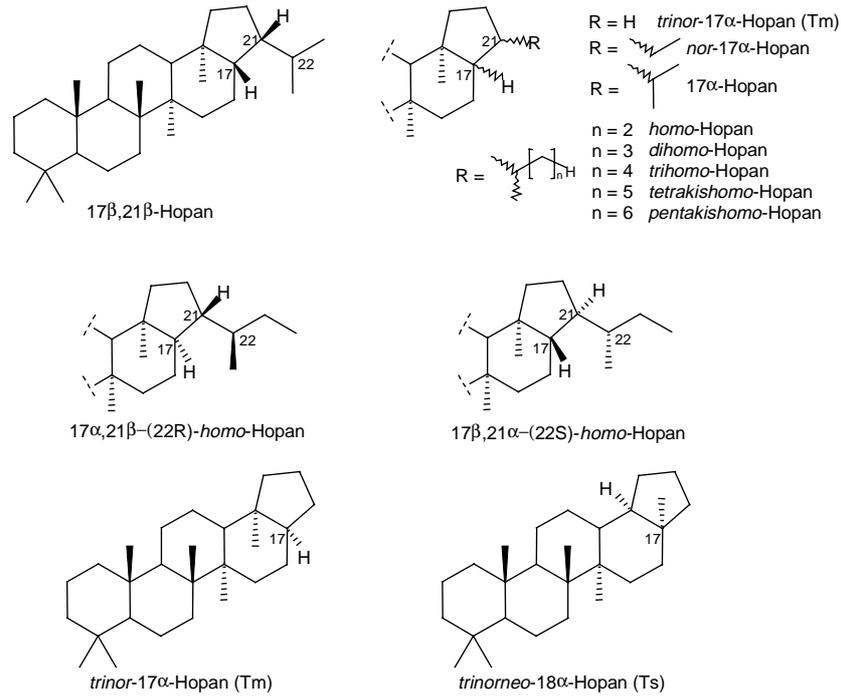


Abbildung 66 Strukturen und Bezeichnungen ausgewählter Hopanoide

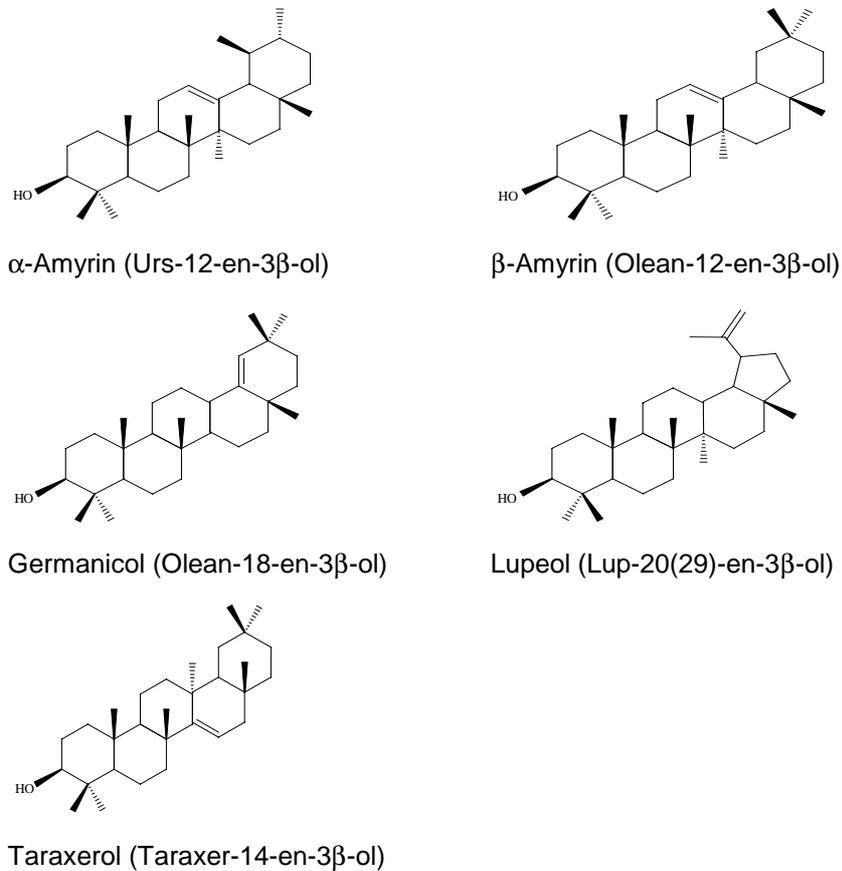


Abbildung 67 Strukturen ausgewählter pentazyklischer Triterpenoide (Koch et al., eingereicht)

LEBENS LAUF

Name: Ute Doris Güntner
Geburtsdatum: 20. November 1973
Geburtsort: Rostock
Familienstand: ledig

AUSBILDUNG

09/1980-08/1988 Besuch der 59. Polytechnischen Oberschule „Walter Petschow“ in Rostock-Lichtenhagen
09/1988-09/1992 Besuch der Spezialschule mathematisch-naturwissenschaftlich-technischer Richtung „Albert Einstein“ (ab 08/1991 unter dem Namen „Jugenddorf-Christophorus-Schule“) in Rostock
10/1992-09/1994 Studium an der Technischen Universität „Carolo-Wilhelmina“ zu Braunschweig im Studiengang Diplom-Chemie
02/1993 Austausch mit der University of Texas at Austin, USA
10/1994-09/1995 Auslandssemester an der Universidade do Porto, Portugal
10/1995-09/1997 Studium an der „Carl-von-Ossietzky“-Universität Oldenburg
08.09.1997 Diplomprüfung (Gesamtnote: „mit Auszeichnung“)
Ab 10/1997 Promotionsstudium

BERUFSERFAHRUNG

03/1996-09/1997 Studentische Hilfskraft am Institut für Chemie und Biologie des Meeres
Ab 10/1997 Mitarbeit am Institut für Chemie und Biologie des Meeres

ERKLÄRUNG

Hiermit versichere ich, daß ich diese Arbeit selbständig verfaßt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Oldenburg, 06. September 2000

Ute Güntner