

Geochronologie und Orogenese

Maria Häring

Schönlebestraße 28, 09599 Freiberg, maria.haering@student.tu-freiberg.de

Zusammenfassung: Mit Hilfe der Thermochronologie, einer Sonderform der Geochronologie, lässt sich die thermische Geschichte von Gesteinen und Mineralien rekonstruieren. Die dafür gängigsten Datierungsmethoden sind die (U-Th)/He-, FT- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode. Bei der Entstehung des Gesteins werden Mutterisotopen eingebaut. Durch ihren Zerfall entstehen Tochterisotopen, über deren Verhältnis zu den Mutterisotopen man dann das Abkühlalter ermitteln kann. Diffusion sorgt dafür, dass Tochterisotopen wieder verloren gehen. Das Zusammenspiel von Hebung und Erosion eines Orogens führt dazu, dass sich die ältesten Minerale bzw. Gesteine nahe am Gipfel befinden. Zunehmend zum Tal hin, nimmt das Abkühlalter ab. Diese Beziehung lässt sich in einem Alter-Höhen-Diagramm darstellen.

Einleitung

Die Geochronologie ist die Wissenschaft von der Datierung von Ereignissen in der Erdgeschichte (Neuendorf et al. 2005). Sie steht als eigene Disziplin zwischen den Geowissenschaften, der Physik und der Chemie (Jäger & Hunziker 1979). Die Geochronologie umfasst absolute Datierungsmethoden, mit deren Hilfe die Kristallisationsalter von Mineralen bzw. Gesteinen ermittelt werden können. Eine besondere Form der Geochronologie bildet die Thermochronologie, welche sich speziell mit Abkühlaltern befasst. Die Grundlage für beide radiometrische Datierungsarten bildet der spontane Zerfall von radioaktiven Mutterisotopen zu Tochterisotopen.

Im 18. und 19. Jahrhundert bedienten sich die damaligen Geowissenschaftler, wie Alexander von Humboldt oder Nicolaus Steno, relativer Datierungsmethoden, deren Basis die Stratigraphie und Fossilien bildeten. Mit der Entdeckung der Radioaktivität von Uran im Jahre 1896 (Antoine Henry Becquerel) begann die Entwicklung der absoluten Altersbestimmung. 1905 gelang es Ernest Rutherford als

Erstem, ein absolutes (U-Ra-He)-Alter eines Minerals zu bestimmen. Das ermittelte Alter lag bei über 40 Millionen Jahren. Claire Patterson gelang es 52 Jahre nach dieser ersten Datierung für die Erde ein Alter von 4,56 Milliarden Jahren zu ermitteln, welches später nur um 10 Millionen Jahre korrigiert werden musste (Miller 2006).

Das errechnete Alter steht für den Zeitpunkt, ab dem das System geschlossen wurde, z.B. ab dem Zeitpunkt, wo das Mineral aus einer Schmelze kristallisierte. Um das Alter zu ermitteln, bedient man sich verschiedener Methoden, wie z.B. U-Pb-Methode, (U-Th)/He-Methode, ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode und Fission Track-Methode (FT-Methode). Auf diese Methoden wird im Bericht genauer eingegangen. Mit Hilfe dieser Methoden, welche speziell in der Thermochronologie Anwendung finden, versucht man den Ablauf einer Orogenese zu verstehen.

Grundlagen

Der radioaktive Zerfall ist ein spontaner und unvorhersehbarer Prozess, bei dem ein instabiles, radioaktives Mutterisotop in ein Tochterisotop zerfällt. Dabei kann der Zerfall auch über Zerfallsreihen und verzweigt erfolgen. Bei den Zerfallsreihen wird über ein oder mehrere instabile, radioaktive Zwischentochterisotope ein stabiles Tochterisotop gebildet, z.B. der Zerfall von ^{238}U zu ^{206}Pb . Beim verzweigten Zerfall bilden sich aus einem instabilen, radioaktiven Mutterisotop zwei verschiedene stabile Tochterisotope, z.B. der Zerfall von ^{40}K zu ^{40}Ar und ^{40}Ca . Der Zerfall selbst, erfolgt mit konstanter Geschwindigkeit, d.h. er wird weder beschleunigt noch gebremst von äußeren Faktoren, wie der Änderung des Chemies oder Druckes in der Umgebung. Daher sind radioaktive Zerfallssysteme gut geeignet für die Bestimmung des absoluten Alters

Zerfallsarten

Für die Geochronologie bzw. Thermochronologie sind drei Zerfallsarten von Bedeutung (Press & Siever 2003):

α -Zerfall:

Bei dieser Zerfallsart werden Helium-4-Kerne emittiert. Die Folge ist, dass die Anzahl der Protonen um zwei und die Massezahl um vier abnimmt. Dadurch wird ein neues Element gebildet, welches zwei Stellen hinter dem Ursprungselement im PSE (Periodensystem der Elemente) steht, z.B. die ^{238}U -Zerfallsreihe zu ^{206}Pb .

β -Zerfall:

Der β -Zerfall lässt sich in drei Typen unterteilen:

a) β^- -Zerfall: Hierbei wird im Kern aus einem Neutron ein Proton gebildet, dabei kommt es zur Emission eines Elektrons und Elektron-Antineutrinos. Durch die

Zunahme der Kernladungszahl um eine Einheit bildet sich ein neues Element. Ein Beispiel hierfür ist der Zerfall von ^{87}Rb zu ^{87}Sr .

b) β^+ -Zerfall: Durch Abgabe eines Positrons wird im Kern aus einem Proton ein Neutron gebildet. Dabei wird ein Neutrino emittiert. Dadurch wird die Ordnungszahl um eins kleiner. Es entsteht ein neues Element, z.B. der verzweigte Zerfall von ^{40}K zu ^{40}Ar und ^{40}Ca .

c) Elektroneneinfang, ε -Zerfall: Ein Elektron von der K- oder L-Schale kommt dem Kern zu nahe und wird von diesem „eingefangen“. Dadurch bildet sich aus einem Proton ein Neutron. Die entstandene Elektronenlücke in der Atomhülle wird von einem nachrückenden Elektron gefüllt. Beispiel: ^{40}K zu ^{40}Ar und ^{40}Ca .

Spontane Kernspaltung:

Ein instabiler, schwerer Kern zerfällt in zwei oder mehrere Spaltprodukte bzw. Spaltstücke. Dabei werden Neutronen frei. Die Spaltprodukte bewegen sich mit großer Geschwindigkeit und verursachen dabei Strahlenschäden im Kristallgitter, sogenannte Spaltspuren. Diese Zerfallsart bildet die Basis für die FT-Methode. Beispiel ist der Zerfall von ^{238}U .

Datierungsmethoden

Die drei wichtigsten Datierungsmethoden der Thermo- und Geochronologie sind die (U-Th)/He-, FT- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode (Reiners & Brandon 2006).

FT-Methode:

Mit Hilfe dieser Methode lassen sich Alter zwischen 300000 Jahren bis 10 Millionen Jahren bestimmen (Geyh 2005). Die Basis bildet der spontane Zerfall von ^{238}U . Dabei kommt es zur Bildung von Spaltprodukten. Neben diesen, wird auch eine kinetische Energie von 200 MeV frei, welche die entstandenen Spaltprodukte vorantreibt. Die Spaltprodukte verursachen im Kristallgitter von nichtleitenden Mineralen Strahlenschäden (Fission Tracks = Spaltspuren). Frische Spaltspuren haben in Zirkon eine Länge von $\sim 11 \mu\text{m}$ und in Apatit von $\sim 16 \mu\text{m}$. Die Spuren können mehrere Millionen Jahre stabil sein, solange die Umgebungstemperatur niedrig bleibt und es zu keiner erneuten Erwärmung kommt. Sobald sich die Temperatur erhöht, heilen die Spuren aus, d.h. ihre Länge wird kürzer (ca. 80-120 °C bei Apatit, ca. 250 °C bei Zirkon, ca. 250 °C für Allanit, Epidot und Titanit (Geyh 2005)). Dies geschieht in der sogenannten partiellen Verheilungszone (PAZ), auf die später noch näher eingegangen wird. Dadurch könnte ein vermeintlich jüngeres Alter bestimmt werden. Um überhaupt ein Alter ermitteln zu können, werden die Spaltspuren unter einem Mikroskop ausgezählt. Dazu wird eine Probe bzw. einzelne Minerale mit einer Diamantpaste angeschliffen, poliert und dessen Oberfläche mit Säure, z.B. HF oder HNO_3 , angeätzt. Der Urangehalt kann mit Hilfe der Bestrahlung von Neutronen ermittelt werden. Die Folge dieser Bestrahlung ist die induzierte Kernspaltung von ^{235}U , was zur Bildung von induzierten Spaltspuren führt. Mit Hilfe des heute konstanten Isotopenverhältnisses von $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ kann aus

der Dichte der induzierten Spaltspuren die Konzentration von ^{238}U ermittelt werden. Über eine Altersgleichung für Spaltspuren wird dann das Alter errechnet. Mit zunehmendem Alter nimmt auch die Zahl der Spaltspuren im Kristallgitter zu (Geyh 2005).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode:

Der Datierungsbereich dieser Methode liegt bei einigen 1000 Jahren bis 4,5 Milliarden Jahren (Geyh 2005). Diese Art der Datierung hat sich aus der K/Ar-Methode entwickelt. Als Basis dient der Zerfall von ^{40}K zu ^{40}Ar . Im Gegensatz zur K/Ar-Methode wird das ^{39}K als Funktion von ^{39}Ar gemessen (Jäger & Hunziker 1979). Dazu wird die Probe mit einem schnellen Neutronen bestrahlt. Die Bestrahlung erfolgt in einem Reaktor. Dadurch wandelt sich das ^{39}K in ^{39}Ar um. Das ^{39}Ar steht quasi für das K-Mutterisotop und das ^{40}Ar ist das durch radioaktiven Zerfall entstandene Tochterisotop. Um störende kurzlebige Radionuklide zu vermeiden, muss nach der Bestrahlung noch einige Wochen gewartet werden, bevor die Proben gemessen werden können. Für die Analyse wird die Probe im Vakuum stufenweise erhitzt. Dadurch entgast das Argon, welches anschließend gereinigt und das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnis mit einem Massenspektrometer gemessen wird. Für die Korrektur der, durch die Bestrahlung entstandenen Ar-Isotope nutzt man die stabilen Ar-Isotope (^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar), z.B. das ^{36}Ar für die Luft-Korrektur. Geeignete Minerale für diese Methode sind Glimmer, Feldspäte, Amphibole, Tonminerale, etc.

(U-Th)/He-Methode:

Diese Methode liefert Alter über einige Millionen Jahre (Geyh 2005). Die Basis bildet die Akkumulation von ^4He -Kernen, welche sich durch Zerfall von ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th bilden. Die Probe wird mit Hilfe eines Zwei-Stufen-Analyseverfahren gemessen. Dazu wird diese erhitzt, was zur Entgasung des Heliums führt. Mit Gasmassenspektrometern wird dann die Konzentration des entweichenden Heliums und der Mutterisotope gemessen. Die jeweils gemessenen Konzentrationen werden zur Berechnung des Alters verwendet (Reiners & Brandon 2006).

Orogenese

Um die Entwicklung eines Orogens und der beteiligten Prozesse besser zu verstehen, nutzt man in der modernen Tektonik die Thermochronologie. Diese beschäftigt sich mit der thermischen Geschichte der Gesteine, Minerale oder geologischer Formationen (Reiners et al. 2005). Die Idee, die hinter der Thermochronologie steckt ist, dass Minerale, welche nach der Kristallisation Tochterisotopen durch Diffusion verloren haben, nützliche Informationen über die thermische Geschichte liefern, da die Diffusion ein temperaturabhängiger Prozess ist (Hodges 2003). Für das Verständnis der thermischen Entwicklung sind drei Prozesse von entscheidender Bedeutung: 1.) Bildung der Tochterisotopen durch radioaktiven Zerfall der Mutterisotope, 2.) Verlust der Tochterisotope durch Diffusion und 3.) Abkühlungsrate des Systems (Hodges 2003). Die Orogenese wird durch viele Prozesse

beeinflusst, jedoch beschränke ich mich in meinem Bericht nur auf die Hebung und Erosion, sowie deren Bezug zum Alter.

Schließungstemperatur und Diffusion

Die Schließungstemperatur (T_c) eines geochronologischen Systems kann definiert werden als die Temperatur zum Schließungszeitpunkt mit einem entsprechenden Alter (Dodson 1973). Diese kann laut Dodson (1973) wie folgt berechnet werden:

$$T_c = R/[E \cdot \ln(A\tau D_0/a^2)]$$

R ... Gaskonstante, E ... Aktivierungsenergie, τ ... Zeitkonstante, D ... Diffusionskonstante, a ... charakteristische Diffusionsgröße, A ... Konstante, die abhängig ist von Geometrie und Zerfallskonstante der Mutterisotopen.

Bei der allmählichen Abkühlung einer Schmelze kommt es zur Kristallisation von Mineralen. Beim Erreichen der Schließungstemperatur zum gegebenen Zeitpunkt wird ein Isotopensystem geschlossen, d.h. eine gegebene Anzahl an radioaktiven Mutterisotopen wird im Mineral bzw. Gestein eingebaut. Zum Zeitpunkt der Schließung ist die Konzentration der Tochterisotopen gleich null, dementsprechend ist das Alter des Minerals auch gleich null. Ab dem Zeitpunkt der Schließung können die, durch den radioaktive Zerfall der Mutterisotopen entstandenen Tochterisotope nicht mehr aus dem System hinaus diffundieren (die Uhr beginnt zu „ticken“). Bei der Diffusion handelt es sich um einen temperaturabhängigen Prozess, deshalb spricht man auch in diesem Fall von der thermisch aktivierten Diffusion. In der Arrhenius-Gleichung von Dodson (1973) wird die Temperaturabhängigkeit deutlich:

$$D = D_0 \exp[-(E/RT)]$$

D ... Diffusionskoeffizient, E ... Aktivierungsenergie, T ... Temperatur, R ... Gaskonstante, D_0 ... Diffusionskonstante zur Anfangstemperatur.

Hierbei handelt es sich um eine exponentielle Gleichung, d.h. wenn die Temperatur zu nimmt, dann steigt auch die Diffusion. Mit fortschreitender Zeit steigt die Konzentration der Tochterisotopen an. Jedoch sorgt die Diffusion für den teilweise Verlust von Tochterisotopen. Damit die Diffusion ablaufen kann, ist ein Konzentrationsgradient zwischen Mineral und umgebenden Medium nötig. Alle Tochterisotopen befinden sich zu einem gegebenen Zeitpunkt im Mineral, weshalb diese nicht im umgebende Medium, z.B. ein intergranulares Medium, nachweisbar sind. Dieser Konzentrationsgradient und die durch die hohen Temperaturen, welche in der Tiefe herrschen, aktivierte Diffusion sorgen dafür, dass die Tochterisotopen ins umgebende Medium wandern. Der Prozess dauert solange an, bis ein Konzentrationsausgleich zwischen Medium und Mineral erreicht ist (Hodges 2003). Bei noch höheren Temperaturen, d.h. wenn die Umgebungstemperatur die Schließungstemperatur des Systems bzw. des Minerals überschreitet, wird das System geöffnet und zurückgesetzt, d.h. die entstandenen Tochterisotopen gehen vollständig verloren. Bleiben die Temperaturen hoch genug, kann es zu keiner er-

neuten Schließung und somit zu keiner erneuten Akkumulation von Tochterisotopen kommen. Deshalb ist das Alter in großen Tiefen gleich Null. In flacheren Tiefen, nahe der Oberfläche ist das Alter finit. Durch das Abkühlen zur Oberfläche hin, erfolgen immer geringere Diffusionsprozesse der Tochterisotopen aus dem Kristallgitter, d.h. das System schließt irgendwann vollständig. Es ist zu beachten, dass die Schließungstemperatur selbst kein bestimmter Schwellenwert, sondern ein Temperaturbereich, der für jedes Mineral unterschiedlich ist. Beim Abkühlen eines Minerals durchschreitet dieses den spezifischen Temperaturbereich, was letztendlich zur Schließung des Systems führt. Das durch die Methoden der Thermochronologie zu bestimmende Abkühlalter ist der Zeitraum, ab wo das Mineral diesen spezifischen Temperaturbereich durchläuft und dabei abkühlt, bis es schließlich die Oberfläche erreicht hat (Hodges 2003). Die Diffusion wirkt in diesen spezifischen Temperaturbereich, welcher auch PRZ (Partial Retention Zone) oder PAZ (Partial Annealing Zone) genannt wird. Beide Zonen befinden sich zwischen den Bereichen der kompletten Beibehaltung von Tochterisotopen und deren kompletten Verlust, durch zu hohe Temperaturen (Reiners & Brandon 2006). Bei der PRZ handelt es sich um einen Temperatur- oder Tiefenbereich, in welchem die Zerfallsprodukte (z.B. ^{40}Ar oder ^4He) partiell beibehalten werden, aufgrund thermisch aktivierter Diffusion (Brandon & Reiners 2006). Die PAZ ist definiert als eine Zone in der Kruste, wo FTs partiell erhalten bleiben. Dieser Term ist ein Synonym für die PRZ (Brandon & Reiners 2006). Die PRZ von He in Apatit umfasst einen Temperaturbereich von 35 °C, hingegen Ar-Hornblende hat einen Temperaturbereich von 100 °C (Brandon & Reiners 2006), (Abb. 1). In diesen Bereichen sind die Temperaturen hoch genug, damit Diffusion ablaufen kann. Dadurch gehen partiell Tochterisotopen bzw. Spaltspuren verloren. Ist, wie bereits erwähnt, die Umgebungstemperatur höher als die PRZ- oder PAZ-Temperatur, dann erfolgt ein vollständiger Verlust der Zerfallsprodukte. Ist hingegen die Umgebungstemperatur niedriger, als die der PRZ oder PAZ, dann ist das System bzw. Mineral soweit abgekühlt, dass kein Verlust mehr erfolgt. Die PRZ findet hauptsächlich bei den (U-Th)/He- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methoden Anwendung. Hingegen ist die PAZ bei der FT-Methode gebräuchlicher. Verbleibt jedoch ein System bzw. Mineral zu lange im Bereich der PAZ oder PRZ, dann hat dies komplizierte Abkühlalter zur Folge. Der zu lange Aufenthalt führt zu einem zu hohen Verlust von Zerfallsprodukten. Deshalb sind für die Datierung Proben bzw. Minerale oder Gesteine geeignet, welche relativ schnell abkühlen.

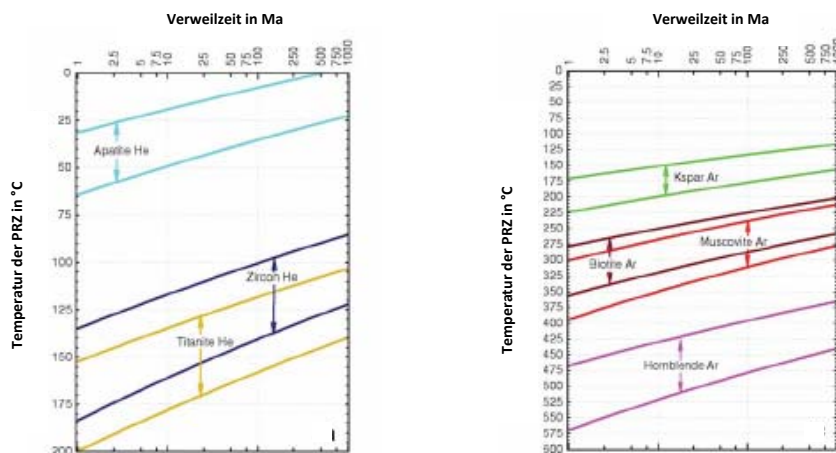


Abb. 1: PRZ für He- und Ar-Thermochronometer (modifiziert nach Brandon & Reiners 2006)

Konvergentes Orogen

Ein konvergentes Orogen entsteht, wenn eine Platte unter eine andere taucht, d.h. die schwerere Platte wird subduziert. Aufgrund des erhöhten Fluideintrags an Subduktionszonen, wird der Schmelzpunkt herabgesetzt. Dadurch kommt es zur partiellen Aufschmelzung des Materials in relativ flachen Tiefen. Das aufgeschmolzene Material steigt aufgrund seiner geringeren Dichte nach oben. Durch den Aufstieg kommt es zur allmählichen Abkühlung des Materials. Schließlich passiert es die sogenannte Schließungsisotherme. Ab hier beginnt sich das System zu schließen, d.h. das entstehende Mineral oder Gestein baut Mutterisotope ein und die neugebildeten Tochterisotopen gehen nicht verloren. Nach durchschreiten der PRZ oder PAZ ist es abgekühlt und das System ist soweit geschlossen, dass kein Verlust mehr von Zerfallsprodukten erfolgt. Nahe der Oberfläche besitzt nun das Mineral oder Gestein ein finites Alter.

Hebung, Erosion und Alter-Höhen Beziehung

Beim Aufstieg kreuzt das Material bzw. Mineral/Gestein mehrere Isothermen. Hierbei handelt es sich um Linien gleicher Temperaturen, wobei die Temperaturen der Isothermen zur Oberfläche hin kleiner werden. Durch die Subduktion der schwereren Platte kommt es zur Hebung eines Orogens auf der nicht subduzierten Platte. Dabei werden die Isothermen mit empor gehoben. Die oberflächennahen Isothermen nehmen die Form der Topographie an. Dieser Einfluss nimmt zur Tiefe hin ab (Hodges 2003). Für die weitere Betrachtung wird angenommen, dass alle Isotherme parallel zur Oberfläche bzw. Topographie verlaufen. Desweiteren wird eine vertikale Gesteinssäule angenommen, die aufgrund der Hebung des Orogens empor wandert und dabei die verschiedenen Isothermen kreuzt. Mit der Zeit passiert diese Gesteinssäule die bereits erwähnte Schließungsisotherme, welche gleich zu setzen ist mit der Schließungstemperatur. Für die Spaltspuren von Apatit liegt diese bei $\sim 120\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Wagner & Zaun 1985). Nach gewisser Zeit erreichen diese Spaltspuren die Oberfläche. Somit stellt jenes Spaltspurenalter von Apatit die Zeitdauer zwischen dem Passieren der $120\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Isotherme und dem Erreichen der Oberfläche dar (Wagner & Zaun 1985). Jedoch ist zu beachten, dass das Alter der Minerale oder des Gesteins am oberen Bereich der Gesteinssäule höher ist, als jenes am unteren Ende. Denn die Minerale oder das Gestein am oberen Ende der Säule kreuzen die Schließungsisotherme eher, wodurch hier die Schließung der Isotopensysteme früher erfolgt. Somit können diese Systeme bereits Tochterisotopen akkumulieren, bevor überhaupt die unteren Niveaus der Gesteinssäule die Schließungsisotherme passieren. Das Resultat ist, dass von oben nach unten in der angenommenen Säule die Konzentration der Tochterisotope ab und somit das Mutterisotopen/Tochterisotopen-Verhältnis zunimmt. Dadurch reicht das Alter von oben nach unten, von älter zu jünger. Die Voraussetzung dafür ist, dass die Tiefe der Schließungsisotherme konstant bleibt. Bezogen auf ein Orogen bedeutet es, dass die Gipfel des Orogens älter sind, als die Täler. Wenn der geothermische Gradient bekannt ist, kann man eine mittlere Exhumierungsgeschwindigkeit des Orogens ermitteln (Wagner & Zaun 1985). Daraus kann man schließen wie alt das

Orogen ist und seit wann es sich hebt. Das Verhältnis von Höhe und Alter kann gut durch ein Alter-Höhen-Diagramm illustriert werden. Bei der sogenannten Höhen-Profil-Methode werden über eine kurze horizontale Distanz, an verschiedenen Höhengniveaus, z.B. eines Berges, Proben genommen. Mit den entsprechenden Datierungsmethoden, wie z.B. der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode oder (U-Th)/He-Methode wird, das Alter der Proben ermittelt. Dieses Alter wird bezüglich der Höhe im Alter-Höhen-Diagramm abgetragen (Abb. 2).

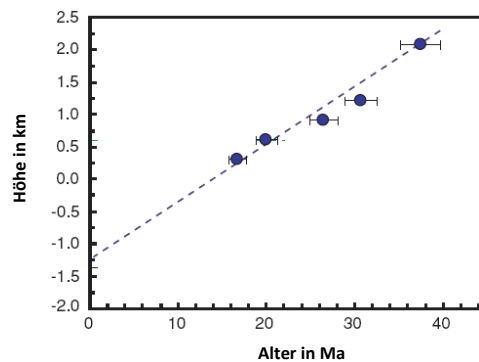


Abb. 2: Alter-Höhen-Diagramm, für den Coast Plutonic Complex in Südost-Alaska (modifiziert nach Reiners & Brandon 2006)

In humiden Klimaten erfolgt neben der Hebung auch die Erosion von Orogenen. Die Erosion ist bedingt durch das vorherrschende Klima, d.h. Niederschlag und andere Prozesse sorgen für die allmähliche Abtragung des Orogens. Dadurch setzt die Erosion nicht sofort ein, sobald sich das Orogen hebt. Wie bereits erwähnt bewirkt die Hebung eines Orogens auch einen Aufstieg der Isothermen, unter anderem auch den der Paläoisotherme. Die Erosion führt zum gegenteiligen Effekt, die aktuellen Isothermen wandern gegenüber der Paläoisotherme in die Tiefe. Dadurch sinkt auch die Schließungsisotherme. Die Minerale bzw. das Gestein erreichen nun die Schließungsisotherme, bezüglich ihrer ursprünglichen Lage in flacheren Tiefen, diese in einer größeren Tiefe. Dadurch weist kontinuierlich jedes Höhengniveau mit der Zeit der Erosion eine andere Isotherme auf, dessen Temperatur niedriger ist, als die der Vorhergehenden. Desweiteren bewirkt die Erosion, dass Höhengniveaus mit alten Mineralen oder Gesteinen abgetragen werden. Dadurch kommen Höhenbereiche mit Mineralen bzw. Gesteinen zum Vorschein, die vergleichsweise jüngere Abkühlalter aufweisen, als die erodierten Bereiche. Letztendlich sorgt eine erhöhte Erosion für eine Abnahme des Alters bzw. bewirkt, dass Bereiche im Orogen mit jüngeren absoluten Altern zum Vorschein kommen. Das bedeutet sobald sich die Erosionsrate erhöht, führt es zur Abnahme des Alters. Wenn zum Beispiel bei He-Apatit die Erosionsrate von $0,1$ auf $0,2 \text{ km Ma}^{-1}$ ansteigt, sinkt das Alter von 20 auf 10 Millionen Jahre ab (Reiners & Brandon 2006). Allgemein nimmt das Alter annähernd exponentiell bezüglich der Erosionsrate ab (Abb. 3).

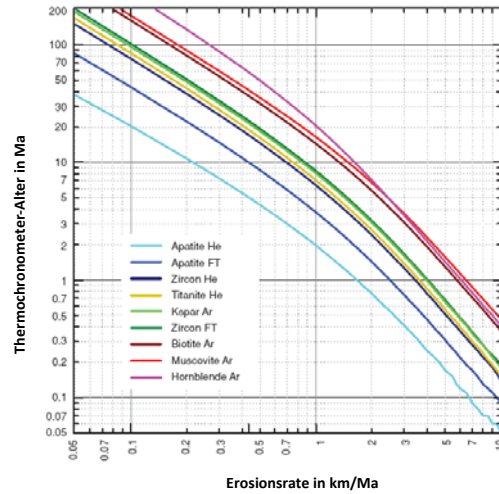


Abb. 3: Beziehung zwischen Erosionsrate und Abkühlalter (modifiziert nach Reiners & Brandon 2006)

Um die einstige Erosionsrate zu bestimmen, nutzt man die mittlere Höhe der Landschaft im Alter-Höhen-Diagramm. Diese wird bezüglich der Schließungstiefe abgetragen (Abb. 4).

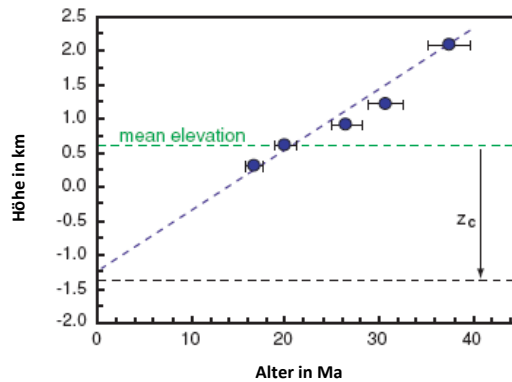


Abb. 4: Beispiel für die mittlere Höhe im Alter-Höhen-Diagramm, vom Coast Plutonic Complex in Südost-Alaska (modifiziert nach Reiners & Brandon 2006)

Wie in Abbildung 4 zu sehen, verläuft die mittlere Höhe durch den Datenpunkt mit einem Abkühlalter von 20 Ma (Millionen Jahre). Der erodierte Bereich wird dargestellt durch z_c , welches 2 km beträgt. Um die Erosionsrate zu erhalten werden die 2km durch das Abkühlalter (20 Ma) geteilt. Das Ergebnis ist $0,1 \text{ km Ma}^{-1}$,

d.h. in einem Zeitraum von 20 Ma bis heute wurde 2 km Material mit einer Rate von $0,1 \text{ km Ma}^{-1}$ erodiert (Reiners & Brandon). Mit Hilfe dieser Methode kann man feststellen ob sich seit der Hebung Abtragung ereignete und in welchem Umfang diese statt gefunden hat. Eine weitere Möglichkeit die Abtragungsgeschichte eines Orogens zu rekonstruieren, ist die detritische Thermochronologie. Diese nutzt die detritischen Minerale der Sedimente, welche durch die Erosion entstanden sind. Ein wichtiges Ziel bei dieser Art der Datierungsmethode ist es, die sogenannte „Lag Time“ bzw. Verweildauer zu bestimmen. Die Verweildauer ist definiert als die Differenz zwischen Abkühlalter und Ablagerungsalter eines detritischen Minerals (Garver et al. 1999). Mit der detritischen Thermochronologie kann das Quellgebiet des Sediments ermittelt werden (Reiners & Brandon 2006). Daraus lässt sich dann die Erosionsdauer, d.h. seit wann diese stattfindet, bestimmen. Zusätzlich kann mit dieser Methode das Alter von Sedimenten ermittelt werden. Jedoch gilt hier i.d.R. dass die älteren Minerale bzw. detritischen Minerale unten liegen und die jüngeren oben (Prinzip der Lagerungsabfolge bei Sedimenten).

Abschluss

Dieser Bericht liefert nur einen kleinen und oberflächlichen Einblick, wie man mit Hilfe der Thermochronologie die Entwicklung eines Orogens nachvollziehen bzw. konstruieren kann. Ein Orogen wird nicht nur durch die Hebungs- und Erosionsgeschichte beeinflusst, sondern auch durch Deformation oder Metamorphose. Desweiteren ist bezüglich der Thermochronologie in der Zukunft noch weitere Forschung nötig, um ein besseres Verständnis für die thermischen Geschichten eines Mineral, Gesteins oder Gebietes zu entwickeln. Zum Beispiel, um das kinetische Verhalten der Diffusion von Ar und He besser zu verstehen (Reiners et al. 2005). Weiterhin besteht ein wachsendes Interesse darin, die Thermochronologie mit anderen Methoden zu kombinieren, z.B. mit kosmogenen Methoden. Dadurch will man die Wechselwirkung zwischen physikalischer und chemischer Erosion auf verschiedenen Zeitskalen verstehen (Reiners & Brandon 2006). Aber bereits heute ist sie ein gutes Werkzeug, um die oberflächenbildenden Prozesse miteinander zu verbinden und deren Auswirkung, über lange Zeit hinweg, auf die Topographie zu verstehen.

Literatur

- Bahlburg, H., Breitzkreuz, Ch. (2004) Grundlagen der Geologie, München Heidelberg, 2.Auflage: 332-334
- Balogh, K., Dunkl, I. (2005) Argon and fission track dating of Alpine metamorphism and basement exhumation in the Sopron Mts. (Eastern Alps, Hungary): thermochronology or mineral growth?: Mineralogy and Petrology, 83: 191-218
- Challandes, N., Marquer, D., Villa, I. M. (2008) P-T-t modelling, fluid circulation, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps): Swiss J. Geosci., 101: 269-288

- Dodson, M. H. (1973) Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems: Contributions to Mineralogy and Petrology, 40: 259-274
- Farley, K. A. (2002) (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Noble Gases-In Geochemistry and Cosmochemistry 47: 819-844
- Gardés, E., Montel, J.-M. (2009) Opening and resetting temperature in heating geochronological systems: Contributions to Mineralogy and Petrology, online veröffentlicht bei SpringerLink, DOI: 10.1007/s00410-009-0377-6
- Geyh, M. A. (2005) Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung, Darmstadt, 1. Auflage: 15-18, 35-43, 53-62, 124-127, 128-132
- Hejl, E., Sekyra, G., Friedl, G. (2003) Fission-track dating of the south-eastern Bohemian massif (Waldviertel, Austria): thermochronology and long-term erosion: Int. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau), 92: 677-690
- Hodges, K. V. (2003) Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems: Treatise of Geochemistry, The Crust, 3: 263-292
- Jäger, E., Hunziker, J. C. (1979) Lectures in Isotope Geology, Berlin Heidelberg, 1. Auflage: 1-194
- Jamieson, R. A. (1991) P-T-t paths of collision orogens: Geologische Rundschau, 80: 321-332
- Kelley, S. (2002) K-Ar and Ar-Ar Dating: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Noble Gases-In Geochemistry and Cosmochemistry, 47: 785-818
- Lee, J. K. W. (1995) Multipath diffusion in geochronology: Contribution to Mineralogy and Petrology, 120: 60-82
- Lee, J. K. W. (2000) Empirical constraints on closure temperatures from a single diffusion coefficient: Contribution to Mineralogy and Petrology, 139: 526-540
- Miller, B. V. (2006) Introduction to Radiometric Dating: Paleontological Society Papers, 12: 23
- Moro, A. D. et al. (1982) Rb-Sr and K-Ar Ages on Minerals at Temperatures of 300-400 °C from Deep Walls in the Larderello Geothermal Field (Italy): Contribution to Mineralogy and Petrology, 81: 340-349
- Okrusch, M., Matthes, S. (2005) Mineralogie-Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, 7. Auflage: 467-475
- Reiners, P. W. et al. (2003) Post-Orogenic Evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and Fission-Track Thermochronology: American Journal of Science, 303: 489-518
- Reiners, P. W., Brandon, M. T. (2006) Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion: Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 34: 419-466
- Reiners, P. W., Ehlers, T. A., Zeitler, P. K. (2005) Past, Present, and Future of Thermochronology: Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 58: 1-18
- Rey, J. (1991) Geologische Altersbestimmung, Stuttgart, 1. Auflage: 140-145
- Schaeffer, O. A., Zähringer, J. (1966) Potassium Argon Dating, Heidelberg, 1. Auflage: 1-162
- Scheuber, E. et al. (2006) Exhumation and Basin Development Related to Formation of the Central Andean Plateau, 21° S: Frontiers in Earth Sciences, The Andes, 1. Buch: 285-301
- Siever, R., Press, F. (2003) Allgemeine Geologie-Einführung in das System Erde, 3. Auflage: 238-251, 697
- Timar-Geng, Z. et al. (2006) Low-temperature thermochronology of the flanks of the southern Upper Rhine Graben: Int. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau), 95: 685-702

- Villa, I. M., Puxeddu, M. (1994) Geochronology of the Larderello geothermal field: new data and the "closure temperature" issue: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 115: 415-426
- Wagner, A. G., Zaun, P. E. (1985) Spaltspuren-Uhr und Thermometer für Gesteine: *Geowissenschaften in unserer Zeit*, 4: 127-134