

Stabile Kohlenstoffisotope – Ein Schlüssel zu biologischen Prozessen und Quellen organischer Biomasse in Sedimentsystemen

Kai Mangelsdorf

Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

The element carbon forms the basic building block of all organic biomass on Earth. It consists of two stable isotopes with a mass of 12u (atomic mass unit) and 13u. Biological formation, degradation and alteration processes fractionate the carbon isotopes. Biological systems typically prefer the incorporation of ^{12}C into their biomass and discriminate with regard to ^{13}C . Thus, the compound-specific carbon isotope analysis on characteristic biomolecules for specific precursor organisms allows to assess biological sources and processes being involved in the biological cycling of carbon and to conclude on environmental and climatic conditions affecting these processes. Here two examples from the ongoing work at GFZ are presented showing the influence of geogenic processes on biological systems. This Geo-Bio-coupling is revealed by analyzing the carbon isotope composition of specific key components in the respective biological carbon system. Carbon sources and biological processes were discovered and the obtained results provide deep insights into the feedback of biological ecosystems to increased levels of greenhouse gas concentration in natural systems.



Das Element Kohlenstoff stellt den Grundbaustein für die belebte Materie dar. Alle Biomoleküle sind aus Kohlenstoff und Wasserstoff als Grundgerüst aufgebaut. Aufgrund seiner Bindungseigenschaften ermöglicht der Kohlenstoff die Bildung einer großen Anzahl von Verbindungen. Diese Moleküle stellen die Gruppe der organischen Verbindungen dar, aus denen sich das Leben auf unserem Planeten zusammensetzt.

Der Kohlenstoff hat die Ordnungszahl 6 und damit sechs Protonen in seinem Atomkern. Hinzu kommen sechs Neutronen, was dem Kohlenstoff eine Masse von 12u (atomare Masseneinheit) verleiht. Damit könnte das Kapitel der stabilen (nicht radioaktiven) Isotope des Kohlenstoffs schon fast beendet sein, wenn es nicht auch zu einem geringen Teil Kohlenstoff geben würde, der anstelle der sechs über sieben Neutronen verfügt und damit eine Masse von 13u aufweist. Die natürliche Isotopenhäufigkeit des ^{12}C -Kohlenstoffs liegt bei 98,9% und die des ^{13}C bei lediglich 1,1%. Dies erscheint zunächst einmal nicht viel, aber aus dem unterschiedlichen prozentualen Einbau dieser beiden C-Isotope in die Biomasse lassen sich wichtige Erkenntnisse über die Quellen des organischen Materials sowie über die biologischen Prozesse bei der Produktion und Umwandlung von organischer Biomasse ableiten.

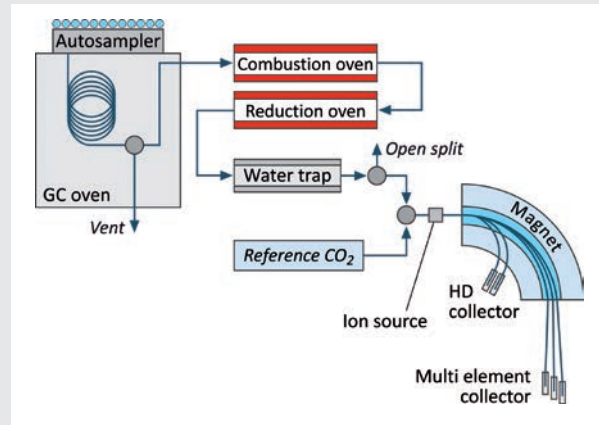
Obwohl der ^{13}C -Anteil nur sehr gering ist, lässt sich dieser in einem Gaschromatographen (GC) gekoppelt mit einem Kohlenstoffisotopen-Massenspektrometer (IRM-MS) messen (siehe Toolbox rechts). Dabei werden zunächst die Biomoleküle in einem GC chromatographisch getrennt und auf dem Weg ins Massenspektrometer (MS) zu Kohlendioxid (CO_2) verbrannt. Im MS wird dann die Menge an $^{12}\text{CO}_2$ und $^{13}\text{CO}_2$ spezifisch für das im GC getrennte Biomolekül gemessen und das $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Verhältnis bestimmt. Das C-Isotopenverhältnis einzelner Verbindungen wird relativ zu einem internationalen Standard, dem Vienna-Pee-Dee-Belemnite-Standard (V-PDB) angegeben, mit dem Kohlenstoffisotopendaten aus den unterschiedlichen Laboren weltweit verglichen werden können. Das $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Verhältnis wird als $\delta^{13}\text{C}$ -Wert in der Einheit Promille (‰) ausgegeben. Der Standard hat per Definition einen Wert von 0‰. Stoffe mit einem höheren ^{13}C -Gehalt als der Standard weisen demnach positive, mit einem höheren ^{12}C -Anteil negative Werte auf.

Links: Natürlicher Whirlpool (Nordwestböhmen): CO_2 steigt aus dem Erdmantel bis an die Oberfläche auf und wird durch aufsteigende Blasen in Wasserlöchern sichtbar. (Foto: K. Mangelsdorf, GFZ)

Left: Natural whirlpool (northwestern Bohemia): CO_2 is ascending from the Earth's mantle to the surface, where it is bubbling up in small ponds.

Gaschromatographie-Isotopenverhältnis-Massenspektrometer

Gas Chromatography Isotope Ratio Mass Spectrometer (GC-IRMS)



Anwendung: Bestimmung der substanzspezifischen Isotopenverhältnisse ($\delta^{13}\text{C}$, δD) von Kohlenwasserstoffen

Analysiertes Material: Erdöl, Erdgas, organische Extrakte aus Sedimenten, Gestein, Boden, Wasser, Pflanzen, Mikroorganismen

Ionisierung: Elektronenstoß-Ionisierung im Vakuum

Massenseparation: Fokussierung im elektromagnetischen Sektorfeld

Ionendetektion: 6 + 2 Faraday-Auffänger mit Sekundärionenunterdrückung und Verstärker zur Detektion einzelner Ionen

Probenpräparation: Extraktion von Biomolekülen, chromatographische Trennung in Substanzfraktionen, Probeninjektion ins GC-IRMS-System, Messung des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals von Biomolekülen

Probenmenge pro Messung: für C-Isotopenmessung 25 ng einer Substanz pro 1 μl Injektionsvolumen, für H-Isotopenmessung 250 ng

Erreichbare Präzision im Isotopenverhältnis:
C \pm 0,5 ‰, H \pm 3 ‰

Nun würde sämtliche Biomasse das oben beschriebene Verhältnis von ^{12}C zu ^{13}C aufweisen, wenn biologische Systeme (und auch physikalische Prozesse) nicht zur Bevorzugung eines der beiden Isotope führen und damit das natürliche Verhältnis verändern würden. Da Verbindungen mit ^{13}C -Atomen aufgrund physikalischer Eigenschaften stabiler sind und mehr Energie für das Brechen



Kontakt: K. Mangelsdorf
(kai.mangelsdorf@gfz-potsdam.de)

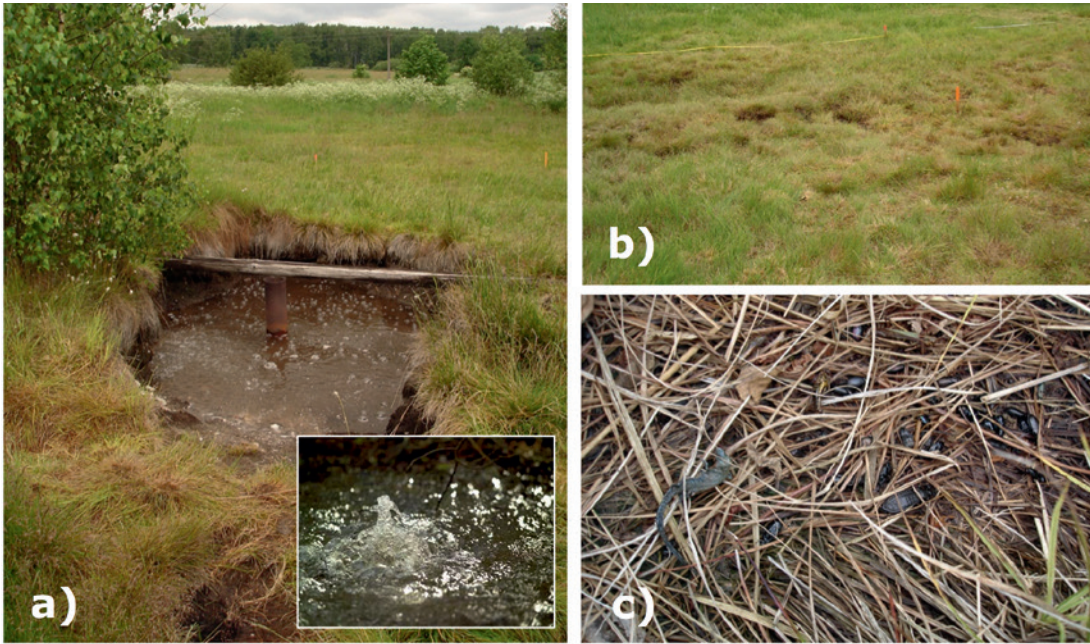


Abb. 1: a) Nasse Mofette nahe der tschechischen Ortschaft Hartoušov in Nordwestböhmen. In Mofetten steigt Mantel-CO₂ bis an die Erdoberfläche auf. b) Trockene Mofette mit spärlicher, abgestorbener Vegetation an derselben Lokation umgeben von üppiger Vegetation. c) CO₂-gefüllte Mulden in dieser Zone stellen Fallen für kleine Tiere wie z. B. Käfer und Eidechsen dar, die darin ersticken. (Fotos: K. Mangelsdorf, GFZ)

Fig. 1: a) Wet mofette near the Czech village Hartoušov in NW Bohemia. In mofettes mantle-CO₂ is ascending to the surface. b) Dry mofette with lean vegetation in the same area surrounded by lush vegetation. c) CO₂ filled depressions within this area form deadly traps for small animals like beetles and lizards.

der Bindung aufgewendet werden muss, bevorzugen biologische Systeme den Einbau von ¹²C und diskriminieren gegenüber dem ¹³C. Das bedeutet, dass der relative Anteil des ¹²C-Kohlenstoffs in der Biomasse gegenüber dem C-Isotopenverhältnis der Quelle zunimmt. Dieser Vorgang wird als Isotopenfraktionierung bezeichnet. Zu einer Isotopenfraktionierung kommt es allerdings nur, wenn die Ausgangsquelle in ausreichender Menge vorhanden ist, um diese biologische Reaktion nicht zu limitieren. Bei limitierter Substratquelle würde diese komplett verbraucht werden und die daraus gebildete Biomasse würde das Isotopensignal der Ausgangsquelle annehmen (Hoefs, 1987).

Mit Hilfe der stabilen Kohlenstoffisotopenverhältnisse lassen sich die Quellen von Biomolekülen bestimmen. In marinen Systemen bildet das in den Meeren gelöste CO₂ (-6 ‰) oder Hydrogencarbonat (etwa 1 ‰) die Kohlenstoffquelle. Terrestrische Biomasse nutzt das atmosphärische CO₂ zur Photosynthese, welches einen δ¹³C Wert um -8 ‰ aufweist. Marine Biomasse liegt oftmals aufgrund der Isotopenfraktionierung bei der Photosynthese um -21 ‰. Die kohlenstoffisotopische Fraktionierung von Pflanzen ist stark durch unterschiedliche metabolische Prozesse und durch die beteiligten Enzyme bei der CO₂-Fixierung geprägt. Diese enzymatisch getriebenen Prozesse sind unterschiedlich zwischen C₃-, C₄- und CAM-Pflanzen (CAM für Crassulaceen-Säurestoffwechsel; engl. crassulacean acid metabolism) und führen zu verschiedenen Isotopenfraktionierungen. C₃-Pflanzen zeigen ein δ¹³C-Signal in ihren Biomolekülen um -28,1 ‰, C₄-Pflanzen um -13,5 ‰.

CAM-Pflanzen decken den gesamten isotopischen Bereich der C₃- und C₄-Pflanzen ab (Farquhar et al., 1989; O'Leary, 1981).

Im Folgenden werden zwei Beispiele aus der Forschung am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ präsentiert, die das Kohlenstoffisotopensignal in der belebten Materie nutzen, um biologische Quellen und Prozesse zu identifizieren. Diese Arbeiten sind in die GFZ-Forschungsthemen Erdoberflächen und Klima sowie Georessourcen eingebettet.

Mofetten im Egergraben

Im Egergraben im Nordwesten der Tschechischen Republik steigt CO₂ in einer aktiven Bruchstörungszone aus dem lithosphärischen Erdmantel bis an die Oberfläche auf und bildet dort ein Netzwerk aus diffusen Entgasungsstrukturen, den sogenannten Mofetten. Diese CO₂-Austrittsstellen können z. B. kleine Wasserstellen im Wald oder auf Wiesen und Feldern sein, aus denen das CO₂ wie in einem Whirlpool heraussprudelt oder sie bilden Inseln aus kümmerlicher, meist gelblicher Vegetation in einer üppig grünen Wiesenlandschaft (Abb. 1). Innerhalb dieser Inseln gibt es Bereiche, die keine Vegetation mehr aufweisen. Hier lassen sich in kleinen Mulden Tiere wie Käfer, Schlangen und Vögel finden, die auf der Suche nach Nahrung dort ersticken sind – ein Hinweis darauf, dass in diesen Senken die höchste Konzentration an CO₂ austritt. Während sehr hohe Konzentrationen an CO₂ letale Wirkung haben, können erhöhte Konzentrationen noch akzeptabel sein oder sogar stimulierend wirken.

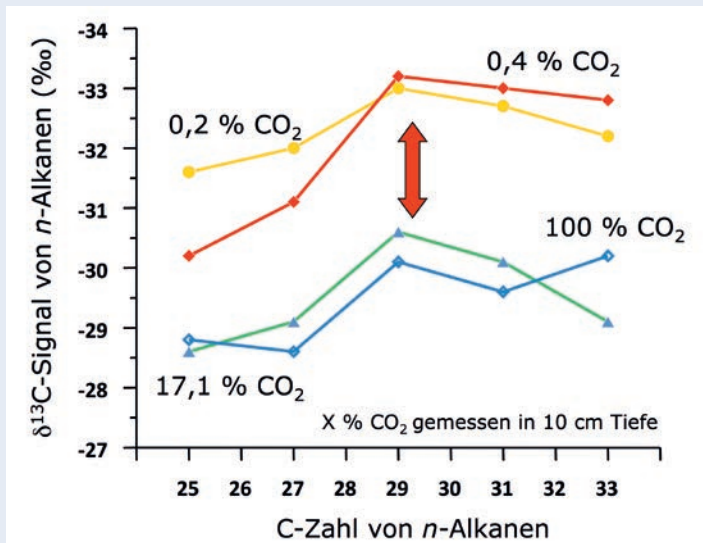


Abb. 2: Komponentenspezifische C-Isotopenzusammensetzung von Blattwachsalkanen unterschiedlicher C-Zahl des Grases *Deschampsia cespitosa* (Rasen-Schmiele) von vier Probenahmestellen im Hartoušov-Mofettenfeld, die sich in ihrer CO₂-Konzentration in 10 cm Bodentiefe unterscheiden. Die Blattwaxse von den Standorten mit hoher CO₂-Belastung weisen im Schnitt 2 bis 3 ‰ höhere δ¹³C-Signale auf.

Fig. 2: Compound-specific carbon isotope composition of cuticular wax n-alkanes with different carbon numbers from the grass *Deschampsia cespitosa* from four sites within the Hartoušov-mofette field, characterized by different CO₂ concentrations in 10 cm depth. The plant wax n-alkanes from sites with high CO₂ concentration show 2-3 ‰ higher δ¹³C-signals.

Aus diesem Grund wurden die Mofetten auch als Modellsysteme für die Wirkung des anthropogen erhöhten, atmosphärischen CO₂ auf die Vegetation untersucht. Mofetten beherbergen aufgrund der extremen Bedingungen Pflanzen, die sich an diese Bedingungen anpassen konnten und dort ihre Nische gefunden haben.

In einem Kooperationsprojekt mit der Universität Essen (Angewandte Botanik und Vulkanbiologie, Prof. Dr. H. Pfanz) stellte sich die Frage, wie die Mofettenvegetation auf das aufsteigende Mantel-CO₂ reagiert. Das geogene Mantel-CO₂ hat einen δ¹³C-Wert von -2 ‰, ist also um rund 6 ‰ schwerer als das atmosphärische CO₂. Eine verstärkte Nutzung des Mantel-CO₂ sollte also zu Biomolekülen mit höheren δ¹³C-Werten führen. Als Untersuchungsobjekt wurde das Gras *Deschampsia cespitosa* (Rasen-Schmiele) beprobt, das sowohl im Bereich der Mofette als auch in der Peripherie zu finden war. Gleichzeitig wurde die CO₂-Konzentration in 10 cm Bodentiefe an den Probenahmestellen gemessen. Das Gras aus der Peripherie zeigte gutes Wachstum und war satt grün, das Gras aus der Mofette war oftmals eher kümmerlich und gelblich. Die Grashalme wurden im Labor getrocknet, gemahlen und mit organischen Lösungsmitteln extrahiert, um die Biomoleküle der Blattwaxse, die sogenannten langkettigen n-Alkane, zu gewinnen. Die n-Alkankonzentration in den Grashalmen der Peripherie war verglichen mit der in den Halmen aus der Mofette höher, was auf das bessere Wachstum der Pflanzen am Peripheriestandort zurückzuführen ist. Für die n-Alkane wurde dann das Kohlenstoffisotopensignal mit Hilfe des Isotopen-Massenspektrometers bestimmt. Es zeigte sich, dass die δ¹³C-Werte der n-Alkane aus der Peripherie in der Regel um 2 bis 3 ‰ niedriger waren als die aus dem Mofettenbereich. Das heißt, im Mofettenbereich war relativ zur Peripherie mehr ¹³C in die n-Alkane eingebaut. Diese Ergebnisse lassen vermuten, dass das Gras im Bereich der Mofette – obwohl durch die erhöhten CO₂-Konzentrationen im Wachstum gehemmt – einen Teil des Mantel-CO₂ in die eigene Biomasse einbaut (Abb. 2).

Neben der komponentenspezifischen Kohlenstoffisotopenbestimmung lässt sich auch das Kohlenstoffisotopensignal der Gesamtbiomasse des Grases bestimmen. Hier wird dem Isotopen-Massenspektrometer ein Elementaranalysator vorgeschaltet, der den gesamten organischen Kohlenstoff der Blätter zu CO₂ verbrennt. Eine solche Elementarkohlenstoff-Isotopenanalyse wurde für Gras aus der Mofette, aus der Peripherie und einem weiter entfernten Referenzstandort durchgeführt. Auch hier zeigte die Probe aus dem Mofettenbereich den höchsten δ¹³C-Wert mit -24,4 ‰, gefolgt von der Peripherie mit -26,5 ‰ und der Referenz mit -29,6 ‰, was im erwarteten Bereich einer C₃-Pflanze liegt. Dies bedeutet, dass nicht nur im Mofettenbereich, sondern auch in der Peripherie der Mofette geogenes CO₂ in das Gras eingebaut wird. Bringt man dies in Relation zum δ¹³C-Unterschied der geogenen und atmosphärischen Quellen von rund 6 ‰, so wird unter der Annahme, dass das Gras am Referenzstandort zu 100 % atmosphärisches CO₂ aufnimmt, rund 50 % geogenes Mantel-CO₂ in das Gras der Peripherie eingebaut und rund 80 % im Mofettenzentrum. Da CO₂ schwerer ist als Luft, verteilt es sich bodennah und beeinflusst so auch das Gras der Peripherie, wo keine erhöhten Mengen an CO₂ aus dem Boden austreten. Die Ergebnisse zeigen also, dass es an der Mofette zu direkten Wechselwirkungen von geogenen und biogenen Prozessen kommt. Sie liefern damit wichtige Informationen, um die Effekte erhöhter atmosphärischer Konzentrationen des Treibhausgases CO₂ auf die Vegetation zu verstehen und tragen somit zum besseren Verständnis zukünftiger Klimaszenarien bei.

Karbonatkrusten in der Barentssee

Das zweite Beispiel aus der Forschung befasst sich mit Methanaustrittsstellen auf dem Grund der Barentssee. Diese wurden in einem Kooperationsprojekt des GFZ gemeinsam mit dem Geologischen Dienst Norwegen und der schwedischen Erdölfirma Lundin untersucht. Die Barentssee liegt zwischen Norwegen und Spitzbergen (Abb. 3). Der Meeresboden ist dort in manchen Gebieten übersät mit kleinen Kraterstrukturen, sogenannten „Pock-

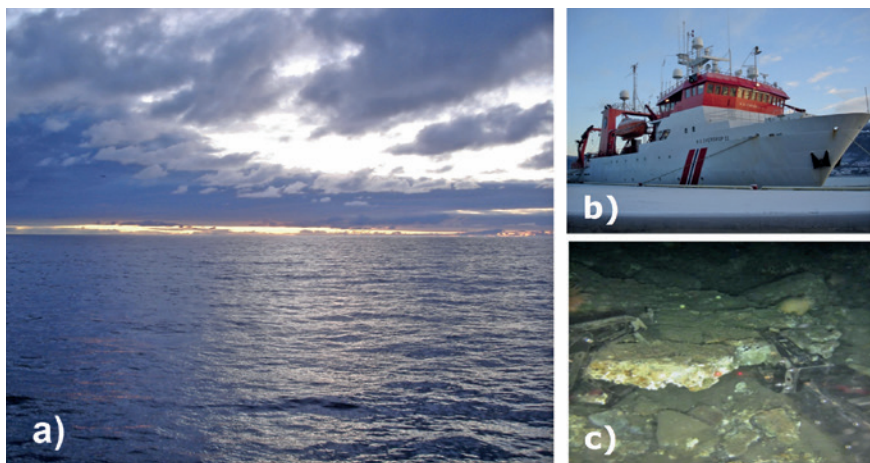


Abb. 3: a) Barentssee zwischen Norwegen und Spitzbergen an einem Novembertag um die Mittagszeit. b) Norwegisches Forschungsschiff Sverdrup vor der Abfahrt aus dem Hafen von Tromsø in Norwegen (Fotos: K. Mangelsdorf, GFZ). c) Karbonatkruste vom Meeresboden der Barentssee, die von einem Tauchroboter beprobt wird (Foto: A. Lepland, Geologischer Dienst Norwegen)

Fig. 3: a) Barents Sea located between Norway and Svalbard at noon time during November. b) Norwegian Research Vessel Sverdrup in Tromsø harbor Norway. c) Carbonate crust from the seafloor of the Barents Sea sampled by a remote operating vehicle (ROV).

marks“, die sehr wahrscheinlich durch Fluidausstoß entstanden sind. Heute scheinen diese inaktiv zu sein. Nickel *et al.* (2012) legen ihren Ursprung in die Übergangszeit von der ausgehenden letzten Eiszeit zum Holozän. Neben diesen inaktiven Systemen gibt es entlang von Störungszonen im Untergrund allerdings noch Gebiete mit Karbonatkrusten auf dem Meeresboden (Abb. 3c). Hier konnte mit Hilfe von Tauchrobotern das Aufsteigen von Gasblasen beobachtet werden. Die Vermutung liegt nahe, dass es sich um Methanaustrittsstellen am Meeresboden handelt und dass es sich bei den Karbonatkrusten um Ausfällungsprodukte im Zuge eines von Mikroorganismen verursachten Prozesses handelt: der anaeroben Methanoxidation, über den die beteiligten Mikroorganismen Energie gewinnen. Während der anaeroben Methanoxidation wird Sulfat aus dem Meerwasser durch sulfat-reduzierende Bakterien zu Sulfid reduziert und Methan durch methanotrophe Archaeen zu Hydrogencarbonat oxidiert. Das Hydrogencarbonat kann in Verbindung mit gelösten Calciumionen zur Ausfällung von Karbonat führen.

Mit Hilfe der komponentenspezifischen Kohlenstoffisotopenanalyse konnte nachgewiesen werden, dass der beschriebene mikrobielle Prozess tatsächlich an der Bildung der beobachteten Karbonatkrusten beteiligt war. Hierfür wurden die Karbonatkrusten und das umgebene Sediment hinsichtlich vorhandener Biomoleküle für Mikroorganismen untersucht. Auch hier wurde das Probenmaterial zunächst getrocknet, gemahlen und mit organischen Lösungsmitteln extrahiert. Tatsächlich konnten spezifische Biomarker für die an der anaeroben Methanoxidation beteiligten sulfatreduzierenden Bakterien und methanotrophen Archaeen gefunden werden. Es handelte sich dabei um Biomoleküle aus den Zellmembranen der beteiligten Mikroorganismen. Durch chemische Spaltung konnten charakteristische Fettsäuren als Marker für die Bakterien und spezifische *n*-Alkane als Marker für die Archaeen gewonnen werden. Diese Biomarker wurden anschließend mit Hilfe der GC-IRMS untersucht und das jeweilige Kohlenstoffisotopensignal der einzelnen Verbindungen bestimmt. Methan ist eine Kohlenstoffquelle mit vergleichsweise sehr niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Das liegt daran, dass Methan in der Regel aus

Abbauprozessen von Biomasse entsteht. Dies kann sowohl biogen als auch thermogen geschehen. Die biogene Methangenesen erfolgt durch methanogene Archaeen, die am Abbau der marinen oder terrestrischen Biomasse beteiligt sind. Aufgrund der biologischen Isotopenfraktionierung wird dabei bevorzugt Methan mit sehr niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von -80 bis -60 ‰ freigesetzt. Bei der thermogenen Spaltung in tiefen Sedimentablagerungen (Kohlenwasserstoffgenese) entsteht ebenfalls Methan, das niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufweist als die Ausgangsbio-masse. Allerdings ist die Isotopenfraktionierung nicht so groß wie bei der Genese des biogenen Methans, so dass thermogenes Methan $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -60 bis -40 ‰ aufweist.

Da die an der anaeroben Methanoxidation beteiligten Mikroorganismen den Methankohlenstoff in ihre Biomasse einbauen und da bei diesem Prozess wiederum eine Isotopenfraktionierung stattfindet, weisen die Biomoleküle dieser Mikroorganismen in der Regel extrem niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf. Biomoleküle der sulfatreduzierenden Bakterien zeigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten um die -70 ‰, während Biomarker für Archaeen Werte von -100 ‰ und darunter aufweisen können.

In den Karbonatkrusten fanden sich sogenannte Tetraether (Glycerol dialkyl glycerol tetraether, GDGT). Diese Verbindungen bilden den membranüberbrückenden Kern von archaeellen Zellmembranen. Durch Spaltung der Ether wurden *n*-Alkane erzeugt, die bezüglich ihrer Kohlenstoffisotopie vermessen wurden (Abb. 4). Die Karbonatkrusten aus der Barentssee beinhalteten demnach Archaeenbiomarker mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten um -112 ‰. Dies ist ein eindeutiger Beleg dafür, dass die Krusten in Folge der anaeroben Methanoxidation entstanden sind. Auch im umliegenden Sediment wurde sehr leichte Archaeenbiomarker gefunden. Bakterielle Biomarker waren in den Krusten nur noch schwach vertreten, dagegen im umliegenden Sediment umso deutlicher vorhanden. Die aus bakteriellen Zellmembranen gewonnenen Fettsäuren wiesen ebenfalls sehr niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um die -60 bis -70 ‰ auf. Dies belegt, dass auch im umgebenden Sediment der Prozess der anaeroben Methanoxidation abläuft.

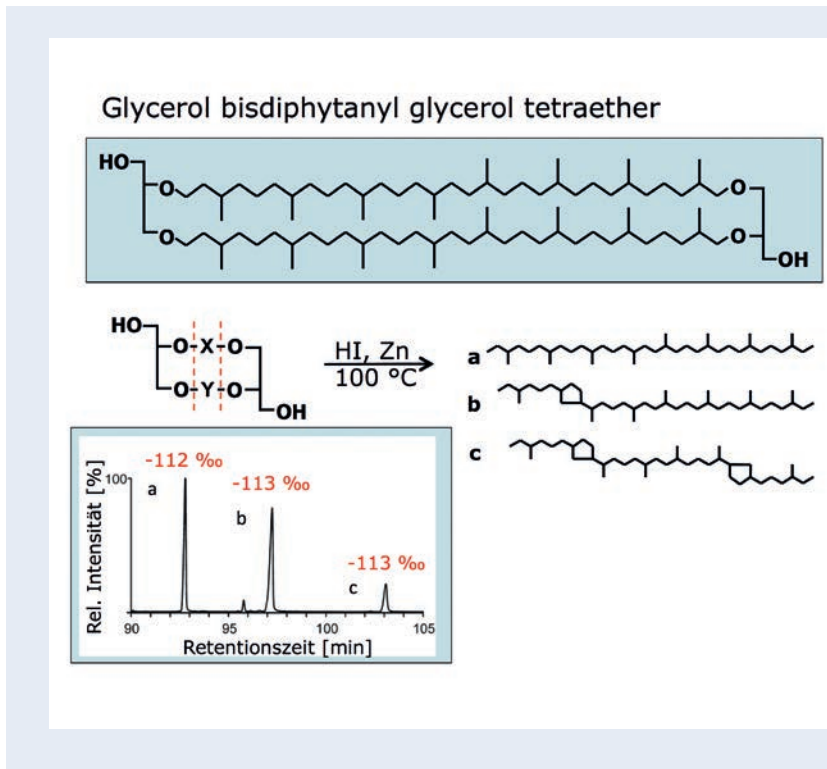


Abb. 4: Spaltung der Etherbindungen von Zellmembranlipiden (Glycerol dibisphytanyl glycerol tetraether, GDGT) von Archaeen zu den entsprechenden Alkanen. Die Zellmembranlipide wurden aus den Karbonatkrusten vom Grund der Barentssee extrahiert. Die verbrückenden Diether können auch Ringe enthalten. Die komponentenspezifische C-Isotopenzusammensetzung der gebildeten Alkane weisen sehr niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Signale auf und belegen damit die Beteiligung der anaeroben Methanoxidation an der Bildung der Karbonatkrusten.

Fig. 4: Cleavage of ether bonds from cell membrane lipids (glycerol dibisphytanyl glycerol tetraether, GDGT) from Archaea resulting into respective alkanes. The membrane lipids were extracted from carbonate crusts located at the seafloor of the Barents Sea. The bridging diethers can also contain ring structures. The compound specific carbon isotope composition of the alkanes after cleavage indicates very low $\delta^{13}\text{C}$ -signals confirming that the anaerobic oxidation of methane is involved in the formation of the carbonate crusts.

Fazit

Die Analyse von stabilen Kohlenstoffisotopen ist ein wichtiges Werkzeug zur Untersuchung von Systemen, in denen biologische Prozesse eine entscheidende Rolle spielen. Bei allen biologisch gesteuerten Bildungs-, Abbau- und Umwandlungsprozessen von organischer Biomasse finden Kohlenstoffisotopenfraktionierungen statt, die ihre Spuren im Kohlenstoffisotopensignal der Biomasse hinterlassen. Diese Kohlenstoffisotopensignale lassen damit wertvolle Rückschlüsse auf die Ausgangsquellen und beteiligten Umwandlungsprozesse in biologischen Systemen zu. Da die Faktoren, die das Kohlenstoffisotopensignal beeinflussen, Umwelteinflüssen unterliegen, lassen sich über diese Methode nicht nur Informationen zu einem besseren Verständnis des Kohlenstoffkreislaufs, sondern auch zu vergangenen Umweltbedingungen ableiten. Die komponentenspezifische C-Isotopenanalyse stellt innerhalb des GFZ eine wichtige Technik für weiterführende Erkenntnisse in den vom GFZ maßgeblich betriebenen Kernthemen zur Erforschung neuer Georessourcen, zur Untersuchung des Einflusses geologischer Prozesse auf biologische Systeme und zur Entwicklung von Landschaften und Klima dar.

Literatur

- Farquhar, G. D., Ehleringer, J. R., Hubick, K.T. (1989): Carbon isotope discrimination and photosynthesis. - *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, 40, pp. 503-537, 10.1146/annurev.pp.40.060189.002443.
- Hoefs, J. (1987): *Stable isotope geochemistry*, 3rd completely rev. and enl. ed., (Minerals and Rocks ; 9), Berlin [u.a.] : Springer, 241 p., 10.1007/978-3-662-09998-8.
- Nickel, J., di Primio, R., Mangelsdorf, K., Stoddart, D., Kallmeyer, J. (2012): Characterization of microbial activity in pockmark fields of the SW-Barents Sea. - *Marine Geology*, 332-334, pp. 152-162, 10.1016/j.margeo.2012.02.002.
- O'Leary, M. H. (1981): Carbon isotope fractionation in plants. - *Phytochemistry*, 20, 4, pp. 553-567, 10.1016/0031-9422(81)85134-5.