

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 Blattwaxse 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.

C_3 -Pflanzen diskriminieren am stärksten gegenüber ^{12}C , so daß ihr organisches Material isotopisch bedeutend leichter als das mariner Organismen ist. C_4 -Pflanzen enthalten relativ große Mengen des schweren Kohlenstoffisotops und sind daher durch hohe $\delta^{13}C$ -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.

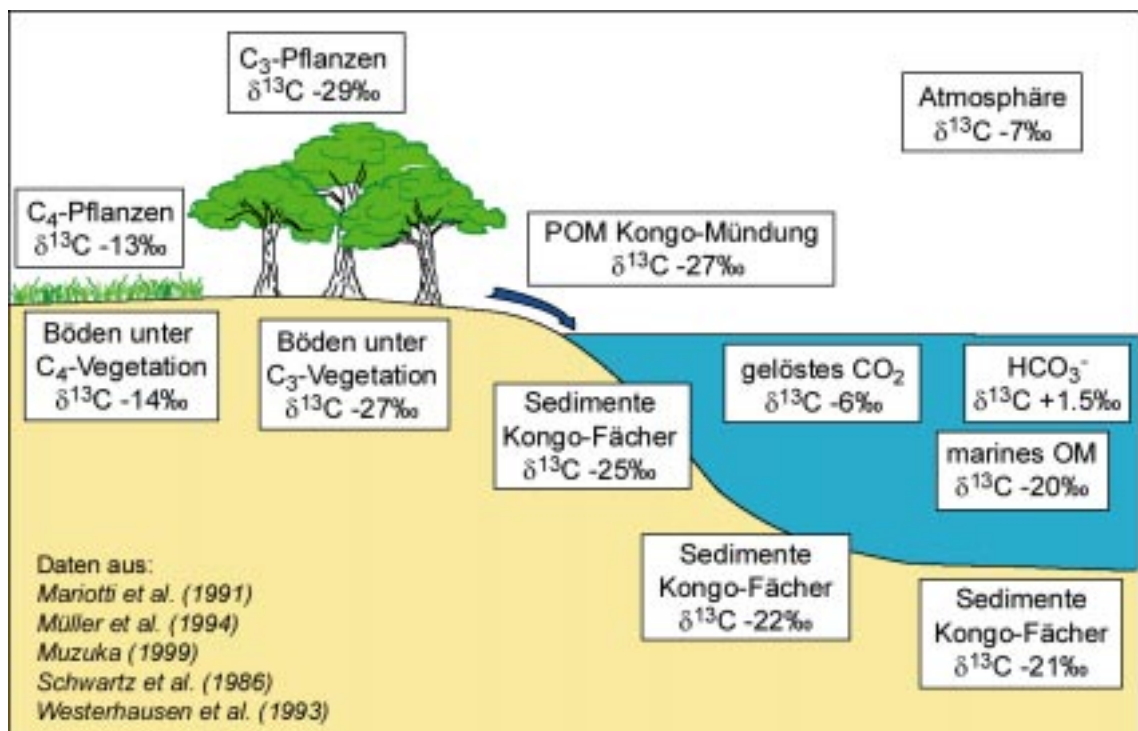


Abbildung 8 Kohlenstoffisotopenzusammensetzung in unterschiedlichen natürlichen Umgebungen

Die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung des sedimentierten organischen Materials reflektiert im wesentlichen die Kohlenstoffisotopenverhältnisse der biologischen Quellen. Die $\delta^{13}C$ -Werte von marinem Plankton liegen bei warmen Oberflächenwassertemperaturen ($>15^\circ C$) zwischen -24‰ und -18‰, während für terrigenes organisches Material $\delta^{13}C$ -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 δ¹³C-Werte der langkettigen *n*-Alkane, die wie folgt berechnet werden:

$$\delta^{13}C_{WMA} = \Sigma([c_i] \cdot \delta^{13}C_i) / \Sigma[c_i] \quad (4.2)$$

- δ¹³C_{WMA}: gewichteter δ¹³C-Mittelwert der *n*-Alkane
- c_i: Konzentration des *n*-Alkans mit i Kohlenstoffatomen
- δ¹³C_i: δ¹³C 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 δ¹³C-Werte des terrestrischen organischen Materials berechnen (Gleichung 4.3):

$$\delta^{13}C'_{terr} = x_{C3} \cdot \delta^{13}C_{C3} + x_{C4} \cdot \delta^{13}C_{C4} \quad (4.3)$$

- δ¹³C'_{terr}: δ¹³C des gesamten terrestrischen Materials
- x_{C3}; x_{C4}: Anteile des C₃- bzw. C₄-Pflanzen-Materials innerhalb der terrigenen Fraktion
- δ¹³C_{C3}: δ¹³C des C₃-Pflanzen-Materials
- δ¹³C_{C4}: δ¹³C des C₄-Pflanzen-Materials

Unter Verwendung dieser variablen Endglieder δ¹³C'_{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 δ¹³C-Werte der Endglieder zusammengestellt.

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

	δ ¹³ 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