

Jordas struktur, mineralogi og dynamikk

Reidar G. Trønnes og Trond H. Torsvik

Reidar G. Trønnes

Ph.D., Univ. Western Ontario, 1985. Stillinger ved NTH, NTNU, NGU, Nord.Vulkanol. Inst., Univ. Alberta og Univ. Oslo. Professor ved Naturhistorisk museum, UiO fra 2009. Forskning: eksperimentell mineralogi og geokjemi rettet mot planetær utvikling og dynamikk.

Trond H. Torsvik

Dr. Philos., Univ. Bergen, 1985. Odd Hassel Fellowship, Fridtjof Nansen Young Scientist Award, EGU Outstanding Young Scientist Award, ERC Advanced Grant, Andre Dumont Medalist, Honorary Professor, Witwatersrand Univ. Elected fellowships: Roy. Norw. Soc. Arts Lett., Norw. Acad. Sci. Lett., Amer. Geophys. Union, Acad. Europaea, Roy. Danish Acad. Sci. Lett. Stillinger ved UiB, Univ. Oxford, NGU, NTNU, Univ. Michigan, Univ. Lund. Professor ved Inst. for Geofag og Centre for Physics of Geological Processes, UiO fra 2009. Gruppeleder ved Senter for Grunnforskning, DNVA, 2010–11. Forskning: paleomagnetisme, paleogeografiske rekonstruksjoner, planetær utvikling og dynamikk.

Jordas indre massetransport og de ytre platebevegelsene med jordskjelv og vulkanisme er resultater av indre energiomsetning og varmetransport mot overflaten. Selv om platetektonikken på Jorda i dag er enestående i Solsystemet vårt, har alle stjerner og planeter indre energiomsetning og varmetransport som bestemmer deres dynamikk og utvikling.

Figur 1 viser Jordas indre struktur og mineralsammensetning. Denne kunnskapen er utledet fra målinger av svingningene som hele Jorda blir utsatt for etter store jordskjelv, registreringer av hastighetene til ulike jordskjelvbølger som forplanter seg gjennom det indre, og fra høytrykks-eksperimenter for å fastlegge de stabile mineralene ved ulike dyp (og trykk). Bølgéhastighetene øker parallelt med tettheten innover i mantelen (Figur 1). Skjærbølgene (S-bølgene) kan bare forplante seg gjennom fast stoff og eksisterer derfor ikke i den flytende kjernen. Overgangen fra fast stein nederst i mantelen til flytende jern i den ytre kjernen ledsages også av en sterk reduksjon i P-bølgéhastigheten.

Hastighetssprangene ved 410 km og 660 km dyp, avgrensner overgangssonen mellom øvre og nedre mantel. I den øverste delen av mantelen, under den stive lithosfæren (70–300 km tykke jordplater), er det en lavhastighetssone som kalles asthenosfæren

der steinen begynner å smelte (< 1 % smelte). Det nederste 200–300 km tykke laget i mantelen, direkte over kjerne-mantel-grensen, kalles D". Denne betegnelsen har overlevd fra bokstavkoder som ble innført av geofysikeren Keith E. Bullen i 1940. Overgangen til D" markeres ved et hastighetssprang for S-bølgene.

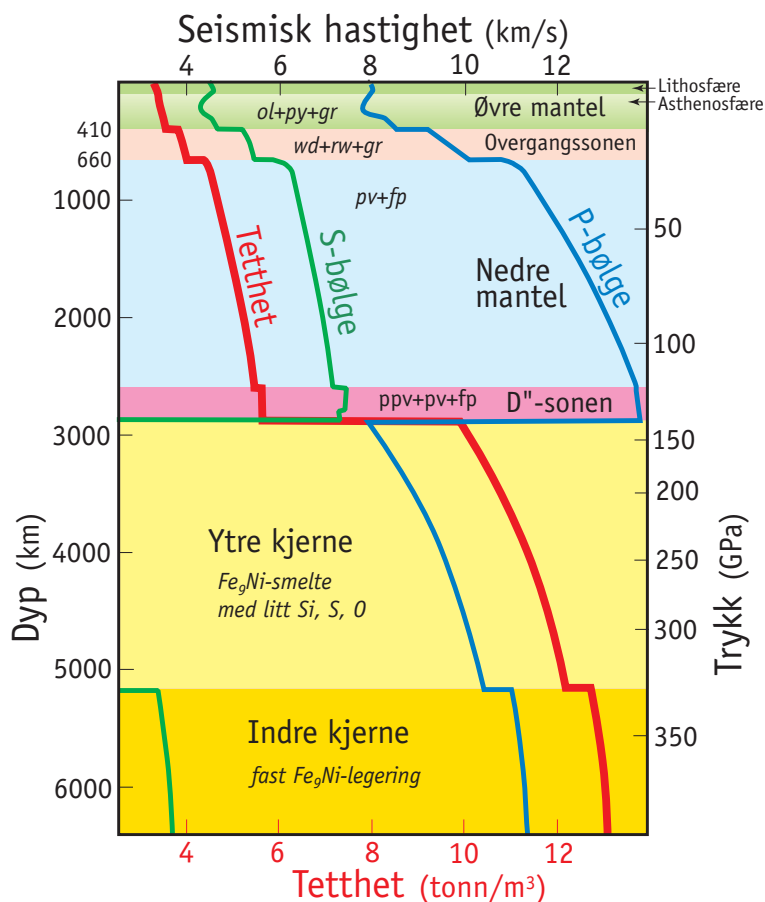
Mineralet olivin dominerer i den øvre mantelen, over den seismiske grenseflaten på 410 km dyp. I overgangssonen (410–660 km) opptrer to ulike høytrykksutgaver av olivin (wadsleyitt og ringwooditt) sammen med granat. Omtrent 75 % av den nedre mantelen, som utgjør 58 volum% av Jorda, består av mineralet perovskitt med MgSiO₃-dominert sammensetning. Mineralet ble syntetisert av Lin-Gun Liu ved Australian National University i 1974 etter at Ted Ringwood hadde forutsett at det burde være stabilt i den nedre mantelen. I de neste 30 årene trodde de fleste høytrykksmineraloger at perovskitt kunne være stabilt helt ned til bunnen av mantelen. Seismolo-

gene, derimot, fant flere grenseflater og sterkt retningsorienterte mekaniske egenskaper i D"-laget, og rundt 1980 begynte de å få mistanke om andre høytrykksmineraler i dette området.

I 2004 oppdaget eksperimentelle mineraloger at Jordas mest utbredte mineral, Mg-perovskitt (pv), gikk over til et annet mineral ved trykk og temperaturer som svarer til den nedre delen av mantelen. Oppdagelsen kom fra høytrykkseksperimenter, men ble umiddelbart bekreftet av teoretiske beregninger. Det nye mineralet, post-perovskitt (ppv), opptrer fortrinnsvis i kjølige områder nederst i mantelen, og eksisterer kanskje ikke i de varmeste områdene under Stillehavet og Afrika. Denne oppdagelsen har vitalisert kommunikasjonen og samarbeidet i fagområdene seismologi, mineralogi, geokjemi og geodynamikk slik at forskningsframgangen har økt betydelig.

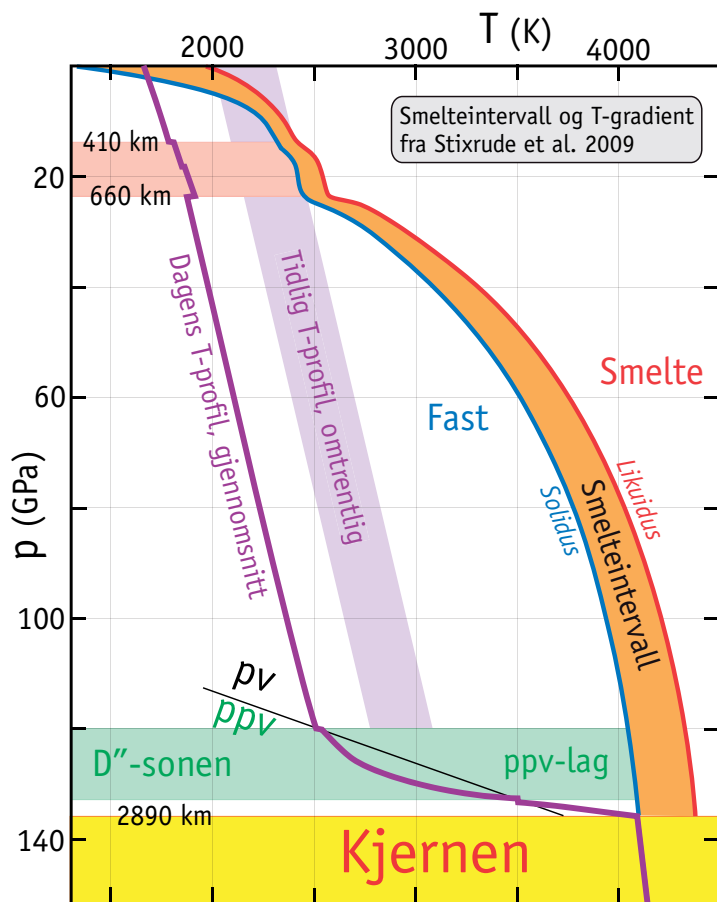
Varmetransport og termisk grenselag

Varmetransporten fra Jordas indre er ca. 46 TW (terawatt = 10^{12} watt). Varmebidragene omfatter radioaktivitet i jordskorpa og mantelen fra grunnstoffene U, Th og K, i tillegg til varme som frigjøres ved avkjøling av Jorda. En samlet varmemengde på ca. 39 TW fra mantelen og kjernen skaper de indre bevegelsene og platedriften. Av dette kommer 5–8 TW fra avkjøling og krystallisering i kjernen. Den indre faste kjernen vokser kontinuerlig og dette utvikler krystallasjonsvarme. Samtidig blir smelten nærmest den indre kjerneoverflaten anriket på de lette grunnstoffene Si, S og O som i liten grad går inn i den faste FeNi-legeringen. Den varme og lette smelten på bunnen vil derfor stige oppover og



Figur 1

Jordas indre struktur og materialer (fra PREM-modellen, Dziewonsky & Anderson, 1981). Seismisk bølgehastighet og tetthet er vist som funksjon av trykk og dyp i Jordens indre. P-(trykk-) og S-(skjær)-bølge refererer til bølger der svingerretningen er langs (P) og på tvers av (S) bølgens forplantningsretning. Mineralselskapet i bergarten peridotitt, som dominerer i mantelen, er vist i kursiv med forkortelsene: ol-olivin; py-pyrokseen, gr-granat, wd-wadsleyitt, rw-ringwooditt, pv-perovskitt, fp-ferroperiklas, ppv-postperovskitt. Den kjemiske sammensetningen til hvert av mineralene i mantelen varierer noe, men Mg/Fe-forholdet er omtrent 9. I formlene nedenfor brukes bokstaven M for (Mg,Fe)-grupper. Olivin (< 14 GPa), wadsleyitt (14–18 GPa) og ringwooditt (18–24 GPa) har alle sammensetning M_2SiO_4 . Pyrokseenmineralene omfatter en lav-Ca-pyrokseen $MSiO_3$ og en Ca-pyrokseen $CaMSi_2O_6$. Granat-sammensetningen i den øvre mantelen er omtrent $M_3Al_2Si_3O_{12}$, men sammensetningen endres når pyrokseenmineralene tas opp i fast løsning i granaten i overgangssonen. I denne forbindelse passer det å nevne at noen av opplysningene i avsnittet om «Perovskittar i naturen» i *Naturen*, nr. 2, 2011 («Perovskittar: Talrike i naturen, nyttige i teknologien») ikke er korrekte.



Figur 2
Smeltetemperaturen for mantelens hovedbergart peridotitt og temperaturøkninger (T-profiler) innover i Jorda sammen med stabilitetsgrensen for pv-ppv-overgangen. p (GPa): trykk i gigapascal, T (K): temperatur i Kelvin [273 K = 0 °C, 1273 K = 1000 °C]. Selv om ppv favoriseres av høyere trykk, blir denne effekten delvis oppveid av at pv har så høy entropi at mineralet re-stabiliseres helt nederst i mantelen der temperaturen øker sterkt nær kontakten til den glovarme kjernen. Overgangssonen mellom grenseflatene på 410 og 660 km dyp er vist i lys rød farge. Dagens adiabatisk T-profil (se forklaring i teksten) er vist med små knekk-punkter som svarer til faseovergangene som enten er varmeutviklende (eksoterme) eller varmekrevende (endoterme).

transportere varme til bunnen av den faste mantelen. Smeltepunktet til FeNi-legeringer er målt og beregnet til ca. 5700 K ved et trykk på 330 GPa, som tilsvarer overflaten til den indre kjernen. [K er temperatur i Kelvin-grader, 273 K = 0°, 1273 K = 1000°]. Temperaturen utover i den ytre kjer-

nen avtar som følge av trykkreduksjonen. Dette kalles en adiabatisk temperaturendring og det gir en temperatur på ca. 4000 K ytterst i kjernen.

Seismologene observerer enkelte tynne og uregelmessige (5–40 km tykkelse) soner med svært lav bølgehastighet nederst mot kjernegrensen. Det er sannsynlig at disse representerer delvis oppsmelting og at temperaturstigningen gjennom mantelen (Fig. 2) dermed når opp til den temperaturen der smelting begynner (= solidus-temperaturen).

Et referansepunkt for temperaturen i mantelen er mineralreaksjonen $rw = pv + fp$ ved 1900 K og 24 GPa (Figurene 1 og 2). Denne overgangen observeres som en seismisk grenseflate på 660 km dyp. Temperaturen følger den adiabatisk gradienten gjennom mesteparten av den nedre mantelen og når 2500 K på 2640 km dyp (120 GPa trykk), øverst i D''-sonen. Gjennom de nederste 250 km av mantelen må den stige til ca. 4000 K som er temperaturen øverst i kjernen. En T-økning på 6 K/km er 20 ganger så stor som den adiabatisk økningen på 0,3 K/km. Denne sterke T-økningen er mulig fordi D''-sonen er et termisk grenselag over den tunge, flytende Fe₉Ni-legeringen i kjernen (tetthet på 9,9 tonn/m³). Steinen i nederst i mantelen er så lett (tetthet: 5,6 tonn/m³) at massetransport over denne grenseflaten er umulig. Gjennom den termiske grensesonen må derfor varmen fra kjernen bevege seg ved varmeledning, eller muligens ved varmestråling.

Steinmassene i mantelen er ellers dårlige varmeledere. Videre utover i mantelen er derfor massetransport (konveksjon) en mer effektiv prosess for varmeveksling. Dette innebærer at

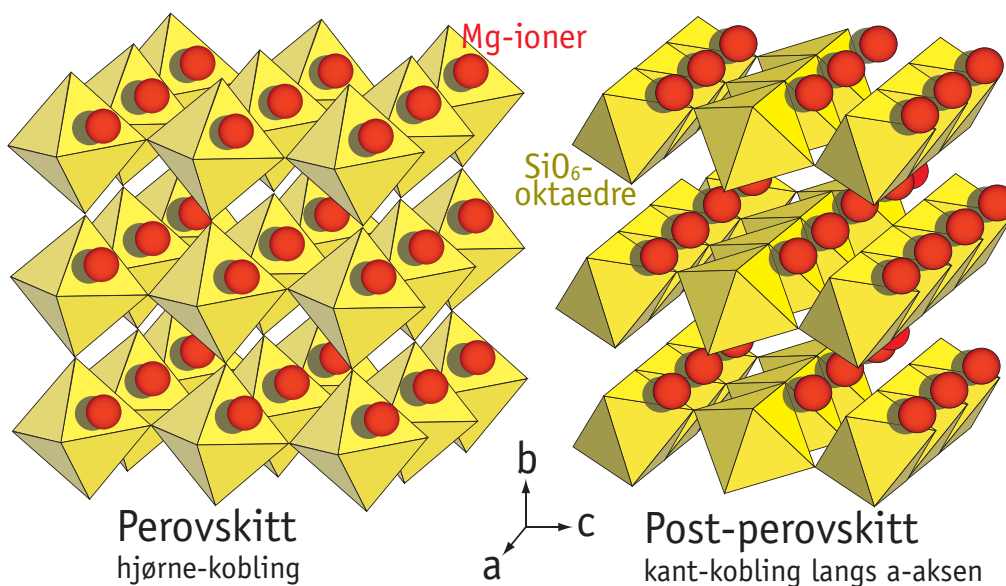
varme steinmasser flyter oppover, mens kalde steinmasser synker. Slike konveksjonsstrømmer følger tilnærmet den adiabatisk gradienten. Faste steinmasser kan altså flyte sakte ved plastisk deformasjon, akkurat som i en isbre. Kokeplateeffekten fra kjerne, med stor T-økning i D"-sonen, fører til termisk instabilitet og lette og varme steinmasser i store oppdrifts-«hoder» (engelsk: plume heads). Tilsvarende oppdriftsstrømmer av varmt og lett vann dannes i en vannkjele på en kokeplate. Når et oppdriftshode av varme steinmasser er stort og lett nok til å løsne fra D"-sonen vil det stige mot overflaten, etterfulgt av en tynn hale (kanal) med samme materiale. Øverst i asthenosfæren, på 100–300 km dyp vil hodet flate ut under den stive jordplaten (lithosfæren), samtidig som det varme materialet gjennomgår delvis oppsmelting fordi den adiabatisk temperaturen krysser soliduskurven. Som vist i Figur 2 synker solidus (smeltetemperatur) dramatisk med synkende trykk øverst i man-

telen. Dette resulterer i omfattende smelting som følge av trykkreduksjonen. Smelting i store oppdriftshoder gir korte episoder (vanligvis kortere enn 1–5 millioner år) med enorm vulkanisme og store basaltprovinser som dekker områder med diameter på ca. 2000 km. Den etterfølgende varme oppdriftskanalen kan gi forhøyet basaltvulkanisme ved et bestemt punkt på overflaten i perioder på opp til 80–100 millioner år (Ma). Dersom lithosfæreplaten beveger seg horisontalt i forhold til denne søylestrømmen dannes en linje med vulkaner.

Seismisk struktur i D"-sonen

Seismologer har i flere tiår registrert gåtefulle grenseflater og uvanlig store hastighetsvariasjoner nederst i mantelen, både i vertikal og horisontal retning. Dette tyder på store variasjoner i mekaniske egenskaper og trolig også i temperatur og sammensetning. En øvre og en nedre grenseflate kan forklares ved overgangen fra perovskitt (pv) til post-perovskitt (ppv) og sann-

Termisk oppdrift og varmetransport



Figur 3

Perspektivskisse av krystalstrukturene til perovskitt og post-perovskitt. Begge mineralene har forenklet sammensetning $MgSiO_3$ (inneholder også noe Fe og Al). Strukturen er bygget av SiO_6^{4-} -oktaedre og Mg^{2+} -ioner. Oksygenatomene (ikke vist) sitter i hvert av de 6 oktaeder-hjørnene (et oktaeder har 8 flater og 6 hjørner) og Si^{4+} -ionene (ikke vist) ligger midt inne i hvert av oktaedrene. De kristallografiske aksene er markert med a, b og c. Modifisert etter Trønnes (2010, *Mineral. Petrol.*)

synlig re-stabilisering av pv helt nederst mot kjernegrensen. Fordi trykket for overgangen varierer lineært som en funksjon av temperaturen (T), vil horisontale T-variasjoner resultere i variasjoner i dypet til disse flatene. I relativt kalde områder finnes øvre og nedre grenseflate omtrent 300 km og 70 km over kjernegrensen. De seismiske grenseflatene har trolig i stor grad sammenheng med forskjellene i krystallstrukturen til hhv. pv og ppv. Det enkle bildet av krystallstrukturene i Figur 3 tyder på at deformasjon av ppv ved horisontale strømmer langs kjerneoverflaten kan orientere krystallene slik at b-aksen står vertikalt. I de varmeste områdene er trolig ppv ikke stabilt i det hele tatt.

Lavhastighetssoner med forbindelse til overflaten

D"-sonen inneholder to områder, 300–400 km tykke og 2000–2500 km i diameter (på 2900 km dyp), med lavere skjærbølgehastighet enn den omliggende mantelen (Figur 4, 5). Sonene ligger nær ekvator og 180° fra hverandre, under Afrika og under Stillehavet. Til sammen dekker de to antipodale lavhastighetssonene 20–25 % av kjerneoverflaten og deres totale volum utgjør 1–1.5 % av mantelen.

Skjærbølgehastigheten, $V_S = G/\rho$, der G er mineralenes skjærstivhet og ρ er tetthet, synker når temperaturen øker (stivheten minker) og når tettheten øker. Det er derfor sannsynlig at lavhastighetssonene består av tungt og varmt materiale. Jordas overflate (geoiden) tyder på at varmt og lett materiale flyter opp over de tunge lavhastighetssonene (Figur 4). I forhold til Jordas referanse-form (flattrykt kule eller ellipsoide) har geoide-flaten to

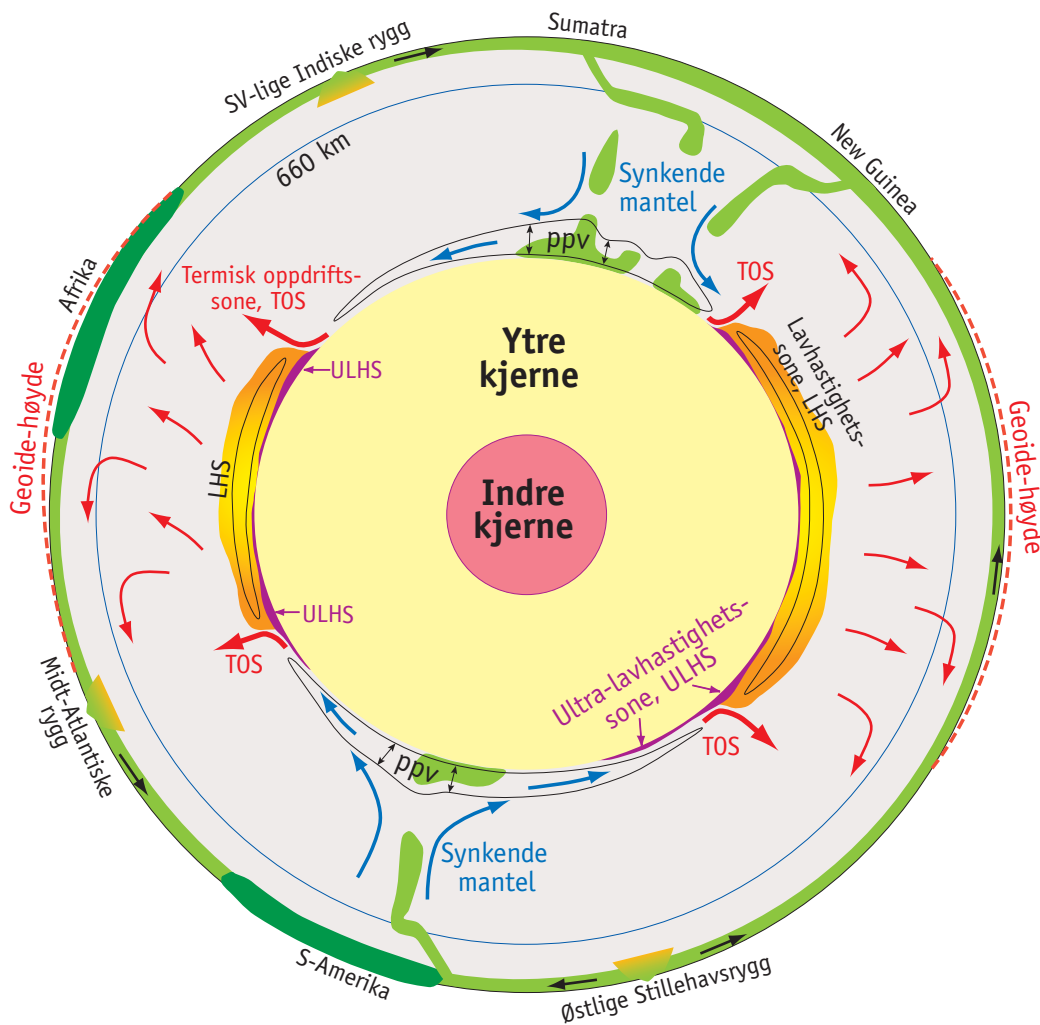
brede utbulinger omtrent rett over de to lavhastighetssonene. I en roterende planet vil separert mantelmateriale som er tyngre enn den omgivende peridotitten automatisk fordele seg i to ansamlinger, like over kjernegrensen, nær ekvatorplanet og diametralt i forhold til hverandre.

Massebevegelsene i Jordas mantel og dannelsen av termiske oppdriftshoder («plume heads») nær kontakten med den varme kjerneoverflaten er i stor grad kontrollert av de to lavhastighetssonene. Platerekonstruksjoner av posisjonene til store basaltprovinser fra de siste 300 Ma i en global referanseramme viser at nesten alle slike store basaltutstrømninger skjedde omtrent over yttergrensene til dagens lavhastighetssoner. Dette tyder på at sonene har vært stabile i minst 300 Ma og at yttergrensene er gunstige steder for dannelse av oppdriftshoder som stiger til overflaten og gir opphav til stor-skala smelting og vulkanisme (Figur 4, 5). Andre seismiske og geodynamiske studier bekrefter at yttergrensene til de 200–400 km tykke lavhastighetssonene kan være bratte og at de er gunstige for utviklingen av termiske oppdriftshoder.

Opprinnelsen og sammensetningen til det tunge og varme materialet i de to lavhastighetssonene er ikke klarlagt. Vi kan imidlertid forestille oss bidrag fra tre ulike materialtyper med hver sin dannelsesmåte:

1. Under subduksjonssonene rundt Stillehavet og i det Indiske hav synker havbunnsplatene nedover i mantelen fordi de er kalde og tunge (Figur 4). Høytrykksomvandlet basalt og gabbro fra det 7 km tykke, øverste laget (selve havbunnsskorpen) er i tillegg tyngre enn resten av platen (ca. 100 km med peridotitt), unntatt helt øverst i den

Dyp mantelstruktur bestemmer strømningsmønsteret



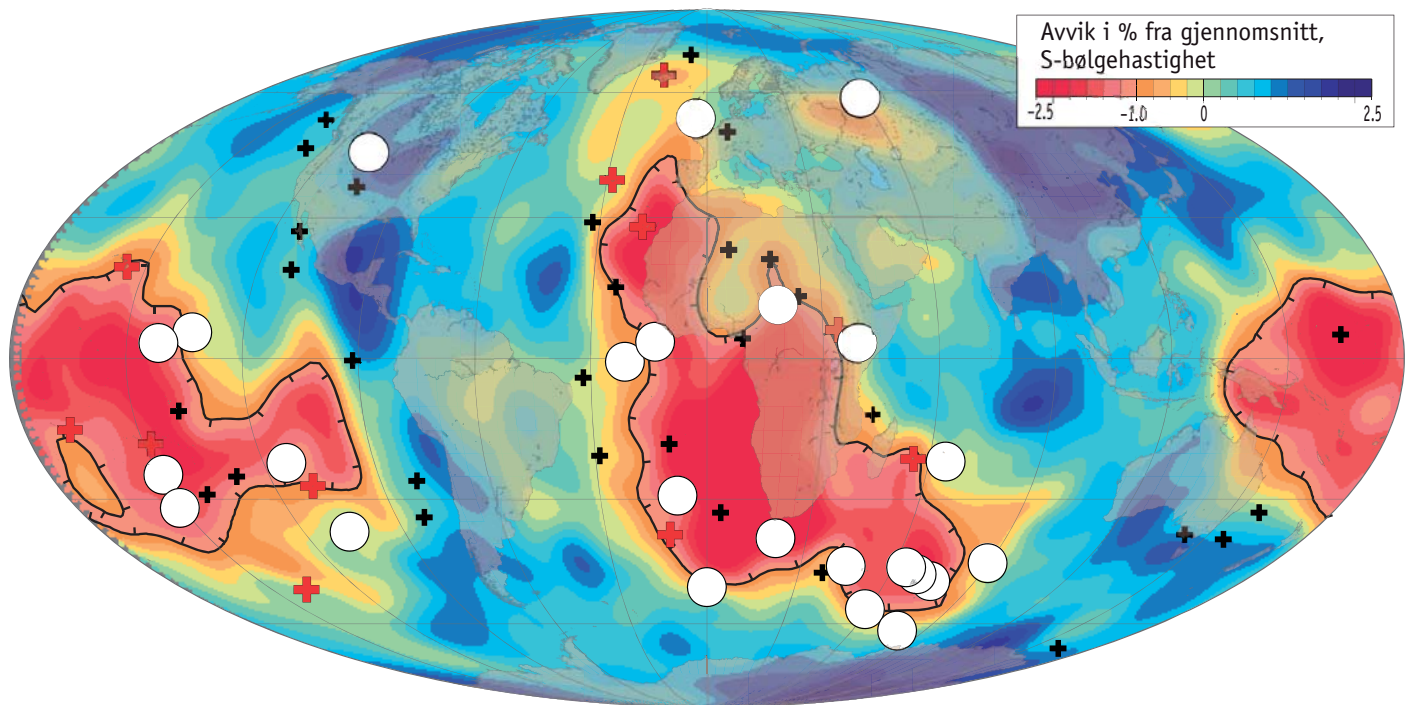
Figur 4
Skjematisk og omtrentlig ekvatorsnitt gjennom Jorda som viser de to anti-podale lavhastighetssonene (LHS) og strømningsmønsteret i mantelen. Mørk og lys grønn lithosfære er hhv. kontinental og oseanisk. Røde og blå piler viser retningene for mantelstrømmene og svarte piler viser platebevegelse. Legg merke til at de dype mantelstrømmene noen steder er rettet mot platebevegelsen. Slike områder har større skjærbevegelser (deformasjon) i asthenosfæren. Tynne svarte linjer viser grensen for den nedre mantel ved 660 km dyp og stabilitetsområdene til post-perovskitt (ppv). Områdene for post-perovskitt inne i de to lavhastighetssonene er fremdeles litt usikre og uavklarte. Modifisert fra Trønnes (2010, Mineral. Petrol.).

nedre mantelen (Figur 6). Tunge basaltiske bergarter kan derfor kanskje bli tyngdemessig anrikt i hauger nederst i mantelen.

2. Jernrik peridotitt som krystalliserte i sluttstadiet av et magmahav, like etter at Jorda hadde vokst ferdig kunne vært utgangspunkt for tungt materiale nederst i mantelen. Sluttstadiet av planetveksten innebar kjempekollisjoner mellom plantefostre og småplaneter. Jordas Måne ble til i den siste, og kanskje største, kollisjonen. Varmerutviklingen ved slike kollisjoner (omgjøring

av bevegelsesenergi til varme) var stor og førte til utstrakt oppsmelting og delvis fordamping. Mantelen var nesten fullstendig oppsmeltet («magmahav») og Fe-dominert metall sank ned til den voksende kjernen.

Under krystalliseringen av et magmahav og i alle andre magmakamre, forøvrig, vil mineralene alltid ha lavere Fe/Mg-forhold enn smelten. Fe/Mg-forholdet i smelten er 3–10 ganger høyere enn i krystallene. Etter hvert som krystallasjonen skrider frem vil Fe/Mg-forholdet og tettheten av rest-



Figur 5

Variasjonen i S-bølge hastighetene (V_S) nederst i mantelen (2800 km dyp). Mørke blå og røde farger viser h.h.v. høye (opp til 2.5% over gjennomsnittet) og lave (ned til 2.5% under gjennomsnittet) hastigheter. Koter for en hastighetsreduksjon på 1% under gjennomsnittshastigheten er vist ved tykke svarte linjer med tverstreker. De skarpeste hastighetsendringene faller i hovedsak sammen med V_S -kotene for 1%-reduksjonen. De fleste overflateposisjoner til antatt dype oppdriftsstrømmer (røde kryss, Montelli et al. GGG, 2006) og paleogeografisk rekonstruerte basaltprovinser med aldre fra 14 til 297 Ma (hvite sirkler) ligger nær disse kotene. Modifisert fra Torsvik et al. (2006, *Geophys. J. Int.*)

smelten øke (Fe og Mg har atomvekter på hhv. 24 og 56). Dersom restsmelten blir tyngre enn den faste mantelperidotitten, vil smelten synke ned mot kjerneoverflaten før krystallisasjonen er komplett. Siden den siste restsmelten i alle tilfeller utvikler meget høye Fe/Mg-forhold, vil også de siste krystallene bli svært Fe-rike. Selv dersom de siste smelterestene var høyt oppe i mantelen, ville de siste krystallene være tyngre enn gjennomsnittet i det aktuelle nabolaget. Etter noe avkjøling og temperaturutjevning, ville slike tunge «kumulat»-bergarter kunne synke til bunns i mantelen og danne et utgangspunkt for de to tunge områdene under Afrika og Stillehavet.

3. Smelting i Jordas mantel foregår i dag på dyp som er grunnere enn 100–300 km, særlig under midthavsryggene. Dette kan forklares ved at de

adiabatiske temperaturprofilene krysser temperaturkurven for begynnende smelting (solidus) øverst i mantelen (Figur 2). I løpet av de første 200–400 Ma av Jordas historie, derimot, var temperaturen i mantelen langt høyere, samtidig som det var stor aktivitet med varme oppdriftsstrømmer. Smeltingen i disse oppdriftsstrømmene kunne starte dypere enn 300 km, som er det nivået der smelte og fast peridotitt har lik tyngde. Under 300 km er smelten tyngst og vil derfor synke til 410-km-nivået der fast peridotitt blir tyngre fordi olivin går over til høytrykksmineralet wadsleyitt. Smelte dannet i overgangssonen og øverst i den nedre mantel vil også stige til dette nivået. Etter krystallisering av smelten og avkjøling til gjennomsnittstemperaturen ved 410 km dyp, er det sannsynlig at den jernrike størkningsbergarten er tung nok til å synke helt til bunns i mantelen.

Alle disse tre dannelsesmåtene for de tunge og varme sonene under Afrika og Stillehavet kan ha bidratt. Scenarioene 2 og 3 er begrenset til Jordas tidligste utvikling. Selv med scenario 1 må ansamlingen av det tunge materialet i hovedsak være eldre enn 500 Ma. Jordas raske rotasjon og det sakte strømningsmønsteret i mantelen separerte og stabiliserte sannsynligvis det tunge materialet i to antipodale hauger på et meget tidlig stadium.

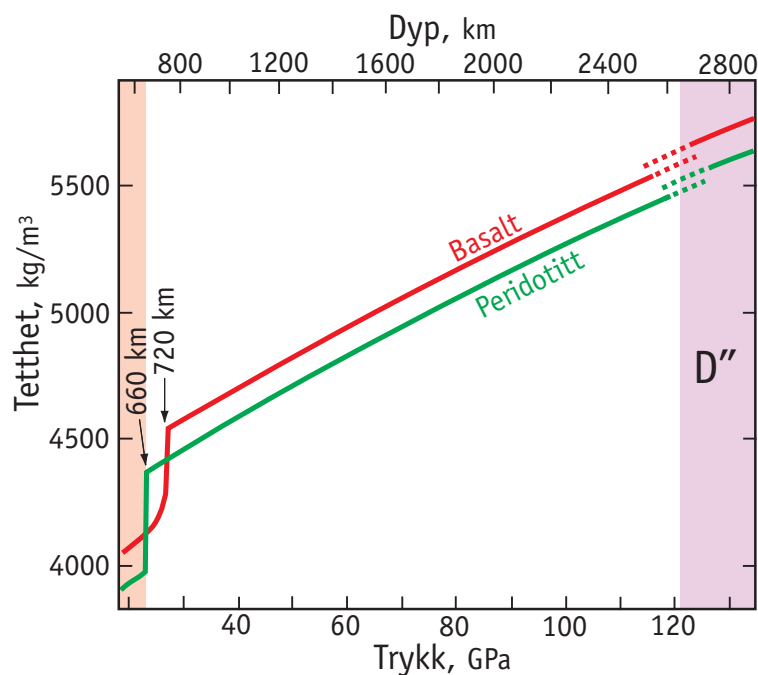
Tilleggsinnsikt fra geokjemi

Målinger av isotopforhold i bergarter og meteoritter fra Jorda, Månen, Mars og asteroidene gir informasjon om den kjemiske utviklingen av mantelen og massebalansen i Jorda og naboplanetene. Innholdet av ulike grunnstoffer i Jorda kan beregnes fra sammensetningen av Sola og meteorittgrupper som representerer det opprinnelige materialet i Solsystemet. Oppsmelting i planetære mantler er utgangspunktet for basaltisk vulkanisme, og basaltlava kan dermed benyttes som et geokjemisk vindu til planetenes indre. Jordas sammensetning er godt fastlagt, og det ser ut til at den delen av mantelen som bidrar med basaltisk smelte til overflaten *ikke* er representativ for mantelens totale sammensetning, selv etter at vi har korrigert for mantelens bidrag til dagens jordskorpe. Både havbunn- og kontinentalskorpe dannes fra smelte som bringes opp fra mantelen, og den utsmeltete mantelen får en kjemisk sammensetning som svarer til den smeltemengden som er fjernet. Mengden av kontinental- og havbunnskorpe i dag er imidlertid for liten til å forklare sammensetningen av mantelen. Med stabile og tilnærmet isolerte «lagre» av smelteinriket materiale i de tunge og

varme sonene nederst i mantelen vil den delen av mantelen som stadig blir «prøvetatt» av basaltvulkanisme passe bedre med Jordas antatte totalsammensetning.

I tillegg opptrer tynne og usammenhengende ultra-lavhastighetsoner (ULHS) ved kontakten med kjernen (Figur 4). Disse sonene kan være delvis smeltet materiale, og det er mulig at de representerer delvis størknet, tung og Fe-rik restsmelte fra Jordas tidlige magmahav. Dersom denne hypotesen stemmer, vil mange av de grunnstoffene som blir anriket i smel-

Geokjemisk balanse: Smelteutarmet øvre mantel må svare til jordskorpe og anrikete mantelreservoarer



Figur 6

Tetthet av basaltisk og peridotittisk materiale som funksjon av trykk og temperatur. Basalt er 2–3 % tyngre enn peridotitt gjennom nesten hele mantelen. Tetthetsinversjonen ved 660–720 km dyp skyldes at basalt er dominert av granat (80–90 %) i overgangssonen og at dette mineralet fremdeles er stabilt øverst i den nedre mantelen før det gradvis går over til andre mineraler, bl.a. $MgSiO_3$ - og $CaSiO_3$ -dominerte perovskitter på større dyp. Tetthetsøkningene på 2400–2700 km dyp har sammenheng med pv-ppv-overgangen i peridotitt og flere mineraloverganger i basalt, bl.a. overgangen fra $CaCl_2$ -strukturert til αPbO_2 -strukturert silika. Modifisert fra Trønnes (2010, *Mineral. Petrol.*)

Interdisiplinær koordinering: Seismologi, mineralogi, geokjemi og geodynamikk

Kobling mellom platebevegelser og mantelstrømmer i et lengre tidsrom

ten ha meget høye konsentrasjoner i ULH-sonene.

Fremtidsutsikter

Samarbeid og kommunikasjon mellom geofysikere, geodynamikere, mineraloger og geokjemikere er nødvendig for å gjøre viktige fremskritt i forståelsen av Jordas utvikling og dynamikk. Dessuten er forbedret teknologi for geofysiske målinger, høytrykksekspesimenter og isotopgeokjemiske analyser, samt økende kapasitet og bedre algoritmer for massive numeriske beregninger viktige faktorer.

Numeriske bergninger benyttes både i strømningsmodeller for Jordas indre og for å klarlegge faseforhold og fysiske egenskaper til ulike mineraler under høye trykk og temperaturer.

En sentral geodynamisk utfordring er utviklingen av referanserammer i tid og rom som kan knytte geologiske overflateobservasjoner til geofysiske data for Jordas indre. Utbredelse av og strukturer i eldre bergartsenheter er grunnleggende geologiske data.

Måling av bergartenes magnetiseringsretninger gir informasjon om kontinentenes beliggenhet i forhold til polene og om utviklingen av havbunnskorpen tilbake til 170 Ma.

Målbare geofysiske parametre som platebevegelser og tredimensjonale bilder av seismiske hastighetsvariasjoner i mantelen (seismisk tomografi) gir et øyeblikksbilde av Jordas tilstand. Seismisk tomografi viser både aktive subduksjonssoner og gamle synkende platerester. De eldste platerestene som

nå er nederst i mantelen kan knyttes til 250 Ma gamle subduksjonssoner og bidrar dermed til å rekonstruere platebevegelser og mantelstrømning.

Dersom de to store lavhastighetsprovinser i D"-sonen viser seg å være tilnærmet stabile over mer enn 500 Ma, kan de brukes som et mer langvarig globalt referansesystem. Sammenstilling og rekonstruksjon av geologiske overflateobservasjoner i et slikt system, kan gi informasjon om mantelens bevegelser og Jordas dynamiske utvikling i et langt videre tidsperspektiv.

Videre lesing

Populærvitenskapelige artikler på: <http://folk.uio.no/rtronnes/Publ-pop-science-articles-Norw/>

Steinberger B, Torsvik TH (2010)

Toward an explanation for the present and past location of the poles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11, Q06W06

Torsvik TH et al. (2010) Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary. *Nature* 466, 352–355.

Torsvik TH et al. (2010) Plate tectonics and net lithosphere rotation over the last 150 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 106–112.

Trønnes RG (2010) Structure, mineralogy and dynamics of the lowermost mantle. *Mineralogy and Petrology* 99, 243–261.

van der Meer DG et al. (2010) towards absolute plate motions constrained by lower mantle slab remnants. *Nature Geoscience* 3, 36–40.