

Hvor vokser krystallerne i et magmakammer ?

J. Richard Wilson & Anita S. Holmboe

Når en lavastrøm størkner, vil de vulkanske bjergarter, der derved dannes, bestå af en finkornet grundmasse, som sædvanligvis indeholder større krystaller (fenokryster) og nogle mere eller mindre uregelmæssige hulrum -vesikler (fig. 1). Den finkornede grundmasse og de uregelmæssige hulrum er resultatet af en meget hurtig størkning på Jordens overflade, mens fenokrysterne fortæller om smeltens størkningshistorie i dybet. Tilsvarende bjergarter, der er krystalliseret dybere i Jorden (plutoniske bjergarter), er afkølet langsomt. De består udelukkende af krystaller og er størknet under helt anderledes forhold. Hvor man i vulkanske bjergarter direkte kan observere lavastrømmenes størkningsforhold, kan kendskabet til størkningsprocesser i plutoniske bjergarter kun opnås på en mere indirekte måde. I denne artikel vil vi gennemgå nogle aspekter ved krystallisation i magmatiske bjergarter på grundlag af observationer fra vulkanske bjergarter.



Figur 1. Basaltisk lava med små grønne olivin-strøkorn (fenokryster) og blærerum (vesikler). Enkelte af vesiklerne er senere undfyldt af et hvidt mineral. Foto: O.B. Berthelsen.

Lavastrømme

En lavastrøms grundmasse, der oftest udgør den dominerende del af bjergarten, var engang flydende lava, der størknede meget hurtigt ved afkøling på jordoverfladen. I nogle tilfælde har afkølingen fundet sted så hurtigt, at der ikke er dannet krystaller: lavaen er derved størknet som naturligt glas. Man kan som en første tilnærmelse sige, at mineralkornenes størrelse i grundmassen i vulkanske og plutoniske bjergarter er proportional med afkølingshastigheden.

Lavaens egenskaber afhænger af lavatypen. På Island og Hawaii er de fleste lavastrømme af basaltisk sammensætning. Basaltisk lava er relativt letflydende - den har en lav viskositet - og kan derfor flyde over store afstande. I kontrast til denne er den rhyolitiske lava ekstremt sejtflydende (høj viskositet) og kan derfor ikke flyde særlig langt. Denne lavatype danner ofte rhyolitisk glas - obsidian - som eksempelvis findes på Lipari-øen.

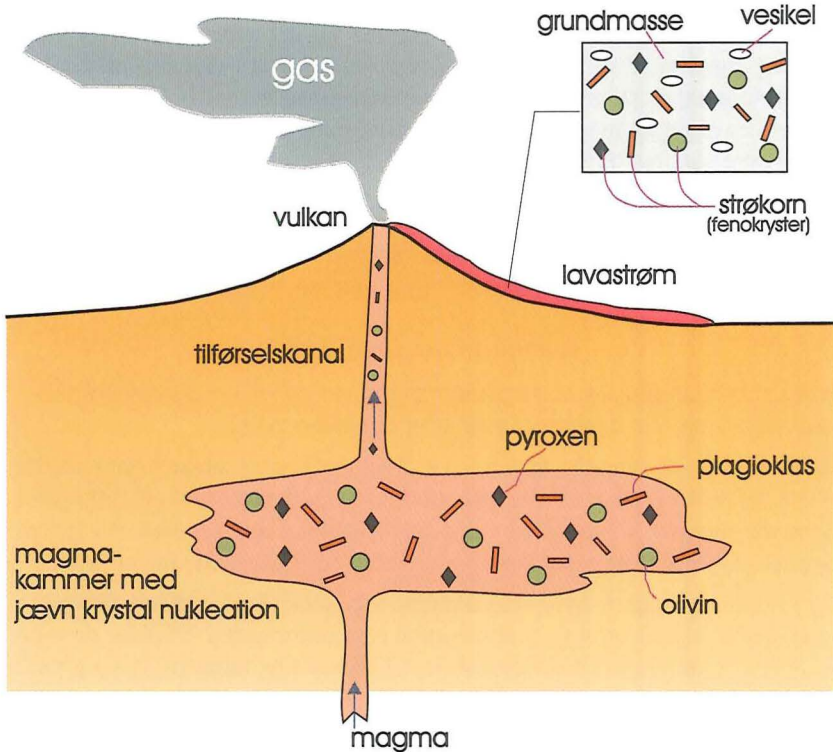
Vesikler i en lava er et bevis for, at en gasfase, for det meste vand, er undsluppet lavaen. Den gas der slipper ud, mens lavaen stiger op mod Jordens overflade, samt mens den flyder ud på jordoverfladen, kan sammenlignes med det CO₂-udslip, der opstår, når man åbner en øl. Øl eller andre væsker under tryk kan indeholde betydelig mere opløst gas, end det er muligt ved atmosfærisk tryk. Når ølkapslen fjernes, vil trykket i flasken falde, og gasen vil slippe ud. Øl har en lav viskositet og boblerne slipper hurtigt ud, mens flydende lava har så høj en viskositet, at den undslupne gas indfanges som bobler. Når lavaen med tiden overlejres af yngre lavastrømme og/eller sedimenter, kan vesiklerne udfyldes af materiale afsat af cirkulerende vandige opløsninger (fluider). Resultatet er dannelsen af 'mandelsten'.

Mange størknede lavastrømme indeholder en stor mængde fenokryster, sædvanligvis bestående af mere end een mineralfase. Magmatiske bjergarter, der indeholder sådanne store krystaller i en mere finkornet grundmasse, kaldes porfyriske. Fenokrysterne er ofte jævnt fordelt i porfyriske, vulkanske bjergarter. De findes også i de fødekanaler, hvorfra vulkanen har fået tilført materiale (fig. 2). Fenokrysterne er derfor et bevis for krystalvækst før lavaudbruddet.

Magmakamre

Under jordens overflade indeholder smeltemasserne, der giver ophav til lavaen, således opløst gas og normalt også krystaller i suspension: denne blanding kaldes magma. Under mange vulkaner findes store mængder af magma i såkaldte magmakamre (fig. 2). I magmakammeret vil magmaet gradvist afkøles, og der vil ske en dannelse af krystalkim (nukleation), der

medfører vækst af krystaller. Fenokryster i porfyrisk lava ser ud til at have nukleeret og vokset overalt i magmakammeret. Denne proces, hvor krystaller nukleerer spontant overalt i smeltmassen, kaldes 'homogen nukleation' og kræver, at magmaet er overmættet med de mineralfaser, der kan være relevante for det pågældende magma. I et basaltisk magma vil et eller flere af mineralerne olivin, pyroxen og plagioklasfeldspat kunne nukleere og vokse til fenokryster. Dette kræver dog en relativt hurtig afkøling i et magmakammer, der ligger tæt ved Jordens overflade (se fig.2).



Figur 2. Vulkansk miljø med magmakammer beliggende højt i jordskorpen hvor temperaturen er lav i forhold til temperaturen i magmakammeret.

En smelte, der befinder sig i et dybtliggende magmakammer, der ikke er knyttet til en vulkan, vil størkne langsomt. I et sådant magmakammer optræder homogen nukleation sandsynligvis ikke overalt i kammeret (fig. 3). Nukleationen vil antagelig ske, hvor temperaturforskellen (temperaturgradienten) mellem magma og den omgivende sidesten er størst. Størstepar-

ten af varmetabet under afkølingen af magmaet vil være oppe ved taget, hvor sidestenen er nærmest jordoverfladen og dermed koldest. Derfor finder de fleste krystalnukleationer sted i magmakammerets tagzone ved A i figur 3. I takt med udkrystallisationen af olivin, plagioklas og pyroxen i et basaltisk magma øges indholdet af volatiler (for det meste H₂O) i den resterende smelte. Ved højeret volatilindhold kan vandholdige mineraler (f.eks. amfibol og glimmer) begynde at udkrystallisere.

I store magmalegemer må man forvente bevægelse - såkaldt termal konvektion - på grund af temperaturforskelle i magmaet. Afkølingen ved taget forøger magmaets vægtfylde (densitet). Herved vil det synke ned langs væggene og erstattes af varmere magma, der stiger opad i den centrale del af magmakammeret. De langsomme konvektionsstrømme vil transportere krystalkim fra taget til magmakammerets gulv, hvor de herefter vil bundfælde ved 'crystal settling' (B i fig. 3).

'Crystal settling'

En første tilnærmelse til krystallernes opførsel i smeltmasser er, at de er kugleformede - sfæriske - partikler og derfor vil bundfælde ifølge Stokes lov:

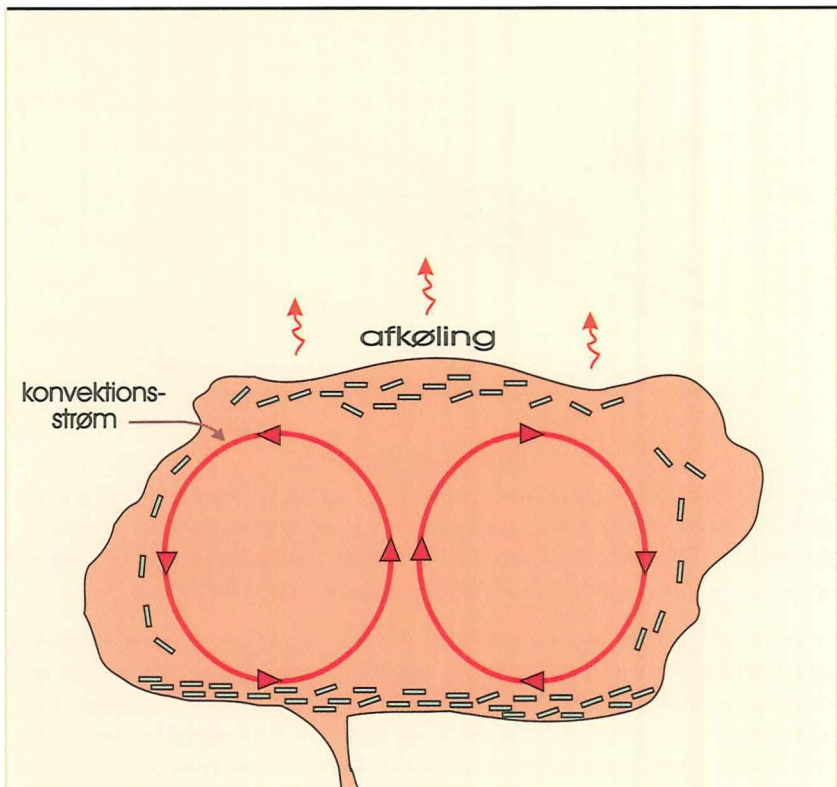
$$\text{hastighed} = 2r^2g(d_c - d_m) / 9\nu$$

hvor r = krystalradius, g = tyngdeaccelerationen, $(d_c - d_m)$ = krystaldensitet - magmadensitet, ν = magmaets viskositet i enheden poise.

Figur 4 viser at olivinkrystaller ($d_c = 3.8\text{g/cm}^3$) samt plagioklaskrystaller ($d_c = 2.7\text{g/cm}^3$) i et basaltisk magma med en antaget viskositet på 1000 poise og en densitet på 2.65g/cm^3 vil synke ned gennem magmaet med en - geologisk set - rimelig hastighed (fra flere meter til flere hundrede meter pr. år).

For granitiske smelter, hvor man antager en viskositet på 100.000.000 poise og en densitet på 2.3g/cm^3 , er situationen en ganske anden. Typiske mineraler i granit som f.eks. alkalifeldspat ($d_c = 2.6\text{g/cm}^3$) og biotit ($d_c = 3.1\text{g/cm}^3$) vil synke så langsomt, at 'crystal settling' ikke kan være en betydende proces for krystallisationen af granitiske bjergarter. Det er derfor sandsynligt, at granitiske magmaer krystalliserer fra sidevæggene og indefter i magmakammeret.

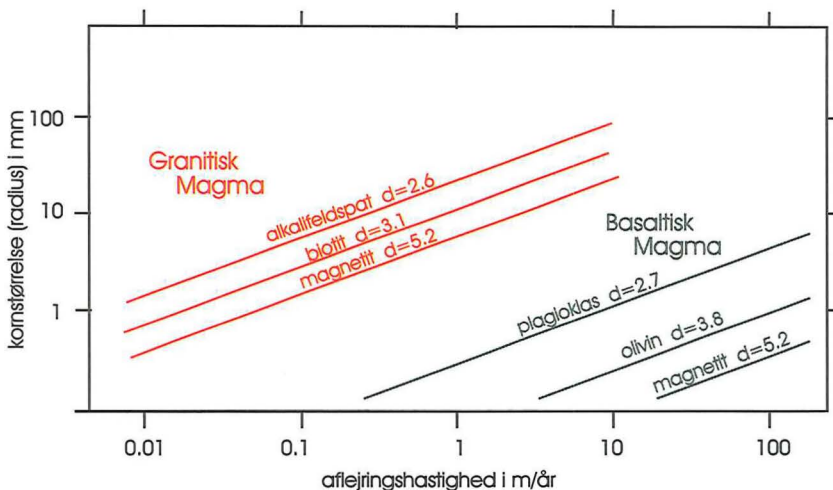
I mange tilfælde er krystallisationsretningen ikke bevaret i plutoniske bjergarter. Man kan ikke se, om bjergarten er krystalliseret fra taget mod bunden, fra sidevæggene og ind mod midten eller fra bunden mod toppen. Dette er derimod ikke tilfældet i forbindelse med lagdelte intrusioner, hvor lagdelingen repræsenterer en fremrykkende krystallisationsfront.



Figur 3. Dybtliggende magmakammer. Krystalkim dannes ved taget A og føres ved konvektionsstrømme til B, hvor de aflejres ved 'crystal settling'.

Lagdelte intrusioner

Lagdelte intrusioner repræsenterer 'fossile' magmakamre og ved at studere disse kan man opnå viden om processer, man ikke direkte kan observere. Lagdelingen (fig. 5) gør det muligt at overveje stratigrafiske forhold som op/ned-relationer, lateral sammenligning af lag og bestemmelse af lagpak- kens tykkelse. De fleste lagdelte intrusioner som for eksempel Skærgaard intrusionen i Østgrønland og Bushveld komplekset i Sydafrika består af bjergarter fra 'gabbro-familien' (se side 81), da de er krystalliseret fra et basaltisk modermagma. Lagdelingens orientering viser, at hovedparten af krystallisationen har fundet sted fra bunden og opad.

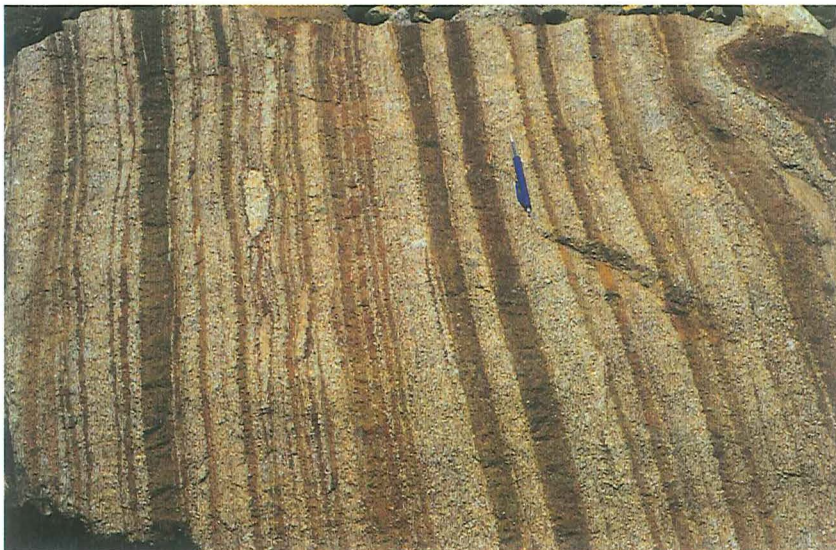


Figur 4. Relationerne mellem kornstørrelse og aflejringshastighed for mineraler i granitiske og basaltiske magmaer. d angiver mineralets densitet. Eksempelvis vil et magnetitkorn med en radius på 0.5mm synke ca. 1 cm/år i granitisk magma, mens det i et basaltisk magma vil synke 100 m/år.

I marine sedimenter repræsenterer de enkelte lagplaner gammel havbund, hvorimod lagplanerne i magmatiske lagdelte intrusioner repræsenterer den fremrykkende krystallisationsfront. Selve lagdelingen minder i høj grad om lagdelingen i sedimentære bjergarter og tidligere blev lagdelte intrusioner anset for at være 'magmatiske sedimenter' dannet ved 'crystal settling' fra magmaet. 'Crystal settling' er dog opgivet som den væsentligste forklaring på dannelsen af de lagdelte magmatiske bjergarter. Det er der flere grunde til.

Densitetsproblemet

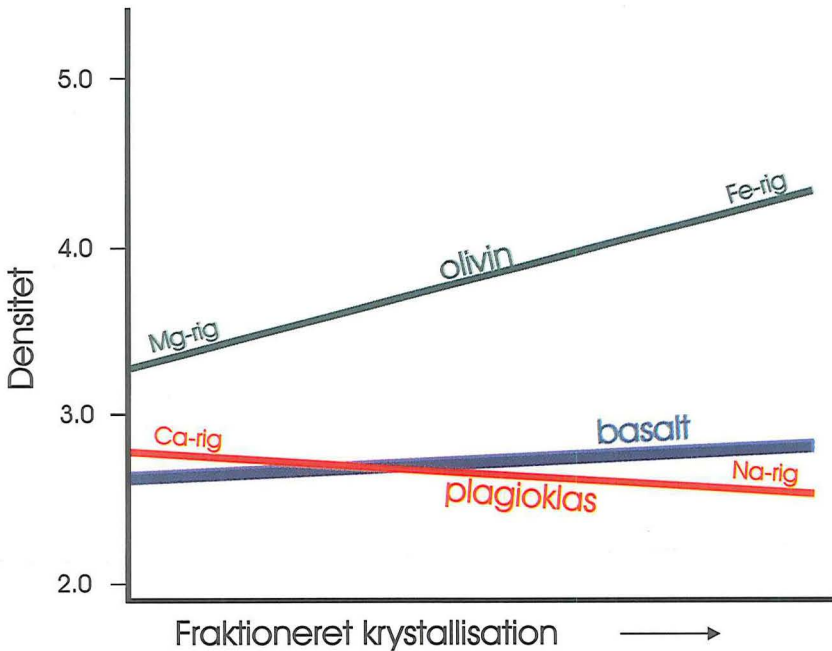
For at krystaller kan bundfældes i magmakammeret må deres densitet naturligvis være højere end magmaets densitet. Dette er tilfældet for malmmineraler og magnesium- og jernrige mineraler som olivin og pyroxen, men ikke altid for de lettere calcium- og natriumrige plagioklasfeldspåter (fig. 6). Et særligt karakteristisk træk ved lagdelte intrusioner er, at de første mineraler, der dannes, hovedsageligt er magnesiumrig olivin og pyroxen samt calciumrig plagioklas. Denne type krystallisation, der kaldes fraktioneret krystallisation, bevirker, at det resterende magma bliver mere jernrigt. Når det basaltiske magma beriges i jern, forøges dets densitet. Samtidig bliver de krystalliserende plagioklaser mere natriumrige, og deres densitet vil falde.



Figur 5A. Lagdelt gabbro uden gradering med lyse plagioklasrige og mørke olivinrige lag. En lys indeslutning ses til venstre for kuglepennen .



Fig 5B. Graderet lagdeling. Lagene er rige på olivin og pyroxen i bunden og bliver rigere på plagioklas mod toppen.

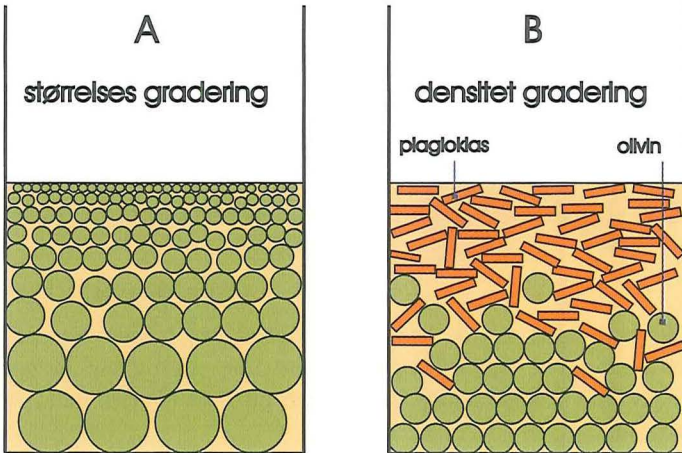


Figur 6. Densitetsændringer i mineraler og basaltisk magma med stigende grad af fraktioneret krystallisation. Bemærk at Ca-rig plagioklas vil kunne synke i basaltisk magma, mens dette ikke vil være tilfældet for Na-rig.

Under den videre fraktionerede krystallisation vil de to densiteter nærme sig hinanden og til sidst være ens. Når dette punkt er nået, vil plagioklaskrystallerne have en lavere densitet end magmaet og vil derfor ikke være i stand til at bundfældes i magmakammeret. Dette forhold er blevet dokumenteret dels ved laboratorieforsøg, dels ved beregninger. Alligevel finder man plagioklas rigt repræsenteret i bjergarter, der netop er krystalliseret fra bunden og opefter i alle lagdelte gabbrointrusioner, uanset om de er krystalliseret fra et magnesiumrigt eller et jernrigt magma.

I Skærgaard intrusionen er nogle af de lagdelte bjergarter dannet ved taget og vokset nedefter, ved sidevæggene og vokset indefter, samtidig med at andre lag er vokset fra bunden og opefter. Gabbroer, dannet ved tag og vægge, består af de samme mineraler som de gabbroer, der er dannet ved magmakammerets gulv. Bundfældes mineraler ved 'crystal settling' på magmakammerets gulv som et resultat af deres densitet, vil de ikke samtidig være i stand til at flyde ved taget. Densitetsproblemet med tilstedeværelsen af

plagioklas ved bunden må også gælde - blot med omvendt fortegn - for de 'tunge' mineraler, olivin og pyroxen, ved taget.



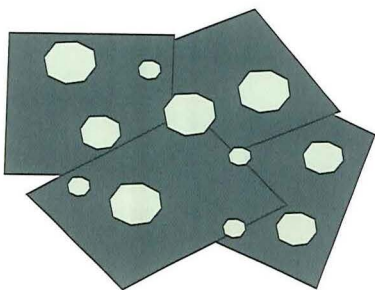
Figur 7. Graderingstyper i lagdelte intrusioner.

Graderet lagdeling

Lag af gabbro er sædvanligvis graderet på en måde, der umiddelbart minder om visse typer sedimenter. Gradering dækker f.eks. at laget er lysere i top-pen end i bunden eller at kornene er større i bunden end i toppen. I Stokes lov er den hastighed, hvormed partiklerne bundfælder, proportional med densitetsforskellen mellem mineralet og den fluide fase, og proportional med kvadratet af deres radier. Hvis krystallerne i et magma bundfælder ifølge Stokes lov, vil graderingen snarere være kontrolleret af størrelsen end af krystallernes densitet. Størrelsesgradering (fig. 7) er ualmindelig i lagdelte gabbroiske bjergarter; den såkaldte densitetsgradering er derimod almindelig (fig. 5B og 7). Som vi vil se senere, kan andre faktorer end densitet også have indflydelse på denne gradering.

Bjergartstexturer

Krystaller, der bundfælder i et magma, vil danne et sammenhængende netværk svarende til, hvad man ser i sedimentære bjergarter og bjergarter dannet ved laboratorieeksperimenter, hvor der altid er berøringsflader krystallerne imellem. Detaljerede mikroskopistudier af lagdelte gabbroer viser, at mange krystaller ikke indgår i et sådant netværk, men i stedet er indesluttet i en anden og større 'værts-krystal' (fig. 8). Det indesluttede mineral og



værtsmineralet må være krystalliseret på samme tid. Texturen (relationen mellem de forskellige mineraler) er derfor betinget af de to mineralers vækstmåde. De indesluttede krystaller er vokset ud fra mange, adskilte krystalkim, hvorimod værtsmineralet er vokset ud fra et enkelt eller få krystalkim. Under væksten har værtsmineralet så omsluttet de indesluttede krystaller.

Figur 8. Olivin indesluttet i pyroxen

Der er flere aspekter ved de lagdelte gabbroiske bjergarter som er svære, hvis ikke umulige, at forklare ved 'crystal settling'. Den generelle opfattelse i dag er, at man må finde andre forklaringer på disse bjergarters krystallisationsprocesser.

Et nyttigt diagram

Et alternativ, der har vundet den største anerkendelse, kan belyses ved at betragte et fasediagram. Et fasediagram viser forholdet mellem såkaldte faser, f.eks. ved hvilke temperaturer et eller flere mineraler krystalliserer fra en smelte, eller hvordan et mineral smelter.

Figur 9A viser et simplificeret system med to mineralfaser, der er almindelige i lagdelte gabbroer, nemlig olivin og plagioklas. I diagrammet vil basaltisk magma være placeret til højre for det eutektiske punkt, der er den laveste temperatur hvor der kan være smelte. Dette betyder, at olivin vil være den første fase, der krystalliserer, når liquidus-fladen nås.

Det skal her bemærkes at naturlige basaltiske magmaer normalt også krystalliserer andre mineraler end olivin og plagioklas. Liquidus-fladen er den linie i diagrammet, der illustrerer overgangen fra smelte + krystaller til ren smelte. På tilsvarende vis angiver liquidusfladen, ved hvilke temperaturer der begynder at blive dannet krystaller i en smelte, når smelten afkøles og temperaturen falder.

Ved yderligere afkøling fra B til C vil olivin fortsætte med at krystallisere, mens magmaet beriges i plagioklaskomponenter indtil sammensætningen af magmaet når det eutektiske punkt, C. Da det kun er olivin, der er krystalliseret, vil den bjergart, der er dannet fra B til C, være en ren olivinbjergart, en dunit (fig. 9B).

Når magmaet når det eutektiske punkt, vil olivin krystallisere sammen med plagioklas i et såkaldt eutektisk forhold ved en konstant temperatur, indtil magmaet er totalt størknet. Den bjergart, der er dannet ved C (i et eutektisk forhold), vil bestå af ca. 50% olivin og 50% plagioklas og kan klassificeres som en troktoolit (et medlem af gabbro-familien, se side 81). Lagene i lagdelte gabbroer veksler typisk mellem olivinrige og plagioklasrige lag. Individuelle lag kan bestå af et enkelt mineral - være monomineralske - og bestå af ca. 100% olivin (dunit) eller 100% plagioklas (anorthosit) (fig. 5A), men lagene har sædvanligvis gradvise overgange (fig. 5B). Krystallisation i forhold til fasediagrammet kan ikke forklare denne type lagdeling.

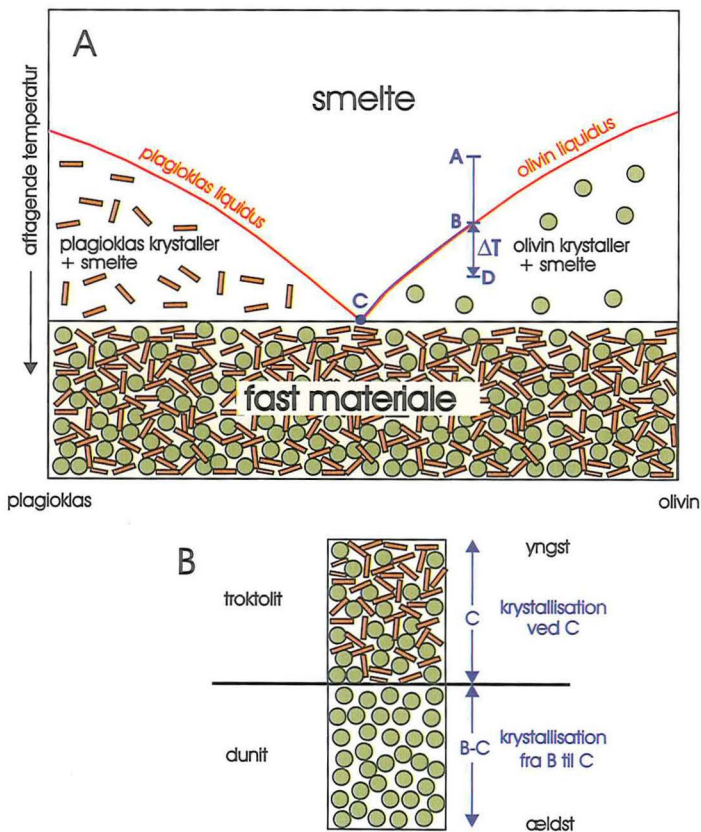


Fig 9A. Eutektisk fasediagram for ligevægtskrystallisation af plagioklas og olivin (se tekst). B: krystallisation ifølge diagrammet.

Det eutektiske fasediagram kan dog forklare dannelsen af lagdeling under forudsætning af en vis mængde underafkøling, d.v.s at temperaturen når ned under den temperatur, hvor krystaldannelse normalt skulle ske, før krystallerne dannes.

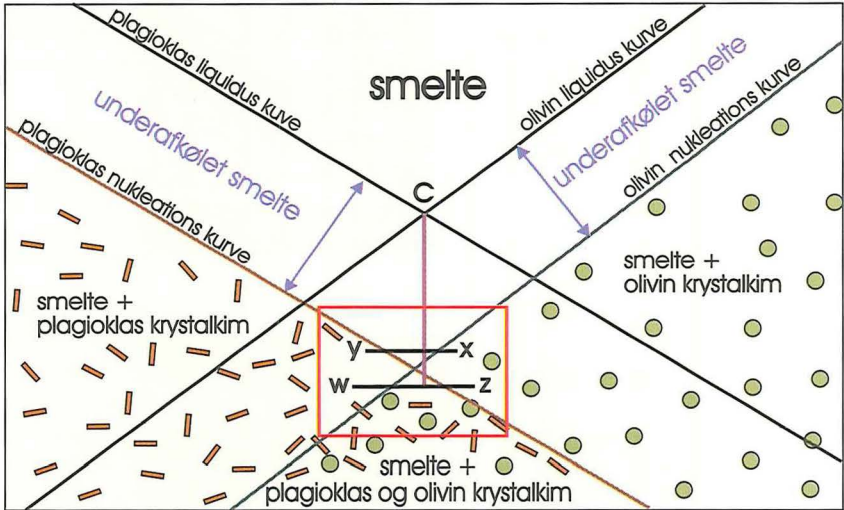
En smelte af sammensætning A ved temperatur D i figur 9A vil være underafkølet med en faktor T- uden at der dannes krystaller - og vil blive overmættet med olivinkomponenten. Eksperimenter viser, at silikatsmelter nødvendigvis underafkøles til en vis grad, for at der kan ske en nukleation (dannelse af kim).

I et fasediagram er der en nukleationskurve for hvert mineral ved en temperatur under dets liquidus-kurve (fig. 10A). Magma med en eutektisk sammensætning (C) vil danne olivin, når smelten skærer nukleationskurven ved X. Olivinkrystaller begynder at vokse, og magmaet ved bunden af kammeret forarmes på olivinkomponenterne. Magmasammensætningen i dette område vil derfor bevæge sig væk fra olivin (fra X mod Y) ved konstant temperatur og nærme sig dannelseskurven for plagioklas. Når sammensætningen af magmaet når Y, vil plagioklas dannes og vokse. Dette vil føre den lokale magmasammensætning tilbage mod X. Gentagelse af denne proces vil give en sekvens af bjergartslag, der skiftevis er rigt på olivin h.h.v. plagioklas (fig. 11A).

'In situ' krystallisation

Denne proces, der fører til dannelsen af lagdelte bjergarter, kaldes 'in situ' krystallisation. Mineralerne dannes og vokser på det sted, hvor de findes nu (det være sig på bunden, ved væggene eller ved taget) og er ikke blevet transporteret til stedet. Mineraler ved taget med meget høj densitet, samt mineraler ved gulvet med meget lav densitet, kan løsrives og synke eller flyde, men deres densitet og størrelse er generelt ikke kontrollerende faktorer for 'in situ' krystallisation. Gradering er et resultat af overlappende nukleation, som det fremgår af figur 10B.

Silikatminerale med en relativt simpel struktur som f.eks. olivin dannes lettere end mineraler med en mere kompleks struktur, som f.eks. plagioklas. Dette betyder, at så snart magmasammensætningen når dannelseskurven for olivin, vil der dannes mange olivinkim, så der opstår en brat overgang fra et plagioklasrigt lag til et olivinrigt lag (fig. 10B). Omvendt vil overgangen ved mødet med nukleationskurven for plagioklas være gradvis, da plagioklas har sværere ved at danne krystalkim end olivin. Den resulterende gradering med en olivinrig bund og et stigende plagioklasindhold opefter er således forklaret ved deres forskelle i evne til at danne krystalkim.



Figur 10 A. Krystallisation i et overmættet og underafkølet eutektisk system af olivin og plagioklas (se tekst).

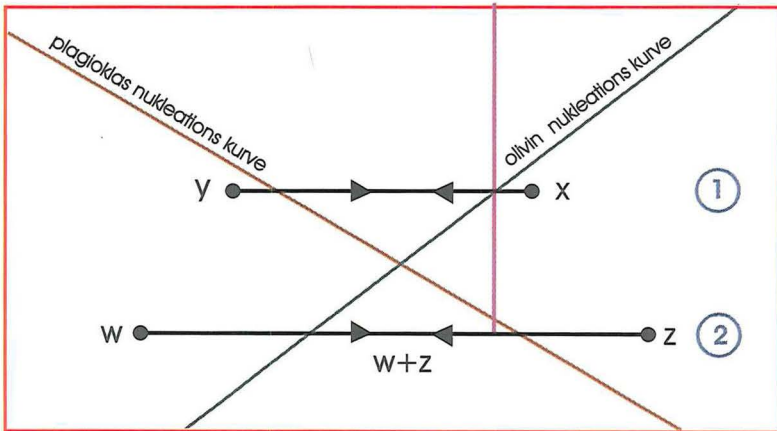








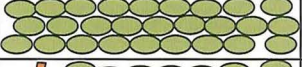






Fig 10 B. Forstørret udsnit markeret på fig.10 A.

Graderingen er også et udtryk for de to mineralers relative densiteter, men densiteten er ikke en kontrollerende faktor i forbindelse med dannelsen af graderingen.

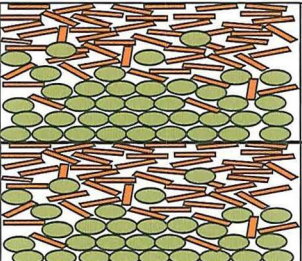

A

anorthosit		y
dunit		x
anorthosit		y
dunit		x

B

anorthosit		w
troktolit		z+w
dunit		z
troktolit		w+z
anorthosit		w
troktolit		z+w
dunit		z
troktolit		w+z
anorthosit		w

C

anorthosit troktolit dunit		skarp grænse
anorthosit troktolit dunit		

Figur 11 A. Krystallisation 1 i fig. 10 B (lille grad af underafkøling) vil give skiftende olivinrige og plagioklasrige lag. Såfremt der ikke er nogen overlap i nukleation af de to mineraler vil lagene bestå skiftesvis af ren olivin (dunit) og ren plagioklas (anorthosit). Lagdelingen i fig.5A kunne være dannet på denne måde.

Figur 11B. Krystallisation 2 i fig. 10 B (større grad af underafkøling) vil give graderede lag. Hvis de mineraler har samme evne til nukleere vil lagdelingen være symmetrisk.

Figur 11C. Asymmetrisk lagdeling dannes, hvis et af mineralerne har lettere ved at nukleere (olivin) end det andet (plagioklas). Umiddelbart ser det ud til at lagdelingen er styret af mineralernes indbyrdes densitetsforhold, men i virkeligheden er det deres indbyrdes nukleationsforhold der er den styrende faktor. Lagdelingen i fig.5B kunne være dannet på denne måde.

KLASSIFIKATION AF GABBROIDE BJERGARTER

GABBRO: bjergart bestående af plagioklas + klinopyroxen

TROKTOLIT: bjergart bestående af plagioklas + olivin

NORIT: bjergart bestående af plagioklas + orthopyroxen

**GABBRO
FAMILIEN**

GABBRONORIT: bjergart bestående af plagioklas + klinopyroxen + orthopyroxen

OLIVIN GABBRO: bjergart bestående af plagioklas + klinopyroxen + olivin

Andre relaterede bjergarter

ANORTHOSIT: bjergart bestående af plagioklas + få/ingen mørke mineraler

DUNIT: bjergart domineret af olivin

Mørke mineraler omfatter her: klinopyroxen, orthopyroxen, olivin

Hvor vokser krystallerne så i et magmakammer ?

Observationer fra lavastrømme viser, at krystaller kan dannes spontant overalt i et magmakammer. Dette er i modsætning til observationer fra lagdelte intrusioner. Her dannes krystallerne hovedsageligt ved bunden og vokser opefter, men i en vis udstrækning også fra tag og vægge. Den tilsyneladende lighed mellem lagdelingen i gabbroiske bjergarter og lagdelingen i sedimenter skyldes altså ikke de samme dannelsesmekanismer.