

Den lagdelte Fongen–Hyllingen Intrusion, Norge

J. RICHARD WILSON, KARIN JOSEPHSEN & DORTHE H. HOLM



Wilson, J. Richard, Josephsen, Karin & Holm, Dorte H. 2004–12–15: Den lagdelte Fongen–Hyllingen Intrusion, Norge. *Geologisk Tidsskrift*, hæfte 1, pp. 1–24, København.

Forståelsen af de processer der finder sted i magmakamre er blevet væsentligt forøget som følge af studier af den lagdelte Fongen–Hyllingen Intrusion i Norge, udført af en gruppe fra Aarhus Universitet gennem en lang årrække. I denne oversigtsartikel gennemgås Fongen–Hyllingen Intrusionens geologi og hvilken ny viden om magmatiske processer og lagdelte intrusioner, studierne af denne intrusion har bidraget med i forhold til tidligere studier af især den klassiske Skaergaard Intrusion i Østgrønland. Lagdelingen i Skaergaard Intrusionen er forklaret som aflejringer fra dels storskala konvektionsstrømme og dels periodiske densitetsstrømme. En systematisk sammensætningsmæssig variation langs strygningen af den synlige lagdeling i Fongen–Hyllingen Intrusion kan ikke forklares ved strømningsaktivitet og tolkes som et resultat af krystallisation fra lagdelt magma langs et skrånende magmakammergulv. Magmazoner udvikledes ved gentagne tilførsler af nyt magma med relativ stor massefylde ved kammerets gulv. Tilstedeværelsen af et lagdelt magma betyder at storskala magmakonvektion ikke har fundet sted i kammeret. Den synlige lagdeling dannes ved *in situ* nukleation og vækst af krystaller direkte på intrusionens gulv fra et underafkølet magma. En lang række strukturer meget lige dem der typisk forekommer i klastiske sedimenter, som fx erosions-trug og -diskordanser, afspejler periodisk strømningsaktivitet langs kammerets gulv. I artiklen er fagudtryk og processer forklaret i separate bokse, og artiklen skulle derfor kunne læses med udbytte af enhver interesseret i geologi.

J. Richard Wilson [jrw@geo.au.dk], Geologisk Institut, Aarhus Universitet, 8000 Århus C, Danmark.
Karin Josephsen, Línúhönnun hf., Su urlandsbraut 4A, IS-108 Reykjavík, Island.
Dorte H. Holm, Nordic Volcanological Center, Sturlugata 7, IS-101 Reykjavík, Island.

Ud fra teoretiske og eksperimentelle studier er det muligt at udvikle modeller for magmaers fysiske opførsel, men kendskab til processerne under magmaets størkning i magmakamre opnås hovedsagelig gennem feltobservationer og studier af indsamlede prøver fra magmatiske intrusioner. Det er ideelt at studere lagdelte intrusioner idet lagdelingen muliggør udredning af vigtige stratigrafiske aspekter, som fx op–ned relationer, lateral korrelation (på langs ad lagdelingen) samt vurdering af tykkelser af udvalgte lagdelte sekvenser. Fraktioneret krystallisation (**BOKS 1**) er ofte veludviklet i lagdelte intrusioner, og store sammensætningsmæssige variationer fra ultramafiske til granitiske produkter er almindeligt forekommende. Nogle lagdelte intrusioner kan være af økonomisk interesse, især med hensyn til krom og platin-gruppe elementer, men i den senere tid også i forbindelse med efterforskning af guldforekomster.

Smelten i et magmakammer kan være tilført på én gang eller ved gentagne indstrømninger. Under udviklingen og størkningen af lagdelte intrusioner kan smelte strømme ud fra magmakammeret og

danne gangsværme (dykes og sills), eller magmaet kan ekstrudere på jordoverfladen for at størkne som lava. Der findes magmakamre under de fleste vulkaner, og der er med sikkerhed en forbindelse mellem magmaendstrømning i kammeret og vulkanudbrud. Graden af magmatilførsel og udstrømning varierer fra intrusion til intrusion og afspejles i bjergarternes kemiske sammensætning. Nogle lagdelte intrusioner er krystalliseret fra et lukket kammer (hvor smelten er tilført kammeret på én gang og hvor der ikke har været nogen udstrømning) og udviser ideelt kontinuerlig fraktionering fra stærkt primitive sammensætninger af de første krystallisationsprodukter til ekstremt udviklede sammensætninger i de seneste (**BOKS 2**).

Indtil sidst i 1970'erne var det almindeligt accepteret at krystalsedimentation og storskala termisk konvektion spillede vigtige roller under fraktioneret krystallisation af magmaer, som Wager & Brown (1968) argumenterede for i deres klassiske værk om lagdelte intrusioner. Skaergaard Intrusionen i Østgrønland har længe været betragtet som prototypen for lag-

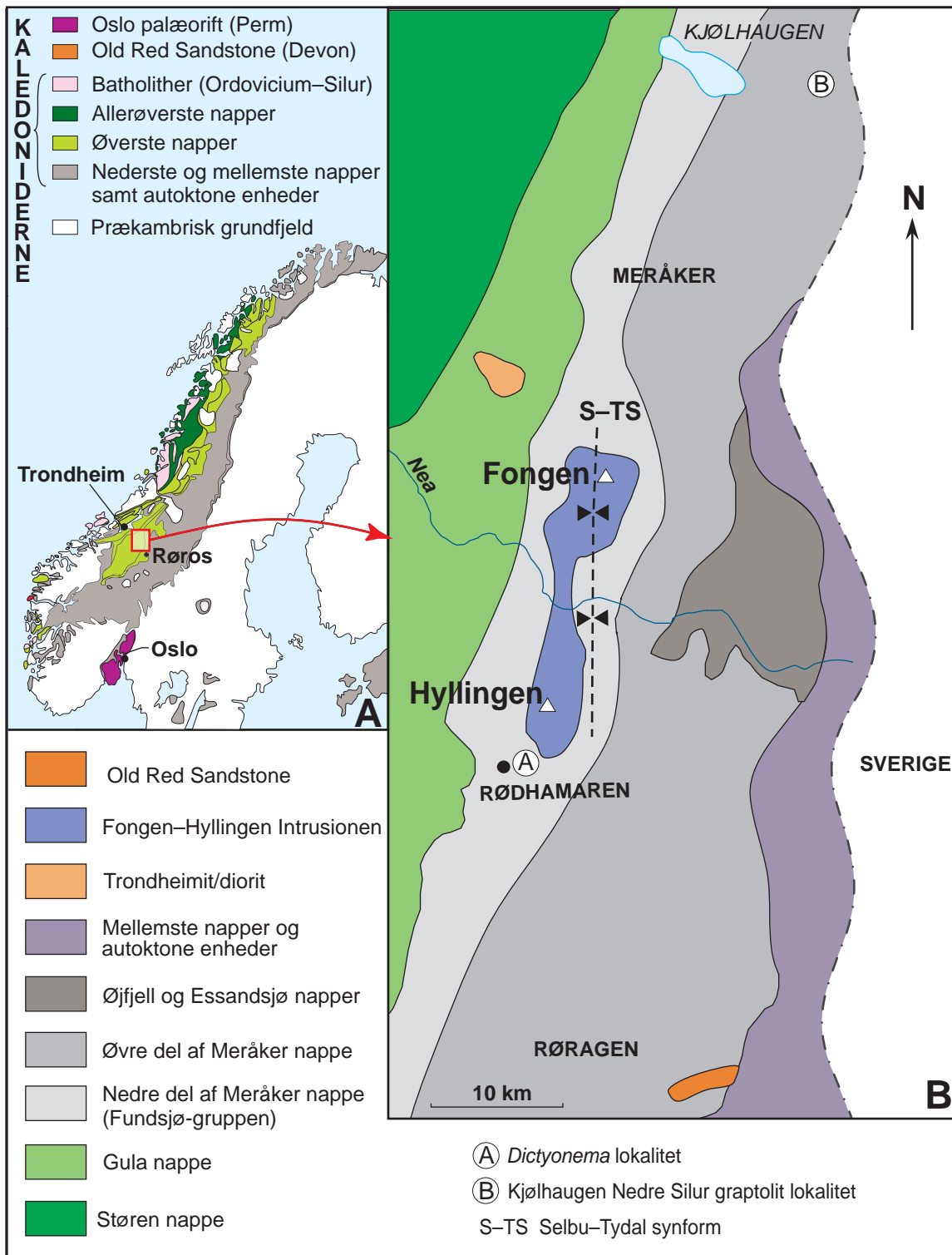
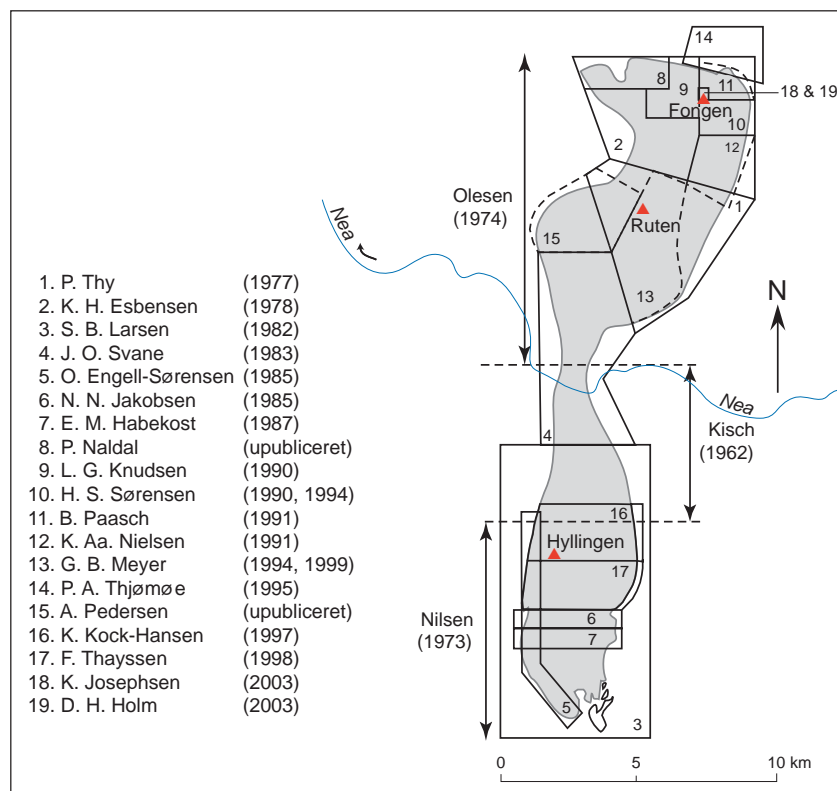


Fig. 1. **A:** Oversigtskort over de Skandinaviske Kaledonider, modificeret efter Roberts & Gee (1985) og Grenne *et al.* (1999).

B: Forenklet geologisk kort over Trondheim regionen, modificeret efter Wolff & Roberts (1980).

Fig. 2. Kortlægning af Fongen–Hyllingen Intrusionen udført i forbindelse med specialer eller Ph.D.-projekter (nummererede) under vejledning af J. Richard Wilson.



delte intrusioner og de tidligste krystallisationsmodeller var netop baseret på iagttagelser fra denne intrusion. Feltundersøgelser samt eksperimentelle og teoretiske betragtninger har med tiden ført til et mere nuanceret billede af hvilke processer der foregår i magmakamre og til en erkendelse af, at andre mekanismer end krystalsedimentation har betydning for dannelse af magmatisk lagdeling (Campbell 1978; McBirney & Noyes 1979). Blandt nyere ideer kan nævnes *in situ* krystallisation og magmazonering. Disse mekanismer vil blive behandlet nedenfor.

Forekomsten af en stor lagdelt intrusion sydøst for Trondheim i Norge har været kendt længe (Fig. 1), og intrusionen er navngivet efter fjeldtoppe i den nordlige (Fongen, 1441 m) og sydlige (Hyllingen, 1205 m) del af området. En gruppe fra Aarhus Universitet indledte studier af Fongen–Hyllingen Intrusionen i begyndelsen af 1970'erne på et tidspunkt, hvor de tidligere accepterede teorier omkring magmakammerprocesser kom under revision og nye blev udviklet (fx Campbell 1978; McBirney & Noyes 1979; Irvine 1980; Irvine *et al.* 1983; Martin *et al.* 1987; Parsons 1987). De følgende årtiers studier af intrusionen afslørede vigtige informationer, som har bidraget til den generelle forståelse af magmakammerprocesser (Sparks 1985; Wilson & Sørensen 1996).

Undersøgelser af lagdelte intrusioner har traditionelt været rettet mod sammensætningsvariationer

vinkelret på lagdelingen, dvs. fra bunden til toppen af magmakammeret. Variationer langs med lagdelingen (laterale variationer) er derimod ikke blevet tillagt nogen væsentlig betydning. Studierne af Fongen–Hyllingen Intrusionen har imidlertid vist at laterale variationer kan være af stor betydning og skal medtages, når grundlæggende magmakammerprocesser belyses.

Hovedformålene med denne artikel er

- at give en indføring i Fongen–Hyllingen Intrusionens regionale placering og alder,
- at illustrere forskellige typer af lagdelingsstrukturer,
- at redegøre for intrusionens interne struktur og sammensætning samt
- at forklare dannelsen af lagdelingen og krystallisationen af intrusionen.

De tidligste studier af Fongen–Hyllingen Intrusionen

Fongen–Hyllingen Intrusionen ligger ca. 60 km sydøst for Trondheim i Sør-Trøndelag nær Røros i Norge (Fig. 1). Området har i flere århundreder været kendt for sine sulfidmineraliseringer, og i 1774 blev en øko-

nomisk forekomst fundet ved Rødhamaren nær den sydvestlige grænse af intrusionen. Tilstedeværelsen af et stort gabbroisk legeme blev rapporteret af Hørbye (1861), og intrusionens geologiske aspekter blev omtalt af Möhl (1877) og Homan (1890). I 1889 beskrev Vogt en graptolitlokalitet med fund af *Dictyonema flabelliforme* fra Tremadoc i Nedre Ordovicium i kontaktmetamorfoserede bjergarter omkring intrusionen. Lokaliteten der definerer intrusionens maksimale alder, er stadig en værdifuld nøgle til aldersbestemmelse af de nedre palæozoiske sedimenter i Trondheim regionen. Törnebohm præsenterede i 1896 et geologisk kort over området. Hans store indsats i forbindelse med kortlægningen og udredningen af Skandinaviens geologi fastslås ved at Gee (1975a) hovedsagelig brugte Törnebohms kort som basis for en regionalgeologisk sammenfatning.

I forbindelse med Fongen–Hyllingen Intrusionen beskæftigede man sig i den første halvdel af det 20. århundrede fortrinsvis med magmatisk petrologi (Carstens 1920). Kisch (1962) var den første der for alvor bidrog med geologisk kortlægning og en detaljeret petrografisk beskrivelse af den centrale del af komplekset på hver side af Nea (Fig. 1). Efterfølgende blev den sydlige del af intrusionen (Hyllingen) kortlagt af Nilsen (1973) og den nordlige del (Fongen) af Olesen (1974), idet kortlægningen skete som

led i en regionalgeologisk undersøgelse (Olesen *et al.* 1973). Siden 1973 har en række studerende fra Geologisk Institut, Aarhus Universitet, udarbejdet speciale- eller Ph.D.-projekter på intrusionen (Fig. 2). Resultaterne af disse undersøgelser er sammenfattet her.

Intrusionens regionale placering og alder

Fongen–Hyllingen Intrusionen er beliggende i den stratigrafisk øverste nappe (Meråker nappen) i Trondheim nappekompleset (Fig. 1), og med et areal på omtrent 160 km² er det den største mafiske (**BOKS 3**) intrusion i de centralskandinaviske Kaledonider. Fongen–Hyllingen Intrusionen er en 'synorogen' intrusion hvilket betyder at den er dannet samtidig med den kaledonske bjergkædefolding (Fig. 3). Intrusionen af magmakammeret fandt sted langs kontakten mellem metamorfoserede lerskifre og metamorfoserede vulkanske bjergarter (metapelitter og metabasalter; **BOKS 3**). Disse sidebjergarter blev foldet og metamorfoserede under en tidligere fase af den kaledonske bjergkædedannelse (orogenese), og Fongen–Hyllingen Intrusionen er i sig selv præget af metamorfose og deformation der fandt sted i slut-

BOKS 1

Fraktioneret krystallisation

Når et magma undergår fraktioneret krystallisation betyder det at de tidligst dannede krystaller (fx Mg-rig olivin) isoleres fra smelten (fx ved at krystallerne aflejres på bunden af magmakammeret) og således forhindres i at reagere med restsmelten. I takt med udkrystalliseringen bliver restsmelten forarmet på de komponenter, der indgår i de krystalliserende mineraler, og med tiden bliver koncentrationen af andre grundstoffer høj nok til at nye mineraler kan udkrystallisere. Magmatisk fraktionering involverer kort sagt en systematisk udvikling af restsmelten hvorunder sammensætningen af krystallisationsprodukterne vil gå fra relativt primitive mod mere udviklede (**BOKS 2**). Denne udvikling ses typisk i lagdelte intrusioner.

Udviklingen af magma i et kammer kan påvirkes af andre processer end krystallisation. Fx kan sidestenene reagere med magmaet eller smelte med en helt anden sammensætning kan blandes med magmaet. Begge processer ville ændre magmaets sammensætning.

Kumulusmineraler og kumulater

Lagdelte magmatiske bjergarter er traditionelt tolket som et resultat af at krystaller er udfældet af smelten og aflejret på magmakammerets bund ved 'crystal settling' (Wager & Brown 1968).

Modellen gav ophav til den genetiske betegnelse kumulater for disse bjergarter. I dag regnes 'crystal settling' ikke som den dominerende lagdannende proces. Kumulatnomenklaturen benyttes stadig, men uden genetisk betydning. Kumulaterne består overvejende af kumulusmineraler, som i forskellig grad kan være cementeret af en senere generation af postkumulus materiale, der er krystalliseret fra interkumulussmelten. Kumulusmineraler i lagdelte intrusioner optræder i en rækkefølge svarende til magmaets fraktioneringsmønster, og en såkaldt kumulatstratigrafi kan ofte etableres.



Fig. 4. Foldet metapelitisk hornfels indeslutning. Forekomsten af foldede bjergarter som kontaktmetamorfoserede indeslutninger viser at magmakammeret blev dannet efter mindst en foldefase.

sionen i Østgrønland. Synorogene, kaledonske intrusioner som Fongen–Hyllingen viser tydeligt, at store lagdelte intrusioner ikke er begrænset til postorogene eller anorogene forhold som tidligere antaget af fx Hyndman (1972).

Varmen fra Fongen–Hyllingen Intrusionen forårsagede kontaktmetamorfose af de omgivende bjergarter så der i dag ses kordierit-, sillimanit- og andalusit zoner i metapelitterne væk fra intrusionen. Delvis baseret på tilstedeværelsen af andalusit i denne kontaktmetamorfe zone vurderede Olesen *et al.* (1973) at trykket under krystallisationen var 5–6 kbar (1 bar ~1 atmosfærestryk). Efterfølgende er det imidlertid blevet påvist, at det maksimale tryk for dannelsen af andalusit er ca. 4 kbar mod før ca. 6 kbar. Thyssen (1998) har foreslået at trykket under intrusionen snarere var på $3,5 \pm 0,5$ kbar svarende til en dybde på 10–14 km.

Den regionalmetamorfe kulmination i amfibolitfacies og hoveddeformationen skete efter størkning af Fongen–Hyllingen Intrusionen, som således er både deformeret og metamorfoseret. Regionalmetamorfose medfører typisk at mafiske mineraler som pyroksen og olivin optager vand og omdannes til forskellige amfiboler. Til alt held for undersøgelserne af intrusionens magmatiske petrologi er disse omdannelser kun lokalt udviklet. Metamorfosen er mest udbredt i forbindelse med bevægelses zoner (shear zoner) hvori den primære mineralogi og de primære teksturer er ødelagt under dannelsen af folierede og delvis opsmeltede amfibolitter (Fig. 5A, B). Shear zonerne er hovedsageligt koncentreret i den centrale del af intrusionen, ca. 5 km nord og syd for Nea (Fig. 6; Svane 1983), men ses også i Fongenområdet (Nielsen 1991; Paasch 1991) og enkelte steder i Hyllingen-

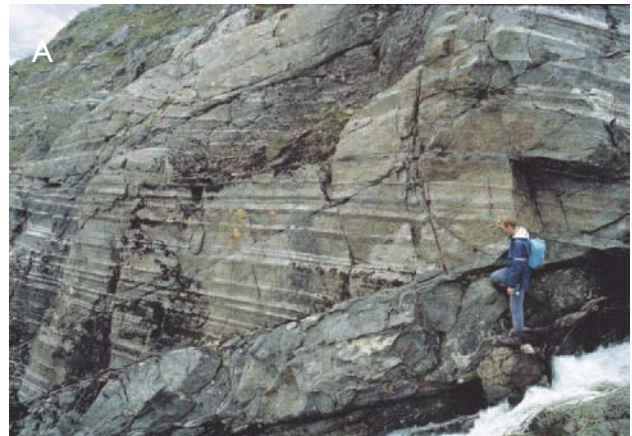


Fig. 5. **A:** Synligt lagdelte gabbroiske bjergarter gennemskæres af en markant shearzone. I denne zone er de gabbroiske bjergarter blevet deformeret og metamorfoseret til folieret amfibolit, og lagdelingen er forsvundet. **B:** Inden for shearzonerne er de folierede amfibolitter lokalt blevet udsat for delvis opsmeltning under metamorfose. De lyse felsiske årer (overordnet af granitisk sammensætning) er dannet ved en våd delvis opsmeltning af amfibolit. Strukturernes viser at magmakammeret blev dannet før deformation og metamorfose i amfibolitfacies.

området (Jakobsen 1985; Kock-Hansen 1997; Thyssen 1998). Undersøgelserne af Fongen–Hyllingen Intrusionen er koncentreret om at udrede dens primære træk som i forskellig grad kan være sløret af deformation og metamorfose.

Den sideløbende dannelse af Fongen–Hyllingen Intrusionen og opbygningen af den kaledonske bjergkæde har imidlertid også haft en fordelagtig effekt, idet der i dag er eksponeret et usædvanligt snit der giver adgang til intrusionens gulv, vægge og loft (Fig. 7) af det fossile magmakammer. Erosion har således afsløret en sekvens af lagdelte bjergarter ('den lagdelte serie') fra gulv til loft med en stratigrafisk tykkelse på ca. 6 km samt en formodet magmatilførselskanal. Intrusionens nuværende form er stort set kontrolleret af den senkaledoniske Selbu–Tydal synform (Wilson & Olesen 1975) hvis ombøjningszone dyk-

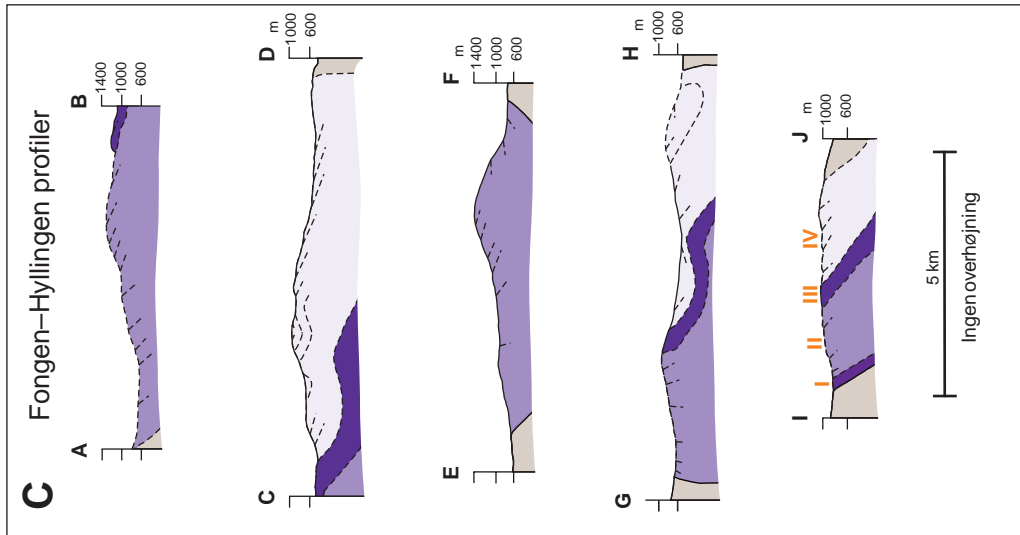
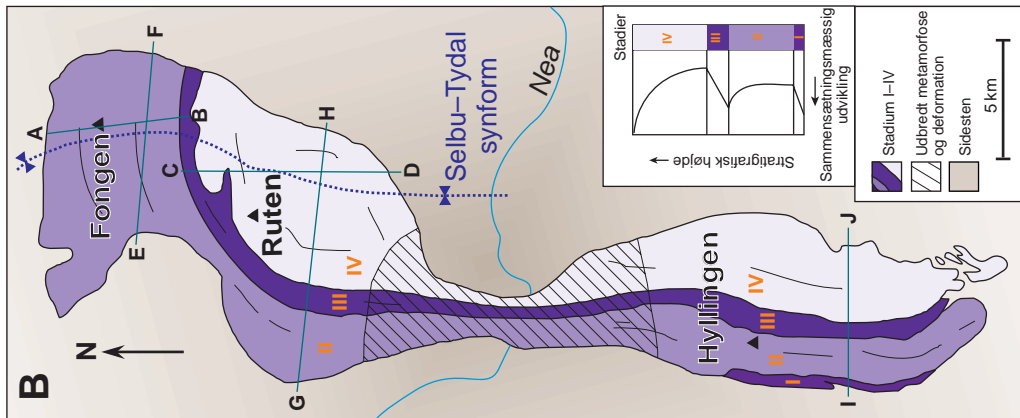
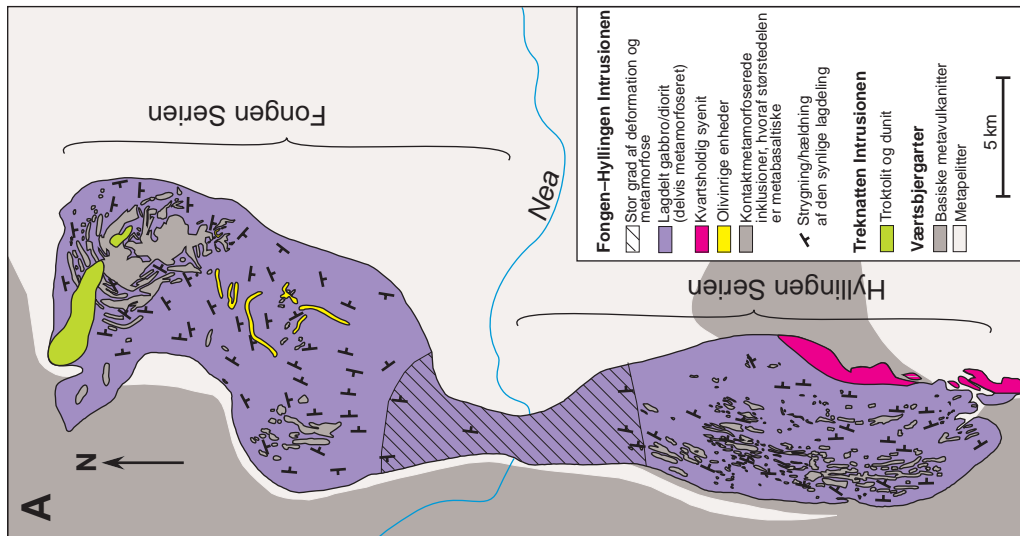


Fig. 6. A: Simplificeret geologisk kort over Fongen-Hyllingen Intrusionen. Et mindre mafisk til ultramafisk legeme (Treknatten Intrusion) forekommer i den nordligste del af området. Fongen-Hyllingen Intrusionen indeholder mange indeslutninger af sidesten, hovedsageligt af metabasalt. Lateralit kontinuerlige olivinrige enheder forekommer i Rutenområdet. Individuelle shearzoner er for små til at kunne vises på kortet. B: Inndeling af intrusionen i fire stadier (I-IV) på grundlag af mineralkemien (fx anorthit % i plagioklas, forsterit % i olivin, Fe/Mg-forhold i klinopyroksen; se BOKS 2) i profiler vinkelret på den sydlige lagdeling. C: Profiler gennem intrusionen, placering vist i B. Modificeret efter fig. 1 i Wilson & Sørensen (1996).

ker mod syd og hvis aksialplan skærer gennem den nordlige del af intrusionen (Fig. 1, 6).

Den synlige lagdeling

Fongen–Hyllingen Intrusionen består hovedsagelig af synligt lagdelte gabbroiske og dioritiske bjergarter med en gennemsnitlig kornstørrelse på 1–3 mm. I den østlige del af Hyllingenområdet udvikles bjergarterne gradvist fra diorit til kvartsholdig syenit som ved magmakammerets loft er i kontakt med metamorfoserede sidestensamfibolitter (Fig. 7). Mod nord definerer lagdelingen en skålform, som har dyk mod syd. Den sydlige del af intrusionen har en mere simpel struktur med en konstant østligt hældende lagdeling (Fig. 6B, C). Skålformen mod nord menes at være et primært træk, men den er utvivlsomt forstærket af Selbu–Tydal synformen (Wilson & Olesen 1975).

Fongen–Hyllingen Intrusionen er opdelt i Fongen Serien mod nord og Hyllingen Serien mod syd adskilt af et område ved Neadalen præget af regionalmetamorfose og deformation (Fig. 6A). Der findes sædvanligvis en marginalzone med ulagdelte bjergarter af overvejende gabbroisk eller dioritisk sammensætning, men der er ikke dannet en egentlig afkølingsrand ('chilled margin'), som det fx er tilfældet for Skaergaard Intrusionen, da værtsbjergarterne var forholdsvis varme under intrusionen af Fongen–Hyllingen magmakammeret. Resterne af en mulig magmatilførselskanal til kammeret er bevaret i den nordvestlige del af Fongenområdet. Den resterende del af intrusionen, der udgør langt den største del af det totale volumen, består af lagdelte magmatiske bjergarter – den lagdelte serie – med talrige sidestensindeslutninger.

Den lagdelte serie viser i nogle lag en gradvis ændring i mængdeforholdet mellem felsiske og mafiske mineraler, mens andre lag udviser konstante

BOKS 2

Mineralsammensætninger

De vigtigste bjergartsdannende mineraler i mange lagdelte intrusioner er plagioklas-feldspat, olivin, klinopyroksen og orthopyroksen. Alle disse er silikater hvis sammensætning kan ændre sig kontinuert mellem to eller flere endeled.

MINERAL	HØJTEMPERATUR ENDELED Kemisk sammensætning	LAVTEMPERATUR ENDELED Kemisk sammensætning
PLAGIOKLAS-FELDSPAT	ANORTHIT (An) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	ALBIT (Ab) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
OLIVIN	FORSTERIT (Fo) Mg_2SiO_4	FAYALIT (Fa) Fe_2SiO_4
KLINOPYROKSEN	DIOPSID (Di) $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	HEDENBERGIT (Hd) $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
ORTHOPYROKSEN	ENSTATIT (En) MgSiO_3	FERROSILIT (Fs) FeSiO_3

Sammensætningen af plagioklas og olivin udtrykkes som henholdsvis An% og Fo%. Olivin med sammensætningen Fo₅₀ har således den kemiske sammensætning MgFeSiO₄. For både olivin og pyroksener udtrykkes Mg:Fe forhold som $\text{Mg}\# = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$.

Magmatiske bjergarter dannet ved høj temperatur kaldes for **primitive** og har relativt Mg-rig olivin og/eller pyroksener samt Ca-rig plagioklas. Bjergarter dannet ved lavere temperaturer har relativt Fe-rig olivin og/eller pyroksener samt Na-rig plagioklas og kaldes for **udviklede**.

De mest primitive bjergarter i Fongen–Hyllingen Intrusionen er olivingabbroer med plagioklas An₅₇, olivin Fo₇₃ og klinopyroksen med Mg# = 80 (Fig. 10). De meste udviklede bjergarter er syenitiske med plagioklas An₂ og klinopyroksen (cpx) med Mg# = 0 (Fig. 10) samt en række andre mineraler, fx: apatit, amfibol, biotit, zirkon, kvarts, K-feldspat og allanit.

mineralforhold og ser homogene ud. Lag hvor indholdet af de mafiske mineraler er størst i den nederste del og aftager opefter betegnes normalt grade-rede (Fig. 8A). En sådan gradering benyttes ofte til at skelne mellem op og ned i lagdelte intrusioner. Tykkelsen af de enkelte lag i Fongen–Hyllingen Intrusionen varierer fra millimetertynde og op til ca. en meter. Lag kan normalt ikke følges længere end ca. 50 m langs strygningen. En undtagelse ses dog i Rutenområdet (Fig. 6A, 8B), hvor enkelte olivinrige enheder kan følges op til 3 km. Disse enheder har vist sig at være meget nyttige for den laterale korrelation i Rutenområdet (Thy 1977; Meyer 1994, 1999).

I lagdelingen ses lokalt strukturer som svarer til de der dannes i sedimentære bjergarter (fx erosions-trug og vinkeldiskordanser; Fig. 8C, D). Det første overbevisende eksempel på belastningsstrukturer ('load casts') i en lagdelt intrusion stammer fra Rutenområdet (Fig. 9A) og er beskrevet af Thy & Wilson (1980) og Wilson & Thy (1981). Siden er lignende strukturer blevet rapporteret fra bl.a. Bushveld komplekset i Sydafrika (Lee 1981).

Et karakteristisk træk ved Fongen–Hyllingen Intrusionen er tilstedeværelsen af talrige sidestensindeslutninger, hvoraf mange er pladeformede og konkordante med den synlige lagdeling. Størstedelen af indeslutningerne består af metabasaltisk hornfels, mens resten består af metapelitisk hornfels (**BOKS 3**; Habekost & Wilson 1989). I både den nordlige og sydlige del af intrusionen forekommer indeslutningerne hyppigst i den nedre del af den lagdelte serie. Store pladeformede indeslutninger på op mod 1500 × 100 m (gennemsnitligt 200 × 20 m) optager ca. 22 % af arealet i det vestlige Hyllingenområde. Den største sidestensindeslutning i intrusionen er beliggende ved toppen af Fongenbjerget. Den har en tykkelse på 500 m og dækker et område på flere kvadratkilometer (Fig. 6A).

I forbindelse med relativt små sidestensindeslutninger (meter til decimeter i diameter) er der nogle steder udviklet deformationsstrukturer i de lagdelte bjergarter (Fig. 9B, C). Disse mindre indeslutninger har formodentlig løsrevet sig fra loftet og er sunket gennem magmaet indtil de kolliderede med og forstyrrede de underliggende, delvist konsoliderede, lagdelte bjergarter ved gulvet i magmakammeret.

Intrusionens interne struktur og sammensætning

Kumulatstratigrafien (**BOKS 1**) for Fongen–Hyllingen Intrusionen ses på Fig. 10. Den stratigrafiske søjle er sammensat ud fra undersøgelser af forskellige



Fig. 7. Kvartsførende syenit i kontakt med metamorfoserede sidestensamfibolittter ved loftet af Fongen–Hyllingen Intrusionen i det sydøstlige Hyllingen område

profiler vinkelret på lagdelingen idet intrusionens form og laterale variationer forhindrer at hele den stratigrafiske lagsøjle kan dækkes af et enkelt profil. De stratigrafisk nederste lagdelte bjergarter er således repræsenteret i området nord for Fongenbjerget, mens de stratigrafisk øverste bjergarter forekommer i det sydlige Hyllingenområde (Esbensen 1978). Lateral korrelation mellem de to dele af intrusionen diskuteres nedenfor.

Bjergarterne i den lagdelte serie udviser typisk teksturer som afspejler at de tidligst krystalliserende mineraler har vokset frit og har dannet et sammenhængende netværk af kumuluskrytaller (**BOKS 1**). Interkumulussmelten er herefter krystalliseret og har cementeret hullerne i netværket som overvoksninger på kumuluskrytallerne og ved krystallisation af nye postkumulumineraler. Som det ses af Fig. 10 er der krystalliseret tre eller flere kumulumineraler samtidigt gennem hovedparten af den lagdelte series historie. Idet de fleste af smeltens komponenter indgår i krystalgitrene på et eller flere af kumulumineralerne er størkningen sket hovedsagelig ved overvoksning på kumuluskrytallerne og i langt mindre grad ved dannelsen af nye postkumulumineraler.

En undtagelse er dog tilstedeværelsen af Ca-amfibol der optræder i store dele af stratigrafien som cm-store interkumuluskrytaller omsluttende mange tidligere krystalliserede kumuluskorn – såkaldte oikokryster (Fig. 8A). Desuden forekommer biotit, kvarts og kalifeldspat som interkumulufaser før de indtager kumulusstatus i den øvre del af Hyllingen Serien (Fig. 10).

Det øverste interval af lagdelte mafiske bjergarter er defineret af kalifeldspats indtræden som kumulufase (Fig. 10). Over dette interval forekommer ulagdelt, granulær kvartsbærende syenit (ca. 300 m



tyk i Fig. 10) hvori mineralsammensætningerne er ekstremt udviklede (**BOKS 2**). Plagioklas er fx næsten ren albit (An_2) og klinopyroksen er ren hedenbergit (med $Mg\# = 0$).

Ved bunden af profilet ses et sammensætningsmæssigt omslag med mere udviklede bjergarter (olivindiorit med An_{38} og Fo_{11}) mod gulvet af magma-kammeret (Fig. 10). Over dette omslag findes en ca. 800 m tyk lagfølge af mere primitive bjergarter med relativt konstant mineralsammensætning (An_{46-53} : Fo_{35-40}). Sekvensen følges af et ca. 600 m tykt interval hvori faserne bliver gradvist mere primitive opefter (fra An_{47} : Fo_{37} til An_{57} : Fo_{73}) og hvor apatit og FeTi-oxid begge ophører som kumulufaser – en regressiv sekvens. Ved toppen af denne regressiv sekvens findes profilet mest primitive mineralsammensætninger (med An_{57} : Fo_{73}). Derefter er mineralsammensætningerne næsten konstante i et interval på ca. 1000 m (det meste af profil 2 på Fig. 10). Over et interval på 1600 m (mod toppen af profilet) udvikles bjergarterne yderligere idet kumulusterminerne FeTi-oxid, Ca-amfibol, apatit, biotit, zirkon, kvarts og alanit (et medlem af epidotfamilien) efterhånden udfældes. Den kvartsførende syenit (med bl.a. albit An_2 og hedenbergit med $Mg\# 0$) repræsenterer krystalliseringsprocessens slutprodukt og findes ved kontakten til loftet af intrusionen i den sydøstlige del af Hylingenområdet (Fig. 7). I sekvenser hvor mineralsammensætningen bliver mere udviklet med stratigrafisk højde, er krystallisationen foregået hurtigere end (eller helt uden) magma er blevet tilført. Hvor mineralsammensætningen bliver mere primitiv med stratigrafisk højde har tilførslen af nyt, mere primitivt magma domineret over krystallisationen af smelten. Relativt konstante mineralsammensætninger med stratigrafisk højde afspejler en stabil tilstand hvor der har været balance mellem krystallisation og magmatilførsel.

Flere vigtige konklusioner kan drages fra Fig. 10.

Fig. 8. **A:** Normalt graderede lag overpræget af store mørke amfibolkrystaller. Sådanne store krystaller (såkaldte oikokryster), der indeslutter mange lagdannende (kumulusterminer), er krystalliseret fra magmaet efter kumulusterminerne og udgør derfor en interkumulusterfase.

B: Lateralt kontinuerlig sekvens af olivinrige lag i Rutenområdet. Lagene har en karakteristisk brunlig forvitningsfarve.

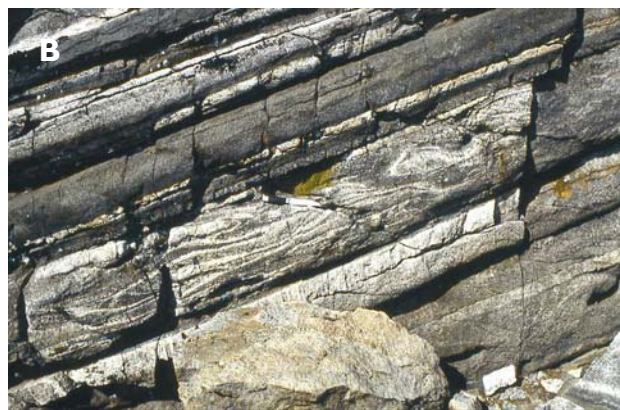
C: En truglignende struktur defineret af synligt lagdelte olivinrige bjergarter i relativt homogen olivingabbro.

D: Vinkeldiskordans i synligt lagdelte gabbroiske bjergarter. Det er svært at forestille sig, at strukturer som disse (i C & D), som ligner strukturer i sedimentære bjergarter, kan dannes uden at strømningsaktivitet lokalt har spillet en rolle i magma-kammeret.

Fig. 9. A: Belastningsstrukturer ('load casts') fra Ruten området. De lyse paddehatteformede områder til venstre for blyanten er plagioklasrige, mens de mellemliggende mørke områder har et højt indhold af olivin. Disse strukturer er dannet som følge af en tyngdemæssig ustabilitet mellem et overliggende, relativt tungt lag af en olivinkrystalmasse og et underliggende relativt let lag af plagioklaskrystalmasse. 'Paddehatte' repræsenterer således et øjebliksbillede af den kun delvist konsoliderede plagioklasmasse, som stiger op for at udligne forskellen i massefylde, og opnå en ligevægtssituation.

B: Et ca. 40 cm tykt lag (som skala ses en 20 cm lang kniv) af stærkt deformeret lagdelt gabbro mellem udeformerede lagdelte bjergarter. Forstyrrelsen er sket ved, at et stykke sidesten fra loftet har løsrevet sig, sunket gennem magmaet og har ramt kammerets gulv. Selve indeslutningen befinder sig ca. 3 m til højre for disse deformerede lagdelte bjergarter på fotoet. De øverste ca. 40 cm af de lagdelte bjergarter ved krystallisationsfronten har altså bestået af relativt ukonsolideret lagdelt krystalmasse, som er blevet plastisk deformeret.

C: Deformationsstruktur i olivingabbro som sandsynligvis er dannet på samme måde som strukturen vist i B.



- Den gennemsnitlige sammensætning af den lagdelte sekvens med plagioklas ca. An_{46} er i det store hele dioritisk frem for gabbroisk (idet $An_{<50}$). Modernmagmaets sammensætning var derfor mere udviklet (andesitisk) end en typisk basalt som vil udkrystallisere plagioklas med mere An-rige sammensætninger.
- Det vandholdige mineral Ca-amfibol er til stede gennem det meste af kumulatstratigrafien og viser at magmaet er størknet under relativt højt vandtryk. Ca-amfibol er almindeligvis en interkumulustfase, men har kumulustatus i relativt udviklede bjergarter og forekommer sammen med biotit i de endelige produkter af fraktioneringen.
- Der er meget stor variation i sammensætningen af de vigtigste silikater med kontinuerlig variabel sammensætning: olivin $Fo_{73-0'}$, plagioklas $An_{57-2'}$, klinopyroksen $Mg\#_{80-0'}$. Dette afspejler en meget effektiv fraktioneret krystallisation i magma-kammeret, samt at der ikke har været udstrømning af magma fra kammeret til eksempelvis en overliggende vulkan – i det mindste ikke under den sidste størkningsfase.
- Den næsten konstante sammensætning gennem store dele af lagfølgen samt den tykke regressive sekvens i den centrale del af kumulatstratigrafien tyder på at gentagen magmatilførsel har spillet en vigtig rolle under udviklingen af Fongen–Hyllingen Intrusionen.

Inddeling af den lagdelte serie i stadier

Baseret på variationer i mineralkemien vinkelret på den synlige (modale) lagdeling er Hyllingen Serien i den sydlige del af intrusionen inddelt i fire udviklingsstadier (Fig. 6B, 11; Wilson & Larsen 1985). Stadium I repræsenterer en regressiv sekvens hvorunder bjergarterne bliver mere primitive opefter (Engell-Sørensen, 1985). Den nedre del består af ulagdelte dioritiske bjergarter. En sporadisk og diffus lag-

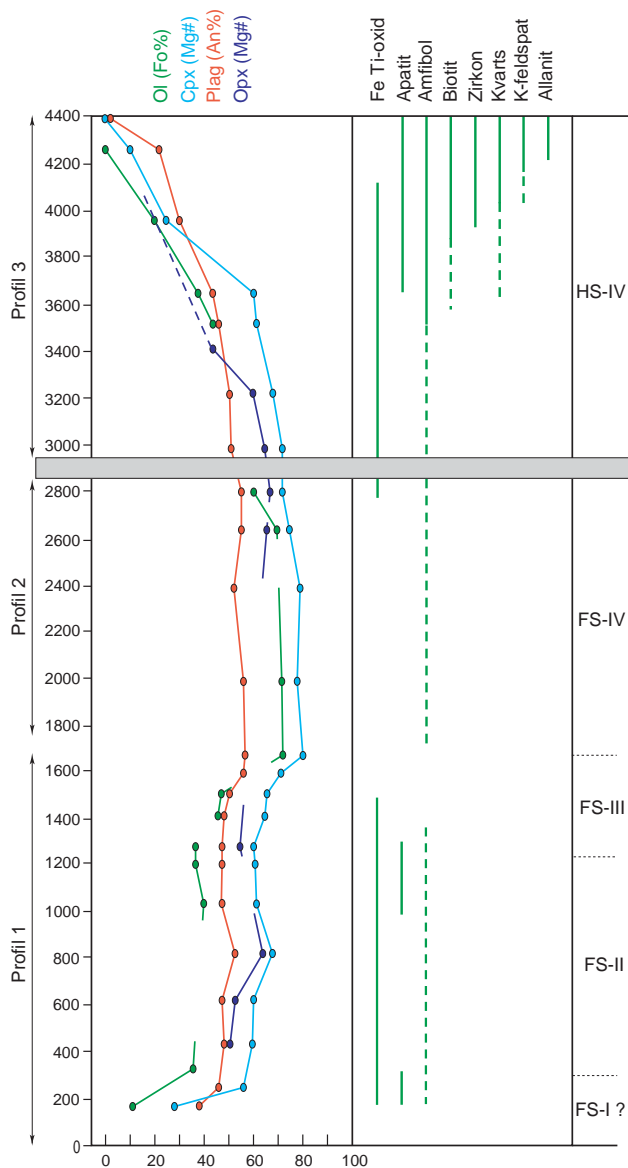


Fig. 10. Kumulatstratigrafi over Fongen–Hyllingen Intrusionen.

Profil 1 svarer til profilet AB på Fig. 6

Profil 2 svarer til den øvre del af profilet GH på Fig. 6

Profil 3 svarer til den øvre del af profilet IJ på Fig. 6

Plag: plagioklas, **Cpx:** klinopyroksen, **Ol:** olivin, **Opx:** orthopyroksen, **FeTi-oxid:** magnetit og ilmenit. **Fuldt optrukne lodrette linjer:** kumulusmineral; **stiplede lodrette linjer:** interkumulusmineral.

De laterale sammensætningsmæssige variationer resulterer i en mindre hiatus mellem toppen af Profil 2 og basis af Profil 3. FS-I til FS-IV viser udviklingsstadier i Fongen Serien. HS-IV er stadium IV i Hyllingen Serien. Bemærk at de mest primitive (Mg-rige) sammensætninger forekommer nær midten, og de mest udviklede (Fe-rige) sammensætninger forekommer nær toppen af stratigrafien. Modificeret efter fig. 3 i Wilson & Sørensen (1996).

deling forekommer først 100–200 m over basis efterfulgt af veludviklet lagdeling efter yderligere ca. 20–30 m. Det regressive interval, der er omkring 440 m tykt, fortsætter derfor ind i den lagdelte sekvens. Den tidligste del af stadium II er præget af en næsten konstant mineralsammensætning af lagfølgen (IIA som er ca. 360 m tyk; Fig. 11), mens den sene del udviser en overgang til mere udviklede bjergarter (IIB; 410 m tyk). Stadium III repræsenterer et regressivt interval mod gradvist mere primitive sammensætninger gennem en tykkelse af 260 m (Fig. 11). Den sene del af stadie III er repræsenteret ved de mest primitive sammensætninger i hele den lagdelte serie (Kock-Hansen 1997). I Stadium IV bliver bjergarterne atter mere udviklede opefter mod taget af magma-kammeret gennem en tykkelse på ca. 1500 m.

Fongen Serien er inddelt i stadier efter samme kriterier som Hyllingen Serien. Den vestlige grænse i den nordlige del af intrusionen er imidlertid præget af metamorfose og dårlig blotningsgrad. Dette hindrer studier af primære træk således at stadium I endnu ikke er lokaliseret med sikkerhed i Fongen Serien. Ligeledes er de meget udviklede sammensætninger i den sene del af stadium IV ikke dokumenteret for Fongen Serien, idet den øverste del af den lagdelte serie her er bortroderet.

Lateral korrelation og variation

Lateral korrelation mellem Fongen Serien i nord og Hyllingen Serien i syd (Fig. 6B) er ud over strygningen af den synlige lagdeling baseret på genkendelsen af den karakteristiske regressive lagserie i stadium III. Fordelingen af de pladeformede sidestensindeslutninger, som dominerer stadium II (Fig. 6A), har også været benyttet.

Et meget vigtigt træk for intrusionen er at mineralsammensætningerne bliver gradvist mere udviklede langs strygningen af lagdelingen fra nord mod syd i Hyllingen Serien (Wilson & Larsen 1982, 1985). På grænsen mellem stadium II og III ses en variation fra $Fo_{23}, An_{46}, Mg\#49$ til $Fo_{3}, An_{23}, Mg\#17$ over en afstand på omkring 7 km mod den sydlige grænse af intrusionen. På grænsen mellem stadium III og IV er variationen fra $Fo_{75}, An_{63}, Mg\#79$ til $Fo_{20}, An_{55}, Mg\#46$ (Wilson & Larsen 1985). Denne laterale variation mod mere udviklede sammensætninger ledsages af indtræden af apatit og senere zirkon som kumulusfaser. Det var første gang at en sådan systematisk lateral variation blev beskrevet for lagdelte intrusioner, og dette bevirkede en øget fokus på lignende tilfælde i andre lagdelte intrusioner samt fornyede den internationale debat omkring magmakammerprocesser

(Sparks 1985; Naslund & McBirney 1996). Betydningen af den laterale variation for dannelsesmekanismer for Fongen–Hyllingen Intrusionen diskuteres nedenfor.

Krystallisation af lagdelte intrusioner

En stor del af de processer der traditionelt anses for at føre til dannelsen af lagdelte magmatiske bjergarter er baseret på observationer fra Skaergaard Intrusionen i Østgrønland (Wager & Brown 1968). Skaergaard Intrusionen har kun været udsat for en ringe grad af deformation, og den oprindelige form af magmakammeret var tilnærmelsesvis cirkulær med en diameter på ca. 8 km og en tykkelse på ca. 4 km (Fig. 12). Smelten i magmakammeret menes at være tilført på én gang, og der er ikke tegn på udstrømning fra kammeret – det var et såkaldt lukket kammer. En del af magmaet er krystalliseret indad fra de stejle vægge ('Marginal Border Series') og ned fra kammerets loft ('Upper Border Series'), men størstedelen af intrusionen udgøres af 'Layered Series' som er krystalliseret opad fra kammerets gulv. Den lagdelte serie er karakteriseret ved at lag af homogen gabbro veksler med normalt graderede lag (med høj koncentration af mafiske faser ved basis og et gradvist øget indhold af plagioklas opad) med veldefinerede laggrænser (Fig. 13).

Den såkaldte kumulusteori for dannelsen af lagdelte intrusioner er baseret på antagelsen af at den største temperaturgradient findes ved loftet af magmakammeret, idet sidestenene er koldere her end fx ved bunden. Som følge af temperaturgradienten sker nukleationen af krystaller (dvs. dannelsen af krystalkim) ved loftet af magmakammeret (Fig. 12). Afkølingen gennem loftet af kammeret bidrager til dannelsen af en storskala konvektionsstrømning, idet det relativt kolde magma under loftet er tungere end det underliggende varme magma og derfor synker ned langs kammerets vægge. Krystaller dannet øverst i kammeret transporteres således til kammerets gulv, hvor de aflejredes og dannede homogen gabbro i den lagdelte serie (Fig. 13). Under transporten vil nogle af krystallerne sætte sig fast på kammerets loft og vægge og dermed danne 'Upper Border Series' og 'Marginal Border Series'. Væggene i Skaergaard Intrusionens magmakammer var stejle, og den inderste zone af ukonsoliderede vægkrystaller er med mellemrum blevet ustabil og er rutschet som en densitetsstrøm ned fra væggene og har spredt sig ud over kammerets gulv. Krystallerne i disse densitetsstrømme aflejredes som de graderede lag i

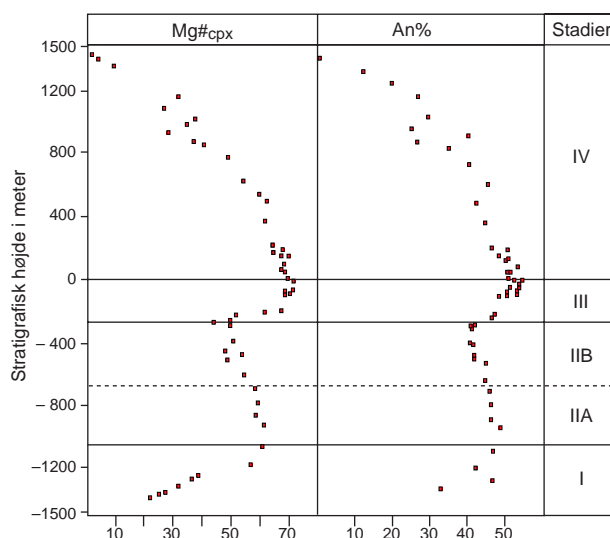


Fig. 11. Sammensætningsmæssig variation i profil IJ (Fig. 6) gennem Hyllingen Serien. Stratigrafisk tykkelse af udviklingsstadiene I–IV (med grænsen mellem Stadium III og Stadium IV som datumniveau); Mg# i klinopyroksen; An% i plagioklas. Modificeret efter fig. 4 i Wilson & Sørensen (1996).

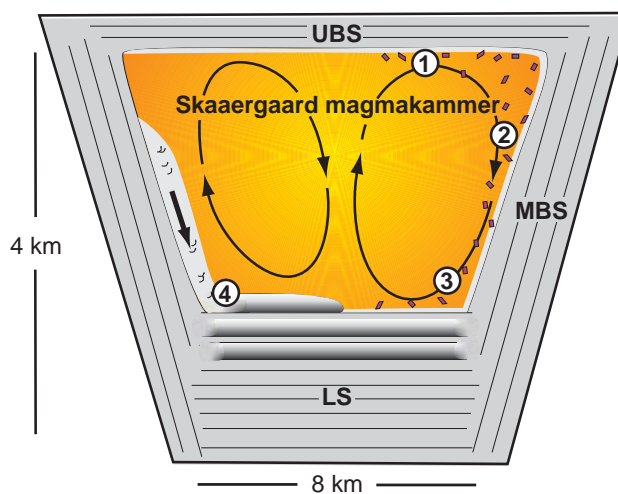


Fig. 12. Skitse af Skaergaard magmakammeret (bemærk kraftig overhøjning). UBS: Upper Border Series, MBS: Marginal Border Series og LS: Layered Series. Dannelsen af de homogene lag i LS er vist i højre side af figuren, med krystalnukleation ved loftet (1), transport via konvektionsstrømninger mod gulvet og afsætning af krystaller på kammerets stejle vægge (2) og ved kammerets gulv (3). Dannelsen af de graderede lag i LS er vist i venstre side af figuren. Lag af ukonsoliderede krystaller fra kammerets stejle vægge er her blevet ustabile og skrider ned for at spredes ud over kammerets gulv (4). Under aflejringen af krystallerne i sådanne densitetsstrømme vil krystallerne forskelle i massefylde medføre dannelse af graderede lag. Se tekst for detaljeret forklaring.



Fig. 13. Lagdeling i Skaergaard Intrusionen. Lag af homogen gabbro adskilles af graderede lag hvor bunden er rig på mafiske mineraler og toppen rig på plagioklas. Foto: C. Tegner.

'Layered Series' (Fig. 13). Wager & Brown (1968) vurderede at hastigheden af storskala konvektionsstrømningerne var ca. 2 m pr. dag, mens de periodiske densitetsstrømninger bevægede sig mere end 3000 m pr. dag.

Problemer med kumulusteorien

Kumulusteorien er dog problematisk på flere områder som det blev pointeret af Campbell (1978).

- 1) Lokal lagdeling er udviklet i både 'Upper Border Series' og 'Marginal Border Series' af Skaergaard Intrusionen. Denne lagdeling kan ikke forklares ved kumulusteorien.
- 2) Beregninger og eksperimenter har vist at massefylden af plagioklas var lavere end massefylden af smelten for hovedparten af det krystalliserende magmakammer. Plagioklas har derfor ikke kunnet synke og sedimentere som de mafiske faser.
- 3) Hastigheden hvormed en krystal synker gennem smelten styres af forskellen i massefylden mellem krystal og smelte, krystallens størrelse og form samt smeltens viskositet. Dette kan udtrykkes ved Stokes Lov, som gælder for en kugleformet partikel:

$$V = \frac{2gr^2(\Delta d)}{9\eta}$$

hvor V = sedimentationshastighed; g = tyngdeaccelerationen; r = radius; Δd = massefylden af partikel minus massefylden af smelten; η = smeltens viskositet.

Det er vigtigt at bemærke at partiklens størrelse

har en meget væsentlig betydning idet radius af partiklen indgår i anden potens. Dette medfører at store partikler synker betydeligt hurtigere end mindre partikler, og resultatet er lag med udpræget størrelsesgradering som det typisk ses i sedimentære aflejringer. Størrelsesgradering er imidlertid sjældent observeret i lagdelte intrusioner. Dette kan betyde at andre processer end gravitativt styret sedimentation har været ansvarlige for dannelsen af den synlige lagdeling.

- 4) Densitetsstrømninger som følge af ustabile krystalaflejringer på stejle vægge er en mulig forklaring på dannelsen af de normalgraderede lag i Skaergaard Intrusionens lagdelte serie idet kammerets gulv ikke har været mere end godt 8 km fra side til side. Teorien er imidlertid ikke anvendelig til at forklare dannelsen af graderede lag i intrusioner uden stejle vægge eller i de centrale dele af relativt store intrusioner, som det fx er beskrevet fra Kiglapait i Labrador (der er ca. 25 km bred; Morse 1969) eller Bushveld i Sydafrika (der er mindst 240 km bred; Eales & Cawthorn 1996).

Fongen–Hyllingen Intrusionens rolle i diskussionen om magmakammerprocesser

I diskussionen omkring dannelsen af lagdelte intrusioner er det i dag almindeligt accepteret at den synlige lagdeling repræsenterer krystallisationsfronten som i Fongen–Hyllingen Intrusionen har været parallel med magmakammerets gulv. Sammensætningen af de krystalliserede faser i fx gulvkumulerne afspejler sammensætningen samt temperaturen af den smelte hvorfra de er udkrystalliseret. Denne mineralkemiske sammensætning kan ikke observeres direkte i felten, men kortlægges den mineralkemiske variation kan der imidlertid afsløres en form for usynlig lagdeling, idet lagdelingen defineres af horisonter langs med hvilke bestemte mineraler har ens sammensætning (fx hvor olivin har Fo_{60} og plagioklas har An_{55}). Denne form for lagdeling kaldes kryptisk lagdeling.

Hvor et magma har undergået storskala konvektion er det sandsynligt at den synlige og den kryptiske lagdeling i de krystalliserede bjergarter er mere eller mindre parallelle trods transport af kumulusterminerale via periodisk aflejring fra densitetsstrømme. Dette er netop tilfældet for Skaergaard Intrusionen.

I Fongen–Hyllingen Intrusionen skærer den synlige og kryptiske lagdeling hinanden idet mineralsammensætningerne varierer systematisk langs strygningen af den synlige lagdeling i Hyllingen Serien som beskrevet tidligere og illustreret i Fig. 14A. Denne systematiske variation betyder at relativt primitive mineraler i centrale dele af intrusionen er krystalliseret på samme tid som mineraler med successivt mere udviklede sammensætninger mod den sydlige rand af intrusionen. Magma med forskellig sammensætning og temperaturer må derfor have været i kontakt med forskellige dele af magmakammerets gulv på samme tid (Fig. 14B). Det er usandsynligt at magmaet har været omrørt af storskala konvektion eller at krystalaflejringen har været domineret af strømningsaktivitet. Den logiske forklaring på udviklingen af dette systematisk diskordante forhold mellem synlig og kryptisk lagdeling i Hyllingen Serien er at krystallisationen er sket fra et zoneret magma langs et skrånende gulv (Fig. 14C).

Ud fra de mineralkemiske fingeraftryk er der, som tidligere nævnt, ingen tvivl om at magmatilførsel har spillet en stor rolle for udviklingen af Fongen–Hyllingen magmaet (Fig. 10). Store dele af den lagdelte serie udviser overvejende konstante sammensætninger eller sammensætninger, der bliver mere primitive opefter. Dette afspejler at magmatilførslen henholdsvis har været i balance med eller har udkonkurreret krystallisationsraten. Tilførsel af nyt relativt primitivt og tungt magma kan bidrage til udviklingen af en form for magmazonerung i kammeret (BOKS 4).

En sikker følge af magmatilførslen i Fongen–Hyllingen Intrusionen var ekspansion af magmakammeret. Således er kammeret udvidet opad og udad i en kile mod syd (Fig. 15). Da krystallisationsraten for magma i kontakt med gulvets margin er hurtigere end i den centrale del af kammeret vil magmakammergulvet (krystallisationsfronten) blive skålformet, og krystallisationsfronten på flankerne af kammeret vil hælde indad. Da magmazonerung er kontrolleret af smeltens massefylde, vil den kryptiske lagdeling være horisontal. Hvis magmakammergulvet ligeledes er horisontal vil krystallisationsfronten kun være i kontakt med den nederste magmazone (af relativt tung primitiv og varm smelte), og den kryptiske lagdeling vil blive konkordant med den synlige lagdeling. Hvis gulvet derimod har en hældning, vil den nederste magmazone med relativt primitiv smeltensammensætning krystallisere samtidig med mere udviklet smelte længere oppe ad skråningen. Forholdet mellem synlig og kryptisk lagdeling i Hyllingen Serien kan således forklare ved krystallisation af et zoneret magma langs et gulv der hælder ind mod kammerets centrale dele.

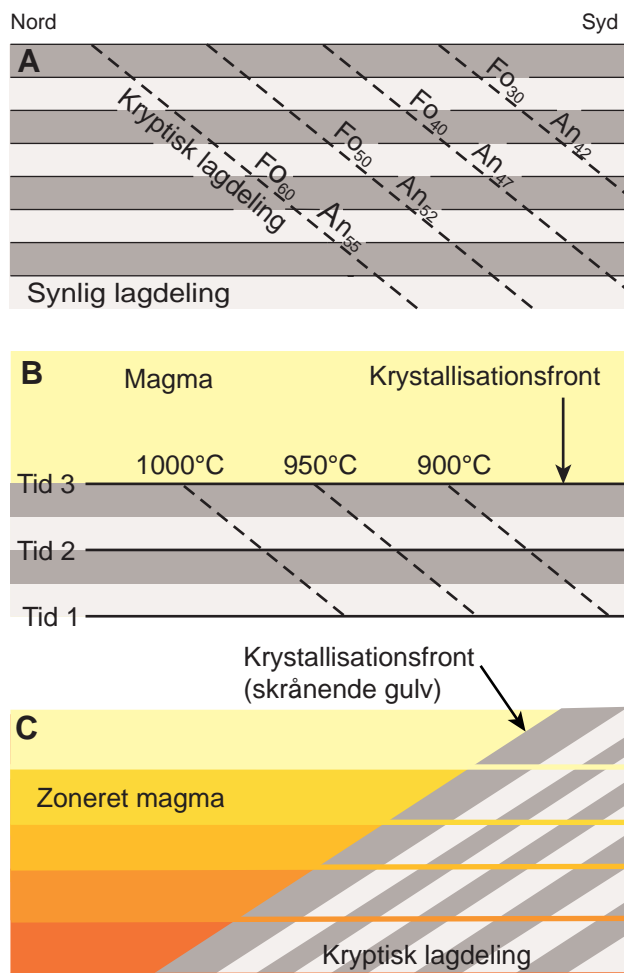


Fig. 14. A: Skematisk illustration af Hyllingen Seriens diskordante forhold mellem synlig og kryptisk lagdeling (stiplede linjer). Den kryptiske lagdeling er her illustreret ved konturer eller horisonter baseret på sammensætningen af olivin (Fo) og plagioklas (An).

B: De stiplede linjer definerer, som i A, den kryptiske lagdeling, horisonterne er blot her vist med deres krystallisationstemperaturer, som går på tværs af den synlige lagdeling – vurderet ud fra de mineralkemiske sammensætninger. Varmt, relativt primitivt magma har været i kontakt med gulvet til venstre (mod nord i den centrale del af intrusionen) samtidig med koldere og mere udviklet magma til højre (mod den sydlige grænse af intrusionen). Dannelsen af situationen i A, der involverer horisontal synlig lagdeling, kræver derfor samtidig krystallisation af magma med forskellige sammensætninger og temperaturer på magmakammerets gulv.

C: Krystallisation af et sammensætningsmæssigt zoneret magma langs et skrånende gulv. Den synlige lagdeling udvikles konkordant med krystallisationsfronten, mens kryptisk lagdeling udvikles stort set parallelt med den horisontale sammensætningsmæssige lagdeling i magmaet.

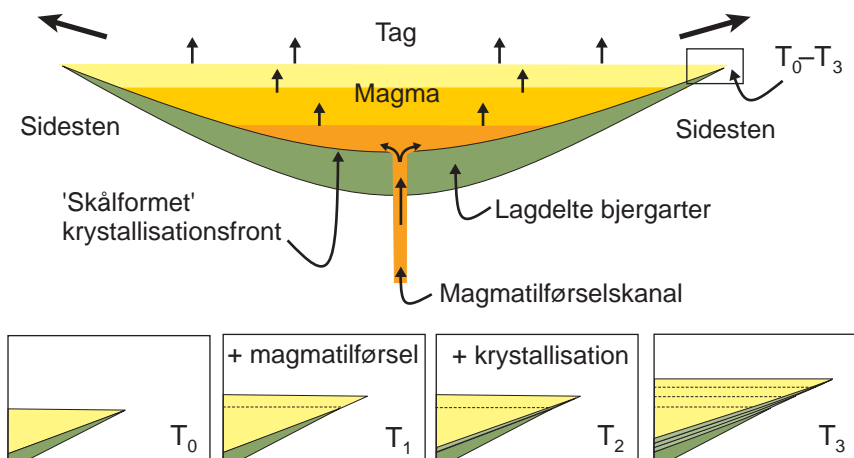


Fig. 15. Schematisk illustration af et zone-ret magmakammer og dannelsen af en skålformet krystallisationsfront under udvidelsen af kammeret opad og udad i kiler til hver side. T_0 til T_3 viser et forstørret udsnit af udviklingen og krystallisation i kilen til forskellig tid. Ved T_1 er der tilført nyt magma og kilerne udvidet. Ved T_2 er det nye magma begyndt at krystallisere langs den udvidede krystallisationsfront. Ved T_3 er kilerne udvidet efter yderligere to magmastrømninger. Krystallisationshastigheden for magma i kontakt med gulvets margin er hurtigere end i den centrale del af kammeret, og krystallisationsfronten på flankerne af kammeret vil hælde indad.

BOKS 3

Bjergartsnavne

Magmatiske bjergarter

De fleste lyse bjergartsdannende mineraler er felsiske. Ordet **felsisk** kommer fra *feldspat* og *silika*. Det vigtigste felsiske mineral her er plagioklas-feldspat; andre er kvarts og alkalifeldspat.

Mørke bjergartsdannende mineraler er mafiske. Ordet **mafisk** kommer fra *magnesium* og jern (kemisk symbol *Fe*). De vigtigste mafiske mineraler her er olivin, pyroksener, Ca-amfibol og jern-titan-oxider (magnetit og ilmenit).

Felsiske bjergarter har <65% mafiske mineraler.

Mafiske bjergarter har >65% mafiske mineraler.

Ultramafiske bjergarter har >90% mafiske mineraler.

Klassifikation af bjergarter tilhørende gabbrofamilien

Gabbro: bjergart bestående af plagioklas og klinopyroksen

Troktolit: bjergart bestående af plagioklas og olivin

Norit: bjergart bestående af plagioklas og orthopyroksen

} **Gabbrofamilien**

Gabbronorit: bjergart bestående af plagioklas, klinopyroksen og orthopyroksen

Olivingabbro: bjergart bestående af plagioklas, klinopyroksen og olivin

Disse indeholder plagioklas med en sammensætning $An_{>50}$ d.v.s. relativt primitive. Hvis plagioklas har en sammensætning $An_{<50}$ er bjergarten en diorit d.v.s. relativt udviklede.

Beslægtede bjergarter

Anorthosit: felsisk bjergart bestående af > 90 vol% plagioklas

Dunit: ultramafisk bjergart bestående af > 90 vol% olivin

Metamorfe bjergarter

Metamorfoserede ler-rige bjergarter kaldes for **metapelitter**. De indeholder Al-rige mineraler såsom biotit, andalusit, kyanit, sillimanit og granat.

Bjergarter som har været udsat for kontaktmetamorfose – de er blevet 'bagt' uden deformation – kaldes for **hornfels**.

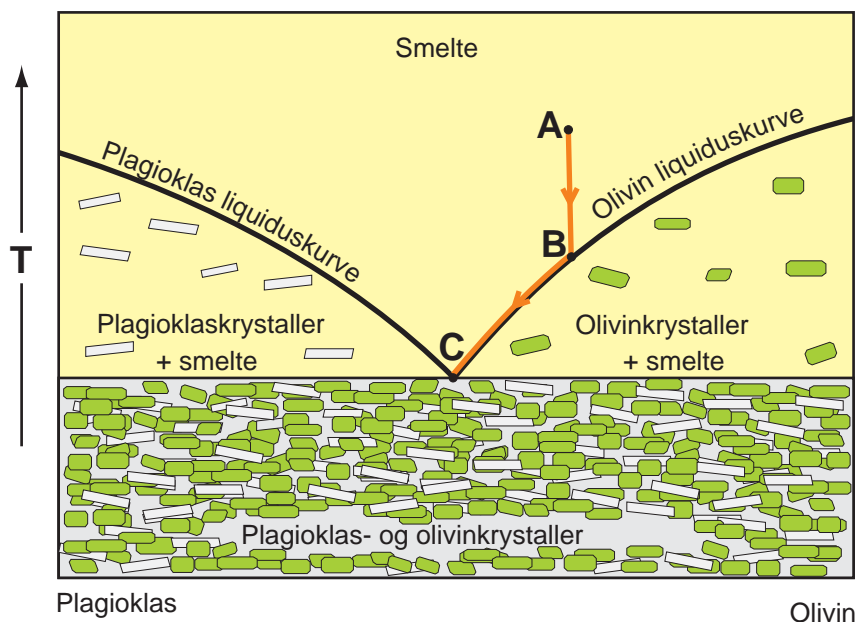


Fig. 16. Skematisk eutektisk fase-diagram for ligevægtskrystallisation af plagioklas og olivin med resulterende lagfølge af bjergarter (se tekst).

In situ krystallisation

Det diskordante forhold mellem synlig og kryptisk lagdeling i Hyllingen Serien viser at dannelsen af de lagdelte kumulater ikke har været styret af strømningsaktivitet. Det virker umiddelbart som om krystallerne i gulvkumulaterne er krystalliseret på gulvet af kammeret, der hvor de nu befinder sig. De er således ikke blevet transporteret til gulvet fra et andet sted i magmakammeret. En mekanisme der resultere i synlig lagdeling ved nukleation og vækst af krystallerne på magmakammergulvet kan illustreres i et diagram med sammensætning på x-aksen og temperatur på y-aksen (et fase-diagram).

Figur 16 viser et forenklet fase-diagram med to mineralfaser der er almindelige i lagdelte intrusioner: olivin og plagioklas. I diagrammet ligger basaltisk magma (fx ved A) til højre for det eutektiske punkt (C), der er den laveste smeltetemperatur. Dette betyder at olivin vil være det første mineral der krystalliserer, når den afkølede smelte A rammer liquiduskurven ved B. I takt med at olivin udfældes beriges smelten på plagioklas-komponenten, og smeltens sammensætning bevæger sig langs liquiduskurven mod det eutektiske punkt ved C. Da olivin er det eneste mineral der er krystalliseret, vil den bjergart der dannes fra B til C bestå af ren olivin og blive klassificeret som en dunit (BOKS 3). Når magmaet når det eutektiske punkt krystalliserer olivin sammen med plagioklas i et såkaldt eutektisk forhold ved en konstant temperatur, indtil magmaet er totalt størknet. Den bjergart der dannes ved C består af ca. 50 % plagioklas og 50 % olivin og klassificeres som en troktolit (et medlem af gabbrofamilien). De

bjergarter der dannes ved krystallisation ifølge fase-diagrammet vil således være dunit efterfulgt af troktolit (Fig. 16).

I lagdelte intrusioner ses ofte lyse plagioklasrige lag mellem mørkere lag med høj indhold af mafiske mineraler som fx olivin (Fig. 5A). Det simple eutektiske diagram i Fig. 16 kan ikke umiddelbart forklare dannelsen af bjergarter bestående af skiftevis plagioklas- og olivinrige lag. Eksperimenter har imidlertid vist at magmaer kræver en vis grad af underafkøling før krystaller begynder at nukleere, det vil sige at smeltens temperatur når ned under liquiduskurven, før krystallerne dannes (Maaløe 1978; Wilson & Holmboe 1995). Dette forhold kan på simpel vis forklare lagdelingen.

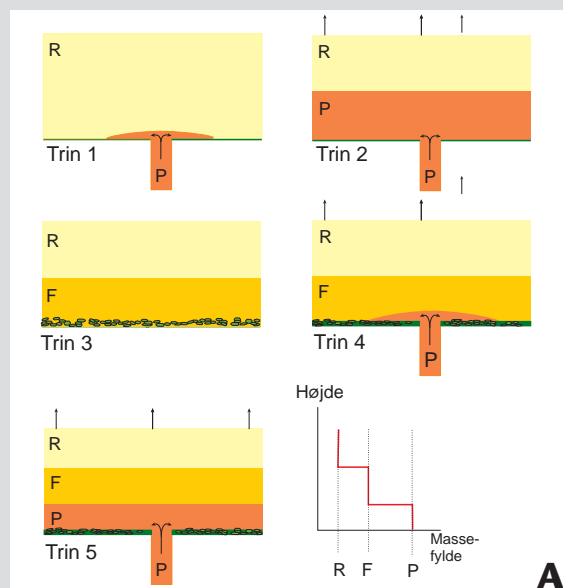
I Figur 17 ses et forstørret udsnit af området omkring det eutektiske punkt i plagioklas-olivin fase-diagrammet. Under liquiduskurverne ses en nukleationskurve for hvert mineral beliggende ved en underafkølingstemperatur, som bestemmes af det specifikke minerals evne til at nukleere. Silikatmineraler med en relativ simpel struktur (som fx olivin) danner krystalkim lettere end mineraler med en mere kompleks struktur (som fx plagioklas). Derfor er skæringspunktet mellem nukleationskurverne forskudt mod plagioklas under det eutektiske punkt C. Magma med en eutektisk sammensætning C vil danne olivin når smelten skærer nukleationskurven ved X. Olivinkrystaller begynder at vokse på bunden af kammeret og magmaet i nærheden forarmes på olivinkomponenterne. Krystallisationen i sig selv er en exoterm proces dvs. der frigives varme, og denne frigivne varme opretholder en situation med en konstant svagt underafkølet temperatur. Magma-

BOKS 4

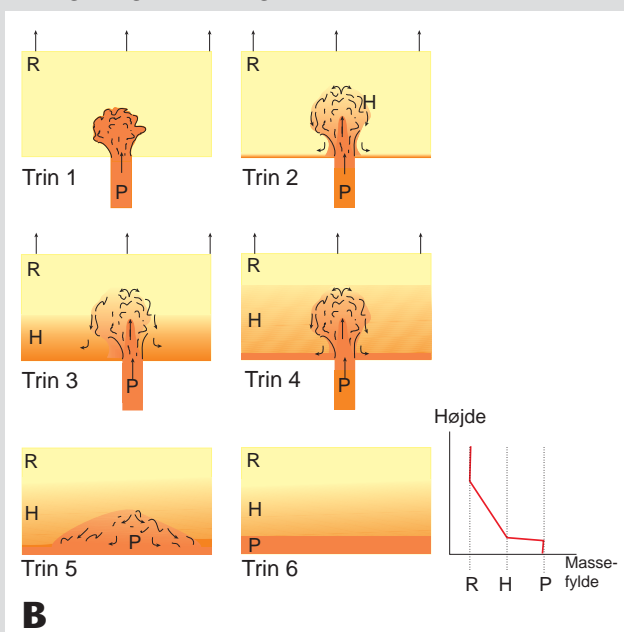
Dannelse af magmazoner

En af de vigtigste måder hvorpå magma kan blive zoneret, er ved gentagne indstrømninger i et magmakammer (Campbell 1996). Massefylden af magmaet ændres under krystallisationen. Olivin vil fx ofte være det første mineral, der udkrystalliserer fra et basaltisk magma. Fjernes (fraktioneres) olivin (som er et relativt tungt mineral) fra magmaet vil restsmelten have en mindre massefylde end den oprindelige smelte i kammeret.

Denne situation er søgt illustreret i **Figur A**: Fra **trin 1 til 2** tilføres en relativ primitiv smelte (**P**) til et magmakammer indeholdende en smelte (**R**), som har en mere udviklet sammensætning. Smelten **P** er tungere end smelten **R**, hvorfor **P** breder sig ud over gulvet af kammeret og løfter **R** op under kammerudvidelsen. Ved **trin 3** har smelten **P** ændret sammensætning til **F** som følge af fraktioneret krystallisation. Ved **trin 4** tilføres igen primitiv smelte med sammensætningen **P**. Da den fraktionerede smelte **F** er lettere end **P**, vil denne nye smelte igen brede sig ud under og løfte den overliggende mere udviklede og køligere restsmelte, hvorved der dannes et zoneret magma med tre individuelle lag (**trin 5**). Smeltens udvikling i massefylde med stratigrafisk højde er vist til højre for trin 5. Processen kan gentages mange gange under forskellige stadier af krystallisationen og danne mere komplekse situationer.

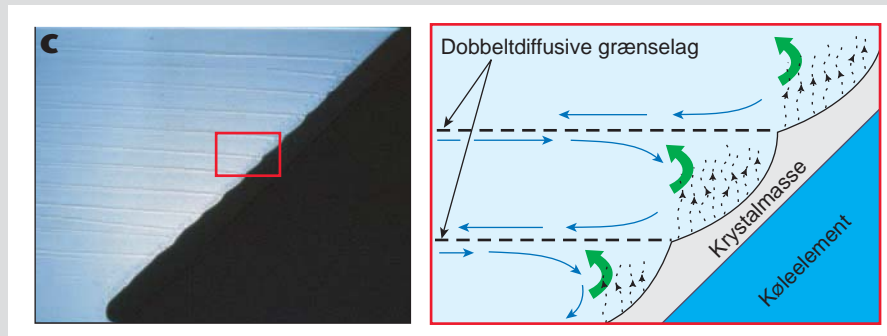


Måden hvorpå magmaet tilføres kammeret er vigtig. Tilførsel af tungt magma i en kraftig "stråle" eller 'fontæne' vil muligvis resultere i en betydelig opblanding med smelte længere oppe i kammeret. Denne forholdsvist tunge blandingssmelte vil herefter synke og spredes ud lateralt i et niveau, hvor massefylden er i ligevægt med omgivelserne.



Denne situation er søgt illustreret i **Figur B**: Fra **trin 1 til 3** opblandes den tilførte smelte **P** med smelten i kammeret (**R**) og der dannes en blandingssmelte (**H**). Fontænenes højde afhænger i høj grad af kontrasten i massefylde mellem den tilførte smelte (**P**) og den smelte, hvori **P** injiceres (**R**). Ved **trin 4** er niveauet for grænsefladen mellem **R** og **H** nået til toppen af fontænen. Kontrasten mellem **P** og **H** er mindre end mellem **P** og **R**, hvorfor fontænen herefter ikke vil være så høj som før. Ved **trin 5** er intensiteten af magmatilførslen faldet og fontænen kollapsede. Den primitive smelte **P** breder sig ud under og løfter **H** uden at opblandes med denne. Den resulterende magmazonerung ses ved **trin 6**, sammen med smeltens udvikling i massefylde med stratigrafisk højde. Massefylden af blandingsslaget er her illustreret som gradvis, men sammensætningen afhænger selvfølgelig af graden af opblanding inden for laget.

Tilstedeværelsen af et zoneret magma udelukker storskala konvektion i kammeret. Zonerings skyldes forskelle i massefylden, som styres af en kombination af temperatur og sammensætning. Zoneret magma nær gulvet af kammeret vil være relativt primitivt og varmt, mens magmaet nær loftet vil være relativt udviklet og koldt. Den termiske effekt (stigende massefylde med faldende temperatur) er imidlertid mindre end den modsatte sammensætningsmæssige effekt. Massefylden af et magma er i højere grad styret af sammensætningen end af temperaturen hvilket kan illustreres ved eksemplet med et smeltende isbjerg i havvand. Vand produceret af det smeltende isbjerg er koldt men ikke salt. Selv om det er koldere end det underliggende havvand, er det lettere på grund af den sammensætningsmæssige effekt af saltet i havvandet. Der kan udvikles en hel serie af springlag hvor koldt, relativt fersk vand ligger over varmere, men mere saltholdigt vand.



Figur C viser en situation fra et laboratorie-eksperiment med en massefyldegraderet vandig opløsning (af natriumkarbonat) der afkøles af et køleelement. Som følge af afkølingen vil salte krystallisere på kølelementet. Væsken i de enkelte krystallers umiddelbare nærhed vil blive forarmet i saltkomponenterne og stige op til den når et niveau, hvor den igen er i ligevægt med omgivelserne (grønne pile). Afkølingen vil i sig selv drive en termisk konvektion inden for de enkelte springlag, idet afkølet væske vil synke nærmest kølelementet (blå pile). Den termiske effekt er således modsat den sammensætningsmæssige effekt. Men da væskens massefylde domineres af den sammensætningsmæssige effekt, opstår der en lagdeling, hvor de enkelte lag er adskilte af et skarpt grænselag. Salt og varme kan diffundere hen over grænselaget med forskellige hastigheder hvorfor denne type lagdeling i en smelte kaldes dobbeltdiffusiv lagdeling (Huppert & Turner 1981, Huppert *et al.* 1987). Med tiden vil denne diffusion over grænselaget betyde at massefylden mellem nabolagene udlignes, hvorefter lagene vil blandes.

Der findes tydelige indikationer på tilstedeværelsen af zonerings i magmakamre, men det er mindre sikkert, om magmaet har udviklet dobbeltdiffusive lag. Sammensætningsgradienter i magmaer kunne muligvis være mere gradvise end trappeformede. Bemærk, at situationen i Figur C ligner den skitseret i Figur 14C.

sammensætningen i dette område vil derfor bevæge sig væk fra olivin (fra X mod Y) ved konstant temperatur og nærme sig nukleationskurven for plagioklas. Når sammensætningen af magmaet når Y, vil plagioklaskrystalkim dannes og vokse. Dette vil føre den lokale magmasammensætning tilbage mod X. Gentagelsen af denne proces giver en følge af bjergarter, der skiftevis er rig på henholdsvis olivin og plagioklas.

Da olivin har en relativ simpel krystalstruktur dannes der mange olivinkorn så snart magmasammensætningen når nukleationskurven, og der opstår således en brat overgang fra et plagioklasrigt lag til

et olivinrigt lag. Plagioklas, som har en mere kompleks krystalstruktur, kræver en større grad af underafkøling ($\Delta T_{Pl} > \Delta T_{Ol}$) for at nukleere, og overgangen til en plagioklasrig bjergart er gradvis. Således kan graderede lag som i Figur 13 dannes på grund af mineralernes indbyrdes nukleationsforhold og ikke på grund af deres massefylde.

Denne lagdannende mekanisme kaldes *in situ* krystallisation og er efterhånden blevet mere accepteret blandt forskere af lagdelte intrusioner (flere artikler i Cawthorn 1996). Det faktum at de fleste forekomster af synlig lagdeling skal tilskrives *in situ* krystal-

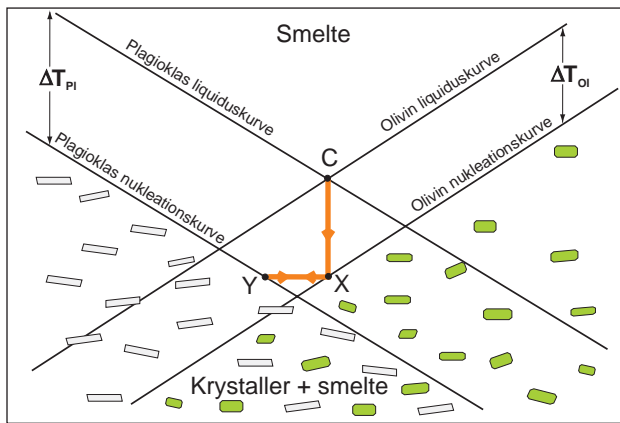


Fig. 17. Krystallisation af plagioklas og olivin i et overmættet og underafkølet eutektisk system (se tekst). Efter Maaløe (1987).

lisation udelukker ikke al strømningsaktivitet i magmakamre. Tilstedeværelsen af diskordante erosionsflader (Fig. 8D) og truglignende strukturer (Fig. 8C), som til forveksling ligner tilsvarende strukturer i sedimentære bjergarter, er svære at forklare uden at involvere periodisk strømningsaktivitet i magmakammeret. Løst konsoliderede krystaller på et skrånende gulv kan meget vel blive ustabile (evt. som følge af jordskælv) og danne periodiske densitetsstrømme. Xenolitter eller indeslutninger af sidesten som synker gennem magmaet fra loftet og kolliderer med gulvet kan ligeledes medføre lokal ustabilitet. De seneste studier af den synlige lagdeling i Fongenområdet (Josephsen 2003) støtter hypotesen om *in situ* krystallisation som den dominerende lagdannende mekanisme i Fongen–Hyllingen Intrusionen.

Udviklingen af Fongen–Hyllingen magmakammeret

Fongen–Hyllingen magmakammerets udvikling er vist skematisk i Figur 18. Magmaet intruderede oprindeligt i Fongenområdet nær grænsen mellem metapelitiske og metabasaltiske sidesten (Fig. 18A). Den forholdsvis konstante mineralsammensætning i den nedre del af Fongen Serien (Fig. 10) antyder at krystallisationen fandt sted samtidig med magmatilstrømning. Udvidelse af kammeret foregik delvist ved løft af taget, men magma infiltrerede også loftet gennem sprækker i form af dykes og sills. I dette stadium af Fongen–Hyllingen kammerets udvikling bestod loftzonen af et netværk af metabasaltisk hornfels og magma. Den metapelitiske sidesten blev delvist opsmeltet. Krystallisationsfronten bevægede sig opad og omslutede loftzonens oprindelige bjergarter

således at der blev dannet et tredimensionalt netværk af hovedsageligt metabasaltiske sidestensbjergarter (Fig. 18B). Nogle fragmenter af loftsbjergarter løsrev sig og sank ned gennem magmaet og dannede derved nedslagsstrukturer i de delvist konsoliderede gulkumulater. Tilførslen af tungt, primitivt magma nederst i kammeret og akkumulering af udviklede smelter fra den delvise opsmeltning af metapelit i loftzonen, førte til at magmaet i kammeret blev sammensætningsmæssigt zoneret.

Vedvarende tilførsel af nyt magma medførte at magmakammeret ekspanderede i en kileform mod syd, og krystallisation af Hyllingen Serien (HS) begyndte langs det skrånende gulv i kilen (Fig. 18C). Stadium I i Hyllingen Serien omfatter en regressiv sekvens (Fig. 11) som netop afspejler krystallisation af et zoneret magma langs et skrånende gulv under magmakammerudvidelse. HS-I blev således dannet langs randen af det fremtrædende kileformede kammer, på samme tid som HS-II blev dannet ved krystallisationsfronten væk fra randen af det fremtrædende kileformede kammer. Krystallisationen af zoneret magma langs et skrånende gulv resulterede i Fongen–Hyllingen Intrusionens mest karakteristiske træk – det diskordante forhold mellem den synlige og den kryptiske lagdeling. Under stadium HS-IIA var krystallisationshastigheden stort set i ligevægt med den mængde magma der blev tilført kammeret, hvilket har forårsaget en næsten konstant mineralsammensætning med stratigrafisk højde (Fig. 11). Magmatilførslen blev herefter mindre eller standse helt, og HS-IIB's lagdelte kumulater blev herved dannet.

Stadium III blev nu udviklet under en ny periode af kontinuerlig magmatilførsel hvilket medførte yderligere udvidelse af kammeret (Fig. 18D). Krystallisation af zoneret magma langs et skrånende gulv under kontinuerligt magmatilførsel resulterede i et gradvist sammensætningsmæssigt omslag i de lagdelte kumulater (Fig. 11). Kumulaterne, der blev dannet ved slutningen af stadium III, er de mest primitive bjergarter i hele den lagdelte serie.

I løbet af stadium IV krystalliserede det resterende zonerede magma i kammeret fra et forholdsvis lukket system (Fig. 18D–E). Der var dog flere mindre tilførsler af primitivt magma til kammeret i løbet af stadium IV. Disse tilførsler var årsagen til dannelsen af lateralt kontinuerte olivinrige enheder i Rutenområdet (Fig. 8B) der blev dannet som resultat af lokal magmablanding (Meyer & Wilson 1999). Fraværet af tydelige regressiv sekvenser i den sydlige del af området (Fig. 11) demonstrerer at disse mindre tilstrømninger ikke havde nogen stor betydning i denne del af magmakammeret. Da de mest udviklede bjergarter ved toppen af den lagdelte serie er i kontakt

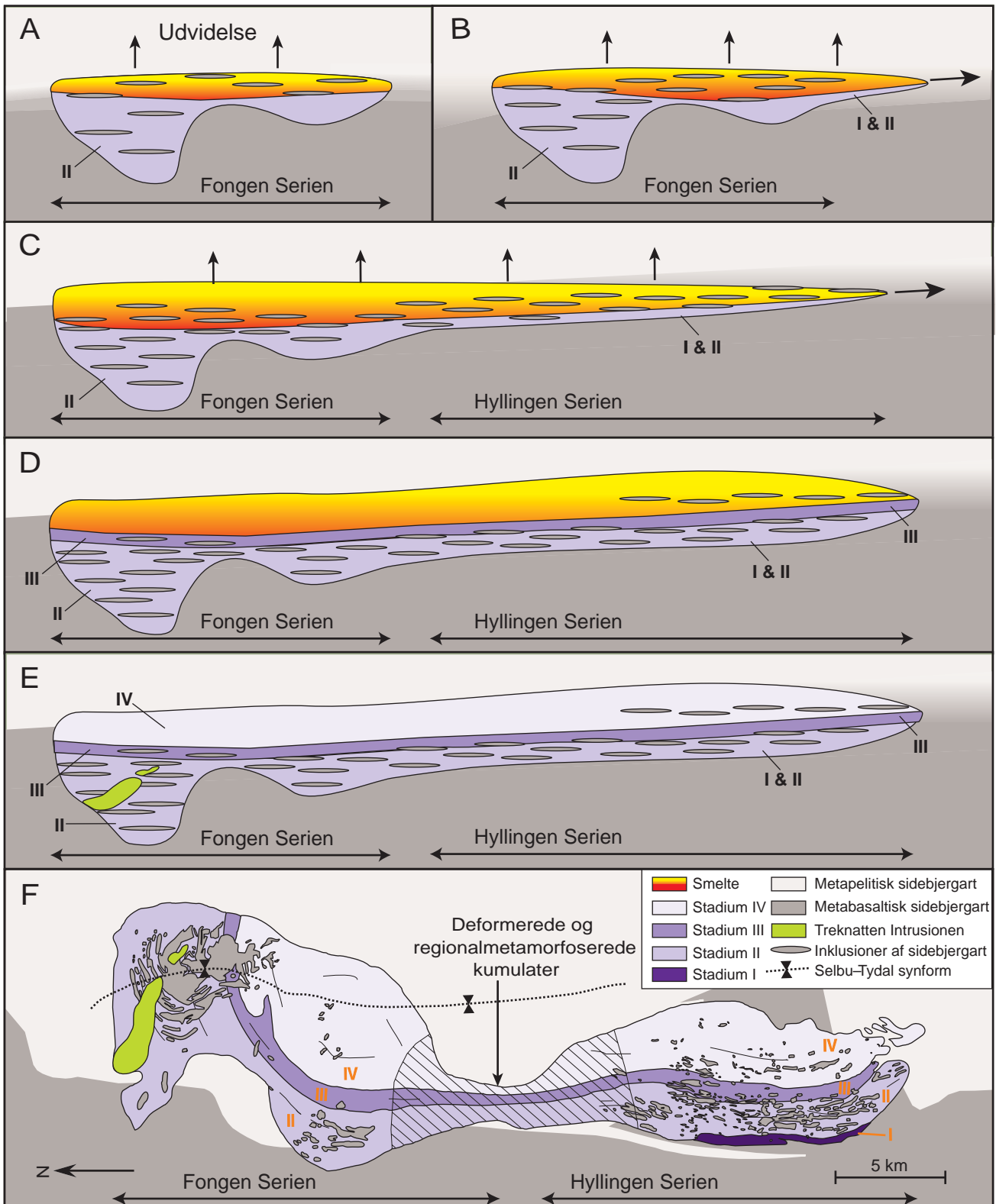


Fig. 18. A–E. Udvikling af Fongen–Hyllingen magmakammeret. Treknatten Intrusionen blev dannet under trin E. F: Fongen–Hyllingen Intrusionens form efter deformation. Se tekst for uddybende forklaring.

med sidestensamfibolitterne ved loftet kan det fastslås at krystallisation ikke fandt sted fra loftet og nedefter, men kun fra gulvet og opefter.

Primitiv basaltisk magma (Treknatten Intrusionen) intruderede senere den nedre del af den lagdelte serie i det nordlige Fongenområdet (Fig. 6A, 18E; Knudsen 1990; Sørensen 1990, 1994; Sørensen & Wilson 1996). Krystallisation af både Fongen–Hyllingen Intrusionen og Treknatten Intrusionen blev efterfulgt af regional deformation og amfibolitfacies metamorfose. Størstedelen af Fongen–Hyllingen Intrusionen opførte sig som et modstandsdygtigt legeme overfor den gennemgående deformation. Dog undergik den centrale del af komplekset en omfattende deformation og metamorfose og er tilsyneladende blevet smallere (Fig. 18F). Folierede amfibolitter blev dannet i lokale shearzoner, og amfibolitfacies mineralselskaber blev dannet i forbindelse med hydrering langs sprækker og mindre forkastninger. Området blev herefter foldet i en række antiformer og synformer med nord–sydgående foldeakser. Ombøjningszonen i Selbu–Tydal synformen dykker mod syd og går igennem Fongen Serien der er blevet foldet i en blød synklinal (Fig. 6). Beliggenheden af Hyllingen Serien vest for foldeaksen har resulteret i en konstant østlig hældning af lagdelingen i dette område. Effekten af foldningen har blotlagt både gulv og loft af magmakammeret og har gjort det muligt at studere laterale variationer i de lagdelte kumulater langs en strygningslængde på ca. 40 km.

Tak

Forskningsresultaterne præsenteret her er et resultat af mange års udbytterigt samarbejde mellem J. Richard Wilson og en lang række speciale- og Ph.D.-studenter som alle er nævnt i artiklen. Igennem de over 30 år har J. Richard Wilson modtaget hjælp, råd, kritik og støtte fra mange personer, og det vil være for omfattende at nævne hver enkelt her. Der skal dog rettes en speciel tak til følgende (nævnt i alfabetisk rækkefølge): Lissie Jans, Odd Nilsen, Niels Østerby Olesen, Steve Sparks og Brian Robins. Manuskriptet er blevet forbedret efter ændringsforslag fra Lotte Melchior Larsen, Svend Pedersen og Martin Sønderholm. Undersøgelserne af Fongen–Hyllingen Intrusionen har kun været mulige på grund af finansiel støtte fra først Carlsbergfondet og senere fra Statens Naturvidenskabelige Forskningsråd.

Referencer

- Campbell, I.H. 1978: Some problems with the cumulus theory. *Lithos* 11, 311–323.
- Campbell, I.H. 1996: Fluid dynamic processes in basaltic magma chambers. In: Cawthorn, R.G. (ed.): *Layered Intrusions*, 45–76. Amsterdam: Elsevier.
- Carstens, C.W. 1920: Oversigt over Trondheimfeltets bergbygning. *Det Kongelige Norske Videnskabers Selskabs Skrifter* 1, 99–103.
- Cawthorn, R.G. (ed.) 1996: *Layered Intrusions*, 531 pp. Amsterdam: Elsevier Science.
- Eales, H.V. & Cawthorn, R.G. 1996: The Bushveld Complex. In: Cawthorn, R.G. (ed.): *Layered Intrusions*, 181–230. Amsterdam: Elsevier.
- Engell-Sørensen, O. 1985: Grænsere relationer omkring den sydlige del (Hyllingen) af Fongen–Hyllingen mafiske kompleks, Norge, 120 pp. Cand. scient afhandling, Aarhus Universitet.
- Esbensen, K.H. 1978: Det synorogene, stratiforme gabbrokompleks, Fongen–Hyllingen Intrusionen, Sør-Trøndelag, Norge, sydlige skandinaviske Kaledonider: Magmatisk petrologi og geokemi, 292 pp. Cand. scient afhandling, Aarhus Universitet.
- Gee, D.G. 1975a: A geotraverse through the Scandinavian Caledonides – Østersund to Trondheim. *Sveriges Geologiska Undersökning Series C*, 66 pp.
- Gee, D.G. 1975b: A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science* 275A, 468–515.
- Grenne, T., Ihlen, P.M. & Vokes, F.M. 1999: Scandinavian Caledonide Metallogeny in a plate tectonic perspective. *Mineralium Deposita* 34, 422–471. Springer.
- Habekost, E.M. 1987: En petrologisk undersøgelse af metabasaltiske indeslutninger i Hyllingen Serien, den sydlige del af det lagdelte mafiske Fongen–Hyllingen Kompleks, Sør-Trøndelag, Norge, 153 pp. Cand. scient afhandling, Aarhus Universitet.
- Habekost, E.M. & Wilson, J.R. 1989: Raft-like metabasaltic inclusions in the Fongen–Hyllingen layered intrusive complex, Norway, and their implication for magma chamber evolution. *Journal of Petrology* 30, 1415–1441.
- Holm, D.H. 2003: Teksturelle variationer i en stor kontakt-metamorfoseret metabasaltisk inklusion (Summit Inklusionen) i Fongen–Hyllingen Intrusionen, Norge, 136 pp. Cand. scient. afhandling, Aarhus Universitet.
- Homan, C.H. 1890: Selbu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Selbus omraade. *Norges Geologiske Undersøgelse* 2, 39 pp.
- Huppert, H.E. & Turner, J.S. 1981: Double-diffusive convection. *Journal of Fluid Mechanics* 106, 299–329.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., Wilson, J.R., Hallworth, M.A. & Leitch, A.M. 1987: Laboratory experiments with aqueous solutions modelling magma chamber processes II. Cooling and crystallisation along inclined planes. In: Parsons, I. (ed.): *Origins of Igneous Layering*, 539–568. Dordrecht: Reidel Publishing Company.
- Hyndman, D.W. 1972: *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*, 533 pp. New York: McGraw-Hill Inc.
- Hørbye, J.C. 1861: Notitser om Thydal. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne* 11, 220–225.
- Irvine, T.N. 1980: Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intru-

- sions. In: Hargraves, R.B. (ed.): *Physics of Magmatic Processes*, 325–384. Princeton, NJ: Princeton University Press.
- Irvine, T.N., Keith, D.W. & Todd, S.G., 1983: The J–M platinum–palladium reef of the Stillwater complex, Montana. *United States Geological Survey Professional Paper* 358, 106 pp.
- Jakobsen, N.N. 1985: Petrologien i to udvalgte områder i den sydlige dal af Hyllingen Serien, Sør-Trøndelag, Norge, 87 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Josephsen, K. 2003: Magmakammerprocesser i Fongen–Hyllingen Intrusionen, Norge. Et detaljestudie af modal lagdeling, 108 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Kisch, H.J. 1962: Petrographical and geological investigations in the southwestern Tydal Region, Sør-Trøndelag, Norway, 136 pp. *Academisch Proefschrift*. University of Amsterdam, The Netherlands.
- Knudsen, L.G. 1990: Petrologien af den nordvestlige del af Fongen–Hyllingen Komplekset, Sør-Trøndelag, Norge: Treknatten området, 137 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Kock-Hansen, K. 1997: En petrologisk undersøgelse af en lagdelt olivinrig enhed i Bierbekeområdet i Fongen–Hyllingen Intrusionen, Sør-Trøndelag, Norge, 117 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Larsen, S.B. 1982: Petrologien af den sydlige del af Fongen–Hyllingen Komplekset, Hyllingen Serien, Sør-Trøndelag, Norge, 181 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Lee, C.A. 1981: Post-depositional structures in the Bushveld Complex mafic sequence. *Journal of the Geological Society (London)* 138, 327–324.
- Maaløe, S. 1978: The origin of igneous layering. *Mineralogical Magazine* 42, 533–564.
- McBirney, A.R. & Noyes, R.M. 1979: Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* 20, 487–544.
- Martin, D., Griffiths, R.W. & Campbell, I.H. 1987: Compositional and thermal convection in magma chambers. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 96, 465–475.
- Meyer, G.B. 1994: Lagdelte olivinrige enheder i Rutenområdet i Fongen–Hyllingen Intrusionen, Sør-Trøndelag, Norge, 130 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Meyer, G.B. 1999: Magmatic processes in two gabbroic complexes in the Central Scandinavian Caledonides, 127 pp. *Ph.D. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Meyer, G.B. & Wilson, J.R. 1999: Olivine-rich units in the Fongen–Hyllingen Intrusion, Norway: implications for magma chamber processes. *Lithos* 47, 157–179.
- Möhl, H. 1877: Die Eruptivesteine Norwegens, mikroskopisch untersucht. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne* 23, 17–34.
- Morse, S.A. 1969: The Kiglapait layered intrusion, Labrador. *Geological Society of America Memoir* 12, 146 pp.
- Naslund, H.R. & McBirney, A.R. 1996: Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G. (ed.): *Layered Intrusions*, 1–43. Amsterdam: Elsevier.
- Nielsen, K.Aa. 1991: En petrologisk og mineralkemisk undersøgelse af området omkring Tronshatten, Fongen–Hyllingen Komplekset, Norge, 109 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Nilsen, O. 1973: Petrology of the Hyllingen gabbro complex, Sør-Trøndelag, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 53, 213–232.
- Olesen, N.Ø. 1974: Geological map of the Heggset area, the Trondheim region, University of Leiden, Leiden, The Netherlands.
- Olesen, N.Ø., Hansen, E.S., Kristensen & Thyrsted, T. 1973: A preliminary account on the geology of the Selbu–Tydal area, Trondheim region, Central Norwegian Caledonides. *Leidse Geologische Mededelingen* 49, 259–276.
- Paasch, B. 1991: Petrologien af den nordlige del af Fongen–Hyllingen komplekset, Norge: området nordøst for Fongen, 98 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Parsons, I. (ed.) 1987: *Origins of Igneous Layering*, 666 pp. NATO Advanced Science Institute Series C: Mathematical and Physical Science 196. Dordrecht: Reidel Publishing Company.
- Robins, B. & Gardner, P.M. 1974: Synorogenic layered basic intrusions in the Seiland petrographic province, Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin* 312, 91–130.
- Roberts, D. & Gee, D.G. (1985): An introduction to the structures of the Scandinavian Caledonides. In: Gee, D.G. & Sturt, B.A., (ed.): *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas* 1, 55–68. Chichester, Wiley.
- Sparks, R.S.J. 1985: Discordance in layered intrusions. *Nature* 315, 460.
- Svane, J.O. 1983: Geologien i Melshogna–Skaftet området. Den centrale del af Fongen–Hyllingen Komplekset, Tydal, Sør-Trøndelag, Norge, 125 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Sørensen, H.S. 1990: En petrologisk og mineralkemisk undersøgelse af området nord for Fongskaftet, Fongen–Hyllingen komplekset, Norge, 115 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Sørensen, H.S. 1994: Magmakammerprocesser belyst ved et studie af Fongen–Hyllingen komplekset, Trondheim regionen, Norge, 170 pp. *Ph.D. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Sørensen H.S. & Wilson J.R. 1996: Petrology of the Treknatten intrusion in the Fongen–Hyllingen complex, Trondheim region, Norway: a late intrusion into an evolved layered complex. *Lithos* 38, 109–127.
- Thayssen, F. 1998: En petrologisk og mineralkemisk undersøgelse af metamorfe bjergarter i den sydlige del af Fongen–Hyllingen Intrusionen, Norge, 110 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Thjømøe, P.A. 1995: En geologisk undersøgelse af mafiske gange, ved Ramfjellet–Tofjellet området, Trondheim regionen, Norge, 108 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Thy, P. 1977: En petrografisk og geokemisk undersøgelse af den centrale del (Ruten) af Fongen–Hyllingen gabbro komplekset, Tydal, Sør-Trøndelag, Norge, 193 pp. *Cand. scient. afhandling*, Aarhus Universitet.
- Thy, P. & Wilson, J.R. 1980: Primary igneous load-cast deformation structures in the Fongen–Hyllingen Complex, Trondheim region, Norway. *Geological Magazine* 117, 363–371.
- Törnebohm, A.E. 1896: Grunddragen af det centrala Skandinavians bergbyggnad. *Kongliga Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar* 28(5), 212 pp.
- Vogt, J.H.L. 1889: Om fund af Dictyonema og Stinkkalk i Alunskifer. *Foredrag* 16. nov 1888. *Forhandlinger i videnskabs-selskabet i Christiania for 1888. Oversigt over møder*, 12.
- Wadsworth, W.J. 1982: The basic plutons. In: Sutherland, D., (ed.): *Igneous Rocks of the British Isles*, 135–148. London: John Wiley.

- Wager, L.R. & Brown, G.M. 1968: Layered Igneous Rocks, 587 pp. Edinburgh: Oliver & Boyd.
- Wilson, J.R. 1985: The synorogenic Fongen–Hyllingen layered basic complex, Trondheim region, Norway. In: Gee D.G & Sturt B.A. (eds.) *The Caledonide Orogen in Scandinavia and related areas*, 717–724, Chichester: Wiley.
- Wilson, J.R. & Holmboe, A.S. 1995. Hvor vokser krystaller i et magmakammer? *Varv* 3, 67– 81.
- Wilson, J.R. & Larsen, S.B. 1982: Discordant layering relations in the Fongen–Hyllingen basic intrusion. *Nature* 299, 625–626.
- Wilson, J.R. & Larsen, S.B. 1985: Two dimensional study of a layered intrusion: the Hyllingen Series, Norway. *Geological Magazine* 122, 97–121.
- Wilson, J.R. & Olesen, N.Ø. 1975: The form of the Fongen–Hyllingen gabbro complex, Trondheim region, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 55, 423–439.
- Wilson, J.R. & Pedersen, S. 1982: The age of the synorogenic Fongen–Hyllingen Complex, Trondheim region, Norway. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 103, 429–435.
- Wilson, J.R. & Sørensen, H.S. 1996: The Fongen–Hyllingen layered intrusive complex, Norway. In Cawthorn, R.G. (ed.): *Layered Intrusions*, 303–329. Amsterdam: Elsevier.
- Wilson, J.R. & Thy, p. 1981. Magmatiske sedimentstrukturer. *Varv* 3, 77–82.
- Wilson, J.R., Hansen, B. & Pedersen, S. 1983: Zircon U–Pb evidence for the age of the Fongen–Hyllingen Complex, Trondheim region, Norway. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 105, 68–70.
- Wolff, F.C. & Roberts, D. 1980: Geology of the Trondheim region. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin* 356, 117–167.