Kosmogene Nuklide in den Geo- und Umweltwissenschaften

Kosmogene Nuklide in den Geo- und Umweltwissenschaften

Friedhelm von Blanckenburg*

Im Wien des Jahres 1912 stieg Victor Hess in Ballons, die mit Elektrometern ausgerüst wurden, bis in 5.000 m Höhe auf (Abb. 1). Damals hatte er nicht ahnen können, dass seine dabei gemachte Entdeckung der kosmischen Strahlung 70 Jahre später unser Verständnis von Erdoberflächenprozessen revolutionieren würde. Die durch diese Strahlung entstehenden kosmogenen Nuklide sind extrem seltene, meist radioaktive Isotope, die als geochemische Fingerabdrücke und Datierungswerkzeuge Materialien und Geländeformen der Erdoberfläche datieren, Ozeanzirkulation rekonstruieren, Änderungen in der Intensität der Sonneneinstrahlung messen und Erosionsraten sowie Sedimentationsraten bestimmen helfen. Uns allen gut bekannt ist die Radiokarbonmethode. Mit ihr werden mit dem kosmogenen Nuklid 14C archäologische Funde, organische Ablagerungen, marine Karbonate und tiefes Ozeanwasser datiert. In diesem Artikel soll jedoch die Aufmerksamkeit auf die anderen kosmogenen Nuklide, 10Be, 26Al, 36Cl und die kosmogenen Edelgase 3He und 21Ne gelenkt werden. Wurden diese Nuklidmethoden ursprünglich für die Bestimmung von Expositionsgeschichten von Meteoriten entwickelt, so haben sie seit der routinemäßig möglichen Messung durch die Beschleunigermassenspektometrie (isch: accelerator mass spectrometry, "AMS") und empfindliche Edelgasmassenspektrometer in deEngln letzten zwei Jahrzehnten den Geo- und Umweltwissenschaften enorme Chancen ermöglicht. Verdeutlicht wird dies an der Publikationsfrequenz zu kosmogenen Nukliden (ohne 14C), die von ca. zwei Publikationen anfang der 80er Jahre zu mehr als 100 im Jahr 2007 zugenommen hat (Quelle: ISI).

Abb. 1: Victor F. Hess (1883-1964) startet im Wien des Jahres 1912 zu einem seiner Ballonflüge, auf denen er die kosmische Strahlung entdeckte.

Physikalische Prinzipien

Kosmische Strahlen sind hochenergetische Partikel (90% Protonen, 10% a-Teilchen), die mit einer Energie von 109-1014 eV von Sternenexplosionen innerhalb unserer Galaxie an der Oberfläche der Erdatmosphäre ankommen. Die Flussdichte der hochenergetischen Partikel beträgt dabei ca. 750 Protonen und a-Teilchen/m2/Sekunde. Ihre Eintreffwahrscheinlichkeit hängt sowohl von der Stärke des Magnetfeldes der Sonne als auch von der des Erdmagnetfeldes ab. In der Erdatmosphäre treffen sie auf Luftmoleküle (O2, N2, Ar). Mit diesen kommt es bei Reaktionen mit Atomkernen zu einer "Spallation" genannten Reaktion. In der Reaktion werden von den Atomkernen durch einen nichtelastischen Stoß mehrere Neutronen, Protonen und massearme nukleare Partikel wie Elektronen, Pionen, Myonen und Neutrinos abgesplittert. Übrig bleibt ein Atomkern leicht geringerer Masse: ein kosmogenes Nuklid ist entstanden. Bei dieser Reaktion werden mehrere Energie-ärmere sekundäre Partikel emittiert, die für weitere Spallationsreaktionen in der Atmosphäre zur Verfügung stehen. Es entsteht die sogenannte "kosmische Kaskade" von Spallationsreaktionen (Abb. 2). Die Häufigkeit dieser Reaktionen nimmt mit atmosphärischer Tiefe solange zu, bis die sekundären Teilchen nicht mehr über ausreichend Energie verfügen, um weitere Spallationsreaktionen auszuüben. Die Produktion atmosphärischer kosmogener Nuklide hat deshalb in der unteren Stratosphäre ihr Maximum, und nimmt darunter wieder ab.

Abb. 2: Die Kaskade kosmischer Strahlen mit vier von etlichen möglichen Produktionsmechanismen für kosmogene Nuklide. Ein primäres kosmisches Partikel (hier ein Proton) trifft auf ein Sauerstoff-Atom. Durch eine Spallationsreaktion entsteht dabei das kosmogene Nuklid 10Be sowie zahlreiche sekundäre kosmische Partikel. Das "meteorische" 10Be wird hydrolisiert und haftet sich an Aerosolpartikel an. Aus den sekundären Neutronen entsteht hier einerseits 14C, das sogleich zu CO2-Gas oxidiert wird; und andererseits 10Be und weitere sekundäre kosmische Strahlenpartikel, die weitere Reaktionen durchführen können. Einige wenige erreichen mit genügend hoher Energie die Erdoberfläche, wo sie "in-situ" produzierte kosmogene Nuklide (hier 10Be aus Sauerstoff in Mineralen) erzeugen.

In den Geo- und Umweltwissenschaften häufig benutzte atmosphärische bzw. "meteorische" kosmogene Nuklide sind 10Be (aus O), 14C (aus N) und 36Cl (aus Ar). Ihre Flussdichten an der Erdoberfläche sind typischerweise 1 ´ 106 Atome/cm2/Jahr 10Be oder 60 ´ 106 Atome/cm/Jahr 14C, variieren aber mit der Höhe (Luftdruck), geomagnetischer Breite, Stärke des Erdmagnetfeldes und solarer Modulation.

Nur wenige sekundäre kosmische Strahlen erreichen mit genügend hoher Energie die Erdoberfläche, um mit Atomkernen der lithosphärischen Elemente Spallationsreaktionen durchzuführen. Benannt werden diese "in-situ" produzierten Nuklide nach ihrer Entstehung direkt im Gestein oder Boden, wo ihre Produktionsrate nur wenige bis einige Hundert Atome pro Gramm Mineral pro Jahr beträgt (Tabelle 1). Sie entstehen nur an der unmittelbaren Erdoberfläche, da sekundäre kosmische Strahlen nur wenige Meter in das Gestein eindringen. Ihre Produktionsraten wurden an Oberflächen bekannten Alters kalibriert und hängen von geomagmetische Breite, Höhe und Änderungen der geomagnetischen Feldstärke ab.

Das neben 14C am häufigsten benutzte Nuklid 10Be wurde 1956 von J. Arnold und 1957 von dem indischen Physiker

Devendra Lal und deren Arbeitsgruppen entdeckt. 1967 hat D. Lal im "Handbuch der Physik" mit B. Peters die Grundprinzipien der Nuklidproduktion beschrieben und bereichert bis heute die Wissenschaft der kosmogenen Nuklide mit Algorithmen für die Quantifizierung von Prozessen an der Erdoberfläche und im Ozean. Die Grundprinzipien dieser Anwendungen sind:
1) Datierung über radioaktiven Zerfall. Kosmogene Nuklide sind ein Datierungswerkzeug, wenn sie in ein Material in bekannter Häufigkeit eingebaut werden, dieses Material weiterer Exposition entzogen wird und das Material dann radioaktiv zerfällt. Dies ist das Prinzip der 14C-Datierung oder der 10Be-Datierung von, z.B. ozeanischen Fe-Mn Krusten.
2) Datierung über Nuklidakkumulation. Kosmogene Nuklide sind außerdem dann ein Datierungswerkzeug, wenn ein Mineral von einem gegebenen Startzeitpunkt an kontinuierlich der kosmischen Strahlung ausgesetzt wird und darin dann Nuklide akkumulieren. Ist die Produktionsrate bekannt, so kann das Expositionsalter bestimmt werden. Dabei ist eine Grundbedingung, dass kosmogene Nuklide wegen ihrer geologisch gesehen kurzen Halbwertszeit (bzw. ihrer im Falle von Edelgasen geringen Häufigkeit) in der tiefen Lithosphäre nicht vorhanden sind und erst dann akkumulieren, wenn Material an der Erdoberfläche kosmischer Strahlung ausgesetzt wird. Sind vorhandene Nuklide von vorherigen Expositionsereignissen vorhanden, können diese durch abgeschirmte Vergleichsproben analytisch erkannt und korrigiert werden.
3) Messung von Stoffumsätzen über Nuklidakkumulation bei gleichzeitigem Abtransport. Kosmogene Nuklide sind isotopische Fingerabdrücke und bestimmen die Raten von Transportprozessen, wenn sie in einem Kompartiment der Erde mit der gleichen Rate produziert wie durch einen Transportprozess wieder reduziert werden. Im stationären Gleichgewicht kann dann bei bekannten Produktionsraten oder Flussdichten die Verweildauer eines Stoffes an der Erdoberfläche (Boden, Sediment, Grund- und Ozeanwasser) und damit die Rate des Stoffumsatzes bestimmt werden.
4) Nuklidkonzentrationen als Anzeiger für paläomagnetische und solare Intensität. Die Produktionsrate kosmogener Nuklide selbst dient der Rekonstruktion von Änderungen des Erdmagnetfeldes und der Sonnenintensität, wenn die Variationen der Nuklidhäufigkeiten über ein unabhängiges Archiv rekonstruiert werden können. Beispiele sind 14C-Konzentrationen in Baumringen und 10Be-Konzentrationen in Eisbohr- und Sedimentkernen.

Messung kosmogener Nuklide
Die radioaktiven kosmogenen Nuklide wurden früher mit Zählrohren gemessen. Für 14C ist dies auch heute durchaus üblich. Allerdings müssen große Mengen an Material aufbereitet werden. So sind Gramm-Mengen organischen Kohlenstoffs für eine 14C Datierung oder tausende von Litern Ozeanwasser für eine 10Be-Konzentrationsmessung erforderlich. In-situ produzierte Nuklide können wegen ihrer geringen Konzentrationen und langsamem radioaktiven Zerfall nicht mit Zähltechniken erfasst werden. Die Messung dieser geringen Häufigkeiten konnte erst durch die hochempfindliche AMS-Technik ermöglicht werden. So kann 14C in 0,1 Milligramm-Mengen Kohlenstoffs und 10Be in wenigen Liter Ozeanwasser gemessen werden. Messungen von in-situ produzierten Nukliden sind, nach chemischer Extraktion des Elements, an 5-100 g eines Minerals möglich.
Allerdings müssen auch bei der AMS-Technik einige erhebliche Hürden überwunden werden. a) Eine hochempfindliche Technik ist erforderlich, da meist nur 104 bis 108 Atome/g eines Nuklides zur Verfügung stehen. b) Jedes kosmogene Isotop hat eine stabile "Schwester", die in weit größeren Konzentrationen vorkommt und deren Häufigkeit durch chemische Bearbeitung auch nicht verringert werden kann. Die typischerweise gemessenen 10Be/9Be, 14C/12C, 26Al/27Al oder 36Cl/35Cl Verhältnisse sind 10-12 bis 10-15. Dabei ist das so seltene kosmogene Isotop von dem weit häufigeren stabilen Schwesterisotop massenspektrometrisch sehr schwer auflösbar, da nur geringe Mengen ionenoptischer Streuung genügen, um das benachbarte kosmogene Nuklid völlig zu überdecken. c) Alle kosmogenen Nuklide interferieren mit (z.T. in der Natur überaus häufigen) spektralen Interferenzen. So interferiert 10B mit 10Be, 14N mit 14C, 26Mg mit 26Al und 36S mit 36Cl. Obwohl versucht wird, diese Störelemente vorher chemisch möglichst vollständig abzutrennen, gelingt dies nie so perfekt, dass nicht ein paar 1000 Atome in die zu messende Probe gelangen. Diese Interferenz würde die Zählrate des Nuklides von Interesse empfindlich erhöhen und damit verfälschen. AMS bedient sich der folgenden Komponenten, um diese Probleme zu lösen (Abb. 3). In der Ionenquelle werden meist negativ geladene Oxidmoleküle der betreffenden Nuklide ionisiert. Im Beschleuniger werden diese auf 1 ´ 106 bis 15 ´ 106 eV beschleunigt und in einem "Stripper" von ihrem Sauerstoff befreit und als positive Ionen umgeladen. Die beschriebenen Interferenzionen werden hierbei abgetrennt. Im Magneten wird durch Massentrennung ein sauberes, interferenzfreies Signal des Nuklides von Interesse erzeugt. Dieses wird schließlich in einem hochempfindlichen Detektor relativ zu einem in bekannter Menge vorkommenden stabilen Isotop gezählt. Zur Zeit findet eine Entwicklung zu kleineren, weniger aufwändigen AMS-Geräten statt, die mit geringerer Beschleunigungsspannung betrieben werden. Für die 14C-Methode wurden hier bereits gute Erfolge erzielt. Die nächsten Jahre werden zeigen, welche anderen Nuklide mit diesen "miniaturisierten" Maschinen gemessen werden können.

Abb. 3: Komponenten eines Beschleunigermassenspektrometers. Das Gerät hat eine Länge von ca. 20 Metern. Abbildung von P. Kubik.

Von diesen AMS-Techniken unterscheidet sich die Messtechnik für Edelgase. Diese werden in einem im Vergleich zu AMS eher kleinen Edelgasmassenspektrometer durch Ausheizen der festen Gesamtprobe analysiert. Wegen der hohen Empfindlichkeit dieser Technik sind dabei nur geringe (< 1 g) Mengen eines Minerals erforderlich. Andererseits sind dieser Technik stets durch störende 3He- und 21Ne-Isotope zu geringen Probenkonzentrationen hin enge Grenzen gesetzt. Diese zusätzlichen Nuklide stammen aus der Atmosphäre oder von im Gestein stattfindenden Kernreaktionen

durch a-Zerfall von Th und U oder durch spontaner Kernspaltung.
Die Bestimmungsgrenzen dieser Techniken lassen sich am besten am Beispiel von in-situ produzierten Nukliden beschreiben. Bei Expositionsaltern, Hauptanwendung kosmogener Edelgase, liegt der Vorteil der Edelgasmethode bei hohen Altern, da diese Isotope nicht radioaktiv zerfallen. In der Antarktis und der Atacama Wüste wurden Expositionsalter von bis zu 25 Millionen Jahren ermittelt. Solche Alter liegen über der Grenze der 10Be- und 26Al-Datierungstechniken, da diese eine Sättigung in Bezug auf radioaktiven Zerfall erreichen. Andererseits liegt der Vorteil der 10Be- und 26Al-Methode bei niedrigen Altern, denen nur durch die Menge Quarz, die sauber aufgeschlossen werden kann, Grenzen gesetzt werden. Mit AMS wurden kürzlich 10Be-Alter an Moränen aus der kleinen Eiszeit, also aus dem Jahre 1700 n. Chr. datiert. Im Falle von Erosionsratenbestimmungen ist Nuklidkonzentration umgekehrt proportional zur Erosionsrate. Die Nachweisgrenze bei hohen Raten von ca. 5 mm/Jahr. Im Folgenden werden einige Beispiele für Anwendungen meteorischer und in-situ produzierter kosmogener Nuklide gezeigt.

Meteorisches 10Be in Eisbohrkernen und Änderungen der Sonneneinstrahlung
J. Beer von der Schweizer EAWAG hat 1990 an einem Eisbohrkern in Grönland 10Be in Eislagen in Jahresauflösung vom Jahr 1780 bis 1980 gemessen. Die Konzentration schwankte zwischen 5.000 und 14.000 Atomen/g Eis und tut dies genau umgekehrt zu der im 11 Jahr-Zyklus schwankenden Sonnenfleckenzahl. Eine höhere solare Aktivität führt zu einer stärkeren Ablenkung der primären kosmischen Strahlung. Weil nun eine höhere solare Aktivität auch mit erhöhter Sonneneinstrahlung auf der Erde einhergeht, war die Idee für einen Paläoklimaproxy erster Güte geboren. Mit der Fragestellung, ob eine veränderte Sonneneinstrahlung für kurzfristige Klimaschwankungen im Holozän verantwortlich sein könnte, wurden längere 10Be Zeitreihen aus Grönlandeis vermessen. Dabei stellte sich z.B. heraus, dass zur Zeit der kleinen Eiszeit (Maunder Minimum) in den Jahren 1645 bis1714 die mittlere globale Sonneneinstrahlung um bis zu 2 W/m2, von 1367 auf 1365 W/m2, reduziert gewesen sein könnte. Diese Beobachtung wurde durch ähnliche Fluktuationen der atmosphärischen 14C-Produktion, die an Baumringen ermittelt wurde, unterstützt. Zahlreiche Gruppen arbeiten jetzt daran, mit 10Be an Eisbohrkernen des gesamten Holozäns den Zusammenhang zwischen kurzfristigen Klimaschwankungen und veränderter Sonneneinstrahlung herauszuarbeiten. Doch diese Interpretationen sind oft nicht einfach. So kann die 10Be-Häufigkeit im Eis von lokalen Niederschlagsmustern beeinflusst sein. Der Zusammenhang zwischen globaler Temperatur und Sonneneinstrahlung hat ebenso zahlreiche positive und negative Klimarückkoppelungen, die nur mit numerischen Atmosphärenmodellen verstanden werden können. Dennoch bietet meteorisches 10Be enormes Potenzial als Paläoklimaproxy.

Meteorisches 10Be in der Sedimentdatierung
Meteorisches 10Be mit gelangt mit dem Niederschlag auf die Erde; ein Großteil davon direkt in die Ozeane. Dort vermischt es sich mit dem stabilen Schwesterisotop 9Be zu relativ gleichförmigen 10Be/9Be Verhältnissen und gelangt nach einer Verweilzeit von ca. 1.000 Jahren an Tonmineralen oder Eisenoxiden angehaftet in das Sediment. Dort zerfällt es radioaktiv und das 10Be/9Be Verhältnis wie auch die 10Be Konzentration selbst nimmt exponentiell mit dem Sedimentationsalter ab. Die Halbwertszeit von 1,4 Millionen Jahren erlaubt damit die Datierung klastischer und chemischer Sedimente im Zeitraum von 0,5 bis 12 Millionen Jahren.

Abb. 4: Datierung eines Sedimentkernes von dem arktischen Lomonossov Rücken mit meteorischem 10Be. Es ergibt sich eine Sedimentationsrate von 14,5 m/Mio. Jahre sowie eine Sedimentationslücke zwischen 9,4 und 11,6 Mio. Jahren. Daten aus Frank et al., Paleoceanography, 2008.

Abb. 4 zeigt einen Sedimentkern, den M. Frank und Kollegen 2008 vom Lomonossov Rücken des Arktischen Ozeans datiert haben. Aus der Abnahme des 10Be/9Be Verhältnisses ergibt sich eine Sedimentationsrate von 14.5 ± 1m/Millionen Jahre sowie eine Sedimentationslücke zwischen 9,4 und 11,6 Millionen Jahren. Der besondere Wert dieser Datierungsmethode liegt darin, dass sie in Sedimenten angewendet werden kann, die keine datierbaren Fossilien enthalten. Aber auch chemische Sedimente werden so datiert. So wurden die Wachstumsraten zahlreicher Fe-Mn Krusten und Knollen bestimmt, die nur zwischen 1 und 10 mm/Mio. Jahren liegen.

Meteorisches 36Cl und die Datierung alten Grundwassers
Der Vorteil des Nuklides 36Cl zur Grundwasserdatierung liegt in seinem konservativen chemischen Verhalten, und seiner gegenüber 14C weit längeren Halbwertszeit von 0,3 Millionen Jahren. Somit kann altes Grundwasser in artesischen Becken datiert werden. Ist die 36Cl-Konzentration des Grundwasser-bildenden Niederschlags bekannt, kann das Alter des Grundwassers aus dem radioaktiven Zerfall seit seiner Isolation von der Atmosphäre berechnet werden. Allerdings sind z.T. aufwändige Korrekturen notwendig. So entsteht 36Cl im Aquifer auch durch Einfang thermischer Neutronen aus spontaner U-Spaltung und aus Einfang von (a)-Teilchen durch 35Cl. Fernerhin, da 36Cl immer relativ zu dem stabilen Referenzisotop 35Cl gemessen wird, muss dessen Eintrag aus Evaporitauflösung bekannt sein.
Die eindrucksvollste Datierung gelang T. Torgersen und Kollegen 1991 im "Great Artesian Basin" von Ost-Australien (Abb. 5). Die Grundwasseralter nehmen von den randlichen Versickerungszonen des Beckens von Hunderttausend Jahren bis auf 700 Tausend Jahre zu. Aus diesem Altersmuster lässt sich auch die Fließrichtung des Wassers rekonstruieren.

Abb. 5: Grundwasserdatierung des "Great Artesan Basin" in Ost-Australien. a) 36Cl-Grundwasseralter in 1.000 Jahren. b) aus dem Alter abgeleitete Fliessrichtung des Grundwassers. Verändert nach Torgersen et al., Water Ressources Research, 1991.

In-situ 36Cl an Abschiebungen und die Wiederholraten von Erdbeben

Wird eine Gesteinsoberfläche plötzlich freigelegt, etwa durch einen Versatz an einer Störung, den Rückzug eines Gletschers, die Ablagerung eines glazialen erratischen Blockes oder den Ausfluss von Lava, und wird diese Fläche im Anschluss weder erodiert noch bedeckt, so lässt sich das Alter dieser Exposition exakt bestimmen. Dabei wird ausgenutzt, dass Nuklide mit einer bekannten Produktionsrate in der exponierten Oberfläche akkumulieren.

L. Benedetti und Koautoren haben 2002 die Sparta Störung (Griechenland) datiert. Die Normalabschiebung verläuft durch Karbonatgestein. In diesem wird 36Cl durch Spallation in Ca erzeugt. Jedes große Erdbeben exponiert frische Oberfläche an der Abschiebung, wobei der Zeitpunkt des Erdbebens aus der 36Cl-Konzentration ersichtlich ist (Abb. 6). Benedetti und Kollegen erhalten ein Alter von 2.800 ± 300 Jahren für das jüngste Erdbeben und schließen, dass es sich um das Ereignis handeln muss, von dem Plutarch 464 vor Christus berichtet, dass es die gesamte Stadt Sparta "mit der Ausnahme von fünf Häusern" zerstört hätte. Frühere Erdbeben traten vor 4.500, 5.900, 8.400 und 12.900 Jahren auf. Daraus ergibt sich ein Versatz von 2 m pro Erdbeben. Die längere erdbebenfreie Periode seit dem Ereignis vor 2.800 Jahren deutet darauf hin, dass ein weiteres Erdbeben bevorsteht. Allerdings lassen die unregelmässigen Wiederholraten nicht den Schluss zu, ob dies in unmittelbarer Zukunft geschehen wird.

Abb. 6: Prinzip der Datierung einer episodisch durch Erdbeben freigelegten Gesteinsoberfläche durch in-situ produziertes 36Cl in Calcit. Jedes große Erdbeben exponiert frische Oberfläche an der Abschiebung, wobei der Zeitpunkt des Erdbebens an den Minima der 36Cl-Konzentration ersichtlich ist. Verändert nach Benedetti et al., Geophys. Res. Letters, 2002.

In-situ 10Be und der Rückzug des alpinen Inlandeises

Die Stadien der späten glazialen Entwicklung sind durch zahlreiche klassische Arbeiten exzellent belegt worden, doch fehlte eine absolute Chronologie dieser Ereignisse. Die größte Ausbreitung des Inlandeises lässt sich durch 14C an organischen Ablagerungen von Gletscherseen oder in-situ 10Be an erratischen Blöcken der Vorlandmoränen datieren. Dies ergibt Alter von 15 bis 18 Tausend Jahren für den späteiszeitlichen Höchststand. Doch sind Alter auch für die Akkumulationsgebiete des Gletschereises messbar? Abb. 7 zeigt die Schliffkante der eiszeitlichen Gletscher am schweizer Grimselpass. Die polierten Hänge waren intensiver Gletschererosion ausgesetzt, die Klippen darüber ragten, so die Annahme, aus dem Eis heraus. Expositionsalter von M. Kelly und Koautoren (2004) an Granitoberflächen, die Gletscher-Schliffspuren aufwiesen und demnach nie postglazial erodierten, ergaben 11,3 bis 14 Tausend Jahren. Während die älteren Alter möglicherweise durch ererbtes 10Be von unvollständiger Gletschererosion überhöht sind, fällt das 11,3 Kilojahr Minimalalter genau in die Episode der Jüngeren Dryas. Dieses und zahlreiche weitere Alter in den hohen Alpen deuten auf einen Gletscherhöchststand zur Zeit der Jüngeren Dryas hin.

Abb. 7: Datierung der Gletscherschliffkante am Grimsel-Pass (Schweiz). Die rote gestrichelte Linie zeigt die Schliffkante, unterhalb derer die Erosion durch den Gletscher die in-situ 10Be-Konzentration auf Null Atome zurückgesetzt hatte. Das Diagramm zeigt die 10Be-Alter an den Gletscherschliffen, die um den Zeitraum der Jüngeren Dryas schwanken. Aus Kelly et al., Boreas, 2006.

Übrigens ist eine Grundbedingung für hohe Gesteinserosion durch Gletscher die Gegenwart von flüssigem Wasser an ihrer Basis. Dies ist bei warmbasalen Gletschern der Fall. Sind die Gletscher sehr kalt, oder mangelt es an Druck, weil die Gletscher geringere Mächtigkeit haben, so sind sie kaltbasal und erodieren nicht. Schirmen die Gletscher dabei die ehemals exponierte Gesteinsoberfläche von kosmischen Strahlen ab, zerfällt das radioaktive 26Al schneller als das ebenfalls radioaktive 10Be (Tab. 1). Aus diesem gegenüber dem konstanten Oberflächenproduktionsverhältnis verringerten 26Al/10Be Verhältnis lässt sich die Dauer der Abschirmung berechnen. In Nordostkanada und Nordskandinavien haben sich Zeiträume bis zu 0.8 Millionen Jahren ergeben, in denen die Hochebenen von kaltbasalen Gletschern bedeckt waren, ohne dass der darunter liegende Geschiebemergel abgetragen wurde.

Tabelle 1: Die am häufigsten gemessenen in-situ produzierten kosmogenen Nuklide. Die Produktionsraten sind abhängig von geomagnetischer Breite und Höhe und werden deshalb für Meereshöhe und hohe (>60°) Breiten angegeben. Targetmineral ist Quarz für 10Be, 14C, 26Al und 21Ne. Targetminerale sind Olivin, Pyroxen und Hornblende für 3He. Das Targetmineral für 36Cl ist Calcit oder K-Feldspat.

NuklidProduktionsrate [Atome/g/Jahr]Halbwertszeit3He75-120 /Jahrstabil10Be6/Jahr1.4 Mio. J.14C18-20/Jahr5730 J.26Al36/Jahr0.7 Mio. J.21Ne18-21/Jahrstabil36Clca.70/Jahr (Ca)ca.200/Jahr (K)0.3 Mio. J.

Die Technik des 26Al/10Be-Zerfalls lässt sich ebenso vorzüglich zur Datierung von abgeschirmtem Sediment in Karsthöhlen

oder in Flussüberflutungsebenen anwenden. Damit lassen sich Einschneideraten in Karbonatgebieten oder Sedimentationsalter bestimmen.

Erosionsraten von in-situ produzierten Nukliden
Ist eine Oberfläche nicht stabil, sondern verliert Masse durch physikalische oder chemische Abtragung, so verliert sie auch die vorher in dem obersten Meter in-situ produzierten Nuklide. Ein von einer solchen Oberfläche potenziell gemessenes Expositionsalter wäre zu jung. Erfolgt diese Abtragung allerdings kontinuierlich, so ergibt sich ein stationäres Gleichgewicht zwischen Produktion von Nukliden und deren Verlust durch Abtragung. Dann kann eine Denudationsrate berechnet werden. Üblicherweise geschieht dies mittels 10Be oder 26Al an Quarz. Quarz ist ein häufiges Mineral, ist verwitterungsresistent, und die Produktionsraten sind dank der einfachen chemischen Zusammensetzung gleichförmig und gut bekannt. Die gemessenen Erosionsraten mitteln über den Zeitraum, der benötigt wird, um durch Erosion ein Paket Gestein oder Boden durch die mitttlere Abschirmtiefe für kosmische Strahlen, 60 cm, auf die Erdoberfläche zuzubewegen. Je nach Erosionsrate sind dies typischerweise 1 bis 200 Tausend Jahre. Dadurch ist die gewonnene Rate unempfindlich gegenüber kurzfristigen Schwankungen der Erosionsrate. Diese können durch Klimaschwankungen oder Änderungen in der Landnutzung hervorgerufen werden. Diese Unempfindlichkeit mag ein Nachteil sein. Tatsächlich stellt sie jedoch den stärksten Vorteil der Methode dar: sie ermitttelt Denudation genau über den Zeitraum, über den bodenbildende Prozesse auch stattfinden. Sie bildet damit die für geologische Prozesse relevante Rate ab.

Abb. 8: Prinzipien der Denudationsratenbestimmung mit in-situ gebildetem kosmogenem 10Be oder 26Al. Gezeigt wird links die exponentiell mit der Gesteinstiefe abnehmende Nuklidproduktion. Wird die Oberfläche kontinuierlich und über einen Zeitraum abgetragen, der länger ist als die Erosionsrate dividiert durch die mittlere Abschirmtiefe für kosmische Strahlen L (60 cm), so kann eine Erosionsrate e aus der Konzentration C berechnet werden. Dies Prinzip gilt für eine einzelne Gesteins- oder Bodenoberfläche wie auch für die Sedimente eines gesamten Flusseinzugsgebiets.

Über welche räumliche Skala ist diese Methode nun einsetzbar? Einzelne Gesteinsoberflächen auf ihre Erosionsrate zu vermessen ist zwar möglich, wegen der starken räumlichen Variabilität der Abtragung ergibt dies aber kaum repräsentative Abtragungsraten. Sinnvoll ist hingegen die Messung von Denudationsraten an einzelnen Bodenproben. A. Heimsath hat 1997 gezeigt, dass Erosionsrate und Bodenmächtigkeit invers korreliert sind: je dünner eine Bodenauflage, desto schneller wird sie abgetragen, und desto schneller wandelt sich auch Festgestein in Boden um.
Die faszinierende Facette dieser Methode ist, dass sie eigentlich auf jeder Raumskala angewendet werden kann. Ist unsere "Probe" ein gesamtes Flusseinzugsgebiet, so werden, wie im Falle der besprochenen Gesteinsoberfläche, ebenso alle in diesem Einzugsgebiet produzierten Nuklide durch Flusssediment exportiert. Ausserdem bildet das Flusssediment auch noch einen natürlichen Mittelwert über sämtliche im Einzugsgebiet stattfindenden Erosionsprozesse. Eine Abtragungsrate, die über einen einzelnen Gebirgshang bis hin zum Einzugsgebiet des gesamten Amazonas reicht, kann an einer einzelnen Probe Flusssand gemessen werden.

Abb. 9: Denudationsraten (die Summe aus chemischer und physikalischer Abtragung) aus kosmogenem 10Be in Flusssediment (blaue Symbole) und aus Flussfrachten (rote Symbole). A) im Hochland von Sri Lanka sind die "geologischen" Raten aus kosmogenen Nukliden niedrig, weil das Gebiet ein tektonisch inaktives Schild darstellt. Die heutige Bodenerosion (aus Flussfrachten der letzten 15 Jahre) ist wegen der starken Landnutzung heute stark erhöht. Aus Hewawasam et al., Geology, 2003. B) In Mitteleuropa sind die geologischen Raten (aus kosmogenem 10Be) höher als in Sri Lanka, weil das Gebiet neotektonisch aktiv ist. Die Flussfrachten unterschätzen hier die wahre Erosion wegen ihres geringen Integrationszeitraumes und Zwischenlagerung. Aus Schaller et al., Earth Planet. Sci. Lett., 2001. C) In den Schweizer Zentralalpen sind die geologischen Raten am höchsten, da hier ein Orogen mit großer Krustenmächtigkeit und hohem Relief abgetragen wird. Die Flussfrachten unterschätzen die wahre Erosion wie in Mitteleuropa. Aus Wittmann et al., J. Geophys. Res., 2007.

Abb. 9 zeigt den Vergleich von Denudationsraten aus kosmogenem 10Be an Flusssediment in drei Gebieten und vergleicht diese mit Denudationsraten, die traditionell mit Schwebstoffen und gelösten Frachten in Flüssen ermittelt werden. Im Hochland der tropischen Insel Sri Lanka sind die Raten aus kosmogenen Nukliden (die über 50-100 tausend Jahre mitteln) sehr niedrig, weil es sich um ein geologisch inaktives Schildgebiet handelt. In jüngster Zeit hat die intensive Landnutzung zu einer enormen Erhöhung der Erosion (aus Schwebstoffen gemessen) geführt. In mitteleuropäischen Mittelgebirgen ist die kosmogen ermittelte Denudationsrate trotz geringerer Höhe und Relief weit höher als in dem Schildgebiet von Sri Lanka, weil das Gebiet durch quartäre tektonische Aktivität (Hebung, Grabenbildung) einer Verjüngung der Landschaft ausgesetzt ist. Hingegen unterschätzen die Raten aus Schwebstoffen die wahre Abtragung, da ihr Integrationszeitraum mit ca. 30 Jahren zu kurz ist, um seltene Hochfluten, die die Hauptsedimentfracht transportieren, zu enthalten. Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Schweizer Zentralalpen, wo Schwebstoffe ebenso die wahren Erosionsraten massiv unterschätzen. Die Raten aus kosmogenen Nukliden hingegen entsprechen Hebungsraten aus Nivellierungsmessungen und spiegeln die simultane Hebung und Erosion eines zum eisnzeitlichen Höchststandes glazial überprägten isostatischen Gebirges wider.
Mit dieser Methode lassen sich nunmehr die geomorphologischen (Höhe, Relief, Hangneigung, Hangkrümmung,

Flussgradient), klimatischen (Temperatur, Niederschlag, Bodenfrieren und -auftauen) und lithologisch-geochemischen Kontrollfaktoren der Denudation herausarbeiten. Dies stellt einen gewaltige Chance für den wissenschaftlichen Fortschritt bei der Erforschung der Erdoberflächenprozessen dar.

Laboratorien für kosmogene Nuklide in Deutschland und Europa
In Deutschland sind einige Laboratorien in der Radiokarbon-Forschung weltweit unter den Führenden. Genannt sei das Leibniz Radiokarbon AMS Laboratorium der Universität Kiel und die Paläoklimagruppe an der Heidelberger Akademie der Wissenschaften. In einer Nachwuchsgruppe des Alfred-Wegener-Institutes liegt der Schwerpunkt auf komponentenspezifischen 14C-Datierungen ozeanischer und terrigener organischer Sedimente. In Bezug auf meteorisches 10Be in Ozeansedimenten hat sich über Jahrzehnte die Heidelberger Akademie der Wissenschaften einen Namen gemacht. 10Be als Ozeantracer wird auch am IfM-Geomar weiterentwickelt. In-situ produzierte kosmogene Nuklide wurden systematisch von unserer Gruppe an der Universität Hannover in Erosionsstudien sowie an der Universität Münster in neotektonischen Anwendungen weiterentwickelt. In der kosmogenen Edelgasgeochemie ist das GFZ Potsdam aktiv. Das GFZ plant auch, sich in Zukunft mit den anderen kosmogenen Nukliden auf dem Gebiet der Erdoberflächen-Prozessforschung verstärkt zu engagieren. Unübliche Nuklide, wie 53Mn, wurden an dem Beschleuniger der TU München gemessen. Es sei auch darauf hingewiesen, dass kosmogene Nuklide ursprünglich auf Applikationen in der Kosmochemie angewendet wurden. An diesen Arbeiten waren auch deutsche Gruppen beteiligt. In Europa sei vor allem das in Applikationen und technologischer Entwicklung weltweit führende AMS Laboratorium des Institutes für Teilchenphysik der ETH Zürich genannt, mit dem auch die meisten deutschen Gruppen zusammenarbeiten. Das Department für Erdwissenschaften der ETH haben große Sichtbarkeit auf dem Gebiet der Edelgasgeochemie. 14C-Laboratorien sind vor allem in Oxford (UK) und Groningen (Niederlande) bekannt. Aber in der letzten Zeit sind neue AMS Laboratorien in East Kilbride (bei Glasgow, UK) und Aix en Provence (Frankreich) hinzugekommen, die eine Reihe von Nukliden in den Erd-Umwelt- und Biowissenschaften messen werden. Von der University of Edinburgh (UK) aus wird das EU-finanzierte CRONUS-EU Kalibrationsprojekt für in-situ produzierte kosmogene Nuklide geleitet.
Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat der rasanten wissenschaftlichen Entwicklung auf diesem Felde im letzten Jahr Rechnung getragen, indem sie die Einrichtung eines 6 MV Beschleunigermassenspektrometers für die Geowissenschaften an der Universität Köln finanziert hat. Dieses Gerät soll als Kondensationspunkt für die kosmogene Nuklidforschung in Deutschland in den Geo-, Umwelt- und Kosmowissenschaften dienen. Es ist das Ziel dieses Artikels, für Applikationen dieser faszinierenden Technik das Interesse der deutschen geowissenschaftlichen Gemeinschaft zu wecken. Die möglichen Anwendungen und Weiterentwicklungen werden vor allem durch die wissenschaftliche Kreativität der interessierten WissenschaftlerInnen angetrieben werden.

Der Autor dankt Kevin Norton, Hella Wittmann und Jane Willenbring (Hannover), Peter Kubik (Zürich) und Tibor Dunai (Edinburgh) für Hilfe bei der Verfassung dieses Artikels.

Einige Übersichtsarbeiten

Gosse, J.C. and Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews, 20: 1475 - 1560.
Kutschera, W., 2005. Progress in isotope analysis at ultra-trace level by AMS. International Journal of Mass Spectrometry, 242: 145-160.
McHargue, L.R. and Damon, P.E., 1991. The global beryllium 10 cycle. Reviews of Geophysics, 29: 141-158.
von Blanckenburg, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment (Frontiers Article). Earth and Planetary Science Letters, 237: 462-479.

*Friedhelm von Blanckenburg ist Professor für Geochemie an der Leibniz Universität Hannover.

PDF Download