

Isotopengeologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone (Steinbach, SZ)

Dominik Letsch (Zollikon)

Zusammenfassung

Die Paleozän-Eozän-Grenze wird in der neueren geologischen Literatur über ein dramatisches globales klimatisches und geochemisches Event – das PETM – definiert. Dabei handelt es sich um eine rund 120 000 Jahre dauernde extreme Wärmeperiode, die von einer negativen Kohlenstoffisotopenanomalie begleitet wird. Der vorliegende Artikel beschreibt zuerst die Bedeutung stabiler Isotope in der Geologie. In einem zweiten Teil werden konkrete Resultate isotopengeologischer Untersuchungen eines bekannten Paleozän-Eozän-Profiles des alpinen Helvetikums präsentiert. Es wird dargelegt, dass neben originalen d.h. klimatisch-geochemisch bedingten Isotopensignalen v.a. die primäre Zusammensetzung der Sedimente als auch ihre spätere diagenetische Entwicklung für die heutige Isotopenzusammensetzung der Sedimentgesteine eine wichtige Rolle spielen. Das PETM konnte daher nicht eindeutig identifiziert werden, doch mindestens ein möglicher Kandidat wird beschrieben.

A stable isotope record from the Äussere Einsiedler Schuppenzone (Steinbach, SZ)

The Paleocene-Eocene boundary, as defined in the recent geological literature, is accompanied by a global dramatic climatic and geochemical event – the PETM. This event was a period of extreme global warming combined with a negative carbon isotope excursion that lasted for approximately 120 000 years. The present article describes first some principles of stable isotope geology. The second part deals with the results of isotope geological investigations of a famous Paleocene-Eocene section in the Helvetic part of the Swiss Alps. Apart from original i.e. climatically and geochemically induced isotope signals, the stable isotope composition of this section is controlled mainly by the primary composition of the sedimentary particles and the subsequent diagenetic development. Because of this only a likely level of the PETM could be identified.

Schlagwörter: Paleozän-Eozän-Grenze – PETM – Nummulitenkalk – Globale Erwärmung – Stabile Isotope – Helvetikum

Keywords: Paleocene-Eocene boundary – PETM – Nummulite limestone – global warming – stable isotopes – Helvetic nappes

1 EINLEITUNG

Als Äussere Einsiedler Schuppenzone wird seit FREI (1963, 24) ein rund 1 bis 2 km mächtiger Stapel aus mindestens vier dachziegelartig übereinander geschobenen Schichtpaketen des Helvetikums bezeichnet. Dieser bildet zwischen dem Wägital im E und dem Alptal im W (S Einsiedeln) die tektonische Grenze zwischen den helvetischen Kalkalpen und den schräggestellten Molasseschichten des Alpenvorlandes (der tektonische Alpenrand, s. Abb. 1). Die einzelnen Schichtpakete werden als Schuppen bezeichnet und zeigen alle denselben generellen Aufbau (vgl. LEUPOLD, 1937): die Basis bilden graue, kreidezeitliche Mergel

(Amden-Formation, vgl. HANTKE et al., 2009 auch für alle anderen Formationsbezeichnungen), welche von paleozänen bis untereozänen Nummulitenkalken sowie untergeordneten glaukonitreichen Kalken (Grünsandsteinen) und Algenkalken (Lithothamnienkalken) überlagert werden (die Einsiedeln-Formation). Den Abschluss bilden jeweils graue, monotone, gelb anwitternde Mergel aus dem mittleren Eozän, die eine reiche Fauna an Globigerinen (kalkige planktonische Foraminiferen) aufweisen und daher früher als Globigerinenmergel bezeichnet wurden, heute aber unter dem Begriff Stad-Mergel zusammengefasst werden.

Im Folgenden werden die Resultate isotopengeologischer Untersuchungen in einer jener Schuppen dargestellt,

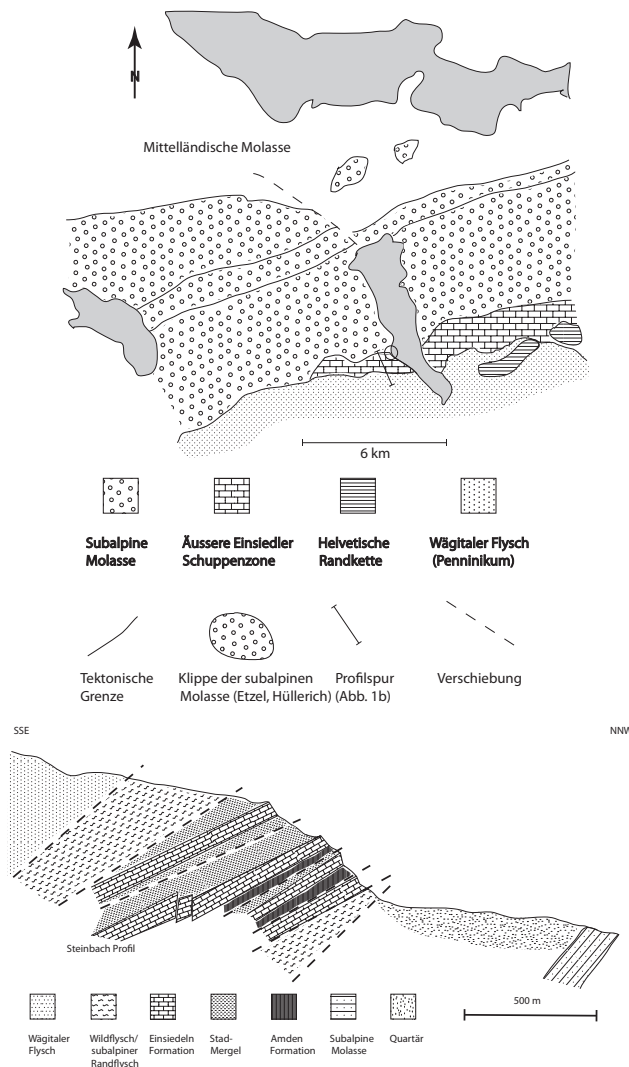


Abb. 1. A) Tektonisch-geografische Übersichtskarte (umgezeichnet und modifiziert nach HANTKE et al., 2009a). B) Profil durch die Äussere Einsiedler Schuppenzone mit Lage des Steinbach Profils (umgezeichnet und leicht modifiziert nach KUHN, 1972).

Fig. 1. A) Tectonic and geographic sketch map (redrawn and modified from HANTKE et al., 2009a). B) Section through the Äussere Einsiedler Schuppenzone with location of the Steinbach section indicated (redrawn and slightly modified from KUHN, 1972).

die im Rahmen einer Bachelorarbeit am Geologischen Institut der ETH Zürich unter Leitung von Prof. Dr. H.-R. Thierstein und Prof. Dr. W. Winkler ausgeführt wurden.

2 STABILE ISOTOPE ALS WERKZEUGE IN DER STRATIGRAFIE

2.1 Isotope und ihre Eigenschaften

Als Isotope werden Atome bezeichnet, die dieselben chemischen Eigenschaften haben, sich jedoch hinsichtlich ihres Gewichts unterscheiden. Das heisst, dass diese Atome dieselbe Anzahl Protonen (und Elektronen) jedoch eine unterschiedliche Anzahl Neutronen in ihren Kernen haben. Abhängig vom Verhältnis der Anzahl Protonen zur Anzahl Neutronen, sind die Atome entweder stabil oder instabil. Instabile zerfallen gesetzmässig unter Aussendung von Strahlung (Radioaktivität). Sie werden in der Geologie als Mittel zur Altersdatierung von Gesteinen und anderen Materialien verwendet. Im folgenden Artikel werden wir uns jedoch mit den sogenannten stabilen Isotopen befassen. Die meisten natürlich vorkommenden Elemente setzen sich aus unterschiedlichen stabilen Isotopen zusammen, die – bezogen auf die gesamte Erde – in konstanten Proportionen vorkommen.

So besteht Sauerstoff zu 99.763% aus Atomen mit der atomaren Masse (= Anzahl Protonen + Anzahl Neutronen) 16 (^{16}O), zu 0.0375% aus ^{17}O und zu 0.1995% aus ^{18}O (FAURE, 1986). Bei physikalischen Vorgängen wie Verdampfen oder Ausfällen aus einer Lösung sowie chemischen und biochemischen Reaktionen wie etwa der Photosynthese, werden chemisch identische Moleküle spezifischer Isotopenzusammensetzung unterschiedlich auf die Ausgangssubstanzen bzw. die neu entstehenden Substanzen verteilt, d.h. sie werden fraktioniert. Ohne auf die chemisch-physikalischen Grundlagen dieser Fraktionierungen einzugehen, sei erwähnt, dass identische Verbindungen, z.B. Kalziumkarbonat (Kalk), die unter unterschiedlichen Bedingungen gebildet wurden, auch unterschiedliche Isotopenzusammensetzungen aufweisen.ⁱ Beim Kalk ist die

ⁱ Die isotopische Zusammensetzung einer Substanz in Bezug auf ein bestimmtes Element (z.B. Kohlenstoff) wird immer bezogen auf die isotopische Zusammensetzung einer Standardsubstanz angegeben. Für das Element Kohlenstoff ist dieser Standard das Innenskelett eines bestimmten Belemniten (der Pee Dee Belemnite, PDB), eines ausgestorbenen Tintenfischs, der in den 1950er Jahren den Pionieren der Isotopenforschung gerade zur Verfügung stand. Da dessen Originalsubstanz mittlerweile aufgebraucht ist, wird auf einen sekundären Standard zurückgegriffen, den die Internationale Atomenergie-Agentur mit Sitz in Wien festsetzte, den Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB). Jedes Isotopenlabor verwendet nun intern einen bestimmten Standard (z.B. einen bestimmten Marmor aus Carrara, wie im Falle der ETH Zürich), dessen Zusammensetzung relativ zum VPDB bekannt ist. Die isotopische Zusammensetzung einer Probe, die sowohl den seltenen Kohlenstoff ^{13}C als auch den «gewöhnlichen» Kohlenstoff ^{12}C enthält, berechnet sich dann relativ zum Standard mit der δ -Schreibweise in ‰: $\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{[^{13}\text{C}/^{12}\text{C}]_{\text{Probe}}}{[^{13}\text{C}/^{12}\text{C}]_{\text{Standard}}} - 1 \right) 1000$.

Sauerstoffisotopenzusammensetzung ($\delta^{18}\text{O}$) abhängig von jener des Wassers aus dem er ausgefällt wurde, sowie von der Wassertemperatur. Kennt man eine dieser Variablen, so kann man Aussagen zur Temperatur bzw. zum $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Wassers machen, in welchem der Kalk einst ausgefällt wurde (z.B. CORFIELD, 1995).

2.2 PRINZIP DER CHEMOSTRATIGRAFIE

Wie oben gezeigt, werden Isotope bei physikalischen und chemischen Vorgängen fraktioniert. Ein äusserst wichtiger biochemischer Prozess, die Photosynthese, führt zu einer starken Fraktionierung des Kohlenstoffs. Die leichten ^{12}C Atome werden dabei bevorzugt in den entstehenden organischen Substanzen eingebaut. Der schwere Kohlenstoff ^{13}C wird dadurch in der organischen Substanz verdünnt, d.h. der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert organischer Substanz ist kleiner als jener der ursprünglichen anorganischen Bausteine (CO_2) und auch kleiner als derjenige des VPDB. Er wird somit negativ und liegt zwischen rund -6 und -34‰ (FAURE, 1986, 492). Die Photosynthese entzieht also den anorganischen C-Reservoirs der Atmosphäre und der Hydrosphäre leichten C und reichert diesen im organischen C-Reservoir der Biosphäre an.

Die meiste organische Substanz wird in kurzen Zeiträumen von Jahren bis zu Jahrhunderten oxidiert und somit wieder in die anorganischen C-Reservoirs überführt. Einige wenige Procente gelangen jedoch in die Lithosphäre in Form von im Gestein fein verteilter organischer Substanz aus der sich Kohle, Gas oder Erdöl entwickeln kann. In Laufe der Erdgeschichte können Zeitabschnitte nachgewiesen werden, in welchen überdurchschnittlich viel organischer Kohlenstoff von den atmosphärischen und hydrophärischen Reservoirs permanent in die Lithosphäre gelangte. Die Folge davon waren Verschiebungen des $\delta^{13}\text{C}$ -Werts des anorganischen C in der Atmo- und der Hydrosphäre hin zu leicht positiveren Werten (vgl. WEISSERT, 1989). Es kam in der Erdgeschichte aber auch zum umgekehrten Fall, dass organischer Kohlenstoff während erdgeschichtlich gesehen sehr kurzen Zeiträumen aus der Lithosphäre wieder zurück in die Atmo- und Hydrosphäre gelangte. Jüngstes Beispiel hierfür ist die Verbrennung fossiler Energieträger durch den Menschen, wodurch sich das globale Mittel des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes des atmosphärischen CO_2 von ca. -6.7 anfangs der 1950er Jahre auf -8‰ im Jahre 1995 reduziert hat (DARLING et al., 2006, 38).

Die Chemostratigrafie beruht nun darauf, dass sich Änderungen der atmosphärischen und der hydrophäri-

schen Chemie (wie z.B. der Isotopenzusammensetzung) durch die globale Meereszirkulation und die globalen Windsysteme geologisch gesehen sehr schnell global verbreiten. Durch die Sedimentation anorganischer Partikel werden diese Änderungen, leider nicht völlig ungefiltert, in die geologischen Archive, die Gesteine, übernommen. Finden wir solche Änderungen (ein «Signal») in einem Schichtprofil und können wir glaubhaft machen, dass diese nicht bloss auf lokale oder regionale Faktoren zurückzuführen sind, so können diese mit anderen Profilen auf der ganzen Welt verglichen werden. Finden wir Übereinstimmungen in den Signalen, so können räumlich weit entfernte Profile zeitlich sehr genau korreliert werden.

Diese Veränderungen der globalen Geochemie können auf unterschiedlichen zeitlichen Massstäben auftreten. Die quartären Vereisungen haben zu globalen, periodischen Isotopenverschiebungen im Zeitmassstab von 10^4 bis zu 10^5 Jahren geführt. Längerfristige, nichtperiodische Verschiebungen wie in der mittleren Kreide laufen in Zeiträumen von 10^5 bis zu 10^6 Jahren ab und noch längerfristige Trends dauern mehr als 10^7 Jahre. Diese langfristigen Verschiebungen wurden – neben den bereits erwähnten Vereisungen, die ein periodisches Muster aufweisen – immer wieder von kurzzeitigen «Ausreissern» überlagert. Ein solches Ereignis oder eine solche «Exkursion» wird im kommenden Abschnitt vorgestellt. Alle drei Isotopenverschiebungen – mittelfristige-periodische, langfristige-nichtperiodische und kurzzeitige («Ausreisser») – können zu stratigrafischen Zwecken benutzt werden (C-Isotopenstratigrafie; WEISSERT, 1989).

3 DAS PETM: EIN GLOBALES GEOCHEMISCHES, KLIMATISCHES UND ÖKOLOGISCHES EREIGNIS

3.1 Das PETM und seine möglichen Ursachen

Schon lange war bekannt, dass die Grenze zwischen dem Paleozän und dem Eozän (ca. 55 Ma) von einem massiven Aussterben (rund 35 bis 50% aller Arten) am Meeresboden lebender (benthischer) Foraminiferen begleitet wurde (AUBRY et al., 2003). KENNETT & STOTT (1991), die einen Bohrkern vom Grund der antarktischen Weddell See untersuchten, gelang es auch nachzuweisen, dass die kalzitischen Schalen jener Tiefmeerbewohner einen praktisch augenblicklichen negativen Abfall der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 4‰ aufwiesen, der mit dem Aussterbeereignis zusammenfiel (s. Abb. 2). Diese negative Kohlenstoffisotopen-Exkur-

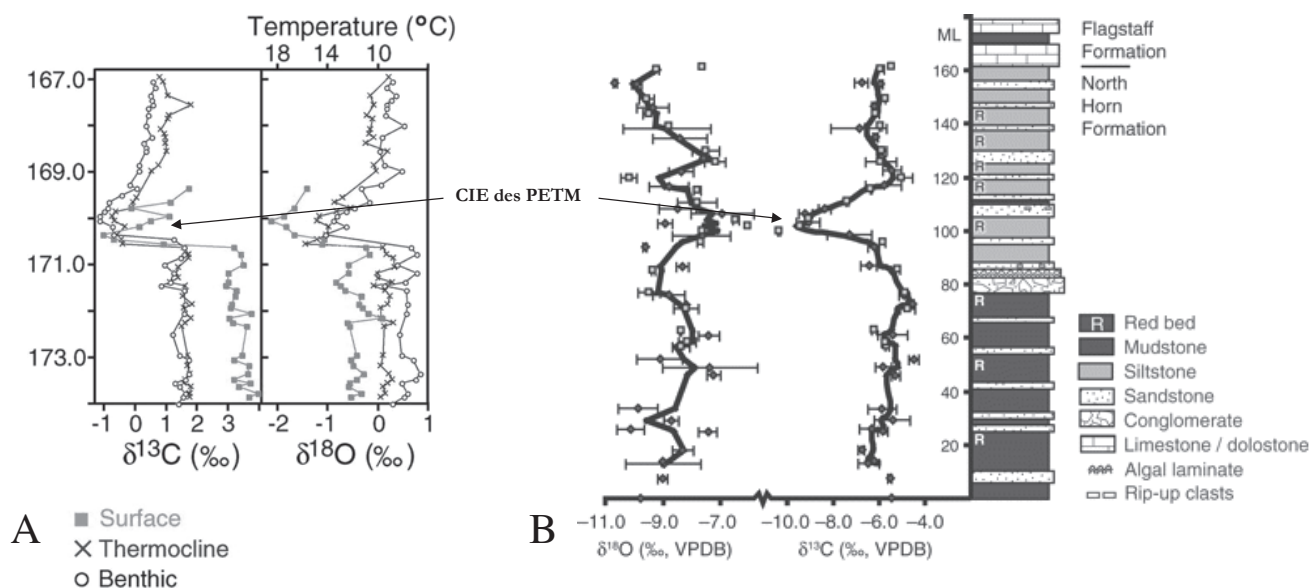


Abb. 2. A) Die CIE (Carbon Isotope Excursion) des PETM (Paleocene Eocene Thermal Maximum) in einem Bohrloch am Grund der antarktischen Weddell-See. Die Zahlen auf der Vertikalen bezeichnen Meter unter Meeresboden (nach Daten von KENNETT und STOTT, 1991 aus THOMAS et al., 2002). Die Isotope wurden an monospezifischen Foraminiferenpopulationen gemessen, die ursprünglich am Meeresboden (benthisch), an einer thermischen Grenzschicht (Thermokline) und nahe der Meeresoberfläche lebten. B) Die CIE des PETM in der terrestrischen Abfolge der North Horn Formation im Axehandle Canyon Zentral-Utah (USA). Die Abfolge besteht aus Mergeln, mergeligen Sandsteinen und Sandsteinen, in welchen sich pedogene (d.h. durch bodenbildende Prozesse entstandene) Kalkknollen finden; an diesen wurden die Isotopenmessungen ausgeführt (aus BOWEN und BOWEN, 2008).

Fig. 2. A) The CIE (Carbon Isotope Excursion) of the PETM (Paleocene Eocene Thermal Maximum) in a borehole in the Antarctic Weddell Sea. Numbers on the vertical indicate meters below sea floor (data from KENNETT and STOTT, 1991; taken from THOMAS et al., 2002). Isotopes were measured on monospecific foraminiferal samples representing different depth habitats. B) The CIE of the PETM in the terrestrial North Horn Formation in the Axehandle Canyon in central Utah (USA). The section consists of mudstones, siltstones and sandstones which contain pedogenic limestone nodules. The latter have been sampled for stable isotopes (from BOWEN and BOWEN, 2008).

sion (Carbon Isotope Excursion, CIE) wurde daraufhin in allen Ozeanen ebenfalls nachgewiesen (NUNES & NORRIS, 2006). Meist ist sie auch von einer ebenso augenblicklichen negativen Exkursion der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte begleitet, was auf eine starke Erwärmung (rund 4°C im Falle des erwähnten Bohrkerens, s. KENNETT & STOTT, 1991) des Bodenwassers hindeutet. Spätere Untersuchungen haben gezeigt, dass, v.a. in hohen Breiten, auch die in der Wassersäule lebenden (planktonischen) Foraminiferen Änderungen in der Isotopenzusammensetzung aufweisen (THOMAS, et al., 2002). Ebenso konnte die CIE in terrestrischen Abfolgen der USA identifiziert werden (z.B. BOWEN & BOWEN, 2008). Abb. 2a zeigt ein typisches Profil durch die CIE. Nach dem raschen Abfall der Isotopenwerte, und folglich einem rasanten Anstieg der Temperatur, erholten sich die Werte wieder auf eine umgekehrt exponentielle Weise. Nach neuen Daten dauerte die ganze Exkursion (d.h. die Zeit zwischen dem Abfall und der Rückkehr zu prä-CIE Werten) nur rund 150000 Jahre (NORRIS & RÖHL, 1999). Für

die Exkursion und die damit verbundene globale Wärme-phase wurden diverse Begriffe vorgeschlagen, von welchen sich jedoch das «Paleocene Eocene Thermal Maximum» (PETM) durchgesetzt hat.

Es gab also zwei Dinge zu erklären: eine enorm schnelle negative (d.h. wenige 10^3 Jahre) Verschiebung der atmosphärischen und hydrosphärischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, die global sozusagen gleichzeitig erfolgte und eine massive ebenfalls sehr rasche Erwärmung des Ozeans und weiter Teile der Erdoberfläche. Damit verbunden war das Aussterben aber auch das Entstehen neuer Arten.

Als plausibelste Erklärung hat sich das Modell von DICKENS et al. (1995) erwiesen, das von einer massiven Destabilisierung von Methanhydraten (Eis-Methan-Gemische mit einer stark negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung, vgl. KVENVOLDEN, 1993) in Schelfgebieten ausgeht. Dadurch verschoben sich die globalen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte hin zu negativeren Werten (da biogen gebildetes Methan $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von bis zu -100% aufweist) und der globale CO_2 -Gehalt der

Atmosphäre stieg an, was einen verstärkten Treibhauseffekt und somit erhöhte Temperaturen zur Folge hatten.

3.2 Das PETM in flachmarinen Abfolgen

Die bekannten Profile durch das PETM finden sich in tiefmarinen Bohrkernen und in einigen terrestrischen Abfolgen der westlichen USA; in flachmarinen Abfolgen ist es weniger gut dokumentiert. Nachgewiesen werden konnte die CIE beispielsweise in flachmarinen Kalken Nordspaniens (PUJALTE et al., 2003), Sloweniens (ZAMAGNI, 2009) und in mergelig-kalkigen Schelfablagerungen Ägyptens (SCHMITZ et al., 1996). In all diesen Fällen geht die CIE mit massiven Umwälzungen der lokalen Meeresfauna einher. Diese bestand zur damaligen Zeit zu grossen Teilen aus grosswüchsigen, kalkschaligen Einzellern (sogenannte Grossforaminiferen oder Larger Foraminifera, LF; BOUSSAC, 1912, SCHAUB, 1981). Unter diesen dominieren die Gattungen *Nummulites*, *Assilinia* und *Alveolina*. Paleozän und coezäne Flachmeerkalke sind meist so reich an Vertretern jener Gattungen, dass man auch von Nummulitenkalken und vom Nummulitikum spricht. Die Umwälzungen jener Faunen werden folglich als «Larger Foraminifera turnovers» (LTF) bezeichnet.

PUJALTE et al. (2003) gelang es mit Hilfe stabiler Isotopen und biostratigrafischer Untersuchungen glaubhaft zu machen, dass ein sehr bedeutendes LTF in der Nähe der Paleozän-Eozän-Grenze tatsächlich mit dem PETM zusammenfällt. Die Frage nach möglichen Kausalitäten zwischen klimatischen und geochemischen Extremereignissen wie dem PETM und den ökologischen Umwälzungen in flachmarinen Ökosystemen (s. auch ZAMAGNI, 2009) sind – insbesondere im Hinblick auf die nahe Zukunft – natürlich von grossem Interesse. Zudem wird durch das PETM die Paleozän-Eozän-Grenze mit sehr hoher zeitlicher Genauigkeit definiert. So schien es angezeigt, auch in der Schweiz nach dem PETM zu suchen. Die folgenden Abschnitte geben die vorläufigen Resultate dieser Suche an einer bekannten Lokalität des schweizerischen Nummulitikums wieder. Als erschwerender Faktor kommt hier jedoch noch hinzu, dass die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von in randlichen Flachmeeren gelöstem C stark von den globalen, offenmarinen Werten abweichen können (PATTERSON und WALTER, 1994, HOLMDEN et al., 1998).

4 DAS STEINBACHPROFIL

An den Abhängen des oberen Sihltales N und W von Euthal waren schon Arnold Escher von der Linth und Sir Roderick

Impey Murchison, zwei Koryphäen der Geologie um die Mitte des 19. Jahrhunderts, die mehrfach sich wiederholenden Abfolgen von Nummulitenkalken und grauen Mergeln aufgefallen (MURCHISON, 1849), die wir heute unter dem Begriff der Äusseren Einsiedler Schuppenzone kennen. Die Aufstauung des Sihlsees in den 1930er Jahren führte zu einer Verlegung der Strasse Einsiedeln-Euthal ganz an den westlichen Abhang des Tals. Dadurch kam es zu ausgiebigen Sprengarbeiten, die in Felsen der dritten (von N her gerechnet) Schuppe der Schuppenzone ausgeführt wurden (gerade WNW des Hofes Steinbach).

Das Schichtprofil bzw. der Fossilinhalt jener Schuppe wurden schon zuvor von HEIM (1908, 108 ff.), BOUSSAC (1912, 523 ff.) bzw. von MAYER-EYMAR (1877) beschrieben, doch die ausgezeichneten neuen Aufschlüsse, sowie die grossen Fortschritte in der Mikropaläontologie und der Nummulitenstratigrafie erlaubten JEANNET et al. (1935) sowie LEUPOLD (1937 und in DECROUEZ und MENKVELD-GFELLER, 2003) eine umfassende Neubearbeitung (Abb. 3). Im Verlaufe jener kamen die Bearbeiter zum Schluss, dass das Steinbachprofil nicht nur, wie bisher angenommen, Schichten des mittleren und oberen Eozäns (Lutetien bis Priabonien), sondern auch Schichten des unteren Eozäns und sogar noch des Paleozäns umfasst. Durch BERSET (1984) wurde das Profil auch paläomagnetisch beprobt, allerdings ohne greifbare Resultate.

4.1 Stratigrafie

Abb. 3 gibt die detaillierte Stratigrafie des gesamten Steinbachprofils wieder. Verfolgt man die Schuppe ein wenig nordwärts (d.h. leicht den Hang ansteigend, da die Schuppe nach SE einfällt, s. Abb. 1.), so komplettiert sich das Profil in den tieferen Abschnitten (JEANNET et al., 1935, 43). Für die Isotopenuntersuchungen wurde der Profilabschnitt entlang der Strasse gewählt. Folgende Schichten wurden dabei unterschieden (für eine detailliertere Beschreibung und farbige Dünnschliffaufnahmen sei auf LETSCH, 2010, den Beschrieb in BERSET, 1984, 11 ff. sowie auf Abb. 3 der vorliegenden Arbeit verwiesen):

1. Der **Basale Glaukonitkalk**. Ein dunkel anwitternder, grauer Kalkstein mit Muscheln und vereinzelt Fischzähnen. Im Dünnschliff besteht das Gestein aus einer braunen, mikritischen Matrix in der Glaukonitkörner, Gesteinsbruchstücke sowie viele Fossilrümpfer (v.a. *Discocyclus*, Echinodermen, Muscheln, vereinzelt *Lithothamnium* sowie seltene planktonische Foraminiferen) eingebettet sind.

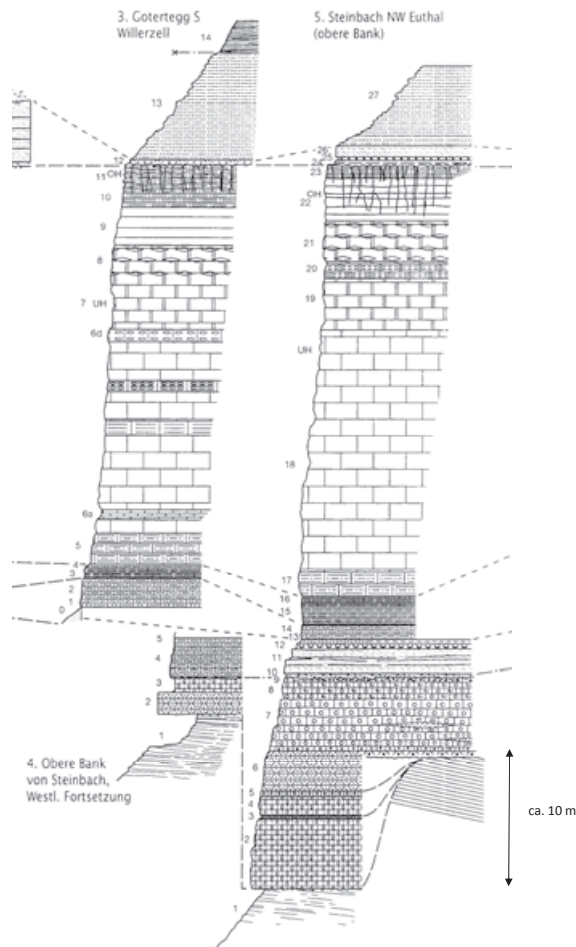


Abb. 3. Stratigrafische Profile durch die Äussere Einsiedler Schuppenzone (nach Leupold aus DECROUEZ und MENKVELD-GFELLER, 2003). Profil Nr. 5 ist das hier untersuchte Profil. Auf die kretazische Amden-Formation (1) transgredieren die Lithothamnienkalksteine (2-5 sowie 7-9) und der basale Glaukonitkalk (Nr. 6). Darüber folgen der mittlere Grünsand (10-13), die roten Mikrite (14-16), die Hauptmasse der Nummulitenkalksteine (17-24), die berühmte Steinbach Fossilschicht (u.a. mit phosphatisierten Korallen; 25), der obere Grünsand (26) und schliesslich die Stad-Mergel (27). Gezeigt ist auch die basale Diskordanz des Tertiärs, die für das Auskeilen der Tertiär-Basis entlang der Schuppe verantwortlich ist (s. Text). Im in dieser Arbeit untersuchten Profil lagert 6 direkt auf 1.

Fig. 3. Stratigraphic sections through the Äussere Einsiedler Schuppenzone (after Leupold, from DECROUEZ and MENKVELD-GFELLER, 2003). Profile Nr. 5 is the one examined in the present study. Above the Cretaceous Amden-Formation (1) follow the Lithothamnium limestones (2-5 and 7-9), the basal glauconite limestone (6), the middle greensand (10-13), the red micrites (14-16), (Nummulite limestones (17-24), a famous fossiliferous layer (containing phosphatized corals; 25), the upper greensand (26) and finally the Stad-Mergel (27). The base of the Tertiary is marked by a discordance that leads to the wedge out of its basal parts (see text). In the section studied in the present article, layer 6 lays directly on layer 1.

2. Der Lithothamnienkalk. Ein weisser, hellgrau anwitternder Kalkstein, der zu rund 90% aus einem dicht gepackten Gerüst von aufgearbeiteten Bruchstücken der Kalkalge *Lithothamnium* besteht. Die Hohlräume dazwischen werden durch einen sparitischen Zement gefüllt. Im Schliff können *Discocyclus* und einige planktonische Foraminiferen beobachtet werden.
3. Der Mittlere Grünsand (LEUPOLD, 1937). Er transgrediert mit einer sehr unregelmässigen Auflagerungsfläche (s. Fotografie in JEANNET et al., 1935) auf den Lithothamnienkalk und besteht hauptsächlich aus meist gut gerundeten grünen Glaukonitkörnern. Daneben kommen seltene Quarzkörner sowie weisse und teilweise leicht bräunliche (karamellfarbene) Körner vor, die vermutlich aus Apatit bzw. dessen amorpher Form (Colophon, cf. LETSCH, 2010, 21 f.) bestehen. An Fossilien finden sich pectinide Muscheln, Austern sowie seltene Nummuliten (HERB, 1965).
4. Der mittlere Grünsand geht schliesslich durch Abnahme des Glaukonit- und durch Zunahme des Kalkgehalts in die Basis der eigentlichen Nummulitenkalksteine über. Diese sind an der Basis v.a. rote Mikrite, die traditionell unter der Bezeichnung «Murchisoni-Kalk» (benannt nach *Nummulites murchisoni*) bekannt sind.

Aufgrund biostratigrafischer Daten wäre die Paleozän/Eozän-Grenze irgendwo in den Lithothamnienkalksteinen zu suchen. Die roten Mikrite sind eindeutig jünger und der mittlere Grünsand vermutlich auch.

4.2 Isotopenuntersuchungen

Aufgrund der Biostratigrafie wurden in einem ersten Schritt Gesteinsproben in Abständen von rund 1m zwischen der Basis des Tertiärs (d.h. der Grenze zu der unterlagernden Amden-Formation) und den roten Mikriten genommen. Diese Proben wurden daraufhin am Geologischen Institut der ETH Zürich analysiert. Diese ersten Messungen, die mit schlechter vertikaler bzw. zeitlicher Auflösung erfolgten, liessen zwei Stellen mit leicht negativeren Isotopenwerten erkennen, die daraufhin mit besserer Auflösung (Proben alle 5 cm) beprobt und analysiert wurden. Die Resultate jener Messungen sind in Abb. 4 dargestellt. Zusätzlich wurde versucht, Messungen an einzelnen Fossilien (Muschelschalen und Nummulitengehäusen) auszuführen.

Prinzipiell können zwei Stellen mit negativeren Isotopenwerten identifiziert werden. Die erste Anomalie liegt an der Basis des Tertiärs (bei ca. 0 cm) und endet bei ca.

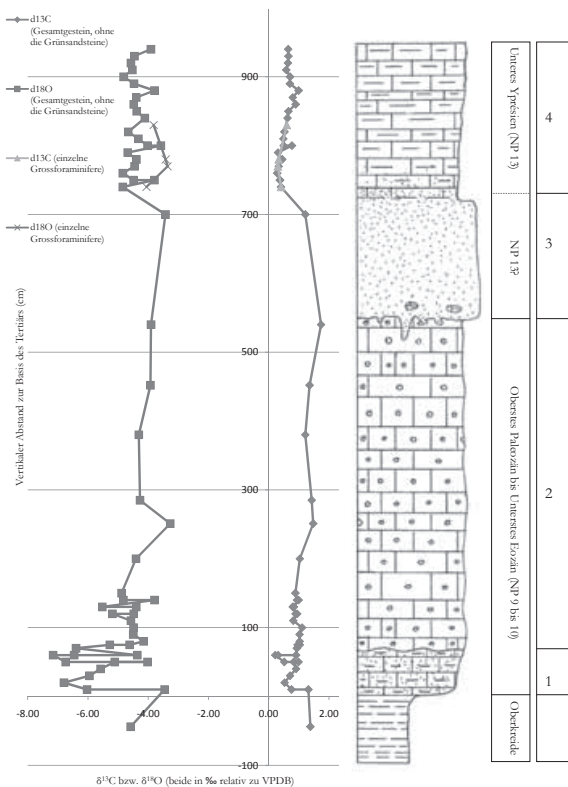


Abb. 4. Isotopendaten des Steinbach Profils. Die Nr. 1 bis 4 in der Kolonne rechts bezeichnen die folgenden Lithologien: 1 Basaler Glaukonitkalk, 2 Lithothamnienkalk, 3 mittlerer Grünsand, 4 rote Mikrite.

Fig. 4. Isotope data from the Steinbach section. Nr. 1 to 4 to the right correspond to the lithological division mentioned in the text (4.1).

250cm, ungefähr dort, wo die Isotopenwerte wieder die Werte annehmen, die sie vor der Anomalie besassen. Die zweite Anomalie betrifft den Übergang vom mittleren Grünsand zu den roten Mikriten. Die obere Anomalie scheidet aus biostratigrafischen Gründen als mögliche Kandidatin für die CIE des PETM aus, wohingegen die tiefere Anomalie durchaus im Bereich des Möglichen liegt. Allein mithilfe der Biostratigrafie kann die Paleozän-Eozän-Grenze nicht genauer festgelegt werden. Wir werden in den folgenden Abschnitten nun diskutieren, wie glaubhaft die Isotopenmessungen die ursprüngliche Zusammensetzung und die Temperatur des damaligen Meeres widerspiegeln, oder ob sie nachträglich im Laufe der Diagenese und der alpinen Gebirgsbildung verfälscht wurden.

4.3 Einfluss der Diagenese

Karbonatsedimente bestehen bei ihrer Bildung aus unterschiedlichen Bestandteilen: Schalen und Skelettfragmente von Tieren und Pflanzen (Muscheln, Foraminiferen, Algen

etc.), eingeschwemmten Gesteinstrümmern oder aus chemisch ausgefällten Karbonaten. Die meisten biogenen Bestandteile bestehen aus Aragonit (einer Modifikation des Kalziumkarbonats), der zwar in Meerwasser gefällt wird, jedoch thermodynamisch dort nicht stabil ist. Wird ein noch nicht verfestigtes Karbonatsediment im Laufe seiner Entwicklung veränderten Umweltbedingungen (z.B. dem Einfluss meteorischen Wassers oder erhöhten Druck- und oder Temperaturbedingungen) ausgesetzt, so rekrystallisiert praktisch der gesamte Aragonit in die stabilere Form des Kalzits. Dabei verändert sich natürlich die isotopische Zusammensetzung des Sediments, da der Kalzit, im Vergleich zum ursprünglichen Aragonit, unter anderen Temperaturen und aus einer Lösung (Porenwasser) mit einer anderen Isotopenzusammensetzung als das ursprüngliche Meerwasser ausgefällt wurde.

Es hat sich aber gezeigt, dass von solchen diagenetischen Vorgängen v.a. die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und nicht so sehr die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte verändert werden, da die Fraktionierung der C-Isotope bei der Kalzitausfällung viel weniger stark ist als diejenige der O-Isotope. Meist wird daher den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in verfestigten Sedimenten die grösste Beachtung geschenkt. Im Falle des Steinbachprofils liegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in einer relativ schmalen Bandbreite von 0 bis 1.8‰, was mit den Werten übereinstimmt, die man bei der Ausfällung von Kalk aus dem Meer erwarten würde. Sie könnten also originale Isotopensignale darstellen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte streuen dagegen viel stärker zwischen -7.16 und -3.27‰. Umgerechnet auf die Wassertemperatur des damaligen Meeres (nach der Formel in CORFIELD, 1995) und unter der Annahme, der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des damaligen Meerwassers habe durchschnittlich -0.6‰ betragen (SAVIN et al., 1974), kommen wir auf Temperaturen von maximal 50° und minimal 29° C. Die extrem hohen Temperaturen würden v.a. für die untere Anomalie gelten, wo die negativsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auftreten. 50° C scheinen nun aber auch für die warmen Meere der Paleozän-Eozän-Grenze enorm hoch und es scheint daher plausibel, eine diagenetische Überprägung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte anzunehmen (s. 5.1).

5 MÖGLICHE DEUTUNGEN DER ISOTOPENSIGNALE

Isotopenmessungen können unterschiedliche Signale darstellen. Beispielsweise kann die Isotopenzusammensetzung eines Sedimentgesteins das aus unterschiedlichen Gesteinskomponenten mit jeweils auch unterschiedlichen Isotopensignaturen eine Funktion der relativen Anteile der

einzelnen Komponenten am Gesamtgestein sein. Die paläoklimatische Aussagekraft eines solchen Isotopensignals ist dann nicht mehr eindeutig zu interpretieren bzw. gar nicht vorhanden. Interessanter für die Paläoklimatologie und die Chemostratigrafie ist ein Karbonatgestein, dessen einzelne Komponenten aus biogenen Trümmern von Lebewesen bestehen, die mehr oder weniger an Ort und Stelle gelebt haben. Aber auch hier kann es sein, dass die Schalen oder Skelette jener Lebewesen nicht in chemischem Gleichgewicht mit ihrer Umgebung ausgefällt wurden und die Temperaturabhängigkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Karbonats somit nicht gegeben ist (SHACKLETON, 1974). Zudem ist die Isotopenzusammensetzung von Meerwasser keineswegs konstant: sie ändert sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung stark (FAURE, 1986).

In den folgenden Abschnitten werden wir versuchen, die Isotopenmessungen am Steinbachprofil zu interpretieren und sie allfälligen Isotopensignalen zuzuordnen.

5.1 Diagenese

Wie bereits ausgeführt (4.3) kann die Umkristallisation von ursprünglichem Karbonat (Aragonit sowie Hochmagnesiumumkalzit) die Isotopenzusammensetzung eines Karbonatgesteins verändern. Hinweise darauf, dass eine solche stattgefunden hat, findet man in der mikroskopischen Struktur eines Gesteins oder eben auch in der Isotopenzusammensetzung. Diese wird zu diesem Zweck gerne in einem $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ Diagramm dargestellt (z.B. GIVEN & LOHMANN, 1985). Ordnen sich die Werte auf einem solchen Diagramm entlang von Geraden an, so kann geschlossen werden, dass das Gesamtgestein aus mehreren isotopisch unterschiedlichen Karbonaten aufgebaut ist. Eine Gesamtgesteinsanalyse ist in dem Fall nichts anderes als eine mehr oder weniger zufällige Mischung aus diesen verschiedenen Karbonaten. Besteht ein Gestein aus nur zwei massgeblichen Karbonaten (z.B. aus ursprünglichem Biodetritus und einem diagenetischen Zement) so kann man einfach zeigen, dass zufällige Mischungen aus diesen beiden Karbonaten in einem $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ Diagramm auf einer Geraden (einer sogenannten Mischgeraden) liegen. Das Mass der linearen Korrelation der Punkte auf dieser Geraden kann als ein Mass dafür genommen werden, wie wahrscheinlich es ist, dass die angezeigte Gerade tatsächlich eine lineare Abhängigkeit widerspiegelt oder bloss zufällig ist.

Abb. 5 zeigt ein entsprechendes Diagramm für alle unsere Isotopenanalysen, aufgeschlüsselt nach den einzelnen Lithologien, wobei die Kalke als eine Gruppe behandelt werden (sie sind in Abb. 6 weiter aufgeschlüsselt). Es

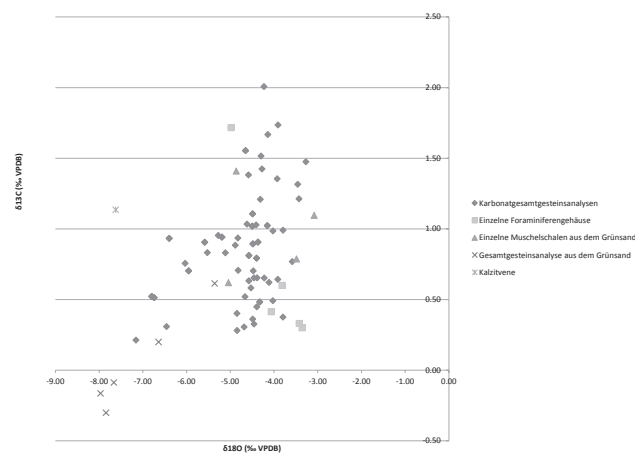


Abb. 5. $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ Diagramm.

Fig. 5. $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ plot.

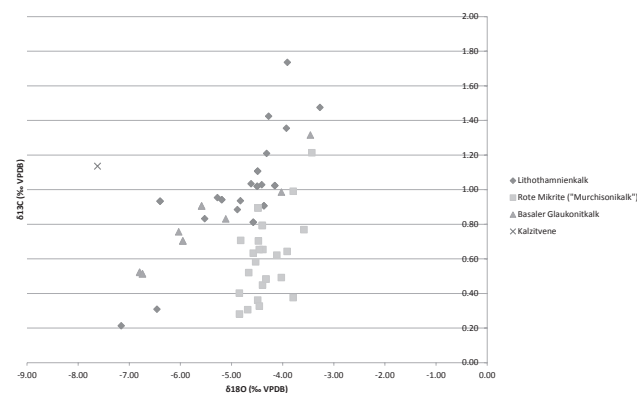


Abb. 6. $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ Diagramm aufgeschlüsselt nach den einzelnen Kalken.

Fig. 6. $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ plot showing the different limestones.

wird sofort klar, dass sowohl der mittlere Grünsand als auch die Kalke starke lineare Abhängigkeiten aufweisen. Bei den letzteren sind v.a. der basale Glaukonitkalk und, etwas weniger deutlich, der Lithothamnienkalk betroffen. Die roten Mikrite hingegen scheinen kaum lineare Abhängigkeiten zu zeigen. Ebenso verhält es sich mit den Muschelschalen und den Nummulitengehäusen.

Aufgrund mikrofazieller Überlegungen, die sich auf Dünnschliffuntersuchungen stützen (LETSCH, 2010), können diese unterschiedlich stark ausgeprägten Abhängigkeiten wie folgt gedeutet werden:

Im Falle des mittleren Grünsandes erscheinen im Schliff zwei mögliche Karbonatquellen. Biogener Detritus (v.a. Muschelbruchstücke) und sekundärer, diagenetischer Kalzitcement. Verlässliche originale Isotopensignale können vermutlich nur aus den einzelnen Muschelschalen gewonnen werden, wohingegen Gesamtgesteinsanalysen

stark diagenetisch überprägt sind, weshalb sie auch in Abb. 4 nicht aufgeführt werden.

Der basale Glaukonitkalk besteht aus relativ vielen verschiedenen Gesteinskomponenten (s. 4.1) unter denen sich auch Trümmer anderer Gesteine finden (Detritus), sowie aufgearbeitete (d.h. aus älteren Schichten stammende) biogene Trümmer. All diese Bestandteile weisen vermutlich ursprünglich unterschiedliche Isotopenzusammensetzungen auf. Daher wäre auch ohne starke diagenetische Überprägung ein Isotopensignal zu erwarten, das viel eher die relativen Anteile dieser unterschiedlichen Karbonatquellen wiedergibt als die ursprüngliche Zusammensetzung des Meerwassers bzw. der darin gelösten Bestandteile. Isotopenwerte aus dieser Lithologie sind daher mit besonderer Vorsicht zu bewerten.

Auch bei den Lithothamnienkalken zeigt sich eine gewisse lineare Beziehung zwischen den $\delta^{18}\text{O}$ - und den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, allerdings viel weniger stark ausgeprägt als beim basalen Glaukonitkalk. Aufgrund der Mikrofazies kommen grob betrachtet zwei Hauptquellen für das Karbonat der Isotopenanalysen in Frage: der sparitische (d.h. grobkristalline) Zement sowie die vorherrschenden Algenbruchstücke. Gehen wir davon aus, dass diese diagenetisch nicht stark überprägt wurden (zumindest was die C-Isotopenzusammensetzung betrifft), so könnte man in weitergehenden Messungen vermehrt versuchen, einzelne Algenbruchstücke unter Aussparung allfälliger zementreicherer Abschnitte zu beproben.

Isotopengeologisch am interessantesten scheinen die roten Mikrite zu sein. Sie zeigen praktisch keine Korrelation auf dem $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ Diagramm, und zudem scheinen die Vergleiche der Gesamtgesteinsanalysen mit den wenigen Messungen an einzelnen Nummulitengehäusen aufschlussreich (s. Abb. 4). $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dieser beiden stimmen sehr schön überein, während bei den diagenetisch viel anfälligeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten starke Unterschiede bestehen. Ab 740 cm scheinen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit einer Amplitude von fast 1‰ zu oszillieren, was bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten nicht festgestellt werden kann, weshalb es sich hierbei um eine diagenetische Erscheinung handeln dürfte. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Nummulitengehäuse zeigen diese Oszillation ebenfalls nicht, vielmehr zeigen sie einen anfänglichen leichten Anstieg um ca. 0.6‰, um anschliessend wieder abzufallen. Interessanterweise liegen nun zwei Scheitelpunkte der eben erwähnten Oszillation der Gesamtgesteinsanalysen (bei 770 und 830 cm) genau auf den linear interpolierten Verbindungen der Nummulitenanalysen. Eine mögliche Deutung scheint, dass die Nummulitengehäuse auch in Bezug

auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte kaum diagenetisch verfälscht wurden und einzelne Gesamtgesteinsanalysen (die Scheitel der Oszillationen) ebenfalls kaum verfälscht wurden.

5.2 Änderung der Ablagerungstiefe

Der eben besprochene Abschnitt des Steinbachprofils scheint also ein primäres Isotopensignal darzustellen. Der Übergang des mittleren Grünsandes zu den roten Mikriten erfolgt ziemlich kontinuierlich unter Abnahme des Glaukonitgehalts. Die untersten ca. 10 cm der Mikrite sind noch nicht rot, sondern von einer blass-grauen Farbe. Diese Farbveränderungen sowie die Abnahme des Glaukonits lassen es wahrscheinlich erscheinen, dass sich zu jener Zeit die Wassertiefe veränderte. Die Isotopenmessungen unterstützen diese Vermutung. In den heutigen Meeren lässt sich nämlich beobachten, dass die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von im Wasser gelöstem Kohlenstoff (meist in der Form von Bikarbonat HCO_3^-) in den obersten ca. 2 km der Wassersäule von ca. 2‰ kontinuierlich bis auf ca. 0‰ abnehmen und tiefer unten nur noch leicht zunehmen (z.B. WEISSERT, 1989). Die Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte vom Top des mittleren Grünsandes (1.21‰ bei 700 cm) zur Basis der roten Mikrite (nur noch 0.28‰ bei 760 cm) wird von einer Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der einzelnen Nummulitengehäuse um rund 0.6‰ begleitet. Dies könnte einer Vertiefung des damaligen Meeres entsprechen: Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und gleichzeitige Abnahme der Temperatur, was in höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten resultiert. Darüber kehrt sich das ganze um: langsame Zunahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, was nun mit einer Abnahme der Meerestiefe erklärt werden könnte.

5.3 Primäre klimatisch-geochemische Signale

Isotopensignale, die sich weder eindeutig diagenetisch noch durch eine Änderung der Lithologie bzw. der Gesteinsbestandteile oder eine Änderung der ursprünglichen Wassertiefe erklären lassen, sind Kandidaten für ursprüngliche Signale, die Änderungen des damaligen Klimas und/oder der damaligen Chemie der Atmosphäre und/oder des Meerwassers anzeigen könnten. An diesen sind wir interessiert, wenn wir Chemostratigrafie betreiben wollen oder konkret am Auffinden der CIE des PETM interessiert sind. Nach den obigen Diskussionen scheinen für diesen Zweck v.a. die roten Mikrite (wobei bei diesen eine Veränderung der Wassertiefe als erschwerender Faktor wahrscheinlich scheint) und vermutlich auch die jüngeren grauen Nummulitenkalke geeignet zu sein.

Beide sind nun aber aufgrund biostratigrafischer Daten als eindeutig jünger als das PETM einzustufen. Etwas

weniger geeignet, aber unter gewissen Vorbehalten doch als brauchbar, haben sich die Lithothamnienkalke herausgestellt. Die kleine, aber sehr deutliche Exkursion an der Grenze zum unterliegenden basalen Glaukonitkalk (ca. 60 cm) scheint eher diagenetischer Herkunft zu sein (z.B. Zirkulation isotopisch negativer Porenwässer entlang der lithologischen Grenze der beiden Einheiten), doch der darüber folgende stetige Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 0.81‰ (bei 110 cm) zu 1.74‰ (bei 540 cm) könnte durchaus ein originales geochemisches Signal darstellen, wobei die Wassertiefe aufgrund der konstanten Lithologie als mögliche Ursache eher ausscheidet. Ob dieser Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte die «Erholungsphase» vom PETM darstellt, ist natürlich weiterhin sehr fraglich und bedarf weiterer Untersuchungen.

6 AUSBLICK

Die ausgeführten Untersuchungen haben das Potential aber auch die Beschränkungen chemostratigrafischer Arbeitsweisen im helvetischen Eozän der Zentralschweiz aufgezeigt. Die konkrete Suche nach der CIE des PETM dürfte am meisten Aussicht auf Erfolg haben, wenn die vollständiger erhaltenen Abschnitte der untersuchten Schuppe (zwischen Basis Tertiär und dem basalen Glaukonitkalk) weiter beprobt würden. Dabei ist darauf zu achten, dass einzelne Lithothamnien, Muschelschalen oder homogen erscheinende Gesamtgesteinsproben analysiert werden.

7 VERDANKUNGEN

Herzlichen Dank gebührt Hans Thierstein, dem Initiator dieser Studie, für sein stetes Interesse und für seine kritische Durchsicht des Manuskripts. Wilfried Winkler gab wertvolle Hinweise und las das Manuskript kritisch durch.

8 LITERATUR

AUBRY, M.-P. und 16 Koautoren. 2003. Chronostratigraphic terminology at the Paleocene/Eocene boundary. In: Wing et al. (ed.) «Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene». The Geological Society of America, Special Paper 369, 551–566.

BERSET, M. 1984. Paläomagnetische Untersuchung in den Einsiedler Nummulitenkalken und geologische Kartierung an der Rigi-Hochfluh (Kt. Schwyz). Unpublizierte Diplomarbeit ETH Zürich, 103 pp.

BOUSSAC, J. 1912. Etudes stratigraphiques sur le nummulitique alpin. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. 657 pp. + X pl.

BOWEN, G.J. und BOWEN B.B. 2008. Mechanisms of PETM global change constrained by a new record from central Utah. *Geology* 36/5, 379–382.

CORFIELD, R. 1995. An introduction to the techniques, limitations and landmarks of carbonate oxygen isotope paleothermometry. In: «Marine Paleoenvironmental Analysis from Fossils», BOSENCE, D.W.J. und ALLISON, P.A. (ed), pp. 27–42. Geological Society Special Publication No. 83, 272 pp.

DARLING, W.G., BATH, A.H., GIBSON, J.J. und ROZANSKI, K. 2006. Isotopes in water. In: «Isotopes in Palaeoenvironmental Research», Leng, M.J. (ed), pp. 1–66. *Developments in Paleoenvironmental Research* Vol. 10, 307 pp.

DECROUEZ, D. und MENKVELD-GFELLER U. (ed) 2003. Leupolds Schläfli-Preisschrift 1939 – Studien zur Nummulitenstratigraphie des alpinen und westeuropäischen Alttertiärs. *Revue Paléobiol.* Vol. spéc. 5, 301 pp.

DICKENS, G.R., O'NEIL, J.R., REA, D.K. & OWEN, R.M. 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 10/6, 965–971.

FAURE, G. 1986. Principles of Isotope Geology. 2nd edition. John Wiley & sons, New York. 589 pp.

FREI, R. 1963. Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen. Diss. ETH Zürich. 175 pp.

GIVEN, R.K. & LOHMANN, K.C. 1985. Isotopic evidence for early meteoric diagenesis of the reef facies, Permian reef complex of west Texas and New Mexico. *J. sed. Petr.* 56/2, 183–193.

HANTKE, R., WYSSLING, L., BOLLINGER, D. 2009a. 1132 Einsiedeln. *Geol. Atlas d. Schweiz.*

HANTKE, R., WYSSLING, G., SCHLANKE, S. 2009b. 1132 Einsiedeln Erläuterungen. *Geol. Atlas d. Schweiz.*

HEIM, ARN. 1908. Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Versuch zu einer Revision der alpinen Eocaen-Stratigraphie. *Abbh. D. schweiz. Pal. Ges.* Vol. XXXV. 301 pp. + VIII Taf.

HERB, R. 1965. Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. U. -Ing.*, Vol. 32, 135–151.

HOLMDEN, C., CREASER, R.A., MUEHLENBACHS, K., LESLIE, S.A. & BERGSTRÖM, S.M. 1998. Isotopic evidence for geochemical decoupling between ancient epeiric seas and bordering oceans: implications for secular curves. *Geology* 26, 567–570.

- JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, P.D. 1935. Stratigraphische Profile des Nummulitkums von Einsiedeln-Iberg. *Berichte der schwyz. Naturf. Ges.* 1. Heft 1932/35, 35–51.
- KENNETT, J.P. & STOTT, L.D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature* 353, 225–229.
- KUHN, J.A. 1972. Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Sihlsees. *Ecl. geol. Helv.* 65/3, 485–553.
- KVENVOLDEN, K.A. 1993. Gas hydrates – geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics* 31/2, 173–187.
- LEUPOLD, W. 1937. Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. *Ecl. geol. Helv.* 30/1, 1–23.
- LETSCH, D. 2010. Stable Isotope Geological Investigations in the Early Tertiary of the Southern Helvetic Nappes of Canton Schwyz (Steinbach). Unpubl. Bachelorarbeit ETH Zürich, 56 pp.
- MAYER-EYMAR, K. Systematisches Verzeichnis der Versteinerungen des Parisian der Umgebung von Einsiedeln. *Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz* 14. Lieferung, Abteilung 2, 100 pp.
- MURCHISON, R.I. 1849. On the geological structure of the Alps, the Apennines and Carpathians, more especially to prove a transition from secondary to tertiary rocks, and the development of Eocene rocks in southern Europe. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 5, 157–312.
- NORRIS, R.D. & RÖHL, U. 1999. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature* 401, 775–778.
- NUNES, F. & NORRIS, R.D. 2006. Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period. *Nature* 439, 60–63.
- PATTERSON, W.P. & WALTER, L.M. 1994. Depletion of ^{13}C in seawater ΣCO_2 on modern carbonate platforms: significance for the carbon isotopic records of carbonates. *Geology* 22, 885–888.
- PUJALTE, V. und 8 Koautoren. 2003. Basal Eocene (earliest Eocene) turnover of larger foraminifera: age constraints based on calcareous plankton and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain). In: Wing et al. (ed.) «Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene». The geological society of America, Special Paper 369, 205–221.
- SAVIN, S.M., DOUGLAS, R.G. und STEHLI, F.G. 1975. Tertiary marine paleotemperatures. *Geological Society of America Bulletin* 86, 1499–1510.
- SCHAUB, H. 1981. Nummulites at Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mémoires suisses de Paléontologie* Vol. 104–106, 236 pp. + 18 pl., 48 pl. et 48 pl.
- SCHMITZ, B., SPEIJER, R.P. & AUBRY, M.-P. 1996. Latest Paleocene benthic extinction on the southern Tethyan shelf (Egypt): foraminiferal stable isotopic ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) records. *Geology* 24, 347–350.
- SHACKLETON, N.J., WISEMAN, J.D.H. und BUCKLEY, H.A. 1973. Non-equilibrium isotopic fractionation between seawater and planktonic foraminiferal tests. *Nature* 242, 177–179.
- THOMAS, D.J., ZACHOS, J.C., BRALOWER, T., THOMAS, E. & BOHATY, S. 2002. Warming the fuel for the fire: evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology* 30, 1067–1070.
- WEISSERT, H. 1989. C-isotope stratigraphy, a monitor of paleo-environmental change: a case study from the early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10, 1–61.
- ZAMAGNI, J. 2009. Responses of a shallow-water ecosystem to the early Paleogene greenhouse environmental conditions. Diss. Universität Potsdam, 120 pp.