

# Manteldynamikk, is, vulkanisme og landskap på Island

Reidar G. Trønnes, Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU

Publisert i forskning.no, 30. april, 2010 (<http://www.forskning.no/artikler/2010/april/248862>)

**Vulkanutbruddet fra Eyjafjallajökull viser hvordan vulkanutbrudd under is og vann skaper aske og løsmasse-avsetninger. Island representerer et instruktivt eksempel på dynamisk kobling mellom variasjoner i istykkelse, smelting i mantelen, vulkanisme og landskapsutvikling. Grunnlaget for denne koblingen er en ekstremt lav viskositet (stivhet) i den øverste delen av mantelen.**

Det grunne havområdet fra Grønland til Færøyene med Island i en sentral posisjon er resultat av en varm søylestrøm med varm stein som stiger oppover fra den dypeste delen av Jordas mantel. Den faste steinen i den diffuse strømningskanalen flyter oppover fordi den er varmere, og dermed lettere, enn steinmantelen omkring. Den varme strømmen løfter grunnhavet rundt Island (Islandsplataet) fra havdyp på mer enn 2500 m til mindre enn 500 m.

Søylestrømmer har sin opprinnelse i den aller nederste delen av Jordas mantel. Den ytre flytende jernkjernen med temperatur og tetthet på omkring 4000 °C og mer enn 10 tonn/m<sup>3</sup> virker som en kokeplate for den nederste delen av den lette og kalde steinmantelen (2500-3000 °C, mindre enn 5,5 tonn/m<sup>3</sup>). Dette resulterer i perioder med oppvarming og termisk utvidelse av grenselaget, etterfulgt av tyngdemessig ustabilitet og episoder med løsrivelse av varme og lette steinmasser. Varme oppdrifts- "bobler" som stiger mot overflaten vil ha haler som etablerer nye søylestrømskanaler.

Søylestrømmens akse ligger under den nordvestligste delen av Vatnajökull og ca. 150 km sørøst for den Nord-Atlantiske plategrensen (den Midt-Atlantiske ryggen). Den Eurasiske og den Nord-Amerikanske platen glir fra hverandre med en fart på 2 cm/år. Samvirkningen mellom søylestrømmen og oppstigende varmt materiale under plategrensen skaper et komplisert mønster av vulkanske soner på Island (Figur 1). Alderen til bergartene øker fra 0 millioner år i de aktive vulkansonene til ca. 15 Ma lengst øst og lengst vest på Island (Figur 2).

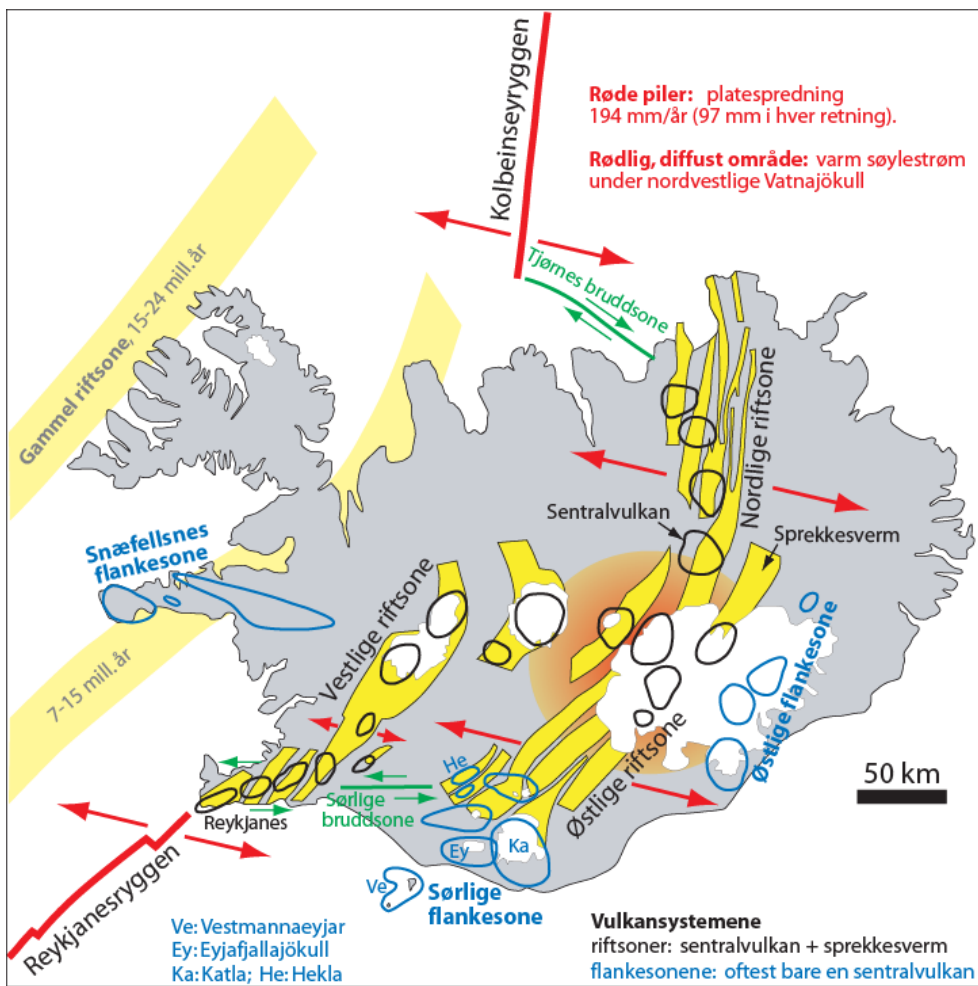
Som vist i Figur 2 har riftsonene på Island hoppet ca. 100 km østover med 8-9 millioner års mellomrom. Slike hopp foregikk for 24, 15 og 7 millioner år siden og skyldes at plategrensen flytter seg vestover i forhold til den tilnærmet stasjonære søylestrømmen. Så lenge avstanden mellom plategrensen og søylestrømmen er moderat (mindre enn 150-200 km), vil de aktive riftsonene holde seg så nær søylestrømmen som mulig.

Vulkanismen på Island foregår i riftsoner med aktiv platespredning og i såkalte flankesoner uten platespredning. I riftsonene har vulkansystemene både sprekkesvermer og sentralvulkaner (= områder med maksimal vulkansk produksjon, ofte midt i sprekkesvermene). De fleste vulkansystemene i flankesonene mangler sprekkesvermer (Figur 1).

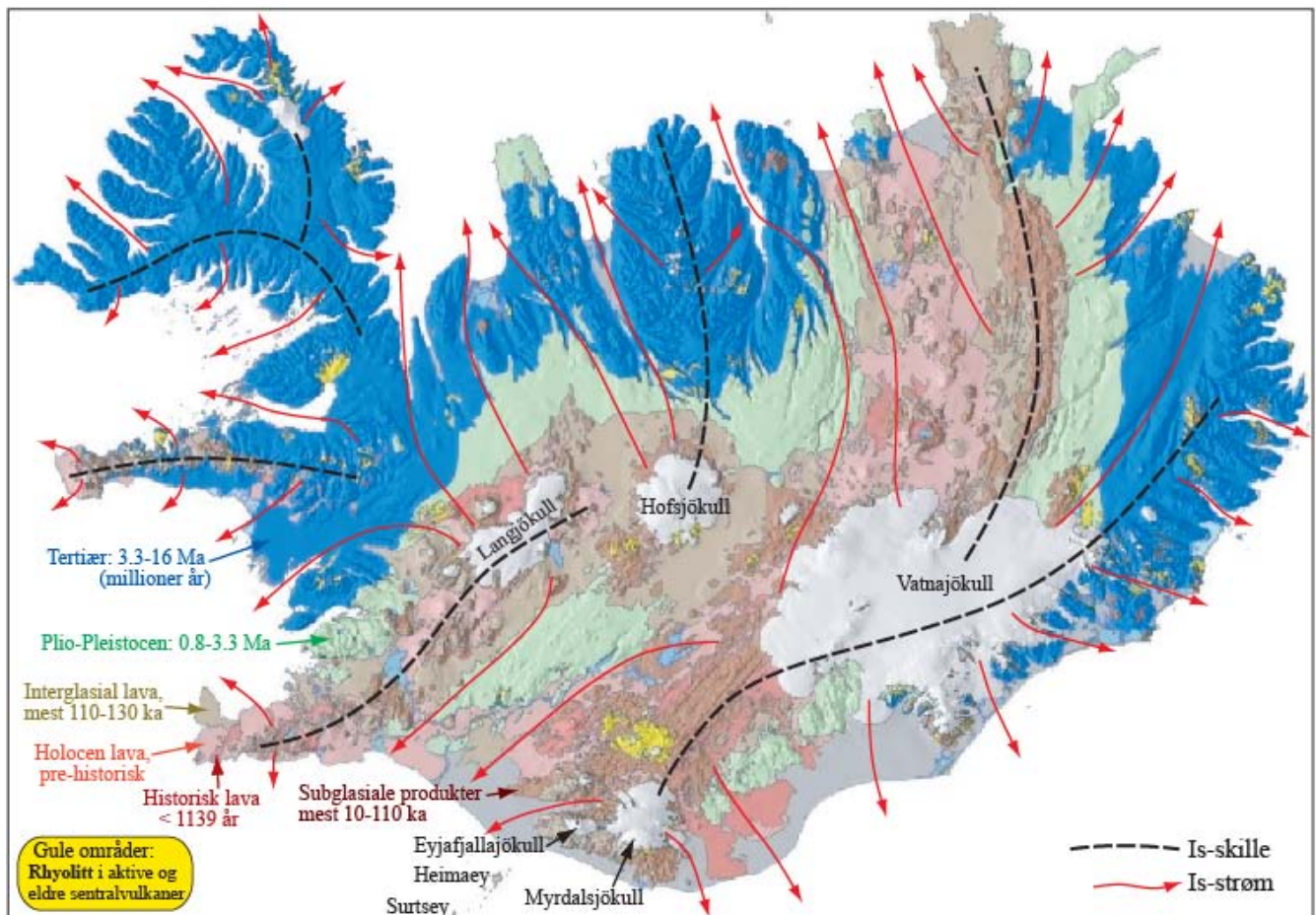
## Smelting i mantelen

Smeltetemperaturen for bergarter stiger når trykket øker. Trykket i Jordas indre er direkte knyttet det totale gravitasjonsfeltet og til massen av de overliggende bergartene, og det er dermed en enkel sammenheng mellom trykket og dypet. Lokal og delvis oppsmelting i mantelen under Island og midthavstyggen skyldes trykkreduksjonen når de varme steinmassene passivt flyter oppover mot overflaten for å „fille inn“ der jordplatene glir fra hverandre. Temperaturen i steinmassene synker fordi trykket synker, men reduksjonen i bergartenes smeltetemperatur (den såkalte solidus-temperaturen) er større, slik at de likevel gjennomgår delvis oppsmelting.

Mantelen under de stive jordplatene, som kalles astenosfæren, er overveiende fast stein med en liten fraksjon (1-2%) smelte. Astenosfæren har lav viskositet (stivhet), trolig på grunn av den lille smeltefraksjonen og fordi mineralene er tilnærmet mettet med hydrogen. Den aktive og raske søylestrømmen blander seg med den vanlige astenosfæren og bidrar til mer omfattende deloppsmelting lokalt under Vatnajökull og regionalt under Island.



Tektonisk kart som viser vulkansystemene med sentralvulkaner og sprekkervermer. Posisjonene til gamle riftsoner (15-24 og 7-15 millioner år) i vestlige deler av Island. Aktiviteten i den Vestlige riftsonen og den Nordlige riftsonen startet for 7 millioner år siden, og den Østlige riftsonen er bare 2 millioner år gammel.



Figur 2. Geologiske og topografiske trekk og de viktigste is-kulminasjonene og is-strømmene under siste istid. Forenklet etter Jóhannesson og Sæmundsson (1998).

## Et landskap bygget av vulkaner under is

I Norge og andre gamle landområder har istidene satt tydelige spor. Dype U-formete daler og fjorder, samt fjell med botner og skarpe egger skyldes breenes erosjon (utgraving) av landskapet. Slike former finnes også i de vestligste og østligste delene av Island der berggrunnen er mer enn 3 millioner år gammel (Tertiære basalter, blå farge på kartet, Figur 2), men ikke i de aktive vulkansone. Berggrunnen i Norge er forøvrig 250 – 2900 millioner år.

Det ligger igjen relativt små mengder løsmasser etter innlandsisen i Norge: litt morenedekke og noen spredte grusavsetninger avsatt som breelv-deltaer like ved brekanten. I de aktive vulkansone på Island, derimot, finnes meget store avsetninger med unge vulkanske løsmasser. Avsetningene er i stor grad kittet sammen til fast stein, selv om svært mye av dem faktisk stammer fra den siste delen av siste istid (20 000 - 10 000 år, 20-10 ka).

Vulkanske avsetninger dannet under et tykt isdekke fremstår som høye og bratte rygger og fjell som rager opptil 1 km over det øvrige landskapet (Figur 3, 4 og 5). Dette tilsvarer en istykkelse på omtrent 1 km i perioder med betydelig innlandsis. Grunnen til at vulkanavsetningene danner høye og bratte byggverk er at produktene hopper seg opp over kraterområdene når utbruddene foregår under is og vann. Bråkjøling av magmaet (smeltemassen) i kontakt med vann fører til umiddelbar størkning og ofte også til eksplosiv fragmentering.

Tyntflytende basaltisk lava som produseres ved utbrudd utenfor is- eller vanddekte områder, derimot, flyter nedover i dalene og bidrar til å jevne ut landskapet. Noen av de største lavastrømmene på Island har rent lenger enn 100 km. Slike lavastrømmer kan ha volum på 10-20 km<sup>3</sup> og meget høye utbruddsrater på 5-20 km<sup>3</sup>/år. Islandske skjoldvulkaner (Skjaldbreiður og Ok, Figur 3) dannes ved moderat, men nesten kontinuerlig, utbruddsaktivitet (0,1-0,2 km<sup>3</sup>/år) fra et enkelt tilførselsrør i løpet av 50-100 år.



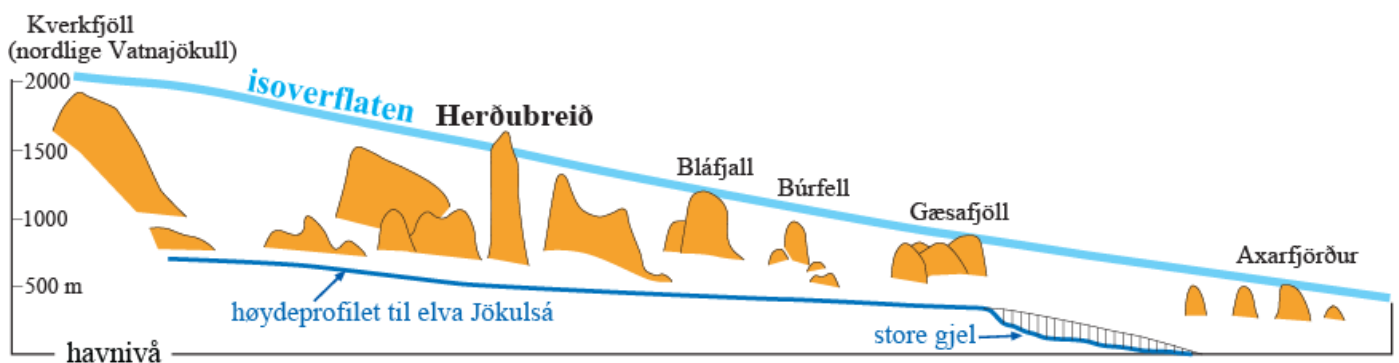
Figur 3. Utsikt mot nordvest, på skrå over den vestlige riftsonen. De bratte ryggformete fjellene i forgrunnen er dannet ved subglasiale utbrudd i den siste delen av siste istid. Riftsonebunnen mellom ryggene er dekket av lavastrømmer som jevner ut landskapet. Skjoldvulkanen Skjaldbreiður bak ryggene er dannet i ett sammenhengende, og voluminøst utbrudd av lava like etter isavsmeltingen. I bakgrunnen sees flere isdekte bordfjell i utkanten av den store isbreen Langjökull. Skjoldvulkanen Ok fra siste mellomistid er også synlig. Foto: Kristján Sæmundsson.

## Vulkanisme under is og vann

Varmeoverføringen ved subglasial vulkanisme (vulkanisme under is) er tilstrekkelig rask til å smelte all is nær utbruddsåpningen. Når steinsmelten som har en temperatur på ca. 1150 °C kommer i kontakt med vann vil smelten bråkjøles og bråstørkne til vulkansk glass. Dersom trykket er relativt lavt, vil smelten eksplodere slik at det dannes bittesmå glassbiter (finkornet aske) og litt større glassbiter på størrelse med sandkorn (grov aske). Dette materialet blir til en bergart som kalles hyalokastitt-tuff (hyalo = glass, klastisk = knust/fragmentert, tuff = vulkansk askestein).



Figur 4. Utsikt mot nord fra Askja-området til det store bordfjellet Herðubreið. De svarte lavastrømmene i forgrunnen er 1961-lava som har rent ut av Askja-kalderaen. Herðubreið (1682 m.o.h) reiser seg mer enn 1000 m over det flate høylandet i den nordlige riftsonen (500-700 m.o.h.) og er synlig over store deler av nordøst-Island. Den nederste delen består av putelava og hyaloklastitt-tuff avsatt i en vannlomme i innlandsisen. I en periode med lite innlandsis ble dette materialet dekket av lavastrømmer. Den øverste delen ble til under en istykkelse på omtrent 1 km mot slutten av siste istid (for 12-15 000 år siden) og består av enda en sekvens med putelava og tuff og en liten skjoldvulkan på toppen. Foto: Erik Sturkell.



Figur 5. Skjematisk profil langs den Nordlige riftsonen fra Kverkfjöll sentralvulkan (under den nordligste delen av Vatnajökull) til Axarfjörður i Nord-Island. Profilet viser hvordan høyden på isoverflaten kan leses ut av overgangen til lava øverst i store bordfjell som f. eks. Herðubreið. Profilet viser at istykkelsen var minst 1 km i de indre delene av Island under maksimal nedising. Etter Walker (1965).

Smelten eksploderer når den størkner under lavt trykk fordi den inneholder oppløste gasser som  $H_2O$  og  $CO_2$ . Disse gassene tar ingen ekstra plass så lenge de er oppløst i smelten under høy temperatur og høyt trykk. Bråkjøling og trykkreduksjon når magmaet kommer ut i krateråpningen fører til at  $H_2O$ - og  $CO_2$ -gassen "koker ut" og sprenger smelten i småbiter.

Dersom det ytre trykket i krateråpningen er høyt fordi åpningen ligger under et betydelig vann- eller isdyp (f.eks. 500-800 m), vil smelten bare i liten grad eksplodere og fragmentere. Da vil det heller dannes en glasshinne rundt en pølse eller pute av magma. Glasshinnen, som kan sammenlignes med pølseskinn eller putevar, er litt elastisk og kan strekkes inntil det oppstår et hull og en ny "tunge" eller "pute" med lava tyter ut av hullet. Resultatet blir store hauger med puter, såkalt putelava. Dersom det ytre vanntrykket er nær en nedre grense som kreves for putelavadannelse, vil det dannes mindre og opprevne puter blandet med hyaloklastitt-tuff. En slik bergart kalles putebreksje.

## Utbruddsprodukter og vulkantyper

Mye av vulkanismen i de islandske riftsonene foregår fra sprekkesvermer (se Figur 1). Subglasial sprekkevulkanisme produserer hyaloklastitt-rygger, ofte med putelava nederst og hyaloklastitt-tuff øverst. Dette skyldes at det ytre vanntrykket er høyest når ryggen er lav ved starten av utbruddet. Når ryggen vokser oppover mot is- eller vannflaten reduseres vanntrykket slik at smelten fragmenteres ved eksplosjoner.

Dersom utbruddene skjer fra et sentralt subglasialt krater vil det bygges opp et fjell av hyaloklastittmateriale, med en kjerne av putelava. Vulkanismen går over til å bli eksplosiv når fjellet blir høyere og vanntrykket synker. Dersom fjellet bygges helt opp til is- og smeltevannsoverflaten, slutter den eksplosive aktiviteten og tuff-materialet kan da bli dekket av lavastrømmer. Hyaloklastittfjell dekket av lava får en flat og erosjonsbestandig topp og bratte sider, og kalles bordfjell. Bordfjellene kan betraktes som skjoldvulkaner dannet under isdekke.

De basaltiske smeltene som kommer opp i sprekkesvermene i riftsonene har relativt ensartet sammensetning. Sentralvulkanene produserer et større spektrum av smelter, inkludert SiO<sub>2</sub>-rike bergarter som kalles rhyolitter. Mellom sentralvulkanene i riftsonene finnes det også skjoldvulkaner og bordfjell som produserer MgO-rike basalter dannet ved stor oppsmeltingsgrad i mantelen. Utbruddene som dannet lavaskjoldene var overveiende kort og intens og foregikk like etter isavsmeltingene for 130 000 år siden (mellomistid Eem) og 10 000 år siden (mellomistid Holocen). Selv de største skjoldvulkanene med volum på mer enn 10 km<sup>3</sup> ble til i løpet av meget korte tidsrom, sannsynligvis mindre enn 100 år. Til sammenligning er tidsskalaen for utviklingen av sentralvulkanene 0.5-2 millioner år.

## Store sentralvulkaner dekket av iskapper vokser raskest

I perioder med sammenhengende isdekke over Island vokser områdene med stor vulkansk aktivitet i høyden. Vatnajökull er det høyestliggende området og har den mest intense vulkanismen. Dette skyldes den varme søylestrømmen under den nordvestlige delen av breen (Figur 1).

Fjellområdene under de fire store breene i den sørlige halvdel av Island (Langjökull, Hofsjökull, Mýrdalsjökull og Vatnajökull) ble etablert i løpet av de siste 3 millioner år med minst 16 vekslinger mellom istid og mellomistid. Etter at fjellområdene var blitt så høye at iskappene kunne overleve gjennom store deler av en mellomistid, kunne de isdekte områdene vokse raskere i høyden enn andre områder i de vulkanske sonene. Dette skyldes opphopning av hyaloklastittmateriale i de subglasiale kraterområdene, i motsetning til lavautbrudd som jevner ut landskapet. Som vist på Figur 1 og 2 dekker Hofsjökull og Mýrdalsjökull hver sin sentralvulkan. Langjökull dekker to, mens dagens Vatnajökull dekker minst 5 store sentralvulkaner.

## Forandringer i ismassen regulerer vulkanismen

Landskaps-utvikling på Island er usedvanlig rask fordi dypskorpen og mantelen har svært lav viskositet (stivhet/seighet). Landhevingen som fulgte isavsmeltingen for ca. 10 000 år siden var nesten helt avsluttet i løpet av 1000 år. Dette tilsvarer en viskositet i den øverste delen av mantelen som er 10-100 ganger lavere enn i områder som Canada, Skandinavia og Finland, der landhevingen fremdeles pågår. Fordi klimaet nå endrer seg og Vatnajökulls ismengde er redusert med 10% i løpet av de siste 100 år, kan vi observere en lokal landheving på 25 mm/år langs breens periferi.

Massereduksjonen på 10 % fører også til lavere trykk i mantelen. Dermed senkes smeltepunktet for bergartene under Vatnajökull slik at det ble produsert omkring 1,4 km<sup>3</sup> ekstra basaltmelte i løpet av de siste 100 årene. Dette er mer enn smeltevolumet i ett stort utbrudd fra vulkanen Katla, der 1918-utbruddet leverte 1 km<sup>3</sup>.

Den raske nedsmeltingen av innlandsisen for 130 000 og 10 000 år siden fjernet masse fra overflaten og skapte enda større trykkavlastning i mantelen. Den resulterende økning i smeltegraden i mantelen førte til at vulkanismen i de første hundreårene etter avsmeltingen var 30-100 ganger så intens som dagens vulkanisme. Denne produksjonstoppen er meget tydelig i riftsonene. De store og små lavaskjoldene stammer stort sett fra tidsrommet like etter isavsmeltingen. Dessuten er mange hyaloklastitt-rygger og bordfjell dannet i den aller siste delen av istiden, etter at nedsmeltingen var kommet godt i gang.

Dagens vulkanske produksjon tilsvarer den i andre mellomistider. Under maksimal nedisning resulterte trykkøkningen i mantelen i at magmaproduksjonen ble redusert til halvparten av dagens nivå. Basaltene fra istidene, avsmeltingsperiodene og mellomistidene har hver sine karakteristiske sammensetninger som reflekterer forskjellene i oppsmeltingsgrad i mantelen. Økning og reduksjon i smelteproduksjon og

vulkanisme ved isavlastningen var eksponentiell, og variasjonen i beregnet produktivitet (30-100 ganger dagens nivå) reflekterer blant annet ulike lengder på tidsrommene som benyttes ved måling av arealer og volum av lava- og hyaloklastitt-avsetninger.

## Rask innsynkning av riftsoneskorpen

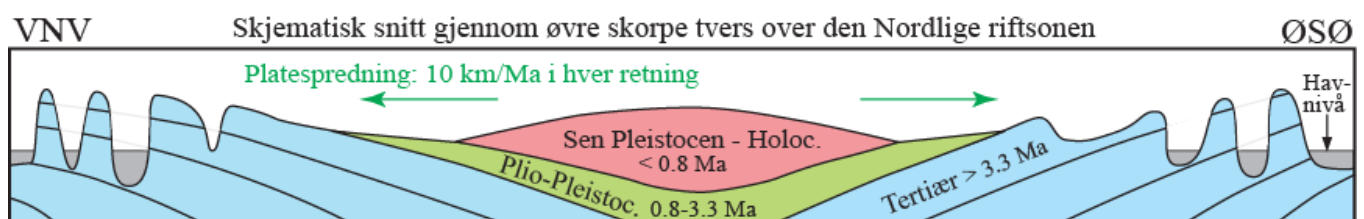
Jordas lithosfære omfatter jordskorpen og den øvre, stive delen av mantelen, over asthenosfæren. I havområdene er tykkelsen, tyngden og styrken på lithosfæren omtrent proporsjonalt med alderen på havbunnsplaten og havdypet, og dermed også med avstanden til midthavsryggen der lithosfæreplaten ble dannet. I nærheten av Hawaii er havdypet 5-6 km, og havbunns-lithosfæren er 100 millioner år gammel og 90-100 km tykk. De to største skjoldvulkanene på Hawaii, Mauna Loa og Mauna Kea, stiger fra havdyp på 5-6 km opp til mer enn 4 km over havnivå. Disse 9-10 km høye vulkanene er avhengig av en sterk lithosfære under Hawaii.

Fordi den Nord-Atlantiske plategrensen krysser Island, er det tilnærmet ingen mantel-lithosfære under riftsonene. Den tynne og svake jordskorpen og den lave viskositeten i mantelen setter en øvre grense for gjennomsnittshøyden på det vulkanske høylandet i riftsonene. Vulkansk „pålessing“ av riftsoneskorpen gir i stedet innsynkning. Den raskeste innsynkningen skjer lokalt under sentralvulkanene der produksjonen er størst. Levetiden til sentralvulkanene (0.5-2 millioner år) er kortere enn levetiden til riftsonene (8-9 millioner år, Figur 1), og det oppstår stadig nye sentralvulkaner innenfor en etablert riftsone. Derfor vil innsynkningen av riftsonene over tidsrom på 5-10 millioner år være størst nær den sentrale aksene og nærme seg null ved yttergrensene.

Riftsone-basaltene er vannholdige etter reaksjoner med varmt grunnvann, særlig i områder med varme kilder. Når disse våte lavapakkene synker til 5-6 km dyp med temperaturer på 700°C, gjennomgår de delvis oppsmelting som produserer SiO<sub>2</sub>-rike smelter. Slike magma gir opphav til bergarten rhyolitt (gule områder i Figur 2), som er mer utbredt på Island enn på andre oseaniske øyer og plataer. På den tykke og sterke Stillehavs-lithosfæren under Hawaii, f.eks., er det svært begrenset innsynkning og ingen gjenoppsmelting av våte basalter som danner rhyolittiske smelter.

Innsynkningen på Island bøyer jordskorpen utenfor riftsonene slik at basalt-enhetene blir skråstilt med helning mot nærmeste riftsoneakse. Områdene med Plio-Pleistocene bergarter (0.8-3.3 millioner år gamle) mellom riftsonene og de gamle, Tertiære (3.3-15 millioner år) lavaplatåene er de lavestliggende områdene på Island (Figur 6 og 7).

De lavastrømmene som opptrer i de skråstilte Tertiære lavaplatåene i øst og vest er dannet i store enkeltutbrudd. Bare de mest voluminøse lavastrømmene (5-20 km<sup>3</sup>) har evne til å renne utenfor grensene til de 30-50 km brede riftsonene, og dermed unnslippe fullstendig innsynkning og delvis oppsmelting.



Figur 6. Skjematisk snitt i retning VNV-ØSØ som viser høydevariasjoner og lagstilling. Den vulkanske pålagringen i riftsonene skaper et vulkansk høyland, særlig i den indre delen av Island nær Vatnajökull, og konstant innsynkning av dette høylandet. Dette fører til nedbøyning av basallagene øst og vest for riftsonen. De Tertiære lavaplatåene flyter høyt p.g.a. lav tetthet som følge av dyp glacial innskjæring med daler og fjorder. De lavestliggende områdene på Island er de Plio-Pleistocene områdene.

## Høytstående lavaplatåer i øst og vest

Isbreene har gravd ut dype daler og fjorder i de eldre lavaplatåene i øst- og vest-Island. Det innskårne landskapet har høydeforskjeller på over 1,5 km, med relativt vide daler og fjorder og mellomliggende smale fjellrygger. I motsetning til en uerodert landplate, inneholder de øverste 2 km av den isbre-eroderte skorpen mer luft og vann enn stein. Den lave totale tettheten for de eroderte lavaplatåene gjør at disse kan „flyte høyt“, med fjell opp til 1500 m.o.h. Mantelens lave viskositet sørger for en rask tyngdemessig likevekt (isostatisk likevekt) mellom skorpe og mantel.



Figur 7. Utsikt mot nord ved Neskaupstaður, lengst øst i Island. Dype fjorder og daler er skåret inn i de "høyt-flytende" Tertiære lavaplatåene. På grunn av den omfattende innskjæringen av de øvre 2 km har skorpeplaten lav tetthet. Glasiiale erosjonsformer med botner og rygger er lett synlige nederst til høyre. Lavastrømenhetene heller svakt i vestlig retning mot den Nordlige riftsonen utenfor bildeutsnittet. Helningen skyldes nedbøyning av skorpen som følge av innsynkning av den vulkanske lasten som pålagres i riftsonene. Foto: Google Earth.

### Utvalgte referanser

- G. Bödvarsson, G.P.L. Walker 1964: Crustal drift in Iceland. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 8, 285-300.
- B. Hardarson, J.G. Fitton 1997: Mechanism of crustal accretion in Iceland. *Geology* 25, 1043-1046.
- J. Maclennan et al. 2002: The link between volcanism and deglaciation in Iceland. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3, 5 Nov.
- G. Palmason, 1973: Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with applications to Iceland, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 33, 451-481.
- F. Sigmundsson et al. 1991: Post-glacial rebound and the asthenosphere viscosity in Iceland. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1131-1134.
- Walker, G.P.L. 1965: Some aspects of Quaternary volcanism. *Trans. Leicester Lit. Phil. Soc.* 59, 25-40.