

# Mylonit - HVAD ER DET ?

af Lilian Skjerna

Ordet mylonit kommer af det græske ord for mølle, mylos. Det blev første gang brugt inden for geologien i 1885 af britten Lapworth, til at beskrive en meget finkornet flydebåndet bjergartstype, som han havde studeret bl.a. ved Arnabol Hill i Eribol området i nordvest Skotland. Her ved Moine overskydningen er gamle prækambriske gnejser skudt ind ovenpå yngre kambriske kvartsiter. Mylonitten er udviklet i bunden af gnejserne og i mindre grad også i toppen af kvartsiterne, altså langs selve overskydningszonen.

Lapworth anså - som det græske ord mylos antyder - disse finkornede bjergarter for at være dannet ved knusning, og han beskriver dem som var de opbygget af små splintrede fragmenter, bjergartsmel, sammenholdt af et kvartsbindemiddel. Flydebåndingen skyldes tilstedeværelsen af ganske tynde parallelle smører af kaolin, klorit eller sekundær glimmer, som adskiller de enkelte tynde lag, og som giver mylonitten en meget fin spaltelighed. Denne struktur kaldtes af Lapworth - og kaldes stadigvæk - for flydebånding (fluxion-structure), til trods for, at der ikke er tale om flydning i normal betydning. Foruden den finkornede grundmasse kan der være en mindre mængde større bjergartsfragmenter, porfyroklaste, tilstede i mylonitterne.

Eftersom mylonitter dannes ud fra andre bjergarter, som kan være sedimentære, magmatiske eller metamorfe, kan de have stærkt varierende mineralindhold og kemisk sammensætning.

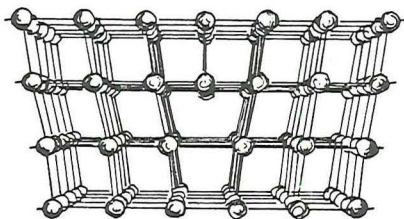
Termen mylonit var altså oprindeligt dels beskrivende (bjergarten skulle være finkornet til tæt i grundmassen og være flydebåndet) og dels genetisk, idet det forudsattes at bjergarten skulle være dannet ved knusning. Som det er tilfældet for mange andre genetiske termer, har det imidlertid også her vist sig, at det genetiske indhold i termen mylonit er blevet en belastning, efterhånden som vort kendskab til disse bjergarter og deres dannelsesmåde er blevet udvidet. Det har nemlig vist sig, at den type bjergarter, Lapworth beskrev, og kaldte mylonitter, næppe er dannet ved knusning, og at de i hvert fald ikke nu opbygges af sammenkittet bjergartsmel.

Hvordan dannes mylonitter så ?

Siden Lapworths første undersøgelse er mylonitter blevet beskrevet fra de fleste egne på Jorden og fra praktisk taget alle geologiske tidsaldre. De er altid fundet i tilknytning til forskydningszoner, hvor to bjergartskomplekser har forskudt sig i forhold til hinanden. Denne sammenhæng mellem mylonitter og forskydningszoner er nu så velunderbygget, at man kan tillade sig at slutte den modsatte vej - og antage forekomsten af en forskydningszone ud fra tilstede-

værelsen af mylonitter. Man skal dog være forsigtig, for finkornede vulkanske bjergarter eller metamorfe sedimenter kan nemt forveksles med mylonitter.

Men der er ingen tvivl om, at virkelige mylonitter er dannet i zoner med meget kraftig deformation, og det er også klart, at de er dannet ud fra eksisterende bjergarter ved at disse er blevet gjort mere finkornede. At dette skulle være sket ved knusning forekommer umiddelbart rimeligt, og denne opfattelse har da også været accepteret indtil for ca. 10 år siden.



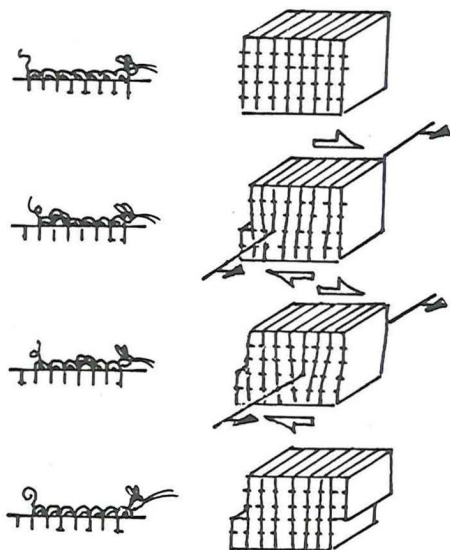
*Figur 1. Krystalgitter med kantdislokation. Den øverste halvdel af krystallen har en skive ioner i overskud. Randen af denne skive danner en liniedefekt i krystalgitteret, som ses midt i figuren. En liniedefekt med denne udformning kaldes en kantdislokation.*

Allerede tidligt blev det dog erkendt, at samtidig med "det", man opfattede som knusning, var der også sket en nykrystallisering af mineralcorn (blastese) i mange af de finkornede bjergarter. Sådanne bjergarter betegnedes blastomylonitter af B. Sander i 1912. Om en bjergart dengang var en mylonit eller en blastomylonit afhang altså af om knusning antoges at have domineret over nykrystallisering, eller omvendt.

De sidste 10-15 års studier af mylonitter, bl.a. ved hjælp af elektronmikroskopet har sammen med kendskabet til metaller og keramiske materials mikrodeformationsstrukturer vist, at finkornede bjergarter kan dannes ved kraftig deformation af mere grovkornede bjergarter, uden at der på noget tidspunkt sker brud, altså helt uden knusning.

For at forstå denne mekanisme er det nødvendigt at se på, hvad der foregår inde i krystalgitterne under en deformation.

Som bekendt har de fleste mineral et krystalgitter med en helt bestemt symmetri, dvs de kemiske bestanddele, ionerne, er stablet på en ganske bestemt måde. Imidlertid er denne opstabling ikke helt fejlfri, der kan være huller, hvor der mangler en ion i gitteret eller der kan være en ion for meget. Begge typer fejl kaldes for punktdefekter. Der kan også være indskudt en extra "skive" af ioner - et halvplan - som ender inde i krystallen (se fig. 1 og 2). Denne skives rand betegnes som en kantdislokation og er en liniedefekt. En anden type liniedefekt kaldes en skruedislokation, her er krystalgitteret på den ene side af et plan forskudt lidt i forhold til gitteret på den anden side, men kun langs en del af planet (se fig. 3). Endvidere kan der være planare defekter som f.eks. kan fremkomme ved at en mængde dislokationer arrangerer sig ved siden af hinanden (fig. 4). En korngrænse mellem to korn af samme mineral kan opfattes som en planar defekt.



Figur 2. Figuren viser hvordan en kantdislokation dannes og bevæger sig gennem krystallen (sammenlign med kålormens måde at bevæge sig på). Når dislokationen er kommet gennem hele krystallen er gitteret igen perfekt, men krystallens ydre form er blevet ændret.

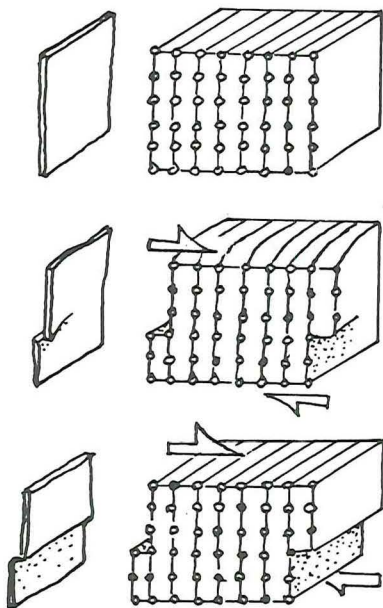
Når en krystal deformeres kan der både dannes defekter og udslettes defekter. Det sidste kan ske ved, at en liniedefekt glider gennem krystallen, sådan som det er vist i fig. 2 og 3. Enten kan den glide helt ud til randen af kornet, hvorved kornet har fået en lidt anden form, eller den kan møde en anden linie-defekt, som er modsattrettet, så de to defekter udsletter hinanden.

Ofte sker det, at linie-defekter, som glider langs forskelligt orienterede planer i krystallen, bliver filtret sammen. Herved bliver det sværere at deformere krystallen yderligere.

Ved lave temperaturer og meget pludselige spændingsudløsninger som ved jordskælv, kan det ende med, at krystallen går i stykker. Herved dannes bjergarter, som består af løst eller sammensintret bjergartsmel uden "flydebånding". De sammenhængende typer kaldes kataklasitter.

Når temperaturen er højere eller når deformationen sker langsommere, går bjergarterne ikke i stykker. Under disse forhold kan ionerne nemlig bevæge sig igennem krystalgitteret, idet de f.eks. diffunderer til eller fra kanterne af halvplanerne, hvorved kantdislokationerne klatrer ud af de glidebaner, de før befandt sig i. Herved bliver de sammenfiltrede dislokationer løst op og kan glide videre gennem krystallen.

Hvis temperaturen er meget høj og deformationen sker meget langsomt, vil næsten alle dislokationer enten vandre ud til korngrænsen eller udslette hinanden. Det er bl.a. det, der sker, når en gnejs bliver dannet. I dette tilfælde forandrer kornet form, men det beholder sin størrelse. Kornet kan også blive større, enten ved at materiale - i form af ioner - vandrer langs korngrænserne fra andre dele af bjergarten og hen til kornet, hvor de bliver optaget i krystalgit-



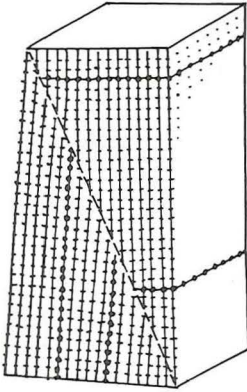
*Figur 3. Figuren viser hvordan en skruedislokation dannes og bevæger sig gennem krystallen (her kan sammenlignes med et stykke papir, der bliver revet over). Ved en skruedislokation bevæger de enkelte ioner sig vinkelret på den retning, som dislokationen bevæger sig i. (Sammenlign med bevægelsen af kantdislokationer).*

teret, eller ved at grænsen mellem to korn af samme mineral bevæger sig gennem det ene korn, så de smelter sammen til et.

Mylonitter dannes under betingelser, der hverken svarer til kataklasitternes eller gnejsernes. Det er typisk ved mellemhøje eller høje temperaturer og hurtige deformationer. Her har dislokationerne ikke kræfter til at vandre helt ud af kornet, men vil i stedet arrangere sig på en symmetrisk måde langs planer og danne planare defekter inde i kornet. Sådanne planare defekter kan f.eks. bestå af en række kantdislokationer, hvis halvplaner vender sådan, at de ikke kan udlette hinanden. Når mange dislokationer bliver stablet ovenpå hinanden, vil de bevirke at krystalgitteret på de to sider bliver lidt forskelligt orienteret, og der er nu dannet en ny korngrænse (fig. 4). I begyndelsen har gitrene på hver side af de nye korngrænser kun svagt afvigende orienteringer. Man taler om at det oprindelige korn er blevet opdelt i subkorn, men hvis deformationen fortsætter, dannes der hele tiden nye dislokationer, som vandrer ud i subkorngrænserne, så disse til sidst er blevet til rigtige korngrænser.

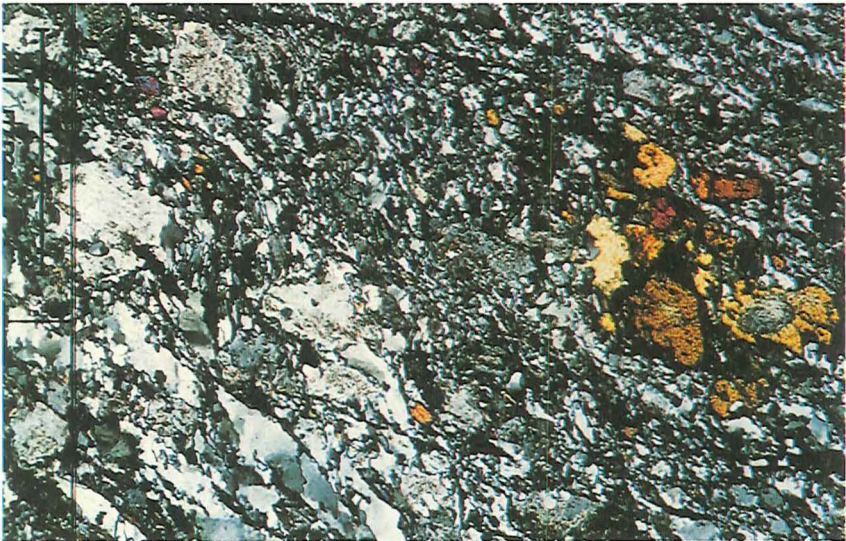
De oprindelige større korn er nu blevet omdannet til aggregater af meget mindre korn og har samtidig som følge af deformationen forandret form, så de er blevet stængel eller pladeformede. Der er dannet en finkornet bjergart med flydebånding - dvs en mylonit.

Dog er de fleste dislokationer senere udslettet på grund af varmepåvirkning efter deformationen.



*Figur 4. Subkorngrænse mellem to (sub)korn som har fået lidt forskellig gitterorientering ved en ophobning af kantdislokation langs grænsen.*

Ved en mylonitdannelse kan der også ske det, at der vokser små nye korn ved at ionerne i krystalgitteret grupperer sig om indenfor et lille område og danner en lille krystal med afvigende orientering. Dette sker især på steder, hvor der er ophobet mange dislokationer, f.eks. på subkorngrænser. De små nye krystaller



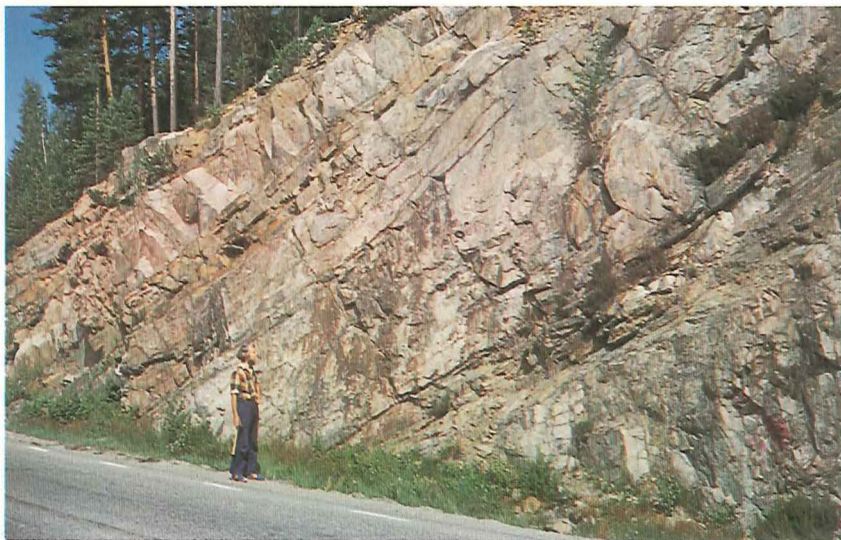
*Figur 5. Tyndslib af mylonit dannet ud fra en tonalitisk gnejs. Foruden det fin-kørnede materiale ses lange udvalsedede kvartskorn, som internt er opdelt i subkorn. De farvede korn er epidot, som er mere modstandsdygtige overfor mylonitiseringsprocessen. Lok nord for E 18 nær rigsgrænsen mellem Norge og Sverige.*

kan under den fortsatte deformation vokse ind i de gamle korn, idet de skubber dislokationerne foran sig. Hvis hele bjergarten opbygges af sådanne små nye korn, er den en blastomylonit.

Forskydningszoner i jordskorpen er steder, hvor der udløses meget store spændinger, som fører til meget store og hurtige deformationer af bjergarterne. I den øverste del af zonen, ned til 10-15 km's dybde, sker deformationen ved bruddannelse med udvikling af forkastninger og under udløsning af jordskælv og ved knusning af bjergarterne. Mellem jordskælvene vil der være rolige perioder indtil spændingsopbygningen igen er så stor, at brudstyrken overskrides. I denne øverste del af zonen vil bjergarterne øverst oppe være løse breccier og bjergartsmel, men kun nogle få km nede (1-4 km) er der sammenhængende, sammensintrede, bjergartsfragmenter uden nogen flydebånding - dvs kataklasitter.

Under 10-15 km dybde, hvor temperaturen normalt er over ca. 300° C, sker deformationen langt mere jævnt og roligt, omend stadig hurtigt efter geologisk målestok, og bjergarterne deformeres plastisk, samtidig med at de bliver finkornede og udvikler flydebånding (fig. 5). Det er her de egentlige mylonitter og blastomylonitter dannes.

De mylonitiske bjergarter kan danne en op til flere km bred sammenhængende zone. Men ofte danner de et forgrenet netværk af tynde og tykke mylonitzoner (fig. 6).



*Figur 6. Mylonitzoner, ca. 900 mill. år gamle, ved E 18, 1,5 km fra grænsen mod Norge.*