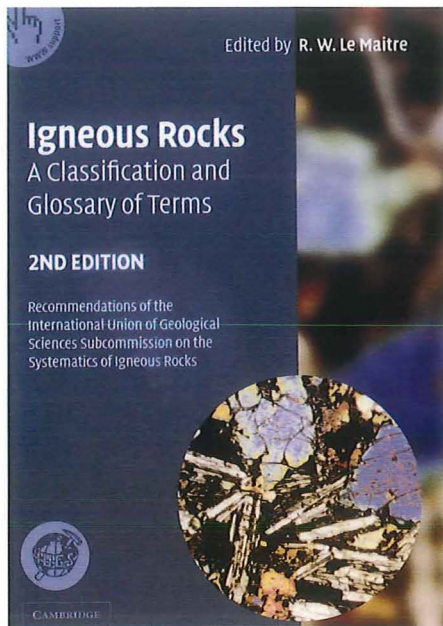


ORDEN I MAGMABJERGARTERNE - FRA URBAN HJÄRNE TIL ALBERT STRECKEISEN

Henning Sørensen

I april 2002 udkom på Cambridge University Press bogen 'Igneous Rocks - a classification and glossary of terms' (236 sider, £ 45). Den er redigeret af R.W.LeMaitre og har 14 medforfattere, deriblandt under tegnede. Der er tale om anden, reviderede udgave af et værk, som først udkom i 1989. Det indeholder de anbefalinger vedrørende magmabjergarternes nomenklatur og klassifikation, som er udarbejdet af en subkommission nedsat af den Internationale Geologiske Union (IUGS). Initiativtageren til dette arbejde var schweizeren Albert Streckeisen (1901-1998).

Jeg har netop i en artikel i GeologiskNyt nr. 4, 2002, givet et rids af baggrunden for nedsættelsen af Subkommissionen og af arbejdets forløb, hvortil der henvises. Her skal jeg beskæftige mig med nogle af de problemstillinger, Subkommissionen har arbejdet med og give en kortfattet præsentation af klassifikationssystemet.



LIDT FORHISTORIE

Det er blot ca. 200 år siden, at man begyndte at få overblik over, hvad bjergarter er for noget, og hvordan de kan inddeles. Før den tid blev mineraler, bjergarter, forsteninger og andre af naturens luner behandlet i en sand forvirring. Et eksempel er Urban Hjärnes bog 'En kort Anledning till Atskillige Malm- och Bergarters/ Mineraliers/Wäxters/ och Jordelags/ samt flere sällsamme Tings effterspöriande och angiftvande/', som udkom i Stockholm i 1694. Første del af bogen beskriver hovedmiljøerne vandet og jord og landskap i gemeen. Så følger korte afsnit om Mull og Jordarter, Gråberg og andre slag Berg/Sand, allehande gemena Stenar, allahande nyttiga gemena Stenar, Stenar som har någon serdeles Figur, Stenar

som findes i dyr, Metaller, Halftva Metaller/ eller Bergarter, om Saltlag, om sulfuriske Arter og Swafwelslag. Det viser den samlede daværende viden i en vis orden på 23 små sider.

Den første på videnskabelige principper baserede bjergartsklassifikation skyldes A.G. Werner (1749-1817) i Freiberg. Den kom i 1787, men har kun svag lighed med nutidens viden om emnet. På det tidspunkt kom der imidlertid gang i bjergartsbeskrivelsen og opstillingen af nye bjergarter. Et eksempel er J. Pinkerton, som i 1811 i London udgav værket 'Petralogy, a treatise on rocks', bind. I og bind II på henholdsvis 599 og 654 sider. Heri blev præsenteret 24 nye bjergarter. (Det skal her forudskikkes, at kun en af disse bjergarter, granitoid, indgår i Subkommissionens anbefalede bjergartsnavne).

Først i 1857 blev bjergarter inddelt i magmatiske, sedimentære og metamorfe af H. Coquand. Derefter gik det stærkt, ikke mindst på grund af Henry Sorby, som i 1849 fremstillede de første tyndslib af bjergarter. Man kunne nu i beskrivelsen af bjergarter bygge på forekomstmåden i naturen, mineralindholdet og den kemiske sammensætning. Dette satte skub i beskrivelsen af nye bjergarter,

opstillingen af bjergartssystemer og i udviklingen af såvel petrografi som petrologi som egentlige videnskaber.

Et godt eksempel er nordmanden W.C. Brøgger (1851-1940), som i en lang række monografier beskrev Oslo-områdets geologi, herunder dets petrologi. Han opstillede 65 nye bjergarter, de fleste navngivet efter de lokaliteter, hvor han studerede dem. De mest kendte eksempler er larvikit efter Larvik og nordmarkit efter Nordmarka.

Brøgger opstillede som den første carbonatit som en magmabjergart på grundlag af undersøgelser i Fen-området sydvest for Osloområdets bjergarter. Flot set.

Seh Kort

Andledning

Till

Bestillige Malm- och Bergarters/ Mineraliers
Wårters/ och Jordbestags/ samt flere fälltamme
Tings efterspörande och angifwande/

Efter

Kongl. May:te

Allernådigste Behag

Ställt till

Alla uti Riket/ som kunna hafwa Lust at låta i
Dagglusset komma/ hwad som i hwat och
en Ort kan finnas.

ANNO 1694.

STOCKHOLM,

Trykt uti Kongl. Bocktryckeriet/ hos Sal. Wankijfs Andia.

Forsiden af Urban Hjærnes bog om bjergarter fra 1694.

Et andet eksempel er franskmænden Alfred Lacroix (1861-1948), som sad i det Mineralogiske Museum i Paris. Hertil sendte franske geologer og andre prøver af ukendte geologiske materialer fra alle dele af det da vidtstrakte franske kolonirige. Lacroix undersøgte disse prøver og opstillede på grundlag heraf og på egne omfattende geologiske feltundersøgelser hele 70 nye bjergarter, ofte med malabariske navne som f. eks. anabohisit, fasikbikit og ampasimenit, bl.a. opkaldt efter lokaliteter på Madagaskar.

Resultatet var, at der blev opstillet en syndflod af bjergartsnavne, ofte bjergarter, som allerede var beskrevet under et andet navn. Samme bjergart kunne derfor hedde forskelligt i forskellige lande.

Der blev derfor gjort en række forsøg på at bringe orden i tingene. Jeg skal som eksempel nævne amerikaneren Albert Johannsen, der opstillede et system til klassifikation af magmabjergarterne publiceret i fire informative bind fra 1920 til 1938. Dette er en af de vigtigste kilder til oplysninger om magmabjergarter og kan meget varmt anbefales. Anbefalingen gælder dog ikke Johannsens klassifikationssystem, der bestod af fire klasser inddelt i 4 ordener, som igen var inddelt i 25 familier. Dette komplicerede system skabte behov for systematiske navne, Johannsen opstillede 134 sådanne.

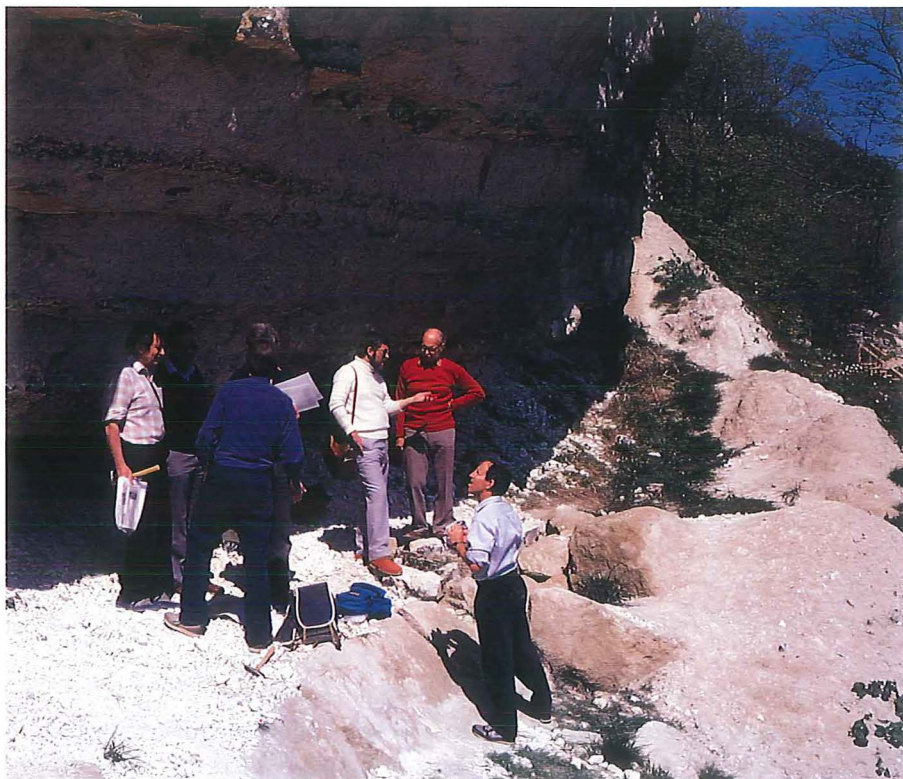
ALBERT STRECKEISENS INITIATIV - IUGS'S SUBKOMMISSION

Det virvar, som efterhånden prægede dette område, inspirerede Albert Streckeisen til at gå i gang med en systematisk analyse af magmabjergartsklassifikationen. Han udsendte et spørgeskema og publicerede resultaterne af denne undersøgelse i et debatoplæg i 1965. Det gav anledning til, at IUGS nedsatte en petrologisk kommission og under den en subkommission, som skulle se på magmabjergarterne.

Subkommissionen indledte arbejdet i 1972 og holdt sit indtil videre sidste møde i 1999. Streckeisen var formand indtil 1980.

Albert Streckeisen på ekskursion til vulkanen Kaiserstuhl i Sydtyskland under Subkommissionens møde i Freiburg im Br. i 1986.





Subkommissionen lagde altid, når det var muligt, en ekskursion ind i mødeprogrammet. Under mødet i København i 1988 besøgte Kridt-Tertiær-grænsen på Stevns Klint under Hans Jørgen Hansens kyndige vejledning. På billedet ses som nr. 2 fra venstre i skyggen og med solbriller Roger LeMaitre, redaktør af Subkommissionens bog om magmabjergarter; til højre med rød trøje Mike LeBas, Subkommissionens formand 1984-2001 og nederst til højre Jörg Keller, formand for den petrologiske kommission siden 1989.

Subkommissionen har registreret 1637 navne på magmabjergarter og begreber vedrørende disse. De er alle opført i et glossarium i den ovennævnte bog med karakterisering af hvert enkelt navn. Mens Johannsens og andre tilsvarende klassifikationssystemer satte en ære i at finde en plads til alle beskrevne bjergarter, besluttede Subkommissionen at foretage en sortering. Kun 282 af de mange navne indgår i dens klassifikationssystem. Af de 282 har Streckeisen opstillet 75 og Subkommissionen 35 bjergartsnavne for at få udfyldt alle pladserne i systemet på en logisk måde. I næste afsnit beskrives hovedtrækkene af systemet, som er hierakisk opbygget, dvs. at bjergarter klassificeres i en bestemt rækkefølge.

IUGS'S KLASSIFIKATIONSSYSTEM

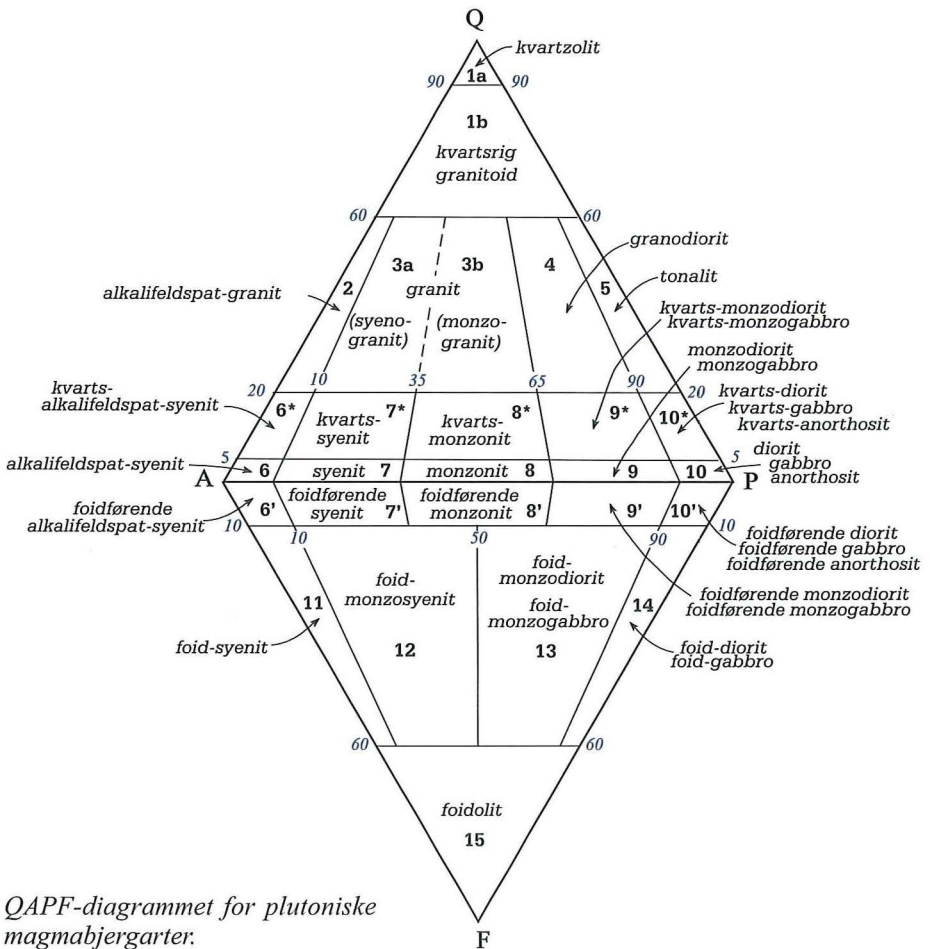
Først udskilles de pyroklastiske bjergarter, dvs. de løse vulkanske udbrudsprodukter. Dernæst udskilles bjergarter med specielle karaktertræk i rækkefølgen: carbonatitter, melilithholdige bjergarter, kalsilitholdige bjergarter, kimberlitter, lamproitter, leucitholdige bjergarter, lamprofyrer og charnockitter. For hver af disse grupper er foreslået specielle klassifikationssystemer. De nævnte bjergarter er så specielle, at de vanskeligt kan indarbejdes i et system, som gælder for det store flertal af bjergarter. Og de er forholdsvis lette at identificere på grund af karakteristiske mineraler og teksturer. Et eksempel: carbonatitter defineres som magmabjergarter, der indeholder mere end 50% carbonatmineraler, først og fremmest calcit.

Tilbage er nu det store flertal af magmabjergarter. De inddeles i plutoniske og vulkanske bjergarter på grundlag af kornstørrelse. Plutoniske bjergarter er dannet på så stor dybde, at de er størknet langsomt og er blevet grovkornede. Definitionen er derfor, at bjergarter, hvor mineralerne kan skelnes med det blotte øje, er plutoniske, de øvrige vulkanske. Finkornede bjergarter kan ganske vist dannes i plutonisk miljø, men man kan ikke se på et håndstykke, om en meget finkornet bjergart er vulkansk eller plutonisk. Dertil behøves viden om bjergartens forekomstmåde i naturen. I øvrigt er der selvfølgelig en gradvis overgang fra vulkansk til plutonisk miljø, når man i et vulkanområde bevæger sig fra overfladen mod dybet. Man har anvendt betegnelsen hypabyssal for denne overgang, en term som dog ikke er med blandt de af Subkommissionen anbefalede betegnelser. Finkornede bjergarter i plutonisk miljø foreslås angivet med forstavelsen mikro- som f. eks. mikrosyenit.

Klassifikationen af plutoniske bjergarter består af tre dele: 1. Bjergarter hvor begrebet M er mindre end 90. M står for det modale indhold af mafiske, dvs. mørke mineraler som olivin, pyroxen, amfibol, glimmer, jern-titan-oxidmineraler, m.fl. (modal vil sige mineralindhold, oftest angivet som rumfangsprocenter). 2. Bjergarter, hvor M er lig med eller større end 90, de såkaldte ultramafiske bjergarter. 3. Et forenklet diagram til anvendelse i de tilfælde, som f. eks. under feltarbejde, hvor en bjergarts mineralindhold ikke kan bestemmes nøjagtigt.

QAPF-DOBBELTTREKANTEN

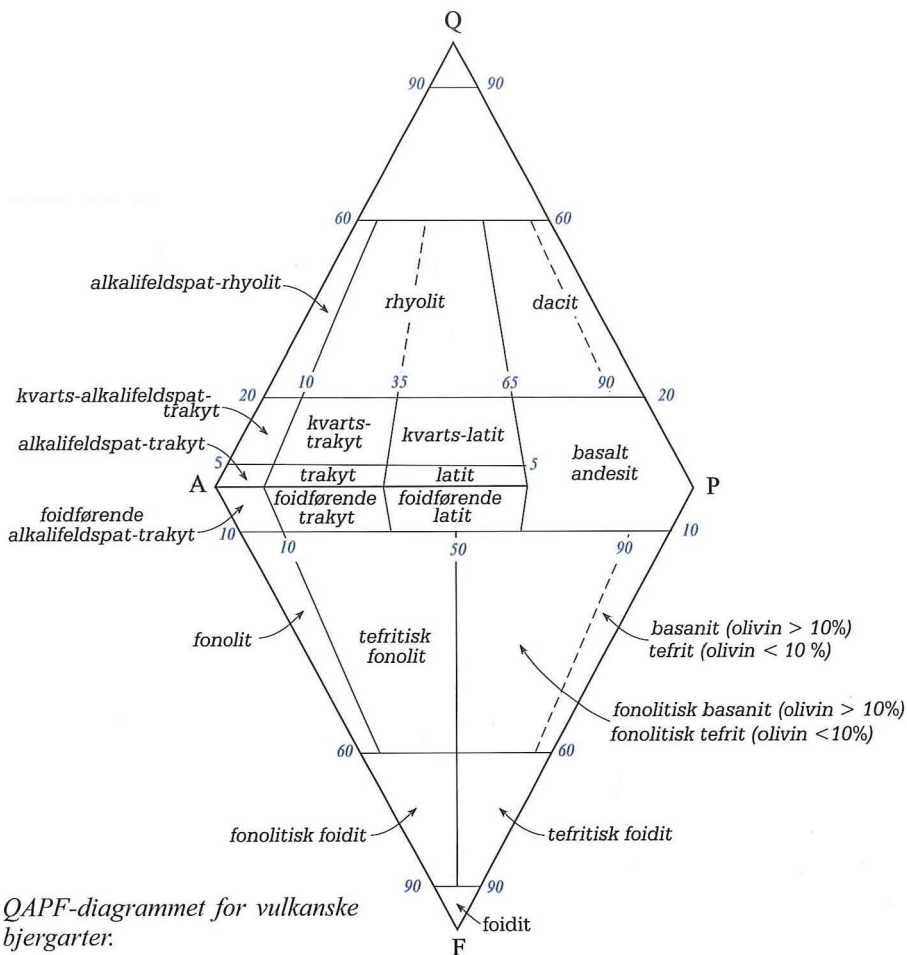
Grundelementet i klassifikationen af plutoniske magmabjergarter er den efterhånden velkendte QAPF-dobbelttrekant (Q = quartz, kvarts; A = alkalifeldspat inklusive albit (natrium)- delen af plagioklasfeldspat med fra 0 til 5 % anorthit (calcium-plagioklas); P = plagioklas fra 5 til 100 % anorthit (og skapolit); F = foider eller feldspatoider). Diagrammet benyttes for bjergarter med op til 90 % M, dvs. med helt ned til 10 % af QAPF mineraler, som er



QAPF-diagrammet for plutoniske magmabjergarter.

bjergarters lyse eller felsiske mineraler. Diagrammet kendes Jordan over som Streckeisen-diagrammet, men det skal understreges, at han ikke har hittet på det, men har overtaget det fra sine forgængere, som f. eks. ovennævnte Johannsen.

Når en bjergart skal indtegnes i QAPF-diagrammet, skal indholdet af QAPF mineraler omregnes til 100 %. De udgør sædvanligvis kun en del af bjergarterne, resten udgøres af M mineraler og accessoriske mineraler. Det skal her huskes, at Q og F ikke kan findes sammen i en bjergart, de vil i givet fald reagere med hinanden og danne feldspat. Man skal altså efter omstændighederne omregne $Q + A + P$ eller $F + A + P$ til 100 %. Når en given bjergart dernæst er indtegnet i diagrammet, angiver navnet på det felt, den findes i, dens 'root name', rodnavn, som ikke altid vil være det samme som bjergartens rigtige navn. Falder bjergarten f. eks. i felt 7 er dens rodnavn syenit, hvilket også er det rigtige navn. Ser vi på



QAPF-diagrammet for vulkanske bjergarter:

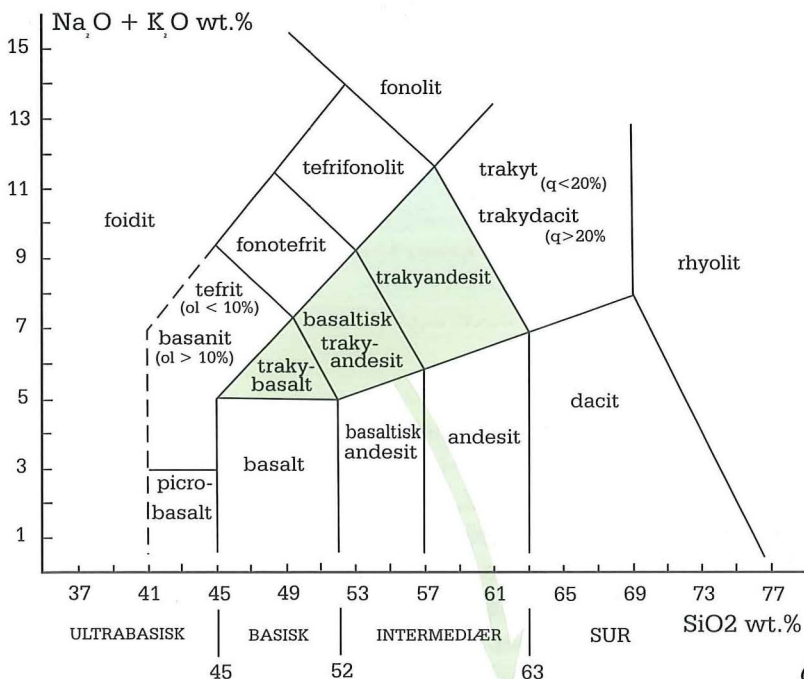
felt 10 er angivet navnene diorit, gabbro og anorthosit. Det rigtige navn finder man ved at se på andre parametre, som f. eks. M. Er M mindre end 10, dvs bjergarterne består af mere end 90 % plagioklas, kaldes bjergarten anorthosit. Diorit og gabbro adskilles ved hjælp af plagioklasens anorthitindhold, er det større end 50 er det en gabbro, mindre end 50 en diorit. Men derved er en gabbro ikke endeligt beskrevet, det er jo en bjergart som består af plagioklas samt et eller flere mafiske mineraler, vigtigst er clinopyroxen, orthopyroxen, olivin og amfibol. Der er derfor udarbejdet hjælpediagrammer til fastlæggelse af det korrekte navn.

Foid-syenit, som er rodnavnet for bjergarter i felt 11 er et eksempel på et navn, som aldrig vil blive brugt om en konkret bjergart. Er feldspatoidmineralet nefelin kaldes bjergarten nefelin-syenit, er det sodalit fås en sodalit-syenit.

For plutoniske bjergarter med M større end 90 benyttes særlige diagrammer til klassifikation af de forskellige ultramafiske bjergarter, som f. eks. peridotit og dunit.

Når vi kommer til de vulkanske bjergarter er forholdene mere komplicerede. Man har vedtaget at bruge QAPF-diagrammet overalt hvor det er muligt, dvs. hvor bjergarternes mineralindhold kan erkendes ved undersøgelse af tyndslib. I de tilfælde, hvor bjergarterne er meget finkornede eller består af vulkansk glas, således at en modalanalyse ikke kan gennemføres, har Subkommissionen efter et større udredningsarbejde valgt at bruge det såkaldte TAS diagram til fastlæggelse af bjergarternes rodnavn.

Udvælgelsen af dette diagram var baseret på jonglering med 24.000 analyser af vulkanske bjergarter i mange forskellige diagrammer. TAS står for total alkali silica diagram, som er et diagram med en x og en y akse. Langs x angives bjergartens indhold af SiO_2 (silica på engelsk) som vægtprocent, langs y-aksen angives summen af Na_2O og K_2O , begge som vægtprocenter. Man skal altså



Øverst TAS-diagrammet for vulkanske bjergarter med vægtprocent (wt.%) SiO_2 som x-akse og summen af vægtprocenter af Na_2O og K_2O som y-akse. Nederst en yderligere opdeling af de med grønt markerede felter i TAS-diagrammet.

| | | | |
|---|-----------------------|------------------------|--------------|
| yderligere opdeling af grønne felter | trakybasalt | basaltisk trakyandesit | trakyandesit |
| $\text{Na}_2\text{O} - 2,0 \geq \text{K}_2\text{O}$ | hawaiiit | mugearit | benmoreit |
| $\text{Na}_2\text{O} - 2,0 < \text{K}_2\text{O}$ | kaliurigt trakybasalt | shoshonit | latite |



Larvikitbruddet ved Tjølling i Sydnorge. Larvikit sprænges ud i store massive blokke uden sprækker og skæres op i tynde plader, der poleres og anvendes som facadesten.

have en kemisk analyse for at kunne klassificere ved hjælp af dette diagram. Det giver som nævnt bjergarters rodnavn og må i en række tilfælde suppleres med andre diagrammer, når det korrekte navn skal bestemmes.

Det tredje hoveddiagram, som er forenkede udgaver af QAPF-diagrammerne for plutoniske og vulkanske bjergarter, skal der ikke ofres plads på, det er simple diagrammer til brug for en foreløbig klassificering udført under feltarbejdet.

NAVNGIVNING AF BJERGARTER

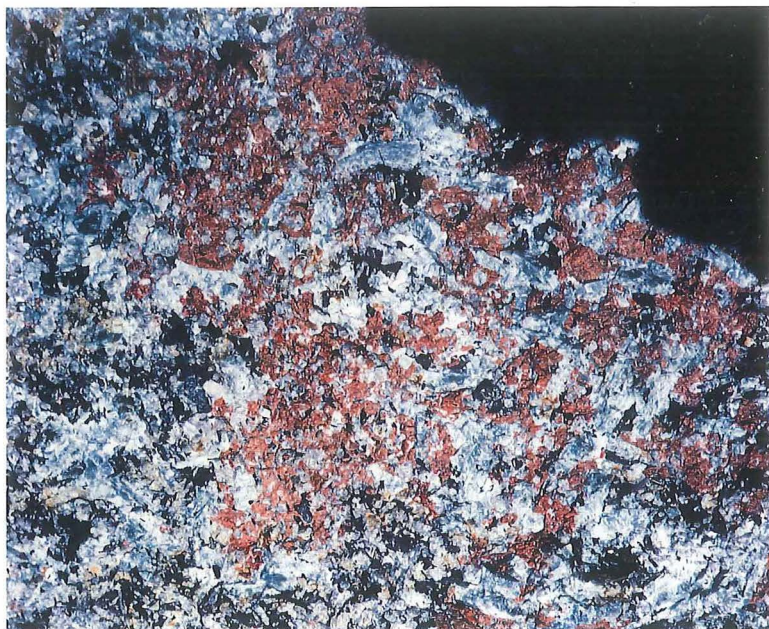
Af de 316 af Subkommissionen anbefalede bjergartsnavne og begreber er de 179 rodnavne, 103 udfyldende navne som f.eks. ovennævnte nefelin-syenit, og 34 vedrører bjergartsbeskrivende udtryk som leukokrat, melanokrat, ultramafisk osv. Disse tre begreber fortæller om bjergarter er lyse, mørke eller meget mørke. Ved udvælgelsen af de anbefalede navne er lagt vægt på, at veletablerede og entydige navne anvendes overalt, hvor det er muligt. Det gælder navne som granit, syenit, gabbro, rhyolit, trachyt og basalt. Men for at dække hele spektret af kombinationsmuligheder i hoveddiagrammerne har det som allerede nævnt været nødvendigt at konstruere logiske navne. Streckeisen bidrog med 75 navne, Subkommissionen med 35. Navnene konstrueres hovedsagelig ved at kombinere de tilgrænsende felter i diagrammerne, som f. eks. basaltisk andesit, eller ved at sætte et mineralnavn foran hovedbegrebet, som f. eks. analcim-gabbro. Allerede



Poleret flade af larvikit fra Tjølling. Det karakteristiske blå farvespil i feldspatkrystallerne ses tydeligt.

Johannsen konstruerede den slags navne og 15 af hans 134 bjergartsnavne er medtaget i det nye system.

Af IUGS-systemets 1.637 navne og begreber anbefales som nævnt 316. Herudover angives, at 312 bjergartsnavne er af lokal betydning. Et eksempel er Brøggers larvikit fra Osloområdet. De bjergarter, som sammensætter de store larvikitmassiver, varierer fra syenit til monzonit, dvs. fra bjergarter med klar dominans af alkalifeldspat til bjergarter med et større indhold af plagioklas. En petrografisk beskrivelse, som kun baseres på de korrekte navne syenit og monzonit, vil blive næsten umulig at gennemføre, idet der er alle mulige overgange mellem de syenitiske og monzonitiske varieteter. Derfor er det en betydelig forenkling kun at anvende ét navn: larvikit. Et andet eksempel er bjergarten naujait fra Ilímaussaq-komplekset i Sydgrønland. Den er meget rig på sodalit og kunne derfor betegnes sodalitolit, navnet for sodalitrige plutoniske bjergarter. Men den har også en helt speciel tekstur og et karakteristisk indhold af sjældne mineraler. Skal det udtrykkes efter principperne i IUGS-systemet, fås et meget langt navn, noget i retning af poililitisk eudialyt-arfvedsonit-mikroclin-sodalit-syenit. Det er da meget lettere kun at sige naujait, som per definition omfatter såvel tekstur som mineralindhold.



Bjergarten naujait fra Ilimaussaq-komplekset i Sydgrønland. Små grønne korn af mineralet sodalit er indlejret i store korn af mineralerne hvid feldspat, rød eudialyt og sort arvedsonit og ægirin.

BJERGARTSNAVNES TOPTI-LISTE

Til slut kan det være interessant at se, hvor mange af de navne, som storproducenterne af bjergartsnavne har opstillet, der er blevet anvendt i IUGS systemet. Her følger bjergartsnavngivernes topti liste:

| | | | | |
|----------------------------|------------------|-----|----------------|----|
| 1. A. Johannsen | foreslåede navne | 134 | heraf genbrugt | 15 |
| 2. A. Streckeisen | | 97 | | 75 |
| 3. A. Lacroix | | 70 | | 6 |
| 4. W.C. Brøgger | | 65 | | 9 |
| 5. Subkommissionen | | 35 | | 35 |
| 6. H. Rosenbuch | | 34 | | 13 |
| 7. J.P. Iddings | | 27 | | 4 |
| 8. H.S. Washington | | 27 | | 1 |
| 9. F.Yu. Loewinson-Lessing | | 26 | | 0 |
| 10. J. Pinkerton | | 24 | | 1 |

Det er ikke overraskende, at Subkommissionens ankermand Albert Streckeisen og Subkommissionen selv har de største succesrater. Fremtiden må vise, om det

af Subkommissionen foreslåede klassifikationssystem vil blive afløst af andre systemer og i så fald, hvor mange af de her opstillede navne der vil overleve. Det er i denne sammenhæng interessant at se, at kun 15 af de 134 navne, som Albert Johannsen konstruerede til sit system efter nogenlunde samme principper som de af Subkommissionen anvendte, har kunnet genbruges.

Men, nu findes et gennemarbejdet og testet klassifikationssystem og en nomenklatur, som, hvis anbefalingerne bliver fulgt Jorden over, i hvert fald på det område vil bidrage til at formindske den globale forvirring.

HVORDAN ARBEJDER MAN MED STRECKEISEN-DIAGRAMMET

Som beskrevet i hovedteksten er diagrammet opbygget af en ligesidet dobbelttrekant, dvs. to trekanter med en fælles side. Den ene trekant har mineralerne kvarts (Q), alkalifeldspat (A) og plagioklas (P) placeret i hjørnerne, den anden trekant har foidminerale (F), alkalifeldspat (A) og plagioklas placeret i hjørnerne. Det er vigtigt at huske, at enten er der kvarts, eller også er der foidminerale i en bjergart (eventuelt ingen af dem). Det betyder, at kun den ene trekant bliver brugt for en given bjergart. Bjergarter med mere end 90% mørke mineraler kan ikke navngives efter Streckeisen-diagrammet.

Et trekanthjørne i diagrammet repræsenterer 100% af det mineral, der befinder sig i det pågældende hjørne, dvs. har man f.eks. en bjergart med 100% kvarts, befinder den sig i Q-hjørnet. Har man en bjergart med 0% kvarts, befinder den sig et sted på linien modsat Q-hjørnet, dvs. at den kun vil indeholde plagioklas og/eller alkalifeldspat. Tilsvarende overvejelser gør sig gældende for plagioklas og alkalifeldspat. Vender vi tilbage til eksemplet med kvarts, vil en bjergart med 20% kvarts befinde sig på en linie, der er parallel med 0%-linien, og som ligger 1/5 'oppe' mellem Q-hjørnet og 0%-kvartslinien. Tilsvarende gælder for de øvrige mineraler.

Den nøjagtige placering af en bjergart i Streckeisen-diagrammet

Proceduren er som følger: Mineralindholdet bestemmes så nøjagtigt, det er muligt. De mørke mineraler 'trækkes' ud og bruges ikke ved navngivningen ud fra dette diagram. De lyse mineralers procentindhold regnes om, således at summen bliver 100 (se tabel). Derefter placerer man rette linier i diagrammet svarende til de lyse mineralers %-indhold, se figuren. Dvs. at kvartsindholdet angives med en linie, der er parallel med 0%-kvartslinien, men udfør den korrekte %-sats. Tilsvarende med alkalifeldspat og plagioklas. De tre linier skærer hinanden i et fælles punkt, som angiver placeringen af bjergarten i diagrammet. Tilbage er så at finde ud af, hvad feltet det fælles punkt befinder sig i, hvorefter bjergartens rodnavn er fundet.

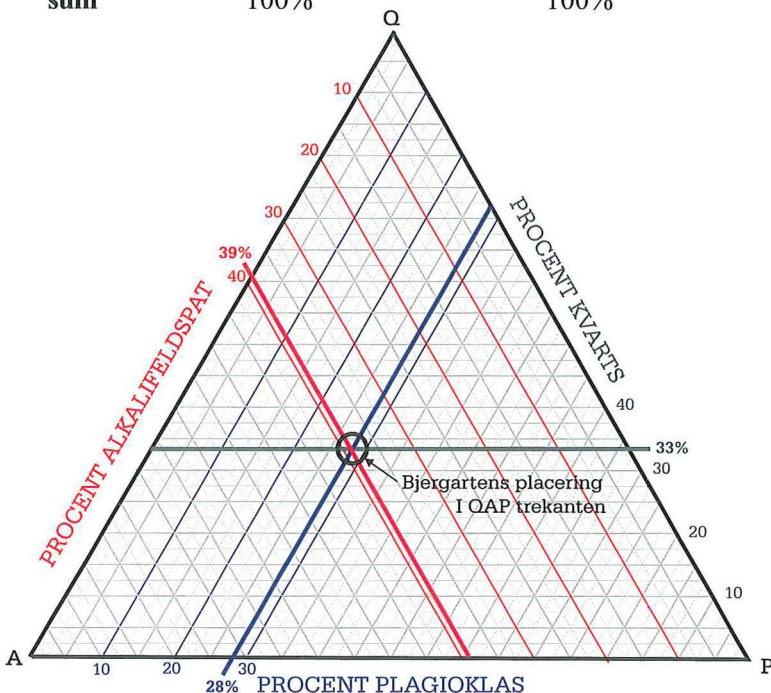
Hurtig navngivning ved hjælp af Streckeisen-diagrammet

Diagrammet kan uden videre anvendes til feltbrug - dog med nogen varsomhed -

idet det kan være vanskeligt nøjagtigt at bestemme mængden af mineraler i en bjergart. Proceduren vi da være følgende for en bjergart, der befinder sig i QAP-trekanten: Er der en del kvarts i bjergarten - hist og her og allevegne - vil kvartsindholdet ofte være mellem 20 og 60%. Er der kun lidt kvarts eller intet, vil der være mellem 0 og 20%. Bjergarten er da placeret i diagrammet med hensyn til kvartsindhold. Dernæst vurderes mængdeforholdet mellem plagioklas (ofte hvid eller grålig) og alkalifeldspat (ofte rødlig). Er der lige store mængder af de to feldspatter, vil bjergarten ligge på en linie, der begynder i kvartshjørnet, og som deler diagrammet i to lige store halvdele. Afhængig af kvartsindholdet er bjergarten da en granit eller en monzonit. Er der mere alkalifeldspat end plagioklas, vil bjergarten rykke mod venstre, hvor langt afhænger af dominansen af alkalifeldspat. Er der mere plagioklas end alkalifeldspat, rykker bjergarten til højre.

Eksempel på anvendelse af Streckeisen-diagrammet

| Mineraler | Sammensætning | Omregnet |
|----------------|---------------|-------------|
| kvarts | 30% | 33% |
| alkalifeldspat | 35% | 39% |
| plagioklas | 25% | 28% |
| biotit | 10% | _____ |
| sum | 100% | 100% |



VARV priser 2003

| | | |
|---|-----------------|---------------|
| Årgang 1964 -1979 | pr. årg. 10 kr | pr. nr. 5 kr |
| Årgang 1980 -1985 | pr. årg. 20 kr | pr. nr. 10 kr |
| Årgang 1986 -1990 | pr. årg. 50 kr | pr. nr. 25 kr |
| Årgang 1991 -1994 | pr. årg. 75 kr. | pr. nr. 25 kr |
| Årgang 1964 -1985 samlet (- 1964,1 og 1965,3) | 200 kr | |
| Årgang 1986 -1994 samlet | 450 kr | |
| Årgang 1995 | årg. 100 kr | pr. nr. 30 kr |
| Årgang 1996 | årg. 100 kr | pr. nr. 30 kr |
| Årgang 1997 | årg. 100 kr | pr. nr. 35 kr |
| Årgang 1998 | årg. 100 kr | pr. nr. 35 kr |
| Årgang 1999 | årg. 100 kr | pr. nr. 35 kr |
| Årgang 2000 | årg. 120 kr | pr. nr. 35 kr |
| Årgang 2001 | årg. 120 kr | pr. nr. 35 kr |
| Årgang 2002 | årg. 140 kr | pr. nr. 40 kr |

Særnumre

| | |
|---|---------------|
| Geologi på Øerne (Stevns-Faxe-Møn) | 15 kr |
| Geologi på Røsnæs | 15 kr |
| Ghana | 15 kr |
| Nordgrønland (1986,1) | 25 kr |
| Danmark I Istiden (1989,2) | 30 kr |
| Iltsvind, sort slam og trilobitter (1996,1) | 30 kr |
| Særnumre samlet | 100 kr |

| | |
|--|-------|
| Palæoklima (1996, 3+4 & 1997,2) | 80 kr |
|--|-------|

Bornholms geologi

| | |
|-----------------------------|--------------|
| I Generel oversigt (1988,2) | 25 kr |
| II Palæozoikum 1988,3) | 25 kr |
| III Grundfjeldet (1989,1) | 25 kr |
| IV Mesozoikum (1989,3) | 25 kr |
| holms geologi samlet | 80 kr |

Andre

| | |
|-------------------------------------|-------|
| Iviglut (1998,1) | 50 kr |
| Livet i kridthavet (2000,4) | 55 kr |
| Skåne i 1.800 millioner år (2002,1) | 40 kr |

Alle priser er ekskl. forsendelse

BLYISOTOPER OG DERES ANVENDELSE

Robert Frei

VARV vil i dette og i et følgende nummer give en introduktion til blyisotoper og deres anvendelse bl.a. til datering af geologiske begivenheder og til at modellere Jordens skorpe - kappe udvikling.

Blyisotoper, og her menes variationer i mængden af de forskellige blyisotoper, er et nyttigt værktøj ved løsning af mange geologiske problemstillinger. De kan 1) give informationer om alder baseret på det radioaktive henfald af uran (U), thorium (Th) og deres datterprodukter til stabile blyisotoper samt 2) give informationer om forholdene uran/bly (U/Pb) og thorium/uran (Th/U) på et hvilket som helst tidspunkt i de reservoirer, hvor det undersøgte bly er udviklet. Sådanne reservoirer varierer meget i skala og kan eksempelvis omfatte kappen, den kontinentale skorpe, en malmforekomst, en grundfjeldsenhed, en lithostratigrafisk enhed eller atmosfære/hydrosfære systemet.

Da uran, thorium og bly er grundstoffer, der opfører sig indbyrdes meget forskelligt under varierende geologiske forhold, vil forholdene mellem grundstofferne U/Pb og Th/Pb ændres i forbindelse med de begivenheder, de bliver udsat for. Det kan f. eks. være delvis opsmeltning, fraktioneret krystallisation - der er en proces, hvor forskellige mineraler fjernes under afkøling af en smeltmasse (se VARV 2001,4) - regionalmetamorfe processer under en bjergkædedannelse og cirkulation af varme vandige opløsninger (hydrotermal cirkulation). Man taler om, at grundstofferne fraktioneres. Forholdene påvirkes også på kompleks måde af forvitring, biologisk aktivitet og lav-temperatur processer knyttet til Jordens overflade. Resultatet er, at de relative mængder af de forskellige blyisotoper varierer meget i naturen, afhængigt af alder og ikke mindst af den geologiske historie af et givent reservoir.

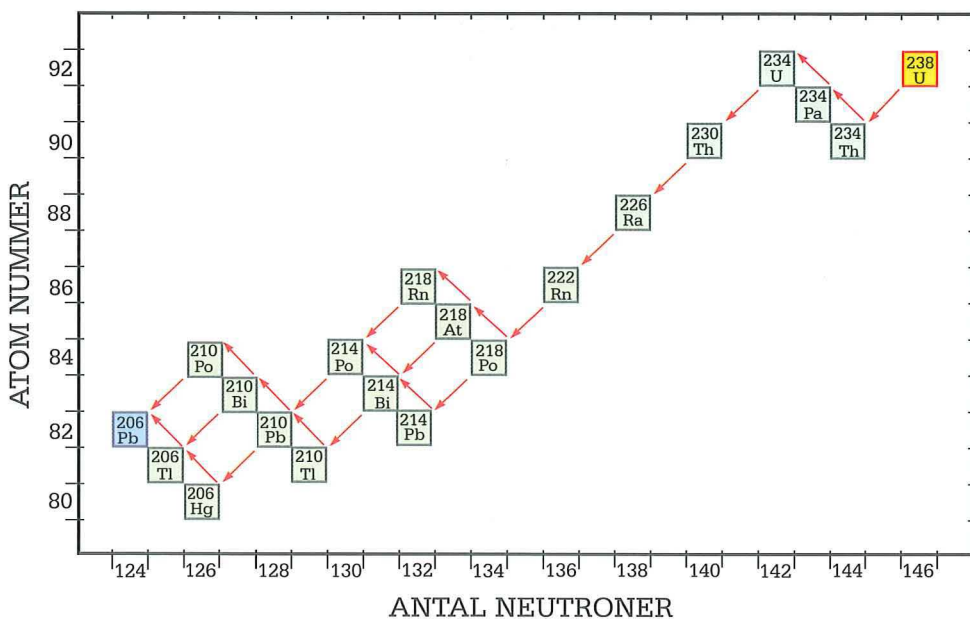
I modsætning til isotoper af lette grundstoffer fraktioneres de tunge blyisotoper ikke ved fysisk-kemiske processer som f. eks. opløsning, transport gennem metaller og udfældning (se nedenfor).

PRINCIPPER

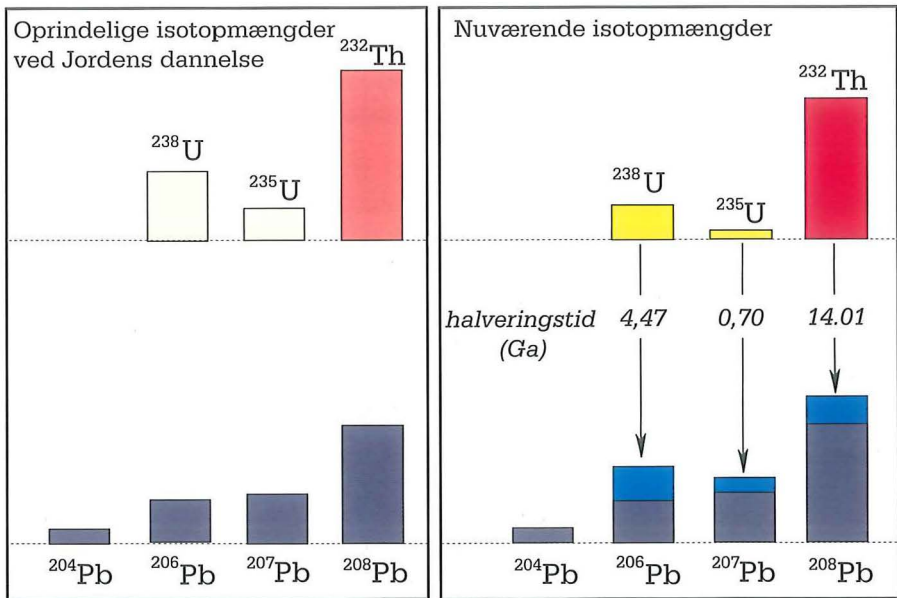
Kernen i et atom består af et antal positivt ladede protoner samt et antal uladede neutroner. Alle atomer af et grundstof har samme antal protoner. Dette antal angiver grundstoffets atomnummer. Derimod kan antallet af neutroner i et

grundstofs atomkerne variere. Atomer af et grundstof med forskelligt antal neutroner kaldes isotoper. Da et atoms massetal er udtrykt ved summen af kernens neutroner og protoner, vil isotoper af et grundstof have forskellige massetal. Alle atomer af f.eks. uran (U) har 92 protoner i kernen. Uran optræder f.eks. som isotoperne ^{238}U og ^{235}U , hvor massetallet er angivet i forhøjet position foran symbolet for uran (U). Antallet af neutroner findes ved at fratække atomnummeret (92) fra massetallet. ^{238}U og ^{235}U har således henholdsvis 146 og 143 neutroner i deres atomkerner. Grundstoffernes isotoper kan være stabile eller ustabile (radioaktive), hvor sidstnævnte med tiden ved radioaktivt henfald omdannes til stabile isotoper. Stabile isotoper, der er et resultat af radioaktivt henfald, siges at være radiogent dannet og omtales som radiogene isotoper.

Bly har 4 stabile isotoper: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb og ^{208}Pb . De sidste tre er radiogene og delvist dannet som de endelige produkter ved radioaktive henfald af isotoperne ^{238}U , ^{235}U og ^{232}Th . Henfaldet ^{238}U til ^{206}Pb er vist i skematisk form i figur 1. Som det fremgår er henfaldet meget kompliceret og omfatter mange mellem-liggende produkter (datterprodukter), med ^{206}Pb som det stabile endelige produkt af samtlige mulige reaktioner. De relative mængder af de tre radiogene isotoper



Figur 1. Skema, der viser ^{238}U 's henfald til ^{206}Pb . Lodret akse: atomnummer = antallet af protoner, vandret akse: antallet af neutroner. I henfaldet indgår isotoper af følgende grundstoffer: Uran (U), protactinium (Pa), thorium (Th), radon (Rn), astat (At), polonium (Po), bismuth (Bi), bly (Pb), tallium (Tl) og kviksølv (Hg)



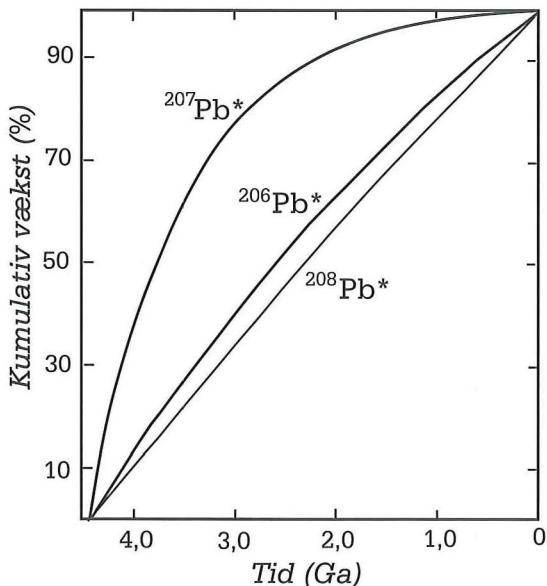
Figur 2: Relationer mellem mængderne af blyisotoper ved Jordens dannelse for 4,588 milliarder år siden og i dag. I figuren til højre viser de lyseblå 'tilskud' mængderne af radiogent dannet bly ud fra radioaktivt henfald af uran- og thoriumisotoper. De mørkeblå bokse på figuren til højre svarer til boksene i venstre figur.

(figur 2) udtrykkes almindeligt som forhold, hvor ^{204}Pb står i nævneren og de radiogene isotoper står i tælleren, f.eks.: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. ^{204}Pb har ingen kendte radioaktive 'forældre' og er ikke selv radioaktiv. De nævnte isotopforhold øges med tiden, da ^{204}Pb er konstant og mængden af de tre radiogene blyisotoper øges på grund af det radioaktive henfald af 'forældre' - isotoperne, dvs. de radioaktive uran- og thoriumisotoper. Væksten i forholdene mellem et begyndelsestidspunkt t_0 og et sluttidspunkt t_1 i uran- og thoriumførende systemer beskrives ved nedenstående ligninger, idet det dog er en forudsætning, at der ikke har været udveksling af uran og thorium og alle deres datterprodukter med omgivelserne:

- 1) $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_1})$
- 2) $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t_1})$
- 3) $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda'' t_0} - e^{\lambda'' t_1})$

hvor λ , λ' og λ'' er henfaldskonstanter for henholdsvis ^{238}U , ^{235}U og ^{232}Th .

Henfaldskonstanten defineres som en proportionalitetsfaktor, der relaterer hastigheden, hvormed en radioaktiv 'forældre-isotop' nedbrydes, til det antal forældreatomer der er tilbage til ethvert tidspunkt t . Sagt på en anden måde svarer henfaldskonstanten til antal henfald per tidsenhed per radioaktivt atom.



Figur 3: Udviklingsdiagram, der viser den samlede - kumulative vækst af de tre radiogent dannede blyisotoper fra det tidspunkt, hvor Jorden blev dannet for 4,588 milliarder år siden og til i dag.

Henfaldskonstantens værdi er karakteristisk for den givne radioaktive isotop og udtrykkes i enheden reciprok tid, dvs. 1:tid.

Halveringstiden af en radioaktiv isotop er den tid, der er nødvendig, for at halvdelen af et givet antal radioaktive kerner kan henfalde. Halveringstiden ($T_{1/2}$) kan matematisk udtrykkes som

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda \text{ hvor } \ln 2 \text{ er den naturlige logaritme til } 2 (=0,693)$$

Uran har to radioaktive isotoper med en lang halveringstid. Forholdet mellem de to isotoper er for nærværende $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$. Uran-bly isotopsystemet er specielt ved, at det giver to uafhængige muligheder for at kontrollere produktionen af datter-isotoper af et enkelt grundstof - bly (^{206}Pb , ^{207}Pb), som en funktion af det radioaktive henfald af isotoper af samme grundstof - uran (^{238}U , ^{235}U). Da begge henfaldsserier indeholder samme forældre- og dattergrundstof (uran og bly), er uran-bly systemet optimalt til at undersøge geokemiske systemer, og det er yderligere et ideelt geokronologisk værktøj, idet det tillader en krydskontrol af resultaterne fra de to henfaldsserier. I de fleste andre henfaldssystemer er der kun én henfaldsserie per forældre-datter grundstoffer, der kan bruges til ovennævnte formål, og derfor ingen mulighed for kontrol. Koblingen af $^{238}\text{U} \Rightarrow ^{206}\text{Pb}$ og $^{235}\text{U} \Rightarrow ^{207}\text{Pb}$ henfaldsserierne giver en tidskontrol udelukkende baseret på forholdene mellem blyisotoper (datterprodukter), som gør det muligt at anvende forskellige variationsdiagrammer, dvs. diagrammer hvor forskellige isotopforhold er afbildet mod hinanden.

Da isotopen ^{235}U henfalder seks gange så hurtigt som isotopen ^{238}U (figur 3) var den væsentlig mere almindelig i Jordens tidligste historie. Forholdet $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ændres med tiden og kan beregnes af ligningen:

$$(^{238}\text{U}/^{235}\text{U})_t = 137,88(e^{(\lambda - \lambda')t})$$

Eksempelvis udgjorde ^{235}U godt 24% af alt uran, da Jorden blev dannet, ca. 6% i sen Arkæikum (for godt 2,5 milliarder år siden) og ca. 1,2% i sen Proterozoikum (for knap 1 milliard år siden). Dette er et vigtigt princip, når man tolker variationen i sammensætningen af blyisotoper: dannelseshastigheden af ^{207}Pb gennem den sidste milliard år har været så lav, at man næsten kan se bort fra den, simpelthen fordi mængden af 'forældre-isotop' (^{235}U) har været så ringe.

I Phanerozoikum (de sidste 540 millioner år) overstiger produktionen af ^{206}Pb i stort omfang produktionen af ^{207}Pb , hvorimod det modsatte var tilfældet i Arkæikum, dvs. i Jordens ældste historie. Enhver væsentlig variation i mængden af ^{207}Pb , der ikke modsvares af en lignende variation i ^{206}Pb , kan kun tilskrives meget gamle geologiske begivenheder.

HENFALDSKONSTANTER OG HALVERINGSTIDER

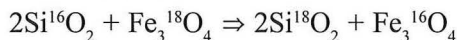
| Isotop | Hyppighed i % | Halveringstid i Ga | Henfaldskonstant i 1/år |
|-------------------|---------------|--------------------|--------------------------|
| ^{238}U | 99,27 | 4,47 | $1,55125 \cdot 10^{-10}$ |
| ^{235}U | 0,72 | 0,70 | $9,8485 \cdot 10^{-10}$ |
| ^{232}Th | 100 | 14,01 | $0,49475 \cdot 10^{-10}$ |

Ga: Giga-år = milliarder år. $10^{-10} = 1/10.000.000.000$

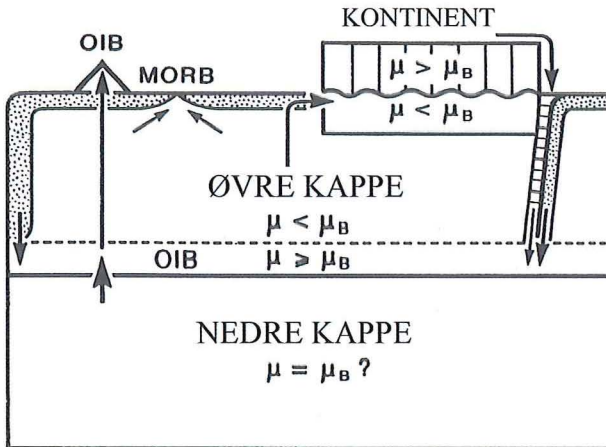
FRAKTIONERING

Hovedformålet med at studere stabile isotoper er at undersøge de processer, som i naturen adskiller isotoper på baggrund af deres masse i højere grad end på baggrund af deres kemiske egenskaber. Dette kaldes isotopfraktionering og foregår i naturen på tre forskellige måder:

1. Isotopudvekslingsreaktioner: Isotopfraktionering finder sted i form af udvekslingsreaktioner mellem grundstoffer, som når iltisotoper f. eks. udveksles mellem mineralerne kvarts og magnetit:



Isotopfraktioneringen er kontrolleret af styrken af bindingerne i mineralerne og



Figur 4: Skematisk diagram der viser de kappe- og skorpereservoirer, der er relevante for blyisotopstudier. OIB = Ocean Islands Basalts, MORB = Mid Ocean Ridge Basalts. μ = reservoirets nuværende $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ -forhold, $\mu_B = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ af den totale Jord.

følger den almindelige regel, at de lette isotoper danner en svagere binding end de tunge isotoper.

2. Kinetiske processer. Kinetisk kontrolleret fraktionering af stabile isotoper viser, i hvor høj grad en bestemt isotop har muligheder for at reagere. Et eksempel er den bakterielle reduktion af havvands-sulfat til sulfid, som går 2,2% hurtigere for den lette isotop ^{32}S end for den tunge isotop ^{34}S .

3. Fysisk-kemiske processer som fordampning og kondensation, opsmeltning og krystallisation, samt diffusion. Temperaturen kan f.eks. være en vigtig parameter ved isotopfraktionering. Et andet eksempel er destillationsprocesser, i hvilke lette isotoper først og fremmest går over i dampfasen.

Den gruppe grundstoffer, hvis isotoper er specielt følsomme for naturlig isotopfraktionering, omfatter de relativt lette som f.eks. brint, kulstof, kvælstof og svovl. Disse er blandt de almindeligste grundstoffer på Jorden og er intimt knyttet til biosfære, hydrosfære og lithosfære.

I modsætning til disse isotoper fraktionerer isotoper af tunge grundstoffer som f.eks. uran og bly ikke i naturen. Derfor anvendes blyisotoper i vid udstrækning som tracers for mange processer i naturen og vel at mærke ikke kun geologiske.

RESERVOIRBEGREBET

Antager man, at de grundstoffer, artiklen behandler, intetsteds i eller på Jorden har gennemgået fraktioneringsprocesser, som har påvirket forholdene U/Pb og Th/Pb, så ville alle bjergarter uafhængig af alder og type have samme sammensætning af blyisotoper i dag. Nu er det sådan, at der rent faktisk er foregået meget komplekse grundstof-fraktioneringsprocesser i Jorden, hvorfor

et nøgleproblem bliver at forstå de grundstof-transportprocesser, der har været involveret. Da det har vist sig, at der ofte sker en blanding af grundstoffer fra forskellige reservoirer, er det også nødvendigt at fokusere på isotopsammensætningen i de forskellige reservoirer før blanding.

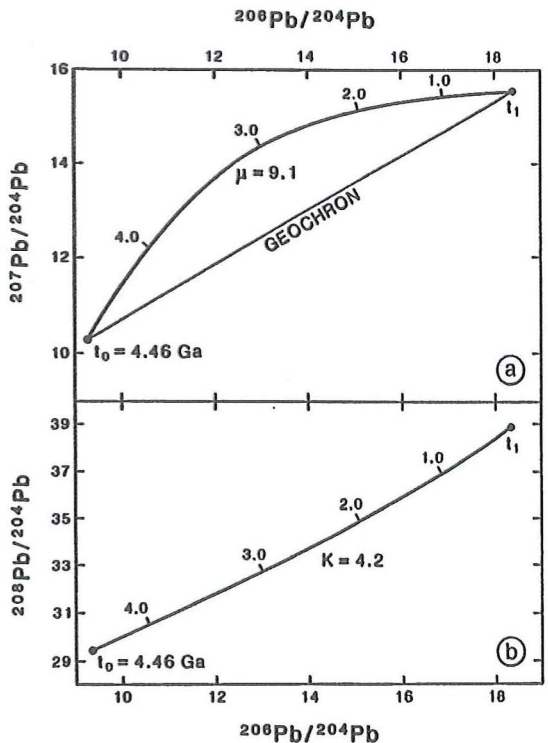
Gennem de sidste 30 år er der opstillet 4 hovedreservoirer med hensyn til bly. Reservoirerne er opstillet med udgangspunkt i pladetektoniske begreber og omfatter følgende stor-skala reservoirer (figur 4):

- 1) kappen (opdelt i en øvre og nedre kappe), som er blevet karakteriseret med udgangspunkt i studiet af oceaniske basalter fra spredningsrygge (MORB=Mid Ocean Ridge Basalts) og oceanøer (OIB= Ocean Island Basalts).
- 2) den øvre kontinentale skorpe
- 3) dybe dele af skorpen, som er bragt op til overfladen
- 4) kernen, som man ikke kan undersøge direkte.

UDVIKLINGEN AF RESERVOIRER

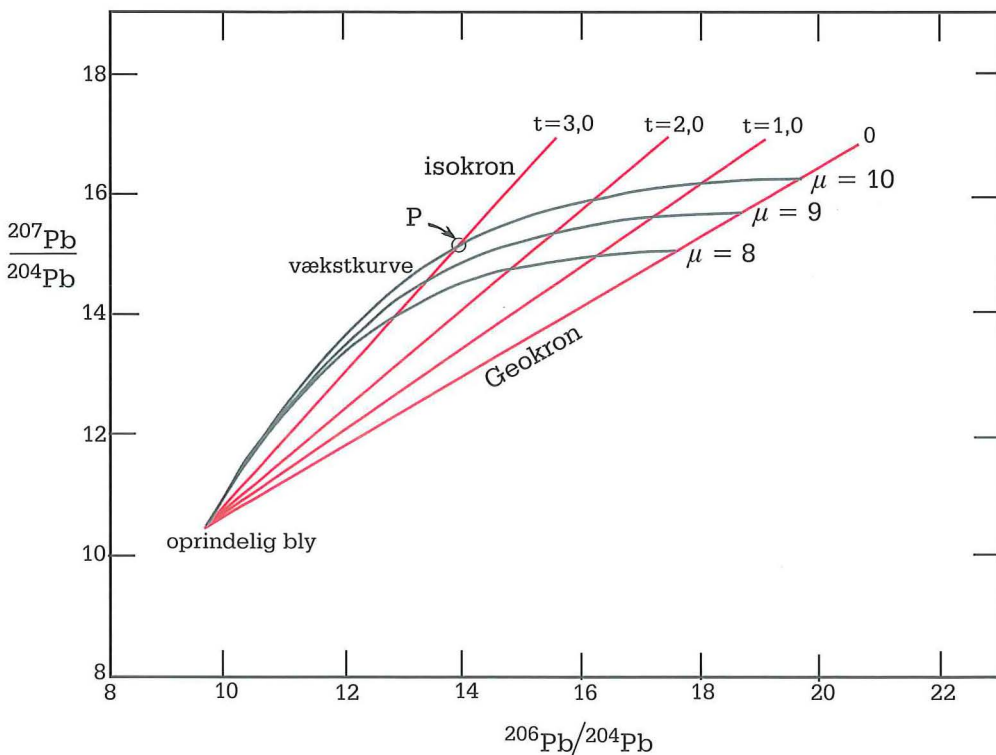
Væksten i radiogen ^{207}Pb og ^{206}Pb i et reservoir følger ligningerne for radioaktivt henfald. Dette illustreres i figur 5a, som er et almindeligt anvendt variationsdiagram, hvor forholdet $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ er afsat mod forholdet $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for en given værdi af tiden t_0 (Jordens alder = 4.588 millioner år), $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0}$ og $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0}$, dvs. Jordens oprindelige blyisotopforhold, samt μ (my), som er det endelige - eller nuværende - forhold af $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ i reservoiret. Kurven flader typisk ud med tiden, hvilket skyldes at mængden af ^{235}U - som nævnt - reduceres mærkbart. Forbindelseslinien mellem den oprindelige og endelige (nuværende) blyisotopsammensætning er en isokron, dvs. en linie (her kaldt en 'geokron') hvis hældning er et udtryk for reservoirets alder. En isokron er en linie, hvorpå datapunkter med samme alder vil ligge.

Figur 5: Bly udviklingsdiagrammer for uranafledte (a) og uran-thorium-afledte (b) blyisotoper; der viser vækst-kurver for den gennemsnitlige totale Jord. Talangivelserne i diagrammerne er i milliarder år. t_0 er Jordens oprindelige blyisotop-sammensætning, t_1 sammensætningen af den gennemsnitlige totale Jord på nuværende tidspunkt.



I dette tilfælde vil datapunkter med forskellig sammensætning fra alle reservoirer, der er udviklet fra samme udgangssammensætning, men med forskelligt μ ($= {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$), ligge på linien. Hældningen af linien, der er udtryk for alderen, fås ved at dividere ligningerne 2) og 1) (se ovenfor). Hvis isokronen er stejl er alderen høj, og er isokronen flad er alderen lav (figur 6).

Væksten i radiogent ${}^{208}\text{Pb}$ illustreres almindeligvis i et variationsdiagram, hvor forholdet ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ er afbildet mod forholdet ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (figur 5b), idet man anvender ligningerne 1) og 3) (se ovenfor). Kurvens form afhænger af udgangsparametrene til tiden t_0 , nemlig $({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{t_0}$, $({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{t_0}$ og κ (kappa), der er det nutidige isotopforhold ${}^{232}\text{Th}/{}^{238}\text{U}$, og den er næsten en ret linie på grund af begge 'forældre'-isotopernes lange halveringstider (figur 2).



Figur 6: Diagram der viser tilvæksten af blyisotoper i reservoirer med forskellige μ -værdier; idet de alle er begyndt med en sammensætning svarende til det oprindelige bly for 4,55 milliarder år siden. De rette linier er isokroner for udvalgte værdier af t (= tiden i milliarder år). Prøven 'P' blev 'trukket ud' af et kildeområde for 3,0 milliarder år siden. Kildeområdets nuværende ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ forhold (μ) er 10.



Figur 7: Krater dannet af Canyon Diablo meteoritten i Arizona, USA

JORDENS OPRINDELIGE PARAMETRE

For at kunne redegøre detaljeret for udviklingen af de forskellige reservoirer vores planet består af, er det nødvendigt at præcisere nogle få nøgleparametre som Jordens alder, dens oprindelige og nuværende blyisotopsammensætning og relative mængder af uran, thorium og bly.

Jordens alder kender man på baggrund af dateringer af jernmeteoritter. Man antager, at den blev dannet samtidig med, at der dannedes planetsimaler, der ligner Jorden. Jernmeteoritterne repræsenterer således deres jern-nikkel rige kerner, som er dannet på samme måde som Jordens kerne. Jernmeteoritterne har tilsyneladende ikke gennemgået nogen mærkbar udvikling efter dannelsen. Studier af blyisotoper peger på, at de er mellem 4,550 og 4,650 milliarder år gamle.

Sammensætningen af bly ved Jordens dannelse er blevet undersøgt på mineralet troilit (Fes: jernsulfid) fra jernmeteoritten 'Canyon Diablo' (figur 7). Troilit indeholder forholdsvis store mængder bly, hvorimod der stort set ikke er hverken U eller Th. Det betyder, at den radiogene tilvækst af blyisotoper, siden mineralet

blev dannet, er minimal. Forholdene mellem blyisotoper på 'Canyon Diablo' troilit er de laveste, man kender til, og betragtes som den bedste tilnærmelse til det bly, der blev indlejret i Jorden ved dens dannelse.

JORDENS GENNEMSNITLIGE VÆRDIER AF FORHOLDENE U/Pb OG Th/U

De såkaldte chondritiske meteoritter, der består af en blanding af metal- og silikatfaser, menes fra et geokemisk udgangspunkt at komme tættest på Jordens gennemsnitlige kemiske sammensætning. Det er dog ikke muligt helt at stole på meteoritsammenligningen med hensyn til Jordens gennemsnitlige U/Pb-forhold. Dette skyldes, at Pb fordampes ved høje temperaturer, hvorfor mængden af oprindeligt bly i chondritter - ligesom det er tilfældet for andre grundstoffer, der let fordampes - vil variere meget. Den eneste mulighed for at løse problemet er at bruge den basale ligning for vækst af bly på følgende måde:

$$\mu_B = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_T - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Canyon Diablo}} / (e^{\lambda T})$$

hvor μ_B er $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ forholdet af den totale Jord, $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Canyon Diablo}}$ Jordens oprindelige forhold, T Jordens alder, $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_T$ den nuværende gennemsnitlige sammensætning af den totale Jord og λ henfaldskonstanten af ^{238}U . Ligningen kan løses med μ_B som den ubekendte. Jordens gennemsnitlige sammensætning er beregnet til $\mu_B \sim 9,1$.

I modsætning til bly fordampes uran og thorium ikke særlig nemt, og man har i længere tid antaget, at Jordens Th/U-forhold er sammenligneligt med forholdet i primitive meteoritter, dvs. tæt på 3,7-3,8 på tidspunktet for dannelsen.

Sammenfattende har Jorden i dag et forhold mellem uran og bly, U/Pb=0,12 og thorium og uran, Th/U=4,1-4,2.

Den næste artikel vil bl.a. handle om udviklingen af Jordens skorpe-kappe system.