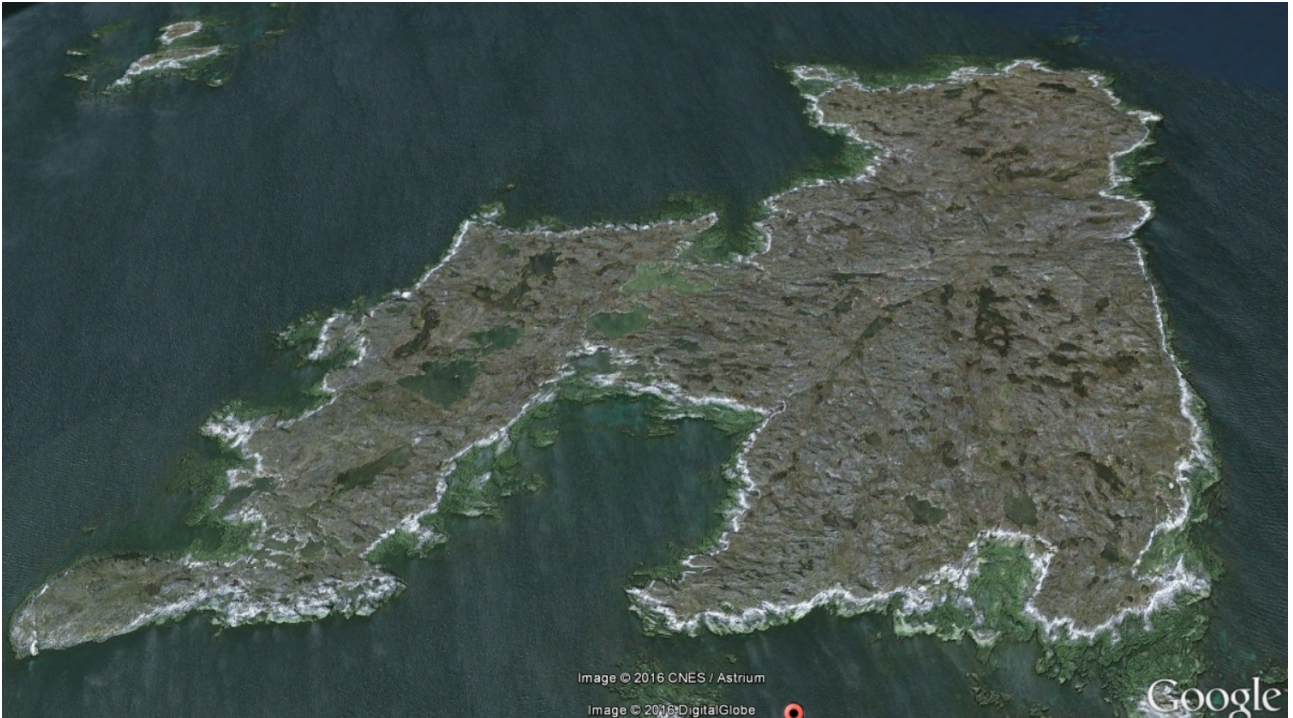


Dateringsmetoder



Øen Akilia syd for Nuuk. Her findes klipper, der er har en alder på ca. 3,85 Ga. Kilde: Google/CNES/DigitalGlobe.

Michael Andrew Dolan Møller

Maj 2016

Opdateret juni 2024.

Indholdsfortegnelse

Dateringsmetoder.....	1
Datering af klipper og sten.....	3
1. Henfaldsloven.....	3
1.1. Henfaldskonstanten.....	3
1.2. Halveringstid.....	4
2. Aktivitet.....	5
3. Dateringsmetoder.....	5
3.1. Aldersbestemmelse med kulstof 14-metoden.....	7
3.2. Aldersbestemmelse ved måling på isotopforhold.....	8
3.3. Aldersbestemmelse ved måling på Mor-datter henfald.....	10
3.4. Aldersbestemmelse med K/Ar -metoden.....	18
4. Sammenfatning.....	21
5. Referencer.....	22
6. Appendix.....	23

Datering af klipper og sten

Denne note gennemgår nogle af de metoder, der bruges til at datere klipper og sten ved hjælp af radioaktivitet. Det forudsættes, at læseren er bekendt med α -, β - og γ -henfald, elektronindfangning samt isotopbegrebet. Noter er inspireret af kapitlet om radiometri i *The Solid Earth* af C. M. R. Fowler. [2].

1. Henfaldsloven

Visse isotoper er ikke stabile, dvs. de vil af sig selv henfalde til enten andre isotoper eller til en lavere energitilstand af den oprindelige isotop. Den fysiske mekanisme bag henfaldet er kompliceret, men vi kan nøjes med at acceptere den grundlæggende regel, at ethvert fysisk system søger mod lavest mulige energitilstand. F. eks. vil en bold på en skrånende bakke altid søge mod bunden af bakken, og den søger aldrig opad, med mindre en ydre kraft påvirker eller har påvirket den.

Atomkerner er holdt sammen af den stærke kernekraft, og foruden denne kraft er der en frastødende elektrisk kraft mellem protonerne i kernen. Hvis det indbyrdes forhold mellem antallet af neutroner og protoner i en kerne ikke er 'rigtigt', vil kernen have et overskud af energi, som den på et tidspunkt vil skille sig af med. Det kan ske ved udsendelse af α - eller β -stråling eller elektronindfangning. Tilsvarende kan visse kerner være exciterede, dvs. de har for meget energi, og de kan skille sig af med denne energi ved udsendelse af elektromagnetisk stråling. Denne proces kaldes for γ -henfald.

1.1. Henfaldskonstanten

Man definerer henfaldskonstanten, k , som *sandsynligheden for at en kerne henfalder pr. sekund for en given isotop*. Henfaldskonstanten er forskellige for forskellige isotoper. Enheden for henfaldskonstanten skal normalt angives i SI-enheden $[k] = s^{-1}$.

Eksperimenter har vist, at denne definition er god, da ustabile atomkerner i *stort antal* netop opfører sig på ovenstående måde. Omvendt betyder det, at hvis man har et meget lille antal kerner, så vil de enkelte kerner ikke nødvendigvis opføre sig, som definitionen dikterer. Det er et udtryk for henfaldets statistiske natur.

Hvis vi har et antal radioaktive kerner, N , vil *tilvæksten* af kernerne, ΔN , i et kort tidsrum, Δt , være negativ, da der jo henfalder kerner. Vi skriver *tabet* af antallet af kerner, som den negative tilvækst $-\Delta N$. ($-\Delta N$ er altså positiv.) Hvis k er sandsynligheden for at én kerne henfalder pr. sekund, så må $k \cdot N$ være antallet af kerner, der henfalder i alt pr. sekund. Hvis tidsrummet ikke er et sekund men f.eks. Δt , så må det samlede antal kerner, der henfalder i tidsrummet Δt kunne skrives som

$$-\Delta N = k \cdot N \cdot \Delta t \Leftrightarrow \frac{\Delta N}{\Delta t} = -k \cdot N.$$

Ligningen ovenfor viser, at efterhånden som antallet af kerner falder, vil antallet af henfaldende kerner pr. tid også falde. Raten ændres altså med tiden. Derfor kan der ikke være tale om en lineært aftagende funktion.

Hvis man lader Δt gå mod nul, vil ΔN også gå mod nul men med en anden hastighed, og hele forholdet går imod differentialekvotienten, $N'(t)$. Dvs. vi kan skrive følgende ligning for henfaldet op

$$\frac{dN}{dt} = N'(t) = -k \cdot N \quad (1)$$

Man kan løse denne ligning ved integration, eller man kan gætte sig til en løsning. Det viser sig, at løsningen er

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-k \cdot t} \quad (2)$$

hvor N_0 er antallet af radioaktive kerner til tiden $t = 0$. Denne formel kaldes for *henfaldsloven*.

Øvelse 1.1

Vis at (2) er en løsning til (1).

1.2. Halveringstid

Foruden henfaldskonstanten, k , anvender man også begrebet halveringstid. Halveringstiden for en isotop er defineret som det tidsrum, der skal gå, for at antallet af kerner i en prøve er blevet halveret. SI-enheden for halveringstiden er $[T_{1/2}] = s$, men man må gerne benytte andre enheder såsom m, s og yr¹.

Ud fra definitionen af halveringstiden fås udtrykket

$$N(t + T_{1/2}) = \frac{1}{2} \cdot N(t) \quad (3)$$

Hvis man anvender formel (2) i (3), kan man vise følgende sammenhæng mellem henfaldskonstanten og halveringstiden

$$k = \frac{\ln(2)}{T_{1/2}} \quad (4)$$

Øvelse 1.2

Vis formel (4).

Man kan indsætte udtrykket for henfaldskonstanten i formel (2) og dermed kan henfaldsloven også formuleres som

$$N(t) = N_0 \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{t}{T_{1/2}}} \quad (5)$$

Øvelse 1.3

Udled formel (5).

Øvelse 1.4

Isotopen K-40 har en halveringstid på $T_{1/2} = 1,251$ Gyr.

- Beregn henfaldskonstanten.
- Tegn en graf over $N(t)$, hvor $N_0 = 100$ % og hvor tiden måles i Gyr.

¹ yr er en forkortelse for year – altså år. Man sætter tit et dekadisk præfiks foran, f.eks. kyr, Myr, Gyr, hvor $k = 10^3$, $M = 10^6$ og $G = 10^9$. Enheden år kan også skrives som a, som er en forkortelse for annum. (annuum = år på latin.) Bemærk at a også anvendes som det dekadiske præfiks atto = 10^{-18} .

2. Aktivitet

Aktiviteten, A , er defineret som det antal kerner, der henfalder pr. tidsenhed. SI-enheden for aktivitet er $[A] = \text{s}^{-1} \equiv \text{Bq}$, hvor Bq er en forkortelse for *becquerel* efter opdageren af radioaktivitet *Henri Becquerel*. Tegnet \equiv betyder "identisk lig med", eller "defineres som".

Ved brug af definitionen for aktivitet samt formel (1) og (2) får man

$$A(t) = \frac{-dN(t)}{dt} = -N'(t) = k \cdot N(t) = k \cdot N_0 e^{-k t} \equiv A_0 e^{-k t} \quad (6)$$

Ovenfor er defineret $A_0 = k \cdot N_0$.

Eftersom $A(t) = k \cdot N(t)$ må det betyde, at hvis vi kan måle aktiviteten $A(t)$, så kan vi ved kendskab til henfaldskonstanten k beregne os frem til antallet af radioaktive kerner i en sten-prøve.

Øvelse 2.1

- Overbevis dig om det første lig med-tegn i (6).
- Lad henfaldskonstanten være $0,010 \text{ s}^{-1}$. Beregn aktiviteten for $N = 10^6$ og 10^3 .
- Overvej om de beregnede aktiviteter giver mening for de angivne N -værdier.

3. Dateringsmetoder

Hvis man kan måle aktiviteten $A(t)$ i en klippeprøve, og man kender $A(0)$, kan man direkte bestemme alderen af prøven ved at bruge (6). Ofte er det ikke så enkelt at datere en klippe, og derfor skal vi se på forskellige dateringsmetoder i det følgende.

Ved datering benytter man forskellige slags isotoper afhængig af den forventede alder af prøven. Det skyldes, at forskellige isotoper har forskellige henfaldskonstanter, og dermed vil nogle isotoper henfalde over korte tidsrum, mens andre henfalder over lange tidsrum. Alle metoder benytter sig af henfaldsloven (2) eller aktivitetsloven (6).

Hvis en prøve er udtaget af et materiale, der engang har været levende, kan man benytte sig af kulstof-14-metoden, ellers må man benytte sig af andre metoder. Ved kulstof-14 metoden har man en kendt startmængde af C-14, og så kan man ved at måle på aktiviteten af C-14 bestemme alderen af prøven. Kulstof-14-metoden gennemgås i afsnit 3.1.

Hvis man vil datere klipper, er der en vifte af muligheder, man kan benytte, alt afhængigt af den historie, som klippen har gennemgået. F. eks. kan man undersøge isotopforholdene for U-238 og U-235. Her udnytter man, at ved dannelsen af f. eks. Solsystemet, var der et bestemt forhold mellem antallet af U-235- og U-238-kerner. Metoden er altså analog til C-14-metoden, men i modsætning til C-14-metoden, hvor man måler for en enkel type henfald, så har man ved denne metode et kendt *antalsforhold* mellem to isotoper af samme grundstof. Metoden gennemgås i afsnit 3.2.

Man kan også benytte antalsforhold mellem andre grundstofisotoper til at datere klipper. Gode isotopforhold kan f.eks. være Rb/Sr- og U/Pb-forholdene. Disse metoder gennemgås i afsnit 3.3.

Man kalder under et disse metoder for *mor-datter-henfald*.

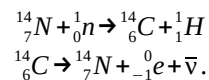
Hvis en isotop kan henfalde på to forskellige måder, kan man også udnytte det. Det sker i K/Ar-metoden, som gennemgås i afsnit 3.4.

Endelig kan man benytte sig af de såkaldte *konkordansdiagrammer*, når man skal datere klipper, der har undergået forandringer siden deres dannelse. Det gennemgås i forbindelse med *U/Pb*-metoden i afsnit 3.3.

3.1. Aldersbestemmelse med kulstof 14-metoden

C-14 dannes i den øvre atmosfære pga. kosmisk stråling fra rummet. C-14 er radioaktiv, og alt levende indånder C-14. Der er ligevægt af C-14 i levende væv, men så snart vævet dør, vil mængden af C-14 aftage, fordi isotopen er radioaktiv. Dette fænomen kan bruges til at bestemme alderen af biologisk materiale.

I atmosfæren findes N-14 i store mængder. Når N-14 bestråles af neutroner, som primært kommer fra kosmisk stråling, sker følgende processer, som ender i en ligevægt



Den kosmiske stråling består af protoner, elektroner, neutroner, ioner og ca. 0,1% fotoner. Når disse partikler rammer Jordens atmosfære, dannes ofte neutroner, som indgår i processen ovenfor. Den kosmiske stråling er ikke konstant, så atmosfæren vil over tid have små variationer i mængden af C-14.

Øvelse 3.1

Halveringstiden for C-14 er $T_{1/2} = 5730$ yr. Man har ved en avanceret metode målt aktiviteten på en gammel knogle, og aktiviteten er $A = 16$ Bq.

- Beregn henfaldskonstanten k .
- Beregn antallet af C-14 kerner i prøven.
- Tegn $N(t)$ og $A(t)$ fra måletidspunktet.
- En måling af aktiviteten på en nyligt død knogle er $A_0 = 28$ Bq. Bestem alderen af den gamle knogle med aktiviteten $A = 16$ Bq, såfremt mængden af C-14 i atmosfæren antages konstant.

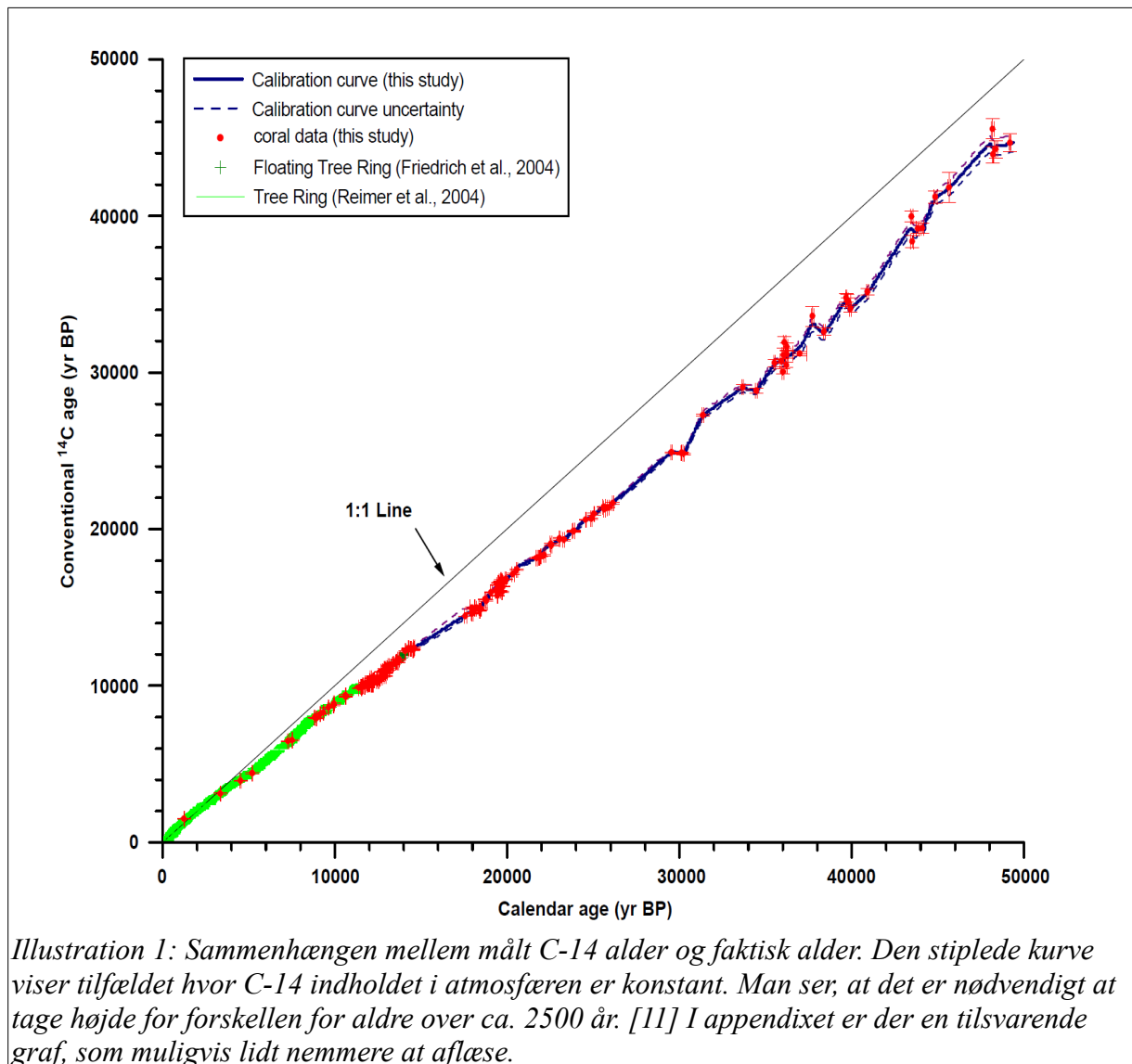
I øvelse 3.1 antog vi, at mængden af C-14 i atmosfæren er konstant. Dette er kun tilnærmelsesvist korrekt, som det også blev nævnt i boksen ovenfor. Ved at sammenligne C-14 målinger med andre metoder – f.eks. årringsdatering, kan man finde en relation mellem målt C-14 alder og den faktiske alder. Sammenhængen er vist i illustration 1.

I boksen står der nogle forkortelser for de undersøgelser, der har været med til at konstruere grafen. De er ikke relevante for os. Vi kan bruge grafen til at aflæse den faktiske alder af en prøve, når C-14 alderen er fundet ved måling/beregning af aktiviteten af en prøve.

Øvelse 3.2

I øvelse 3.1d fandt du en alder for en knogle.

- Benyt illustration 1 eller grafen i appendikset til at bestemme den faktiske alder for denne knogle.
- Beregn den procentvise forskel mellem aldrene bestemt i spørgsmål a og i 3.1 d.



3.2. Aldersbestemmelse ved måling på isotopforhold

I afsnit 3.1 så vi, hvordan vi kan bestemme alderen af dødt væv ved C-14 metoden. Ved denne metode er der en konstant mængde C-14 i levende væv, og mængden henfalder efter dødens indtræden. I andre tilfælde er problemet mere indviklet. F.eks. kender man ikke altid startmængden af en given isotop, men måske kender man nogle antalsforhold mellem forskellige isotoper, og så viser det sig, at man kan udnytte den viden.

Inden du læser videre, så løs øvelse 3.3 a-c.

Øvelse 3.3

U-235 og U-238 skabes i stjerneeksplosioner. Illustration 2 viser et billede af resterne af en stjerneeksplosion hvor uran dannes. Modeller af supernovaeksplosioner viser, at forholdet mellem antalsprocenterne af uranisotoperne U-235 og U-238 er 1,65 ved dannelsen. [13] Det kan skrives på følgende måde: $N_{U-235}/N_{U-238} = 1,65$.

Halveringstiderne for de to isotoper er hhv $T_{1/2}^{U-235} = 703 \text{ Myr}$ og $T_{1/2}^{U-238} = 4,47 \text{ Gyr}$.

- Benyt henfaldsloven til at tegne de to $N(t)$ -grafer i samme koordinatsystem.
- I dag er antalsprocenterne af $U-235|_{\text{relativ}} = 0,720 \%$ og $U-238|_{\text{relativ}} = 99,2745 \%$. Hvorfor giver de to procentsatser ikke 100 %?
- Vis at forholdet $N_{U-235}/(N_{U-235} + N_{U-238}) = 0,623$, da Solsystemet lige var dannet. Vis at det tilsvarende forhold i dag er 0,00720.
- Benyt henfaldsloven til at tegne en graf over den tidlige udvikling af forholdet $N_{U-235}/(N_{U-235} + N_{U-238})$.
- Find ved aflæsning ud af hvor gammel Solsystemet er. (NB: Man kan også benytte et CAS-værktøjs ligningsløser-funktion til at bestemme alderen.)

I spørgsmål 3.3e får man en alder på 6,5 Gyr, hvilket er knap 2 Gyr for højt, da Jordens alder er 4,5672 Gyr. Grunden til denne forskel er, at den gassky, *Nebulaen*, som Solsystemet oprindeligt blev lavet af, ikke har fået leveret sit uran fra kun én supernova, men fra flere, og *Nebulaen* har også eksisteret i et tidsrum, inden den klappede sammen og dannede Solsystemet. Derfor er ovenstående dateringsmetode ikke præcis.



Illustration 2: SN 1987A. En stjerne eksploderede i Den store Magellanske sky. I 1987 kom lyset til Jorden, og i dag kan man se gasresterne fra eksplosionen ramme gasser, der blev udsendt før selve eksplosionen, hvorved det hele lyser op som en perlekæde. Kilde: NASA.

Øvelsen illustrerer et typisk problem ved radioaktive dateringsmetoder – startantagelserne for aldersbestemmelsen holder ikke altid. Nogle gange er der flere kilder til de isotoper, vi måler, som illustreret i øvelse 3.3, andre gange er der ved kemiske- og biologiske processer forsvundet isotoper fra de prøver, vi analyserer. Derfor må man bruge flere metoder, når man skal datere en sten, et klippelag osv. Hvis de forskellige dateringsmetoder giver ca. samme alder, kalder man resultaterne for *konkordante*, og hvis de giver forskellige aldre, så kalder man resultaterne for *diskordante*.

Selvom metoden med at måle på forholdene mellem antalsprocenterne af $U-235$ og $U-238$ ikke giver en god bestemmelse af Solsystemets alder, så er metoden alligevel brugbar i visse tilfælde. Derfor vil vi herunder udlede en generel formel for alderen, τ , af en prøve.

Ved dannelsen af et materiale, er der et bestemt startforhold, φ , mellem antallet af to isotoper A og B . I øvelse 3.3 var $\varphi = 1,65$; Isotop A kan for eksempel være $U-235$ og isotop B kan være $U-238$. Den nuværende værdi af forholdet $A/(A + B)$ kalder vi for η . I øvelse 3.3 er $\eta = 0,72 \%$. De to isotoper har hver en halveringstid på T_A og T_B .

Ved brug af henfaldsloven (5) kan vi skrive følgende to formler op

$$N_A(\tau) = N_{A0} \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{\tau}{T_A}} \wedge N_B(\tau) = N_{B0} \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{\tau}{T_B}} \wedge \frac{N_{A0}}{N_{B0}} = \varphi \wedge \frac{N_A(\tau)}{N_A(\tau) + N_B(\tau)} = \eta$$

Ved sammensætning af ligningerne ovenfor, får man følgende ligninger

$$\begin{aligned}
\frac{N_{A0}}{N_{B0}} = \varphi \wedge \eta &= \frac{N_{A0} \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{\tau}{T_A}}}{N_{A0} \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{\tau}{T_A}} + N_{B0} \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{\tau}{T_B}}} = \frac{1}{1 + \frac{N_{B0}}{N_{A0}} \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^{\tau \left(\frac{1}{T_B} - \frac{1}{T_A}\right)}} = \frac{1}{1 + \varphi^{-1} \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^{\tau \left(\frac{1}{T_B} - \frac{1}{T_A}\right)}} \Leftrightarrow \\
&\left(\frac{1}{2}\right)^{\tau \left(\frac{1}{T_B} - \frac{1}{T_A}\right)} = \frac{\varphi}{\eta} - \varphi \Leftrightarrow \\
\tau \cdot \frac{T_A - T_B}{T_A \cdot T_B} \cdot \ln\left(\frac{1}{2}\right) &= \ln\left(\frac{\varphi}{\eta} - \varphi\right) \Leftrightarrow \\
\tau &= \frac{\ln\left(\frac{\varphi}{\eta} - \varphi\right)}{\ln(2)} \cdot \frac{T_A \cdot T_B}{T_B - T_A} \quad (7)
\end{aligned}$$

Ovenfor har vi benyttet at $\ln(1/2) = -\ln(2)$.

Øvelse 3.4

- I øvelse 3.3 var $\eta = 0,72 \%$ og $\varphi = 1,65$. $T_A = 0,703$ Gyr og $T_B = 4,47$ Gyr. Beregn alderen ved indsættelse i (7).
- Gennemregn udledningen af (7).

3.3. Aldersbestemmelse ved måling på Mor-datter henfald

Nogle gange kan man være heldig, at der ved dannelsen af en bjergart findes en type radioaktive isotoper (moderkernerne), hvis henfaldsprodukter (datterkernerne) er stabile. Vi har jo allerede set eksemplet med C-14 metoden, der henfalder til det stabile N-14. Ved levende væv kender vi startaktiviteten af C-14, men man kender generelt set ikke startaktiviteten af moderkerner ved et vilkårligt mor-datter-henfald. (Tilsvarende gælder naturligvis for antallet af kerner.) Derfor er metoden i dette afsnit en anelse anderledes end C-14 metoden.

Betragt en prøve med N_0 moderkerner. Henfaldskonstanten er k_M . Antallet af datterkerner, D_0 , antages i første omgang til at være 0. Vi kan udtrykke antallet af datterkerner som funktion af tiden, $D(t)$, som funktion af det *aktuelle* antal moderkerner, $N(t)$. Det gøres ved at bruge henfaldsloven (2)

$$D(t) = N_0 - N(t) = N_0 - N_0 \cdot e^{-k_M \cdot t} = N_0 \cdot (1 - e^{-k_M \cdot t}) = \frac{N(t)}{e^{-k_M \cdot t}} \cdot (1 - e^{-k_M \cdot t}) \Leftrightarrow$$

$$\eta \equiv \frac{D(\tau)}{N(\tau)} = e^{k_M \cdot \tau} - 1 \Leftrightarrow \quad (8)^2$$

Ovenfor angiver τ prøvens alder. Ved at isolere alderen og ved at bruge formel (4) får man

$$\tau = \frac{\ln(\eta + 1)}{k_M} = \frac{\ln(\eta + 1)}{\ln(2)} \cdot T_{1/2, M} \quad (9)$$

Ved brug af (9) kan man altså datere en prøve, hvis man er i stand til med et massespektrometer at

- Igen er η et forhold mellem antal kerner. Men hvor det for urans vedkommende var forholdet mellem isotoper af samme grundstof, så er et generelt set sådan, at datterkernerne er et andet grundstof end moderkernerne.

måle forholdet, η , mellem det aktuelle antal datter- og moderkerner.

Metoden ovenfor er praktisk anvendelig for henfaldene af $Rb-87$ til $Sr-87$ samt for $Sm-147$ til $Nd-143$, men den kan også bruges i de tilfælde, hvor et *kæde*henfald domineres af ét delhenfald, der har en *meget* mindre henfaldskonstant (eller meget større halveringstid) end de øvre delhenfald. For eksempel henfalder $U-238$ til $Pb-206$ via 8 α -henfald og 6 β -henfald, hvilket umiddelbart giver 14 ligninger, der skal løses. Men fordi henfaldskonstanten for $U-238$ er voldsomt meget mindre end henfaldskonstanterne for de øvrige delhenfald, vil formel (9) til stor nøjagtighed alligevel kunne bruges. Tilsvarende kan man sige om henfaldet af $U-235$ til $Pb-207$ og $Th-232$ til $Pb-208$.

Eksempel 3.1 – Undersøgelse af månezirkon

I en månezirkon³ har man for $U-238$ til $Pb-206$ henfaldene målt $\eta = 1,232$ og for $U-235$ til $Pb-207$ henfaldene har man målt $\eta = 70,1$. [14] Henfaldskonstanterne er $k_{U-238} = 0,15507 \text{ Gyr}^{-1}$ og $k_{U-235} = 0,98598 \text{ Gyr}^{-1}$.

Ved indsættelse i formel (9) fås alderen af prøven til $\tau = \frac{\ln(1+1,232)}{0,15507 \text{ Gyr}^{-1}} = 5,178 \text{ Gyr}$, og

$\tau = \frac{\ln(1+70,1)}{0,98598 \text{ Gyr}^{-1}} = 4,325 \text{ Gyr}$. Her ser vi, at de beregnede aldre er diskordante (forskellige), dvs. der er noget galt med fortolkningen af måledataene.

Problemet viser sig at skyldes, at forholdene, η , mellem moder- og datterkerner ovenfor ikke er bestemt nøjagtigt nok. De to forhold skal ganges med en faktor, for at de passer. Heldigvis er vi i stand til at korrigere for denne faktor, hvilket vil blive uddybet i næste afsnit.

3.3.1. Aldre målt med uran/bly-metoden

Vi vil atter bruge formlerne (8) og (9) til at bestemme alderen af en prøve, så længe det er muligt at bestemme forholdet η . Hvis målingerne af η ikke giver god sikkerhed på dateringen, som er illustreret i eksempel 3.1, kan det nogle gange være bedre at måle forholdet mellem bly-isotoperne alene, da måleusikkerheden her oftest er mindre. For at fortolke sådanne målinger kan vi benytte formel (8), hvor vi erstatter symbolet $D(t)$ med $N(t)_{Pb}$.

$$N(t)_{Pb-206} = N(t)_{U-238} \cdot (e^{k_{U-238} \cdot t} - 1) \wedge N(t)_{Pb-207} = N(t)_{U-235} \cdot (e^{k_{U-235} \cdot t} - 1) \Leftrightarrow \quad (10)$$

$$\frac{N(t)_{Pb-206}}{N(t)_{Pb-207}} = \frac{N(t)_{U-238}}{N(t)_{U-235}} \cdot \frac{e^{k_{U-238} \cdot t} - 1}{e^{k_{U-235} \cdot t} - 1} \quad (11)$$

Forholdet mellem uran-isotoperne i dag er velbestemt til $99,2745\%/0,7200\% = 137,88$, og derfor er det kun nødvendigt at måle forholdet af de to blyisotoper.

Formel (11) kan også skrives på formen

$$\frac{\eta(^{238}U-^{206}Pb)}{\eta(^{235}U-^{207}Pb)} = \frac{N(t)_{Pb-206}/N(t)_{U-238}}{N(t)_{Pb-207}/N(t)_{U-235}} = \frac{e^{k_{U-238} \cdot t} - 1}{e^{k_{U-235} \cdot t} - 1} \quad (12)$$

Det smarte ved formel (12) er, at hvis de to η 'er er bestemt forkert med en vis faktor, så går faktoren

3 Zirkon er et mineral, $ZrSiO_4$, som er utrolig holdbart overfor forskellige geologiske processer. Det indeholder uran og thorium og er derfor velegnet til dateringsbestemmelse af gamle klipper.

ud ved divisionen, og dermed kan alderen alligevel bestemmes korrekt.

Eksempel 3.2 – Månezirkon en gang til

I eksempel 3.1 fandt vi to forkerte aldre, men nu benyttes formel (12) med de samme måletal, og τ kan derefter bestemmes ved målsøgning i et regneark eller vha. et CAS-værktøj. Vi får

$$\frac{1,232}{70,1} = \frac{e^{k_{U-238} \tau} - 1}{e^{k_{U-235} \tau} - 1} \Rightarrow \tau = 3,95 \text{ Gyr.}$$

Dette tal er mere korrekt end de to aldre, vi fandt i eksempel 3.1. Bemærk også, at man ved at tage gennemsnittet af de to resultater i eksempel 3.1 ikke får noget, der minder om resultatet i eksempel 3.2.

Grunden til, at minerealet zirkon er så velegnet til at datere klipper, skyldes, at det holder på uranmetaller og henfaldsprodukterne, og når zirkon dannes, er der intet bly deri. Endelig findes zirkon overalt i naturen.

Øvelse 3.5

Man har undersøgt nogle prækambriske klipper med et mineral kaldet *Johnny Lyon granodiorit* (Johnny Lyon Hills, Arizona) ved at undersøge mineralernes blyindhold. [15] Klipperne er dannet ved at en del af jordskorpen er blevet presset sammen, så den er bulet opad.

For tre prøver har man målt følgende forhold $N_{Pb-206}/N_{Pb-207} = \{8,840; 9,054; 8,939; 8,71; 8,84; 9,04; 9,10\}$.

- a) Brug formel (11) til at bestemme alderen af klipperne. (Hint: Brug et CAS-værktøj eller benyt en grafisk metode.)

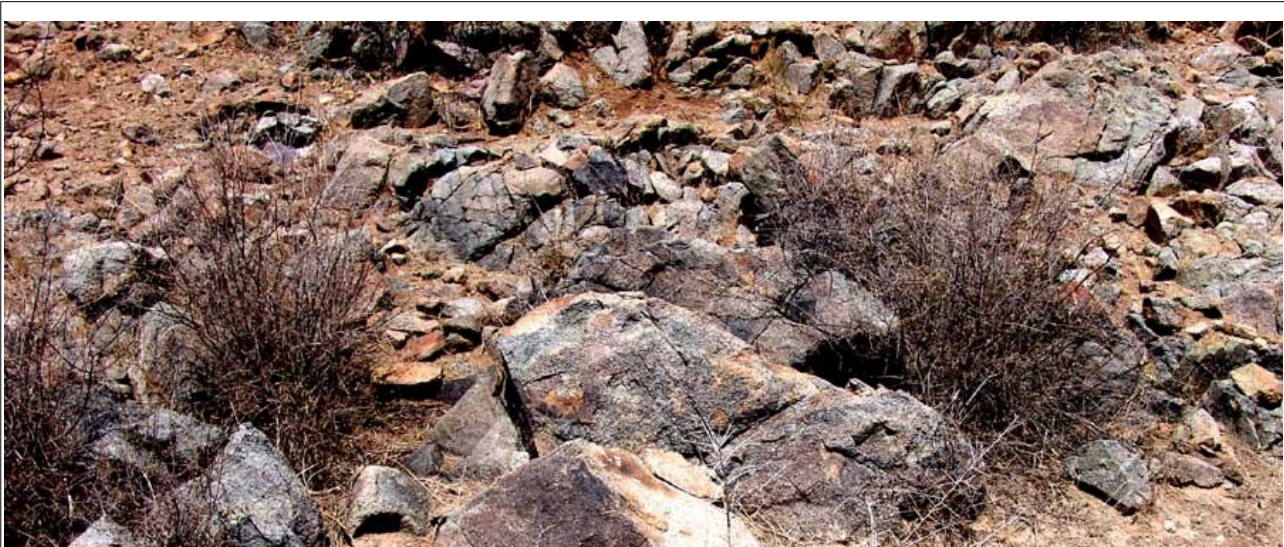


Illustration 3: Johnny Lyon granodiorit i Cochise County, Arizona. Klipperne er over en milliard år gamle. [16]

3.3.2. Konkordansdiagram

I forrige afsnit så vi, hvordan vi kan bestemme alderen af en prøve, hvis vi målte isotopforhold, som

jo ændrer sig i takt med alderen af prøven. Men hvis stenprøverne undergår *metamorfose*⁴ i løbet af tiden fra dannelsen til nu, kan enten bly eller uran eller begge grundstoffer forsvinde helt eller delvist fra prøverne. Dermed bliver aldersbestemmelsen forkert. Man kan dog løse dette problem ved at udnytte nogle egenskaber fra det såkaldte konkordansdiagram. (Konkordans betyder 'samstemmende', som i dette tilfælde refererer til tid.)

Betragt formlerne (10). I forrige afsnit delte vi de to ligninger med hinanden for at finde 2 blyisotop-forhold samt et (kendt) uranisotopforhold. Her vil vi i stedet for beregne dem teoretisk. Dvs. vi kan skrive

$$x = \frac{N(t)_{Pb-207}}{N(t)_{U-235}} = e^{k_{U-235} \cdot t} - 1 \wedge y = \frac{N(t)_{Pb-206}}{N(t)_{U-238}} = e^{k_{U-238} \cdot t} - 1 \quad (13)$$

Ved at indsætte forskellige tider i (13), kan man beregne et teoretisk konkordansdiagram, som viser sammenhængen mellem isotopforholdene ved forskellige tidspunkter. Da vi jo har valgt samme tidspunkt til beregningerne af hvert talsæt, er alderne naturligvis ens - dvs. konkordante.

Betragt illustration 4.

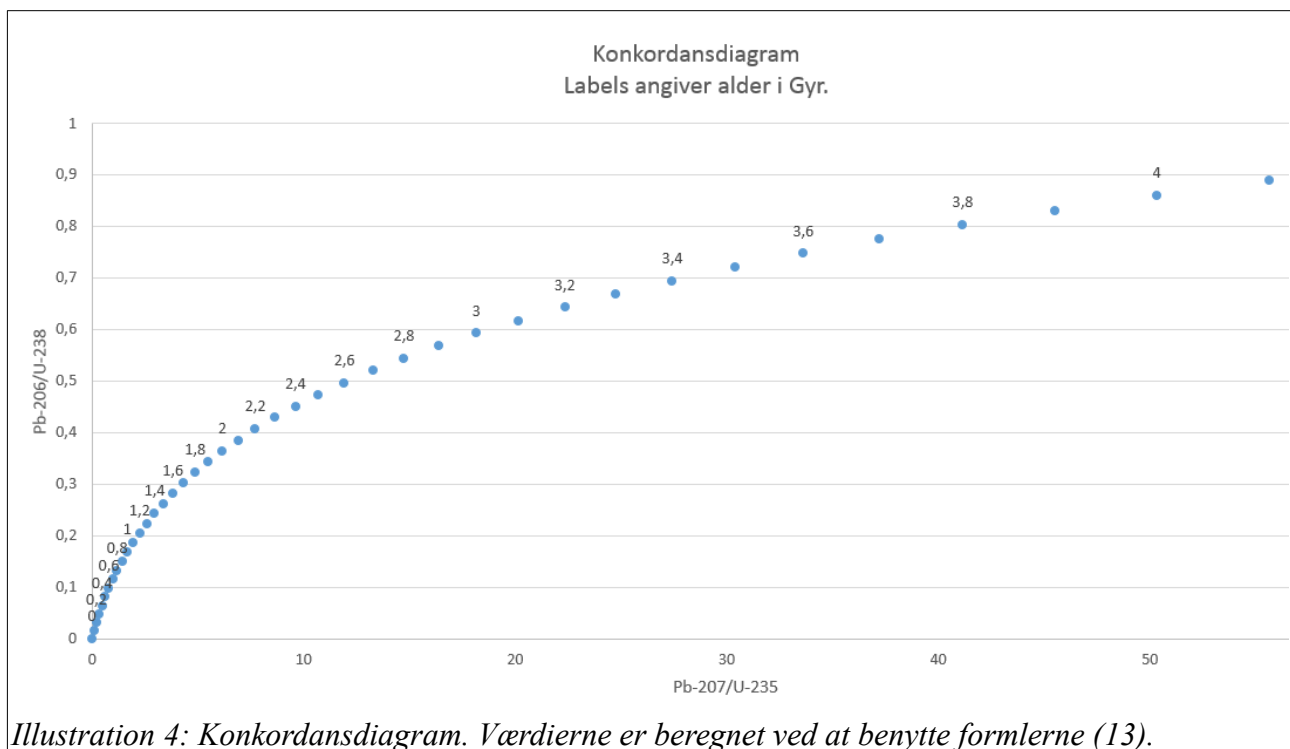


Illustration 4: Konkordansdiagram. Værdierne er beregnet ved at benytte formlerne (13).

I illustrationen er de forventede isotopforhold angivet, og alderen i enheden Gyr er markeret ved labels på halvdelen af punkterne.

Læseren bedes nu forestille sig, at en bjergart dannes tiden τ før nu. Bjergartens porrer lukker sig, og efter tidsrummet T sker der metamorfose, så noget af blyet forsvinder. Derefter lukker porrerne sig atter, og der sker ikke mere med bjergarten, før en geolog mange år efter møder op og tager forskellige stenprøver fra bjergarten.

4 Metamorfose betyder, at en klippe undergår en kraftig temperatur- og/eller trykændring, hvorved porerne åbner sig, og materialet kan skifte struktur og indhold.

Vi antager, at blyisotoperne ikke fraktioneres, dvs. hvis 10 % af ^{206}Pb -kernerne forsvinder ved metamorfosen, så antager vi, at også 10 % af ^{207}Pb -kernerne forsvinder. Dermed bliver de to bly/uran-isotopforhold jo ændret, og derfor vil anvendelse af formlerne (13) give forskellige aldre - resultaterne bliver *diskordante*.

Umiddelbart bliver det alene ved brug af formlerne (13) altså umuligt at vide, hvor gammel klippen er, men som vi skal se nedenfor, kan man, ved brug af konkordansdiagrammet, bestemme både τ og T .

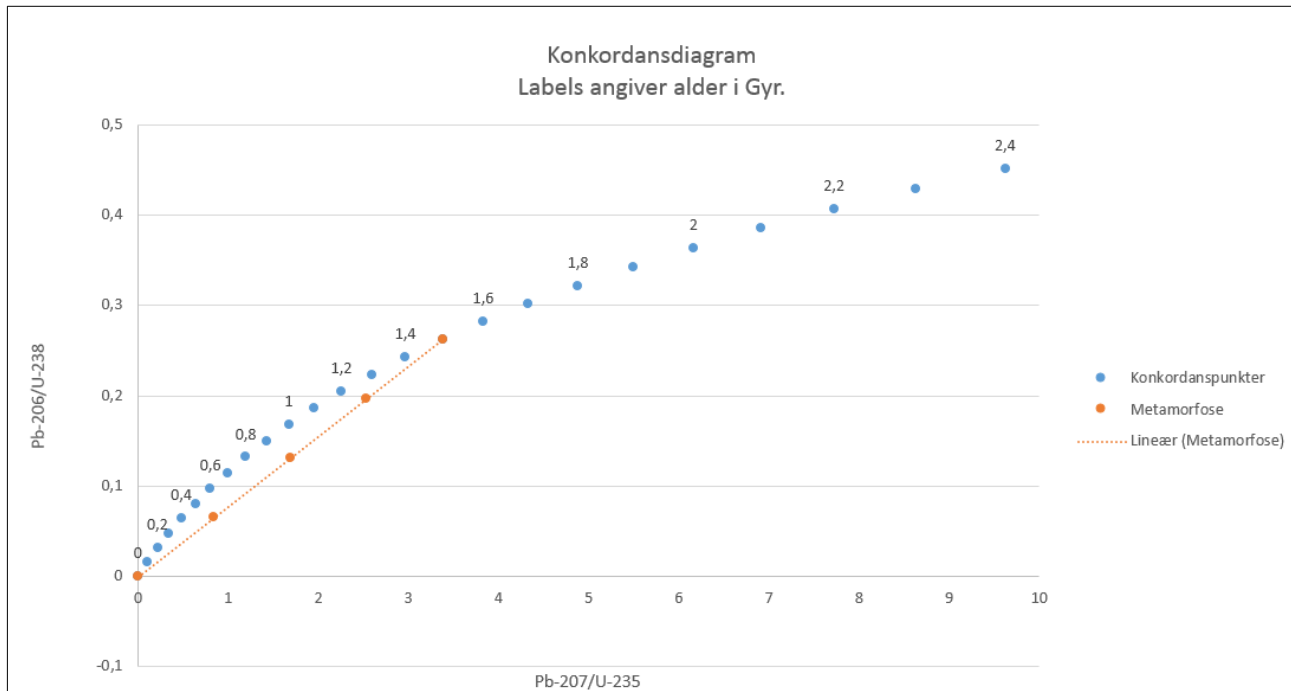
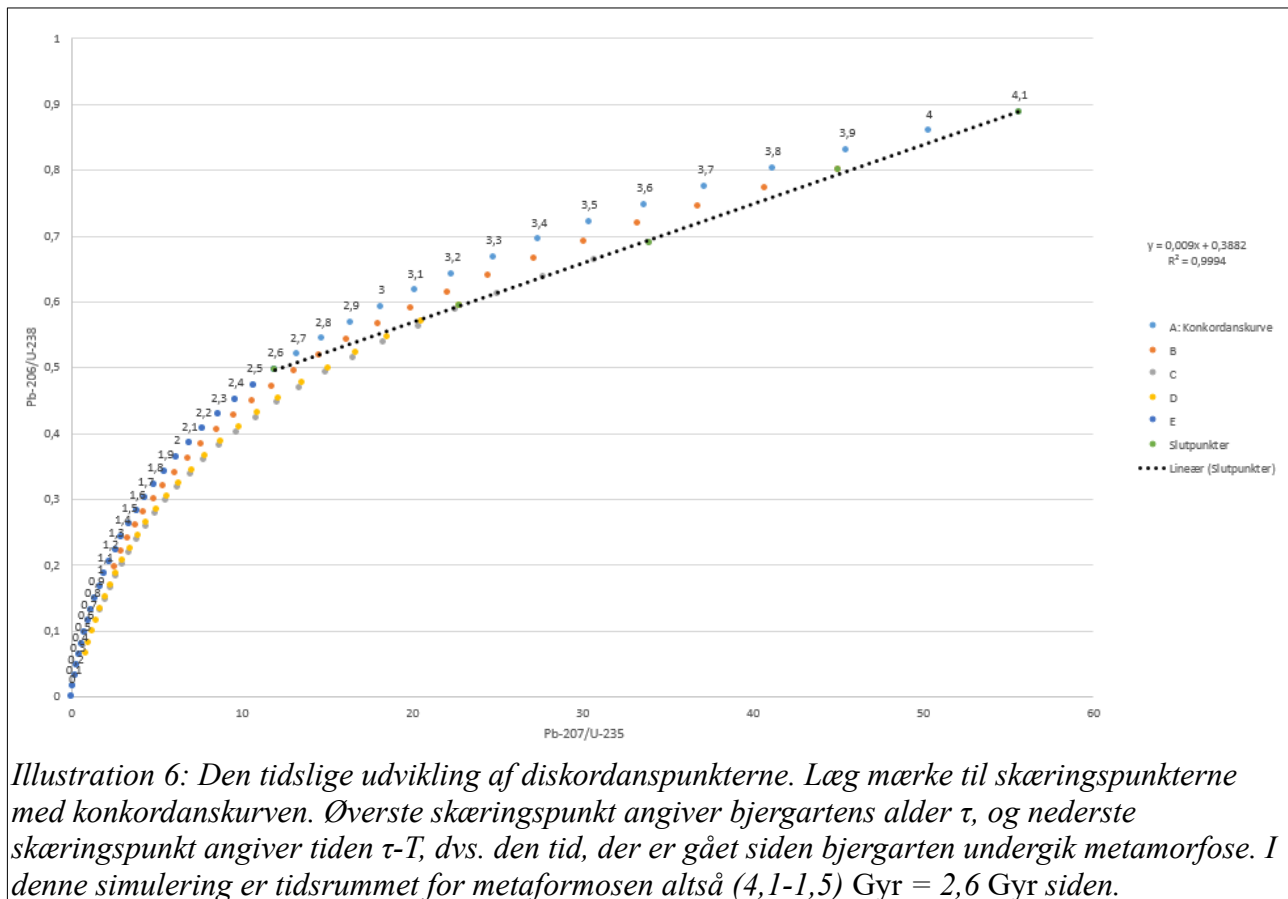


Illustration 5: Ved tidspunktet $T = 1,5$ Gyr efter dannelsen af bjergarten, forsvandt bly ved metamorfosen. 5 stenprøver er simuleret, og hver prøve mistede hhv. 0 %, 25 %, 50 %, 75 % og 100 % af blyet.

Betragt illustration 5. I forhold til det første konkordansdiagram er der nu simuleret, at dele af en bjergart har mistet bly - hver del har mistet forskellige mængder bly, men dog med samme procentsats af blyisotoperne i hver del. (Akserne er zoomet i forhold til illustration 4, så det er nemmere at se punkterne.)

Efter metamorfosen fortsætter hvert af de orange markerede punkter ovenfor på deres egen forskudte konkordanskurve, indtil vi når i dag, hvor prøverne bliver udtaget. I den teoretiske model er bjergarten antaget til at være dannet for $\tau = 4,1$ Gyr siden, dvs. udviklingen fra metamorfosen til i dag er $\tau - T = 2,6$ Gyr. Den tidlige udvikling kan ses illustreret på illustration 6. Der er tegnet en stiplede linie mellem de yngste diskordanspunkter, så man kan se skæringspunkterne mellem den tidligt udviklede diskordanskurve og konkordanskurven.

Det smarte ved figuren er altså, at man altid kan tegne den teoretiske (beregnete) konkordanskurve (de blå punkter i illustrationen), og man kan *måle* isotopforholdene i dag. Ved så at plote punkterne ind i konkordansdiagrammet og tegne en ret linie mellem punkterne, kan man både bestemme bjergartens alder og bestemme tidspunktet siden, bjergarten undergik metamorfose.



Øvelse 3.6

I denne øvelse skal du tegne et diagram som illustration 5.

- Benyt formlerne (13) til at beregne 3 kolonner i et regneark. Kolonnerne skal døbes t (Gyr), $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ og $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Tiden kan f.eks. gå fra 0 til 3 Gyr.
- Tegn en graf over de to isotopforhold.
- Vælg et tidspunkt for hvornår metamorfose skal ske. (Det symbol, der hedder T i teksten.)
- Vælg en alder for bjergarten. (Det symbol, der kaldes τ i teksten.)
- Antag, at der udtages 5 prøver fra bjergarten, og prøverne har hver mistet en procentdel af deres bly. Du kan vælge samme procentsatser, som er valgt i illustration 5, eller du kan vælge nogle andre procentsatser. Beregn den nye værdi af hvert isotopforhold.
- Tegn punkterne ind i grafen fra spørgsmål b.
- Sammenlign dit resultat med illustration 5.

Øvelse 3.7. (Kræver at øvelse 3.6 er lavet.)

Dataene i tabellen nedenfor er taget fra samme kilde, som er anvendt i eksempel 3.1 og 3.2.

- Tegn punkterne ind på det konkordansdiagram, du lavede i øvelse 3.6.
- Lav et lineær fit til målingerne.
- Aflæs alderen af prøven og sammenlign med aldre fundet i eksempel 1 og 2.
- Hvornår undergik stenprøven metamorfose?

<i>Pb-206/U-238</i>	<i>Pb-207/U-235</i>
1,232	70,1
0,912	49,0
0,694	36,3
0,893	48,7
0,913	50,6
0,850	46,8

Øvelse 3.8. (Kræver at øvelse 3.6 er lavet. Øvelsen er meget svær.)

I øvelse 3.6 tegnede du en graf, der gerne skulle ligne illustration 5. Når man skal forstå illustration 6, kan det muligvis være svært at indse, at den oprindelige lineære sammenhæng fortsætter med at være lineær, efterhånden som tiden går. Dette skal undersøges i denne øvelse.

- Tegn en tidslinie, hvor du illustrerer dannelsen af en klippe ved $t = 0$. Anfør $D(0)$ og $M(0)$ ved skitsen. (D er antal datterkerner, og M er antal moderkerner.)
- Ved $t = T$ sker der metamorfose, dvs. vi antager, at nogle af datterkernerne forsvinder. Lav en skitse af dette fænomen på din tidslinie.
- Ved $t = \tau$ kommer en geofysiker forbi og tager 4 stenprøver fra klippen. Tegn denne hændelse ind på din tidslinie.
- Skriv formeludtrykket (se formel 8) for antallet af datterkerner, $D(T)$, og skriv formelen ind på din tidslinie. Skriv også et udtryk for antallet af moderkerner, $M(T)$, samt $M(t)$ ved hjælp af henfaldsloven 2.

Ved metaformosen forsvinder nogle af datterkernerne, og dermed resterer der et antal i hver klippeprøve, som vi vil kalde $x \cdot D(T)$. (x repræsenterer altså den brøkdel af datterkernerne, der forbliver i klippeprøven efter metamorfosen og x har altså muligvis en forskellig værdi for hver prøve.)

- Forklar i ord at følgende formel for $D(t)$ for $t > T$ gælder:

$$D(t) = x \cdot D(T) + M(T) - M_0 \cdot e^{-k_M t}.$$

- Vis ved substitution at følgende formel gælder

$$D(T) = M(t) \cdot (e^{k_M t} - e^{k_M (t-T)}).$$

- Benyt formlerne ovenfor til at vise formelen

$$\frac{D(t)}{M(t)} = x \cdot (e^{k_M t} - e^{k_M (t-T)}) + e^{k_M (t-T)} - 1.$$

Ovenstående forhold kunne f.eks. være forholdene $N_{\text{Pb-206}}/N_{\text{U-238}}$ eller $N_{\text{Pb-207}}/N_{\text{U-235}}$. Lad nu $t = \tau$, hvor τ er alderen af prøven. Dermed bliver $\Delta t = \tau - T$ den tid, der er gået siden metamorfosen.

- Vis udtrykket $\eta \equiv \frac{D(\tau)}{M(\tau)} = x \cdot (e^{k_M \tau} - e^{k_M \Delta t}) + e^{k_M \Delta t} - 1$.

- Skriv ovenstående formel ned ved τ på din tidslinie.

- Find regnearket fra øvelse 3.6 frem. Lav følgende tilføjelser passende steder i regnearket:
 - Vælg 2 celler, hvor selvvalgte værdier af τ og T kan anføres. Beregn Δt i en ny celle.
 - Vælg 4 celler, hvor du anfører selvvalgte procentværdier, x , for 4 stenprøver.
 - Beregn nu η_{207} og η_{206} for de 4 stenprøver ved at bruge formelen fra spørgsmål h.
 - Tegn de 4 målepunkter ind i samme diagram som din konkordanskurve og lav lineær regression.

- v. Benyt regnearkets evne til at forlænge regressionskurven, så den skærer konkordanskurven to steder.
- vi. Aflæs de to aldre ved skæringspunkterne og sammenlign værdierne med de valgte værdier fra spørgsmål j).
- vii. Prøv at ændre dine værdier for τ og T , og også gerne x -værdierne. Sammenlign igen aldrene ved skæringspunkterne med τ og T .

- 0 -

3.3.3. Aldre målt med *Rb-87/Sr-87*-metoden

I afsnit 3.3.1 så vi på mor-datter henfald ved brug af to isotopforhold, og hvor bestemmelsen af forholdene kunne være bestemt forkert med en vis faktor, og hvor antallet af datterkerner var 0 fra start.

I dette afsnit vil vi se på tilfældet, hvor antallet af datterkerner til starttidspunktet er forskelligt fra 0. Vi bruger henfaldet af *Rb-87* til *Sr-87* i eksemplet.

Rb-87 henfalder ved β -henfald til *Sr-87*. Rubidium findes også som isotopen *Rb-85*. Antalsprocenten for *Rb-87* er 28 %, og resten er *Rb-85*.

I naturen findes *Sr* (strontium) i 4 varianter: *Sr-84*, *Sr-86*, *Sr-87* og *Sr-88*. De 4 isotoper fordeler sig med antalstætheder på 0,6%, 10%, 7% og 83%. Ikke al strontium er dannet ved henfald af rubidium, dvs. man er nødt til at finde ud af, hvor meget strontium en klippeprøve indeholdt, da den blev dannet. *Sr-86* kan ikke dannes ved radioaktive henfald, så man måler isotopforholdene i forhold til den.

Formel 8 kan justeres, så den tager højde for, startantallet af datterkerner, $D(t)_0 = N_{\text{Sr-87}, 0}$, er større end 0.

$$N(t)_{\text{Sr-87}} = N_{\text{Sr-87}, 0} + N(t)_{\text{Rb-87}} \cdot (e^{k_{\text{Rb-87}} \cdot t} - 1)$$

Ovenfor deles formelen med $N(t)_{\text{Sr-86}}$, og vi udnytter at $N_{\text{Sr-86}}$ er konstant som funktion af tiden. Det giver

$$\frac{N(t)_{\text{Sr-87}}}{N(t)_{\text{Sr-86}}} = \frac{N_{\text{Sr-87}, 0}}{N(t)_{\text{Sr-86}}} + \frac{N(t)_{\text{Rb-87}}}{N(t)_{\text{Sr-86}}} \cdot (e^{k_{\text{Rb-87}} \cdot t} - 1) \Leftrightarrow \frac{N(t)_{\text{Sr-87}}}{N(t)_{\text{Sr-86}}} = \frac{N_{\text{Sr-87}, 0}}{N_{\text{Sr-86}, 0}} + \frac{N(t)_{\text{Rb-87}}}{N(t)_{\text{Sr-86}}} \cdot (e^{k_{\text{Rb-87}} \cdot t} - 1) \quad (14)$$

Hvis man tegner en $(N_{\text{Rb-87}}/N_{\text{Sr-86}}, N_{\text{Sr-87}}/N_{\text{Sr-86}})$ -graf, ser vi, at formel (14) fremstiller en ret linie gennem $(0, N_{\text{Sr-87}, 0}/N_{\text{Sr-86}, 0})$ med hældningstallet

$$a = e^{k_{\text{Rb-87}} \cdot \tau} - 1 \quad (15)$$

Ovenfor er variabelen t erstatet af τ , som er alderen af prøven. Det gælder altså om at tage mange prøver af en bjergart, derefter tegne en graf og benytte hældningstallet, a , til at finde alderen af bjergarten. Sådan en graf kaldes en *isokron*.

Rb-Sr-metoden er god, hvis der findes et måleligt indhold af *Rb-87* i bjergarten, og da halveringstiden er vældig stor, duer metoden også (kun) for meget gamle bjergarter. Hvis man vil datere en ung bjergart, vil forholdene mellem *Rb-87* og *Sr-86* være ganske små, og så bliver usikkerheden på målingerne for stor.

Øvelse 3.9

Man har undersøgt gneiss-klipper ved ved Amitsoq/Nuuk, og der har man målt forholdet mellem isotoper for forskellige prøver. Resultaterne er i tabellen nedenfor. [17]

$N_{\text{Rb-87}}/N_{\text{Sr-86}}$	0,065	0,274	0,355	1,23	1,97	2,58	2,87
$N_{\text{Sr-87}}/N_{\text{Sr-86}}$	0,705	0,715	0,728	0,770	0,805	0,845	0,863

- Tegn isokronen for prøverne og aflæs hældningstallet.
- Halveringstiden for Rb-87 er 48,8 Gyr. Bestem henfaldskonstanten.
- Beregn gneiss-klippernes alder.

Gneiss-klipperne antages dannet ved metamorfose af granit, dvs. det oprindelige granitlag er endnu ældre end den alder, du fandt i spørgsmål c. Disse klipper angiver en nedre grænse for Jordens alder, da de er de ældste, vi pt. har fundet på Jorden. Eftersom prøverne fra klipperne er lavet af endnu ældre klipper, ved, vi at Jorden er endnu ældre – skal man datere Jordens alder mere præcist, må man datere meteoritter, da de ikke har ændret sig siden Solsystemets dannelse.

3.4. Aldersbestemmelse med K/Ar-metoden

Den sidste metode, vi vil se på i denne note er Kalium-Argon-metoden. Denne metode illustrerer det fænomen, at en kerne kan henfalde til to forskellige isotoper. I naturen findes kalium på tre former. $K-39$, $K-40$, $K-41$. $K-40$ er radioaktiv, og den kan henfalde på to måder, enten til $Ar-40$ ved elektronindfangning eller til $Ca-40$ ved β -henfald. Dvs. formel 1 skal tilpasses, så den får følgende form

$$\frac{dN}{dt} = -k_A \cdot N - k_C \cdot N$$

hvor k_A er henfaldskonstanten for henfaldet til Argon og k_C er henfaldskonstanten for henfaldet til Calcium. Dvs. henfaldsloven for $K-40$ får nu følgende form

$$N_K(t) = N_0 \cdot e^{-(k_A+k_C) \cdot t} \quad (16)$$

Tilvæksten i antallet af $Ar-40$ kerner er

$$\frac{dN_A}{dt} = k_A \cdot N_K \quad (17)$$

En tilsvarende formel for $Ca-40$ kan opskrives. Ved at indsætte formel (16) i (17) fås

$$\frac{dN_A}{dt} = k_A \cdot N_0 \cdot e^{-(k_A+k_C) \cdot t} \quad (18)$$

Formel (18) kan løses, og ved indsættelse af formel (16) i løsningen får man for $N_A(0) = 0$

$$N_A(t) = \frac{k_A \cdot N_K(t)}{k_A + k_C} \cdot (e^{(k_A+k_C) \cdot t} - 1) \quad (19)$$

Bytter man om på A og C i formel (19), får man udtrykket for antallet af Ca -kerner, $N_C(t)$.

Vi kan isolere tiden, t , i formel (19), og skrive alderen $t = \tau$. Løsningen bliver

$$N_A(t) = \frac{k_A \cdot N(t)}{k_A + k_C} \cdot (e^{(k_A + k_C)t} - 1) \Leftrightarrow \frac{(k_A + k_C) \cdot N_A(t)}{k_A \cdot N_K(t)} + 1 = e^{(k_A + k_C)t} \Leftrightarrow$$

$$\tau = \frac{\ln\left(\frac{(k_A + k_C) \cdot N_A(\tau)}{k_A \cdot N_K(\tau)} + 1\right)}{k_A + k_C} = 1,84 \cdot \ln\left(9,328 \cdot \frac{N_A(\tau)}{N_K(\tau)} + 1\right) \text{ Gyr} \quad (20)$$

Ovenfor er henfaldskonstanterne benyttet. De er $k_A = 5,819 \cdot 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$ og $k_C = 4,846 \cdot 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. [18]

Metoden går altså ud på, at måle forholdet mellem Ar -40 og K -40 i en prøve, og så indsætte i formel (20).

Som tillægsinformation kan det nævnes, at hvis man har et henfald, der kan gå i to retninger, så kan man beregne henfaldskonstanterne for de enkelte delhenfald ved at først at måle den samlede halveringstid, og dernæst måle hvor stor en procentdel, x , der bliver til den ene slags datterkerne.

Eksempel

I tilfældet K -40 måler man f.eks. $T_{1/2} = 1,251 \text{ Gyr}$, og 10,72 % af henfaldene bliver til Ar -40. Dermed bliver 89,28 % af henfaldene til Ca -40. Henfaldskonstanterne kan så beregnes som:

$$k_A = \frac{x \cdot \ln(2)}{T_{1/2}} = \frac{0,1072 \cdot \ln(2)}{1,251 \text{ Gyr}} = 5,9397 \cdot 10^{-2} \text{ Gyr}^{-1}.$$

Prøv selv at vise at $k_C = 49,468 \cdot 10^{-2} \text{ Gyr}^{-1}$.

Bemærk at ved nogle eksamensopgaver får man oplyst en anden halveringstid end den, som er anført i beregningerne ovenfor. Hvis det er tilfældet, bør man anvende tallet fra eksamensopgaven.

Ved udledningen af formel (18) og dermed også formel (20) antog vi, at der ikke var Ar -40 til starttidspunktet. Hvis dette tilfælde ikke passer, ændres løsningen, ligesom vi også så det ved Rb/Sr -metoden. Endelig plejer man af tekniske grunde at måle forekomsterne af Ar -40 og K -40 i forhold til Ar -36. Det generelle resultat bliver dermed

$$\frac{N(t)_{Ar-40}}{N(t)_{Ar-36}} = \frac{N(0)_{Ar-40}}{N(0)_{Ar-36}} + \frac{N(t)_{K-40}}{N(t)_{Ar-36}} \cdot \left(\frac{k_A}{k_A + k_C}\right) \cdot (e^{(k_A + k_C)t} - 1) \quad (21)$$

Man kan, ligesom ved Rb/Sr -metoden, udføre en serie målinger af Ar -40/ Ar -36-isotopforhold samt K -40/ Ar -40-isotopforhold, tegne en isokron, og dermed finde alderen ved at aflæse hældningstallet og sætte den lig med parentesens med eksponentialledet i formel (21).

Derudover kan man i visse tilfælde antage, at startforholdet mellem Ar -40- og Ar -36-isotoperne svarer til det nuværende forhold for atmosfæren, som er 295,5. Derved kan én måling bruges til at bestemme alderen af prøven. Denne fremgangsmåde gælder dog kun for unge klipper.

Endelig er der et problem, at $Ar-40$ er en gasart. Gas kan slippe bort fra prøven, inden den er kølet tilstrækkeligt ned, og derfor kan vi få fejlagtige aldersbestemmelser.

Øvelse 3.10

Man har undersøgt et materiale, som består af muscovit, der stammer fra noget pegmatit i de transantarktiske bjerge. Området hedder Wisconsin Range. [19] Se illustration 7 for at se et billede af bjergkæden.

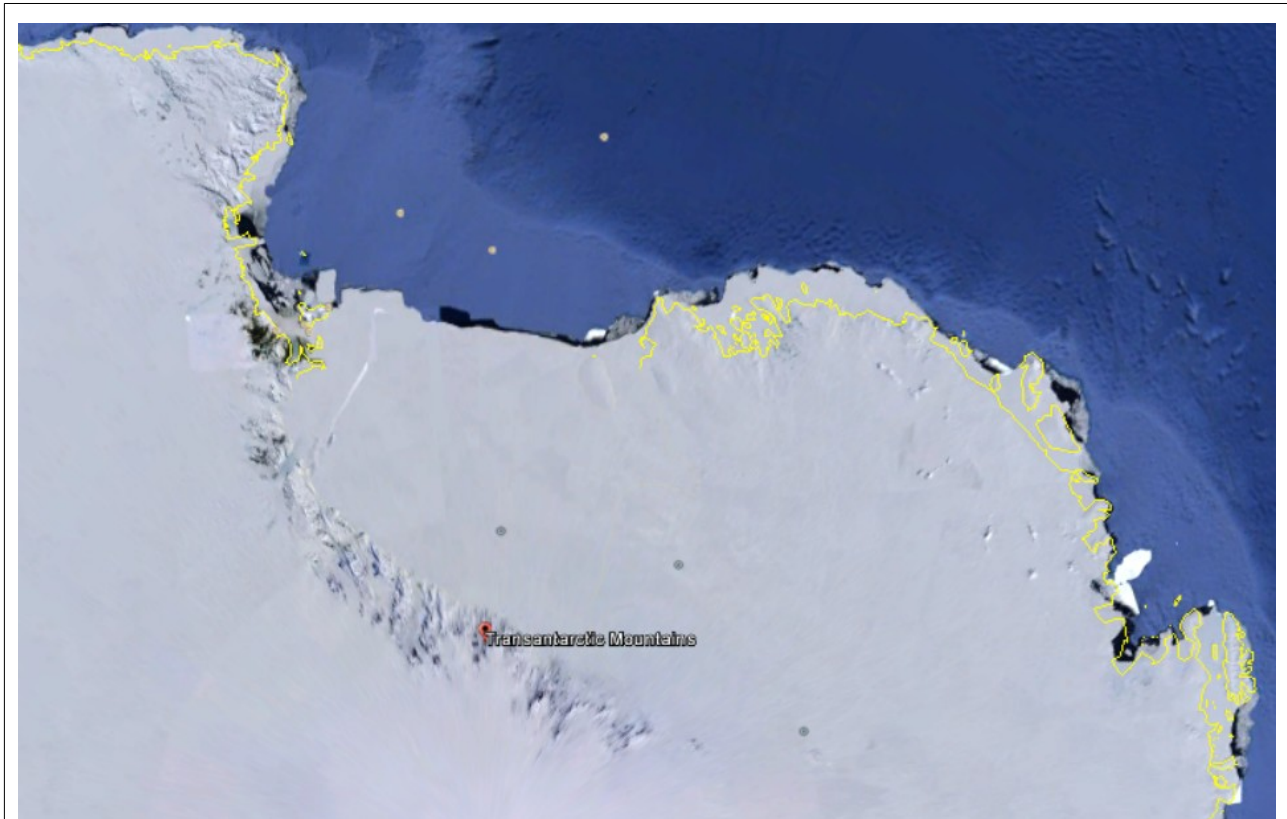


Illustration 7: De transantarktiske bjerge. Billedkilde: Google Earth, U. S. Geological Survey.

I prøven har man målt, at 8,378 % af prøvens masse bestod af naturligt kalium. Tilsvarende er massebrøkdelen af $Ar-40$ i forhold til den totale masse $0,3305 \cdot 10^{-4}$ %. Atommassen for naturligt kalium er $m_K = 39,098304$ u, og atommassen for isotopen $Ar-40$ er $m_{Ar-40} = 39,9623$ u. Prøvens samlede masse kaldes $m_{prøve}$.

Finder du købmandsregning besværligt, kan du springe over sp. a-e, og så benytte tallet fra e til at lave spørgsmål f.

- Opstil et udtryk for den samlede masse af kalium, M_K , i prøven. Opstil også udtrykket for den samlede masse af $Ar-40$, M_{Ar-40} , i prøven.
- Udtryk antallet af kalium atomer, N_K , udtrykt ved M_K . Gentag for $Ar-40$ isotopen.
- Benyt resultaterne fra a og b til at udtrykke antallet af kalium atomer, N_K , udtrykt ved $m_{prøve}$. Gentag beregningen for $Ar-40$.
- I naturligt kalium er antallet af $K-40$ atomer i forhold til naturligt kalium 0,0001167. Benyt dette forhold til at finde et udtryk for N_{K-40} .
- Benyt resultaterne fra c og d til at vise, at forholdet mellem antallet af $Ar-40$ -atomer og antallet af $K-40$ -atomer er 0,03307.
- Beregn prøvens alder ved hjælp af formel (20).

4. Sammenfatning

Vi har i denne note undersøgt forskellige dateringsmetoder til at bestemme klippers aldre. Der findes flere metoder, og interesserede kan læse mere i Fowlers bog. [2] Det er dog min opfattelse at denne note, når et stykke ud over standard GV-pensum, så der bør være tilstrækkeligt teori her til at også den interesserede elev har nok dateringsteori som fundament til at skrive en SRP-opgave.

5. Referencer

1. Craddock, C.; Bastien, T. W.; Rutherford, R. H. 1964. Geology of the Jones Mountains. *In*: Adie, R. J. *ed.* Antarctic geology. New York, John Wiley & Sons: 171-187.
2. C. M. R. Fowler: "*The Solid Earth*", Cambridge University Press, 1990. ISBN: 0-521-38590-3.
3. Forsidebilledet: Google Earth/CNES/DigitalGlobe.
4. Illustration 7. Google Earth samt U. S. Geological Survey.
5. Feiko Kalsbeek, *Age determination of Precambrian rocks from Greenland: past and present*, Geology of Greenland Survey Bulletin, **176**, 55-59. (1997.)
6. Meteoritics & Planetary Science **31**, 370-387 (1996): Meyer et al, *Uranium-lead ages for lunar zircons: Evidence for a prolonged period of granophyre formation from 4.32 to 3.88 Ga.*
7. <http://nucleardata.nuclear.lu.se/toi/nuclide.asp?iZA=190040>
8. Leon T. Silver & Sarah Deutsch, *Uranium-Lead Isotopic Variations in Zircons: A Case Study*, The Journal of Geology, Vol **71**, Nr. 6 (Nov. 1963) pp. 721-758.
9. <http://www.world-nuclear.org/information-library/nuclear-fuel-cycle/uranium-resources/the-cosmic-origins-of-uranium.aspx>
10. Illustration 3. http://www.sanpedrorivervalley.org/ecoregional_tresalamos_north.htm.
11. Illustration 1: Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based
12. on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals, R. G. Fairbanks et al. Quaternary Science Reviews **24** (2005) 1781-1796.
<https://www.semanticscholar.org/paper/Radiocarbon-calibration-curve-spanning-0-to-50%2C000-Fairbanks-Mortlock/c86eefb877aea5e43cccf65dee45153959b7e886?>
13. <http://www.world-nuclear.org/information-library/nuclear-fuel-cycle/uranium-resources/the-cosmic-origins-of-uranium.aspx>
14. Meteoritics & Planetary Science **31**, 370-387 (1996): Meyer et al, *Uranium-lead ages for lunar zircons: Evidence for a prolonged period of granophyre formation from 4.32 to 3.88 Ga.* **Korn nr. 12033,467-1.1.**
15. Leon T. Silver & Sarah Deutsch, *Uranium-Lead Isotopic Variations in Zircons: A Case Study*, The Journal of Geology, Vol **71**, Nr. 6 (Nov. 1963) pp. 721-758. **Tal taget fra tabellerne 6 og 9.**
16. http://www.sanpedrorivervalley.org/ecoregional_tresalamos_north.htm.
17. Feiko Kalsbeek, *Age determination of Precambrian rocks from Greenland: past and present*, Geology of Greenland Survey Bulletin, **176**, 55-59. (1997.)
18. <http://nucleardata.nuclear.lu.se/toi/nuclide.asp?iZA=190040>
19. Craddock, C.; Bastien, T. W.; Rutherford, R. H. 1964. Geology of the Jones Mountains. *In*: Adie, R. J. *ed.* Antarctic geology. New York, John Wiley & Sons: 171-187

6. Appendix

