

Nordic Volcanological Institute 0001
University of Iceland
Reykjavík, April 2000

Introduktion till Islands geologi

från Tertiär till recent

Erik Sturkell



**Nordic Volcanological Institute 0001
University of Iceland
Reykjavík, April 2000**

Introduktion till Islands geologi

från Tertiär till recent

Erik Sturkell

Introduktion till Islands geologi
från Tertiär till recent

Erik Sturkell

Framsidan: Riftzonen på norra Island. En graben som går igenom Dal fjall som ligger inom Kraflas vulkansystem. Bilden är tagen från riksväg 1 norrut.

Första upplagan februari 1998, Stockholm

Andra upplagan april 2000, Reykjavík

ISBN 91-877886-15-X

© Erik Sturkell, 1998

Innehållsförteckning

Island i Atlanten.....	5
Vulkaniska bergarter.....	6
Oceanbotten.....	10
Hetfläck.....	11
Öppningen av Nord Atlanten.....	13
Spridningen på Island.....	16
Vulkansystem.....	24
Islands berggrund.....	27
Tertiär.....	28
Subakvatisk vulkanism.....	32
Kuddlavor.....	33
Fragmentering av subakvatiska magmor.....	33
Hyaloklastit.....	36
Palagonisering av basaltiskt glas.....	36
Plio-Pleistocene.....	37
Övre Pleistocen.....	37
Holocene.....	38
Vulkanismens morfologi.....	39
Mývatnseldar 1724-1729.....	44
Kraflaeldarna 1975-1984.....	45
Geotermisk aktivitet.....	48
Referenser.....	49
Appendix.....	52

Inledning

Detta kompendium har sammanställts för att öka kunskaperna om Island och dess geologi. Det använd inom kursen "Nordens regionala geologi", men är skrivet för att kunna användas vare sig man går kursen eller ej.

Island som ligger på den mitt-Atlantiska spridningszonen är unik ty det är den enda större landmassa som ligger på en aktiv oceanrygg. Detta gör att ön är ett naturligt geologiskt laboratorium där man kan studera bla vulkanism och jordskorpedeformation samtidigt som det sker. Landet är idealiskt för en geolog då man ser blottat berg och ej störes av en besvärande vegetation inom stora ytor, möjligen kan denna idealiska bild störas av ölpriserna men öl-försäljning är ju numera tillåtet på Island. Ett besök till Island rekommenderas å det bestämdaste.

Jag har bott och arbetat två år i Reykjavík så som stipendiat på Nordisk Vulkanologiskt Institut (NVI). Niels Óskarsson (NVI) har hjälpt till att faktagranska manuset, och Kristján Jónasson (naturhistoriska museet) har bistått med referenser och material. Lisbeth Hildebrand och Torbjörn Wikström har hjälpt till i produktionen av detta kompendium. Jag tackar dessa och alla andra som har hjälpt till under arbetet.

Längst bak finns ett appendix med kartor som visar alla de platser som omnäms i texten.

Island i Atlanten

Island ligger mitt på den Atlantiska spridningsryggen och utgör där den enda större landmassa som finns ovan havsytan. Att den Atlantiska spridningszonen ligger blottad på Island förenklar studierna av den aktiva riften. Det var under 60-talet som teorin om platttektoniken började slå igenom. Den platttektoniska modellen kunde bli påvisas genom paleomagnetiska studier. Med hjälp av känsliga magnetometrar kunde man konstatera tydliga variationer hos det jordmagnetiska fältet i världshaven. Dessa anomalier sammanfaller på ett slående sätt med orienteringen av de mittoceaniska spridningsryggarna. Reykjanesryggen, vilken är en del av den mittatlantiska ryggen, har ett tydligt mönster som består av band med positiva (svarta) och negativa anomalier (Fig. 1). De positiva anomalierna är magnetiserade i ett " normalt " jordmagnetfält medan de negativa är magnetiserade i ett omvänt jordmagnetfält. Mönstret med normaler och reversaler i havsbotten har en spegelsymmetri med spegelplanet längs den mittoceaniska ryggen. Detta förklaras med att magma tränger upp i fissurer längs en axial riftzon. Magman bildar kuddlavor och gångkomplex i havsbotten. När temperaturen sjunker under Curiepunkten (580°C för magnetit, 680°C för hämatit) låses det rådande magnetfältet i bergarten. Magma genereras kontinuerligt i och med att oceanplattorna rör sig ifrån varandra längs spridningsryggen. Nya fissurer och ny magma produceras och tränger upp längs spridningsryggen. Därigenom kommer det att på ömse sidor om den axiala spridningsryggen bildas oceanskorpa vilken uppvisar ett magnetiskt mönster som har ett spegelplan i spridningsryggen.

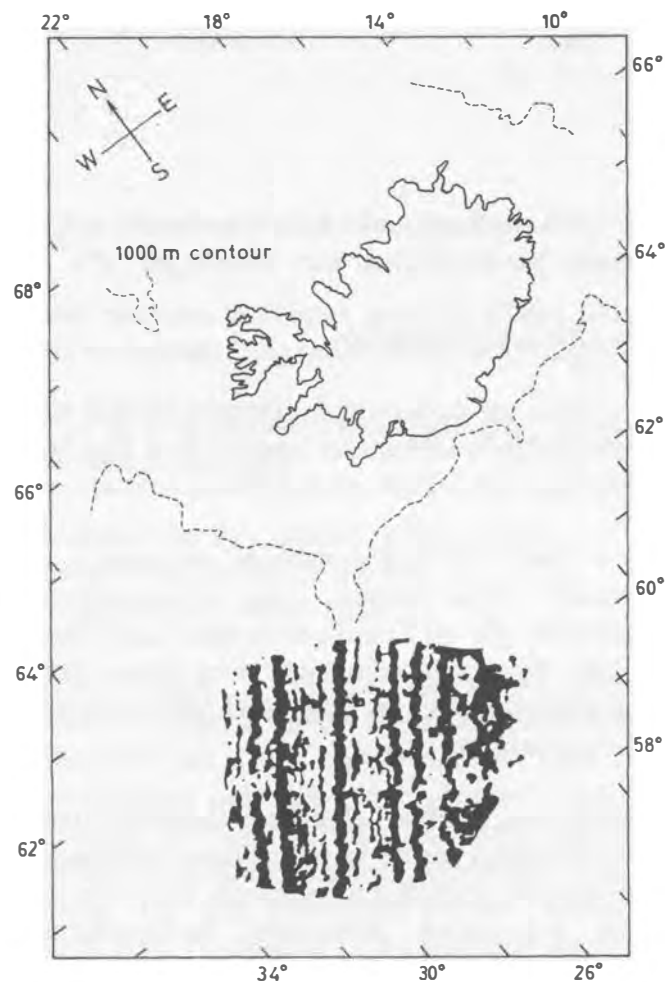


Fig. 1 Magnetisk undersökning av Reykjanesryggen (modifierad från Heirtzler et al., 1966). Magnetisk anomalikarta där positiva anomalier är återgivna i svart. Det magnetiska mönstret uppvisar en parallellitet med den topografiska trenden av mittatlantiska ryggen.

Vulkaniska bergarter

Bergarter som för tanken till vulkaner är huvudsakligen basalt. Indelningen av bergarter kan ske utifrån kiselinnehållet i sura, intermediära och basiska bergarter (Tab. 1). Indelningen efter fältuppträdande är djup-, gång-, och yt-bergarter. Ytbergarter (lavabergarter) är finkorniga, ibland glasiga och/eller fennokrystförande.

Tabell 1. Schema över de magmatiska bergarterna.

Uppträdande	Djupbergart	Gångbergart	Ytbergart
Sammansättning (SiO ₂ -halt)			
Basiska <52 % SiO ₂	Gabbro	Diabas	Basalt
Intermediära >52 % SiO ₂	Diorit	Porfyr	Andesit
<65 % SiO ₂	Syenit	Syenitporfyr	Trakyt
Sura >65 % SiO ₂	Kvartsdiorit	Kvartsporfyr	Dacit
	Granodiorit	Granodioritporfyr	Ryodacit
	Granit	Kvartsporfyr	Ryolit
			Obsidian

Indelning av basalter med utgångspunkt från tektoniska miljöer. Basalter finns i alla tektoniska miljöer. Basalter har en kiselhalt som understiger 52%.

Huvudtyper av basalter efter tektonisk miljö:

- Oceanbottenbasalt - bildas vid oceanryggar. Termen MORB står för "mid-ocean ridge basalt". Dessa är genomgående tholeiitiska basalter med låga halter av K, Ba, P, Sr, U, Th och Zr samt också låga Fe₂O₃/FeO och K₂O/Na₂O kvoter.
- Vulkanbågebasalter - bildas vid kollisionszoner, antingen i en öbågemiljö eller vid orogena kontinentkanter. Dessa varierar i sin sammansättning från tholeiitiska till alkaliska. En del författare gör en distinktion mellan låg-K tholeiitisk basalt och calc-alkali basalt. Det finns även högalkalibasalter men dessa förekommer i relativt små kvantiteter. Alla vulkanbågebasalter har höga K₂O halter och låga MgO och CaO halter jämfört med oceanbottenbasalter.
- Basalter bildar öbasalter eller kontinentalbasalter. Öbasalter (vulkanöar på oceanskorpa men utanför spridningsryggen) har en ytterst varierad sammansättning från tholeiitiska till hög-alkalina. En liknande spridning förekommer också för de kontinental basalterna som inkluderar de volyminösa tholeiitiska flodbasalterna och de frekventa alkalibasalterna. Kontinental tholeiiter och öbasalter har högre K₂O-halter och halter av andra 'inkompatibla' element än oceanbotten-tholeiiter.

Kristalldifferentiering av magmor har tidigare ansetts som den betydelsefullaste processen vid magmautveckling. Detta antagande gäller inte helt och fullt ut. Man har påvisat att alla magmasammansättningar likaväl kan genereras utifrån variationer i moderbergarten, tryck och temperatur och graden av partiell uppsmältning. Kristalldifferentiering sker dock och spelar en betydande roll i utvecklingen av magman.

Kristalldifferentiering ger följande exempel på hur magmautveckling sker genom denna process. Basalt (Fig. 2) är så gott som alltid startpunkten för differentieringsserierna. FMA diagrammet visar restlösningens variationen i en magma, där $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, $M = \text{MgO}$ och $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Det finns många exempel på hur en tholeiitisk basalt fraktioneras och ger restlösningar av dacit och ryolit. Det finns inte fullt så många exempel där en alkalibasalt är utgångsmagman, men allt pekar på att restlösningen är trachytisk eller fonolitiskt.

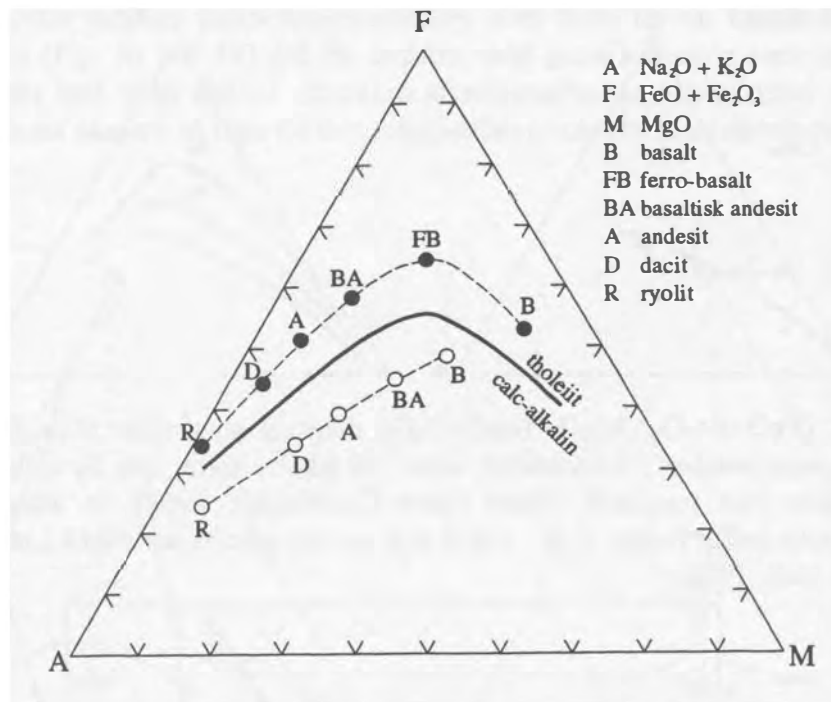


Fig. 2. FMA-diagram visar en typisk tholeiitisk och calc-alkalin trend. Linjen separerar en tholeiitisk och calc-alkalin sammansättning (efter Irvine och Baragar, 1971)

Man har presenterat ett flertal magmatiska utvecklingsserier. Dessa skiljer sig i detaljerna men tre huvudserier är allmänt accepterade:

1. En tholeiitisk serie: tholeiitisk basalt - andesit - dacit - ryolit
2. En alkali serie: alkali basalt - trachybasalt - trachyt
3. En calc-alkalin serie: basaltandesit - dacit - ryolit

Kristalldifferentieringsserierna bygger på observationer av bla lagrade intrusioner. FMA-diagram som visar de olika trenderna för de tre vulkaniska serierna (Fig. 3) som den tholeiitiska från Island (Þingmúli), en alkalin från Tristan da Cunha och en calc-alkalin från Skottland (Lorne). De tholeiitiska och calc-alkalina serierna skiljer sig genom att den tholeiitiska har en Fe anrikning (en ökad Fe/Mg kvot) under fraktioneringen jämfört med den calc-alkalina. Den senare karakteriseras av en större andel magmor med intermediär (andesitisk) sammansättning. För den tholeiitiska trenden, kristalliserar Mg först och smältan anrikas på Fe. Först faller Fe-silikater (vilka använder sig av Fe^{2+}) ut och sedan Fe oxider. För den alkalina trenden gäller att Mg och Fe kristalliserar samtidigt. Den calc-alkalina serien är associerad med orogena zoner.

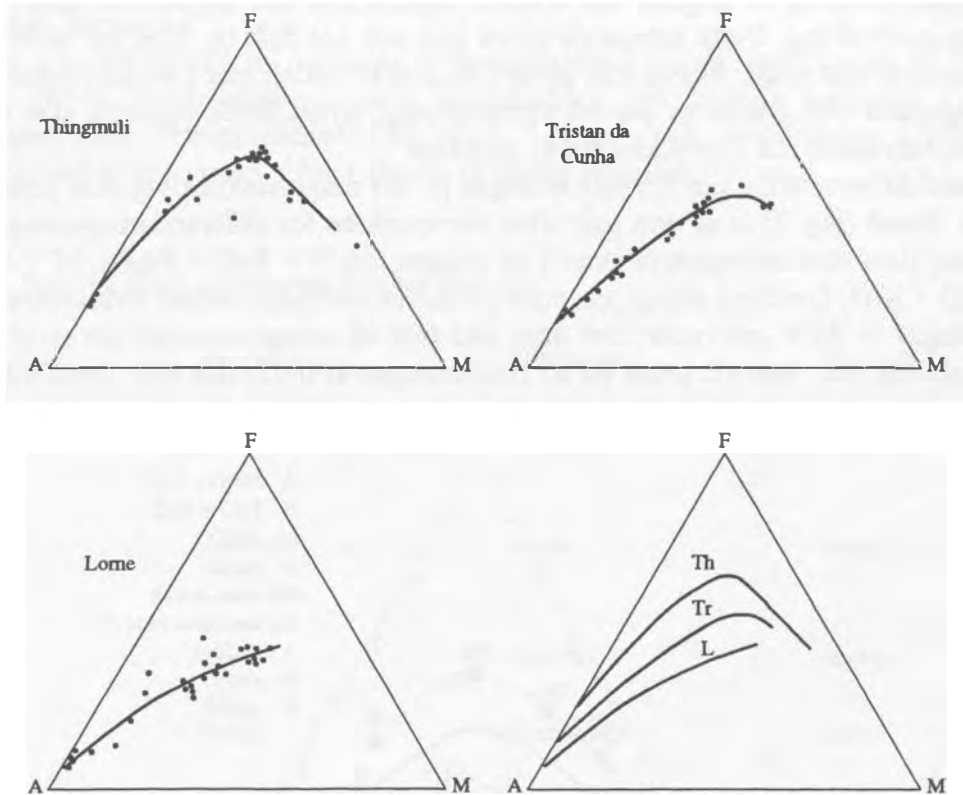


Fig. 3. FMA ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) diagram som visar olika fraktioneringstrender för bergartsserier: 1) tholeiitisk serie, 2) alkalin serie, och 3) calc-alkalin serie. Tholeiitisk serie från Þingmúli, Island (efter Carmichael, 1964), en alkalin serie från Tristan da Cunha (efter Baker et al., 1964) och en calc-alkalin serie från Lorne, Skottland (Groome och Hall, 1974).

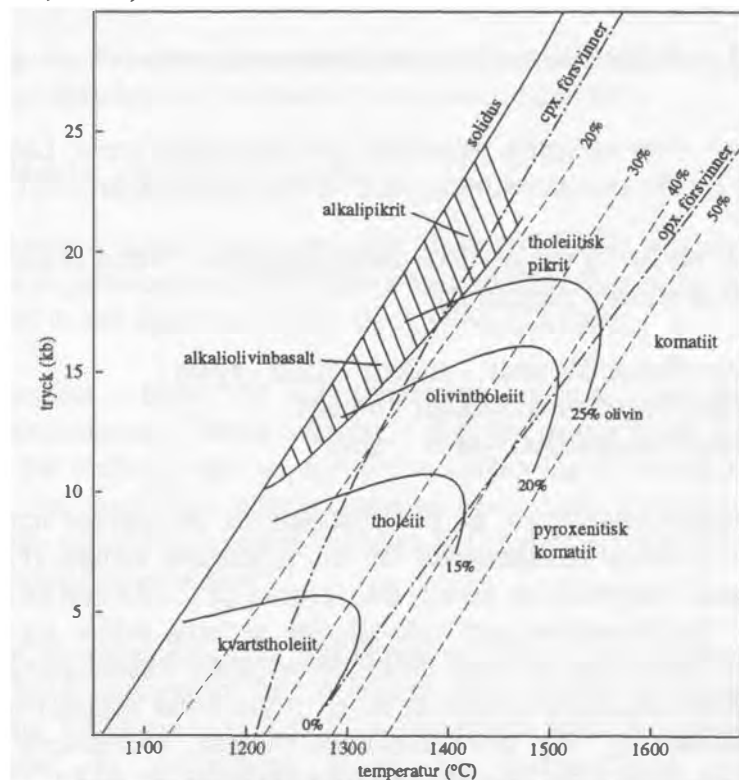


Fig. 4. Sammansättning av en smälta genom experimentell deluppsmältning av pyrolit (artificell peridotit), (efter Jaques och Green, 1980). De streckande linjerna anger procenten av deluppsmältningen, och de heldragna indikerar procenten normativ olivin i smältan.

Alkalimagman är undermättad på kisel, och genererar olivin. Denna trend ger feltspatoider i slutledet som nefelin och leucit. Tholeiit och calc-alkalina trender ger ryolit i slutledet.

Vad som krävs för att bilda en alkalismälta (Fig. 4), om ursprungsmaterialet är peridotit och för att ge en smälta som är undermättad på kisel är:

1. En låg andel partiell uppsmältning <20%
2. Högt tryck
3. En hög CO₂/H₂O kvot

Alkalinsmältor har en hög andel CO₂ (ger bla förekomst av karbonatiter).

Tholeiitiska smältor har en högre andel H₂O.

I recenta vulkaniska provinser har man observerat att trachyter och fonoliter är associerade med alkalin basaltisk vulkanism. Det anses att de är restlösningen från en alkalin basalt. De möjliga fraktioneringstrender som finns för en basaltisk magma mot felsiska slutled (Fig. 5a och 5b) ger att smältor med ganska liknade sammansättning kan fraktionera mot helt olika slutled. Starkare alkalinsmältor kan fraktionera mot 'fonolit'-minimum utan att passera så nära till den feltspatrika trachytsammansättningen.

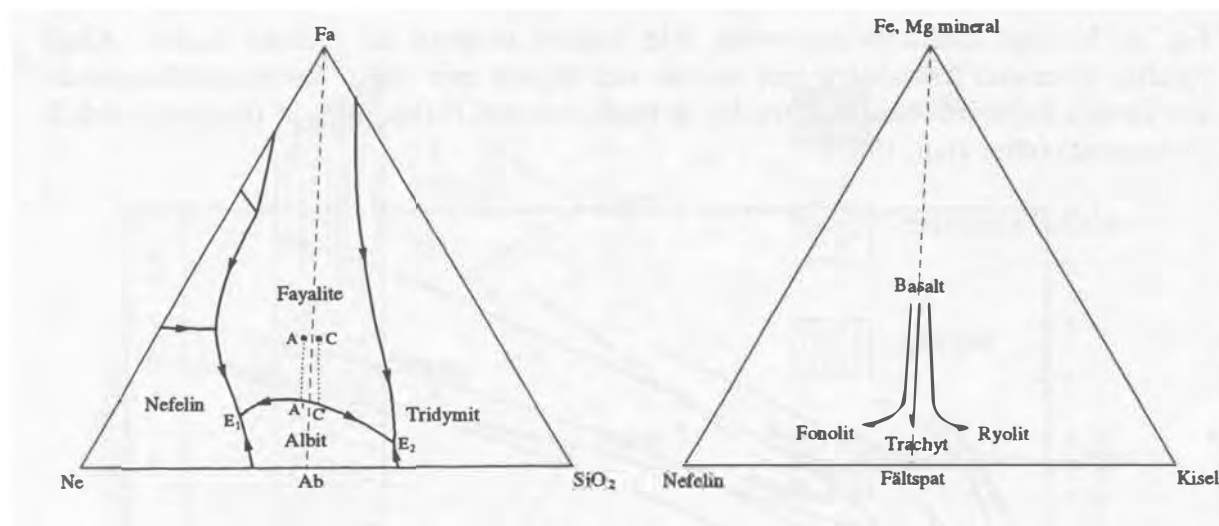


Fig. 5. a) Fayalit-nefelin-kisel-systemet (efter Bowen och Schairer, 1938). b) möjliga fraktioneringstrender av basiska magmor.

Diagrammet 'total alkali mot kisel' (Fig. 6) är en av de mest användbara diagrammen för att klassifiera vulkaniska berarter. Här fraktionerar alkali-basalter mot fonolit och tholeiit mot ryolit. Sammansättningen av den direkta linjen från basalt till trachyt går via hawaiiit, mugearit och benmoreit. Det är den trenden som brukar markeras på total alkali-kisel diagrammen.

Alkali/kisel-diagrammet (Fig. 7) visar kemiska trender för sex isländska vulkansystem. De representerar tre magmatiska utvecklingsserier: 1) de tholeiitiska Krafla och Thingmúli, 2) alkalina övergångs serier Hekla och Torfajökull och 3) de alkalina serierna Vestmannaeyjar och Setberg II. Den streckade linjen är Hawaiiitrenden.

Den isländska vulkanismen är sålunda inte bara tholeiitisk vilket man skulle tro vara fallet för en mittoceanisk spridningsrygg.

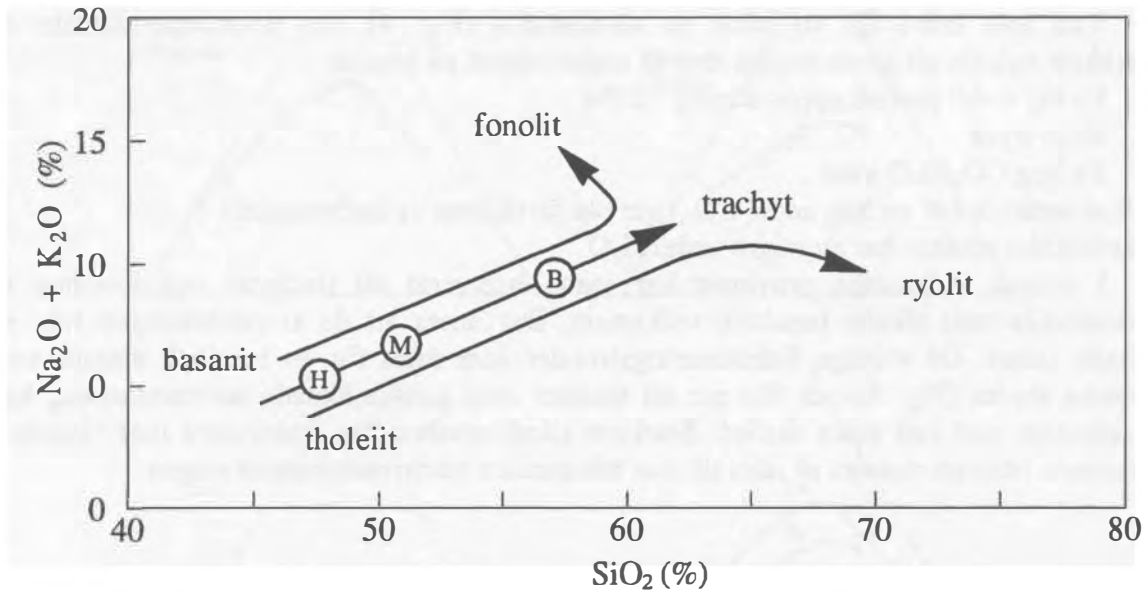


Fig. 6. Möjliga fraktioneringstrender från basiska magmor till felsiska slutled. Alkali basalter förmodas fraktionera mot fonolit, och tholeiit mot ryolit. Sammansättningen av den direkta linjen från basalt till trachyt är markerad med H (hawaiiit), M (mugearit) och B (benmoreit) (efter Hall, 1987).

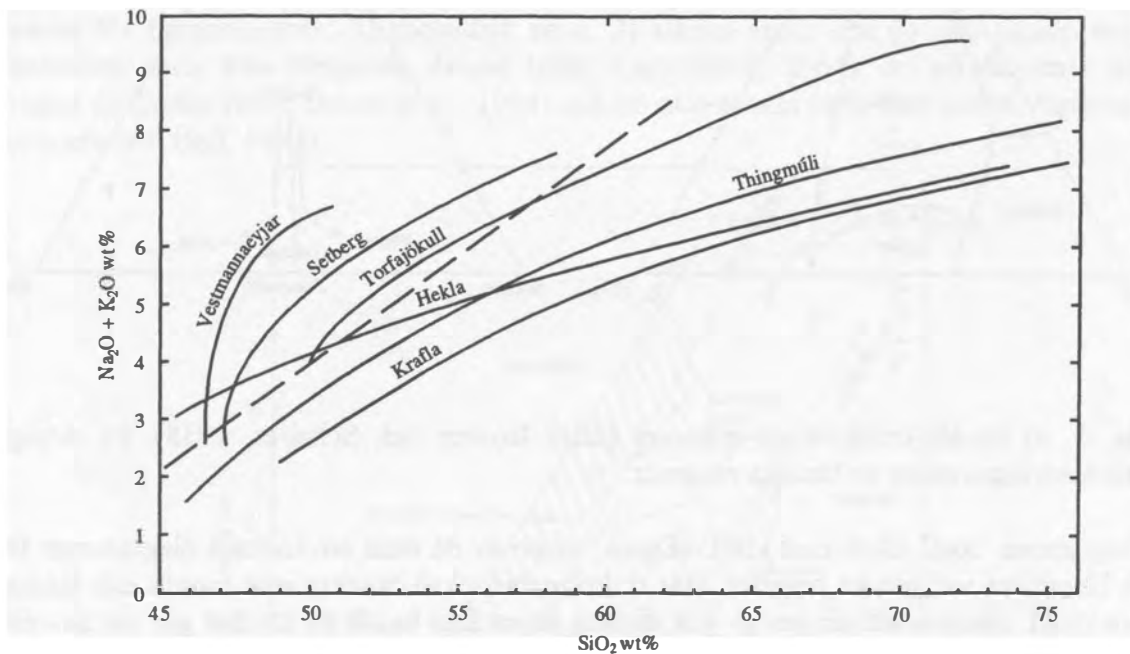


Fig. 7. Alkali/kisel-diagram för sex isländska vulkansystem (modifierat efter Jakobsson, 1979). Dessa skall representera tre utvecklingsserier: 1) en tholeiitisk serie från Krafla och Thingmáli, 2) en alkalin övergångsserie från Hekla och Torfajökull och 3) en alkaliserie: Vestmannaeyjar och Setberg II. Den streckade linjen representerar hawaiiit-trachyt trenden.

Oceanbotten

Oceanbotten är betydligt tunnare än kontinentalskorpan. Kontinentalskorpan har i medeltal en tjocklek av ca 35 km medan oceanskorpan har en tjocklek på ca 7 km. Dessa värden inkluderar ej sediment som ökar i tjocklek bort från den aktiva riften. Oceanbotten har en högre densitet än kontinentalskorpan. Beräkningen av tjocklekarna sker med förutsatsen att oceanbotten och kontinenterna är i isostatisk jämvikt.

Oceanbottnarnas uppbyggnad (Fig. 8) kan visas med en generaliserad ofiolit-sekvens (fragment av oceanbotten och övre mantel som ligger på land). Sekvensen är indelad i ett antal lager:

- Lager 1, består av sediment vilka ökar i tjocklek längre bort från spridningsryggen.
 Lager 2, det vulkaniska lagret där sediment med ringa mäktighet kan ingå; består av extrusiva basalter, bla kuddlava, och desto djupare ju större andel diabasgångar.
 Lager 3, Detta lager är betydligt tjockare och mer enhetligt än lager två; lager tre domineras av gabbro, och i botten (3B) finns ultrabasisiska kumulater (bottenskrapet i en magmakammare bildat av kristaller, vilka har sjunkit till botten av magman).
 Övre Manteln

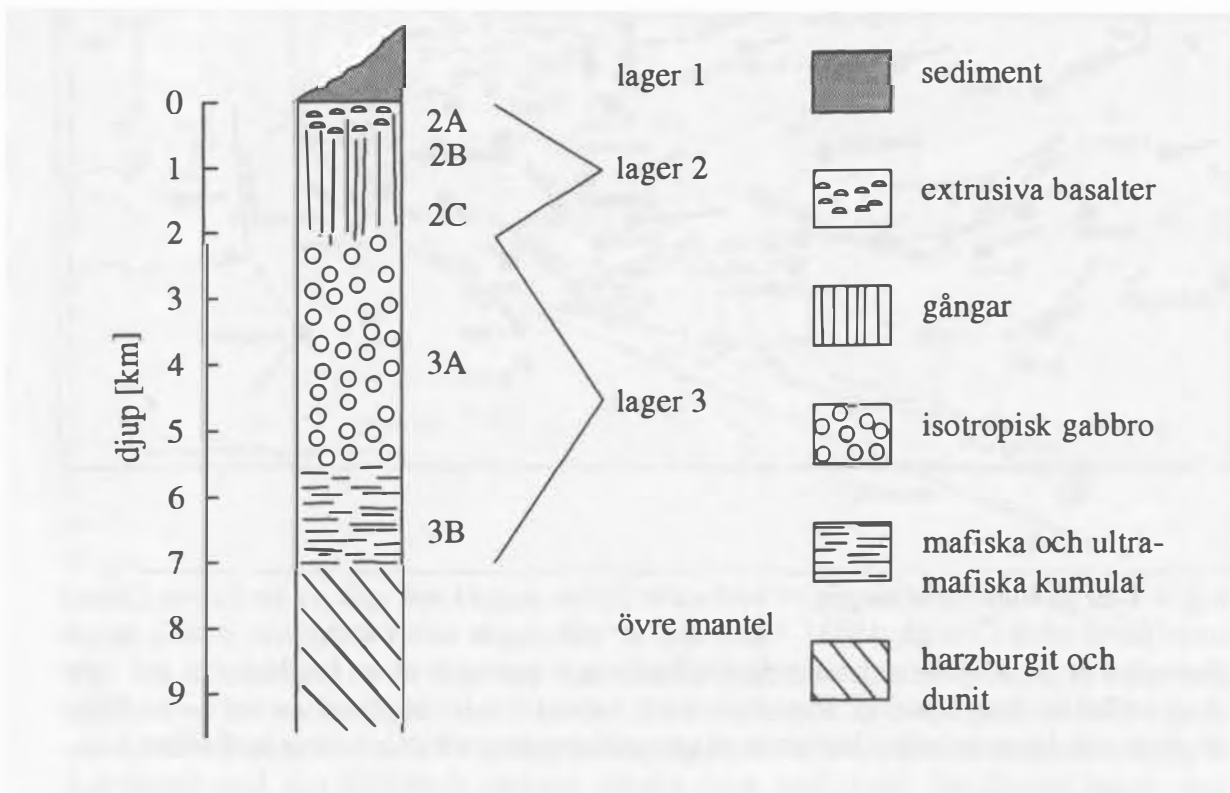


Fig. 8. Oceanbottnens uppbyggnad.

Hetfläckar

“Hot spot”, eller hetfläck på svenska, är den plats där geotermisk energi kommer upp från manteln. Detta leder till vulkanism som inte behöver vara relaterad till någon spridningsrygg eller subduktion. Hetfläcken genererar en högre manteltemperatur som resulterar i en upplyftning av skorpan. Det finns över 40 stycken belagda hetfläckar idag (Fig. 9). Hetfläckar är 10-15% varmare än den normala medeltemperaturen i den övre skorpan. Detta är dock tillräckligt för att generera stora mängder av smälta när rifting sker i anslutning till hetfläcken. En hög $^3\text{He}/^4\text{He}$ kvot är karakteristisk för många hetfläckar. Den isländska hetfläcken har en distinkt hög $^3\text{He}/^4\text{He}$ kvot.

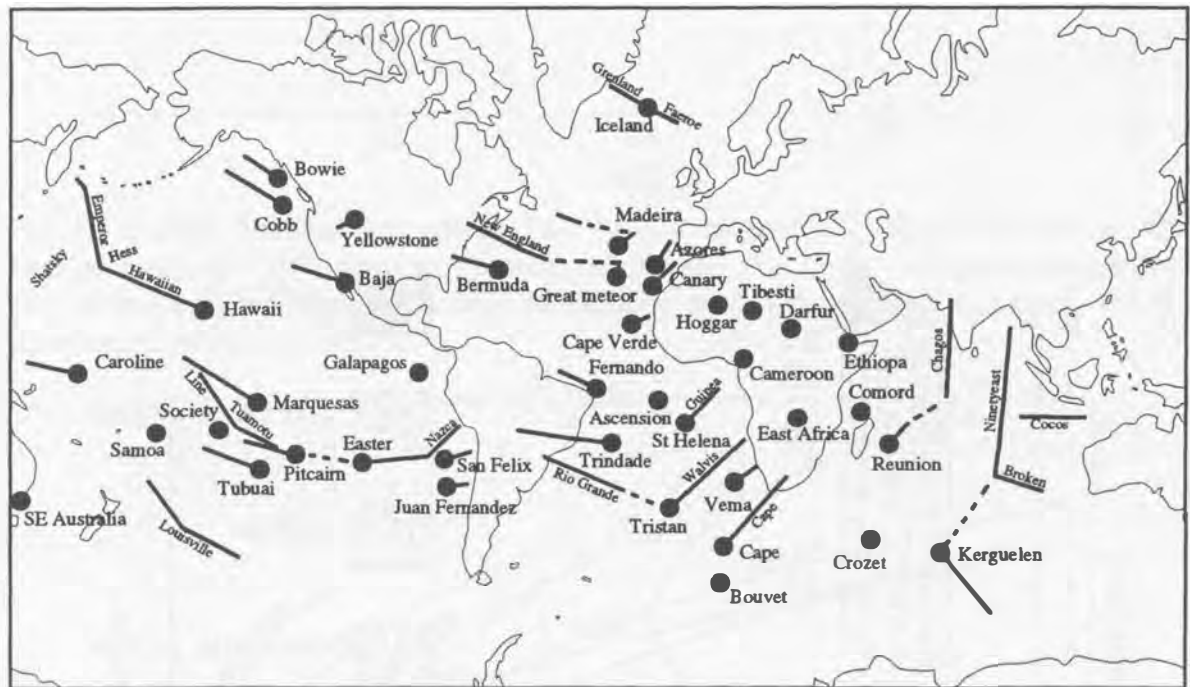


Fig. 9. Den globala fördelningen av hetfläckar (fyllda ringar) och spår av hetfläckar (linjer) (modifierad efter Crough, 1983). Vissa spår är välbelagda och namngivna. Andra såsom Bermudas är hypotetiska och visar på den beräknade passagen av en hetfläck om den varit aktiv under en längre period. Streckade linjer sammanbinder segment av spår i områden där inga spår lämnats, oftast beroende på en spridningsryggs rörelser över hetfläcken.

Det mest undersökta området som är drabbat av närvaron till en hetfläck, är Hawaiiöarna. Här passerar Stillhavets plattan över en stationär hetfläck. Den äldsta ön ligger i nordväst. Den heter Kauai och har en ålder på 5.6-3.8 Ma. De andra öarna blir yngre mot sydost. Den yngsta ön är Hawaii och började bildas för 700000 år sedan. Figur 10 visar den Hawaiianska vulkankedjan där de aktiva vulkanerna ligger i den sydöstra änden. Hela kedjan är över 6000 km lång och sträcker sig över den nordvästra Pacifiska plattan. De äldsta delarna finns numera under havsnivån och kallas "Emperor seamounts". Väst om Midway har vulkankedjan en tydlig riktningssändring; man antar att detta representerar en ändring av den relativa rörelsen någon gång under tertiär. Det finns två till vulkanlinjer i södra Stillhavet som uppvisar samma mönster. Dessa är Tuamotu och Louisvillekedjorna.

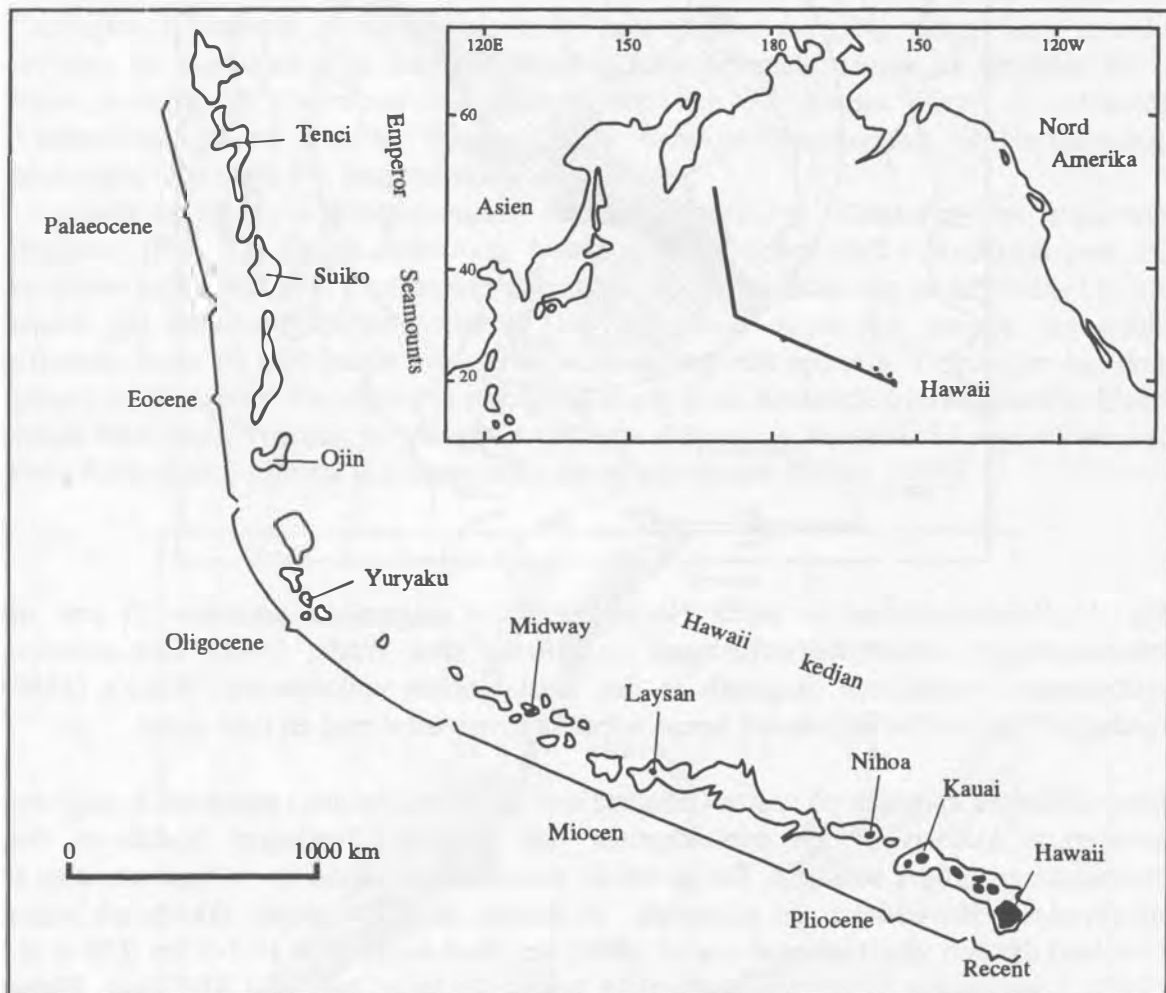


Fig. 10. Hawaiiöarna och "Emperor Seamounts" (modifierat efter Heezen och Fornari, 1978). Den submarina 2000-meters konturen och åldern på den vulkaniska aktiviteten är markerad. "Seamounts" och Hawaiiöarna blir yngre mot sydost. Denna åldersfördelning är korrelerad med den Stillahavs plattans rörelse över hetfläcken. Hetfläcken ligger idag under ön Hawaii.

Öppningen av Nord Atlanten

En utdragning och förtunning av den Laurasiska kontinentala lithosfären inleddes i slutet av Palaeozoikum (Perm), för att under Mesozoikum generera sedimentationsbassänger. Utdragning och förtunning nådde klimax under tidig tertiär tid. Vulkanismen var då som mest aktiv i anslutning till uppsprickandet av Nordatlanten. De kontinentala flodbasalterna (CFB) som extruderades före uppsprickningen kallas Thulebasalterna. Uppsprickningen skedde från söder mot norr likt ett blixtlås vid cirka 55 Ma (palaeomagnetisk anomali C24R).

Den tidiga tertiära vulkansimen som var förspelen till öppnandet av Nordatlanten, skedde på östra Baffinön, västra Grönland (just norr om Disko bukten), östra Grönland, Färöarna och de brittiska öarna (Fig. 11).

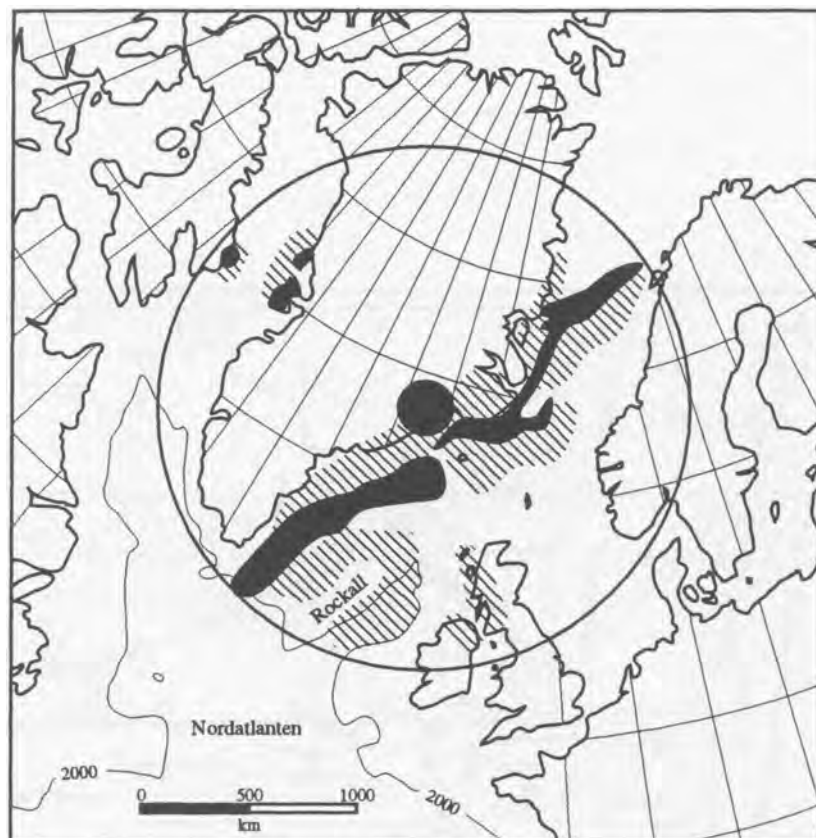


Fig. 11 Rekonstruktion av norra Nordatlanten vid magnetiska anomalin 23 just vid inledningen av oceanbottenspridningen (modifierad efter White, 1989). Den extrusiva vulkanismen i svart och diagonalt är den äldsta teriära vulkanismen. White's (1989) förslag till läget av hetfläcken vid denna tidpunkt är markerat med en fylld cirkel.

Den vulkaniska episoden på västra Grönland och Baffinön inleddes i subakvatisk miljö och genererade kuddlavor och hyaloklastiter. På Baffinön överlagras kuddlavor och hyaloklastiter tertiära sediment. Det är enbart det inledande skedet av vulkanismen som är subakvatiskt. Huvuddelen är subaeriel. Merparten av vulkanismen skedde på västra Grönland där den idag täcker en yta av 55000 km² med en tjocklek av 1-2 km (Gill et al., 1992). Eruptionsprodukterna var primitiva pikritiska lavar med hög MgO-halt. Halter upp till 20% har rapporterats. Detta indikerar en hög temperatur (upp till 1480°C). Palaeomagnetiskt är vulkanismen på västra Grönland daterad till intervallet 64.3 till 58.6 Ma (Kent och Gradstein, 1986).

Basalterna vid Blossevillekusten på östra Grönland extruderade under tidsintervallet 57-53 Ma (Noble et al., 1988). Intrusion av gångsvärmar och magmor pågick en längre tid efter de extruderande basalterna. Den yngsta vulkanismen på östra Grönland är Kap Parry ett alkalinkomplex, som är daterat till 35-28 Ma. På östra Grönland är Skaergaardintrusionen den mest kända vilken är en lagrad gabbrointrusion som rönt stort intresse. Den tertiära vulkanismen på östra Grönland täcker en yta av 54000 km². Dess tjocklek uppgår till ca. 9000 m, i Kangerdlugssuaqområdet. Den vulkaniska sekvensen tunnare ut inåt land. Sammansättningen av basalten är pikritisk i de undre delarna och övergår till en tholeitisk sammansättning i de övre delarna. På östra Grönland ligger basalten mer eller mindre horisontellt.

Färöarna består av tholeitisk basalt som avsatts i subaeriel miljö. Platåbasalterna har generellt en ostlig till sydostlig stupning med 1°-3°. En 3 km tjock sekvens är exponerad. Basen av basalterna anses ligga 2-4 km under havsnivån (Hald och Waagstein, 1984) där de tros vila på en kontinental skorpa. Tidsmässigt extruderade merparten av basalterna mellan ca. 60 till ca. 54 Ma. En pre-rift rekonstruktion placerar Färöbasalterna i närheten av Blossevillekusten på östra Grönland.

Vulkanismen på de Brittiska öarna skedde inom tidsintervallet 63-52 Ma och var mest aktiv runt 59 Ma (Mussett et al., 1988). Huvuddelen av vulkanismen dateras till före öppningen av Nordatlanten. Den vulkaniska fissursvärmen har en dominerande strykning som varierar mellan NW-SE till N-S, men på västra Irland har den en E-W strykning. De flesta centralvulkaner som bildades kom till där fissurerna korsade tidigare tektoniska lineament. De åtta mest betydande centralvulkanerna ligger orienterade mer eller mindre N-S inom 40 km's bredd och med en längd av 250 km från Skye i norr genom Rhum, Ardnamurchan, Mull, Arran till tre komplex på Nordirland (Mournes, Slieve Gullion och Carlingford). Eruption av basalter har skett i hela området där gångsvärmar finns, men det är inom tre huvudområden som plåtbasalter finns bevarade. Dessa tre områden är: 1) Skye lavorna, 2) Ardnamurchan-Mullregionen och 3) Antrim plåtån (Nordirland). Vulkanismen på de brittiska öarna är dock bara en sidohändelse till Nordatlantens öppnande, men dock det bäst studerade området.

Längs de riftade kontinentkanterna har man konstaterat reflektorer som stupar inåt riftzonen (Fig. 12) Dessa reflektorer består av en 3-6 km packe lavaföden som har eruperat subaeriellt eller i en grund vattenmiljö. Eruptionskällan låg på havssidan (vid rift axeln) om deras nuvarande position. Den nuvarande stupningen in mot den axiella riftzonen beror på påföljande överlagring, insjunkning och tippning. Tippningen har skett genom blockrörelser. De extrusiva basalterna utgör dock endast de översta delarna. Under dessa finns stora volymer av intrusiv i de lägre delarna av skorpan. Så mycket som 15 km's förtjockning tillförts skorpan genom dessa intrusioner (White, 1988).

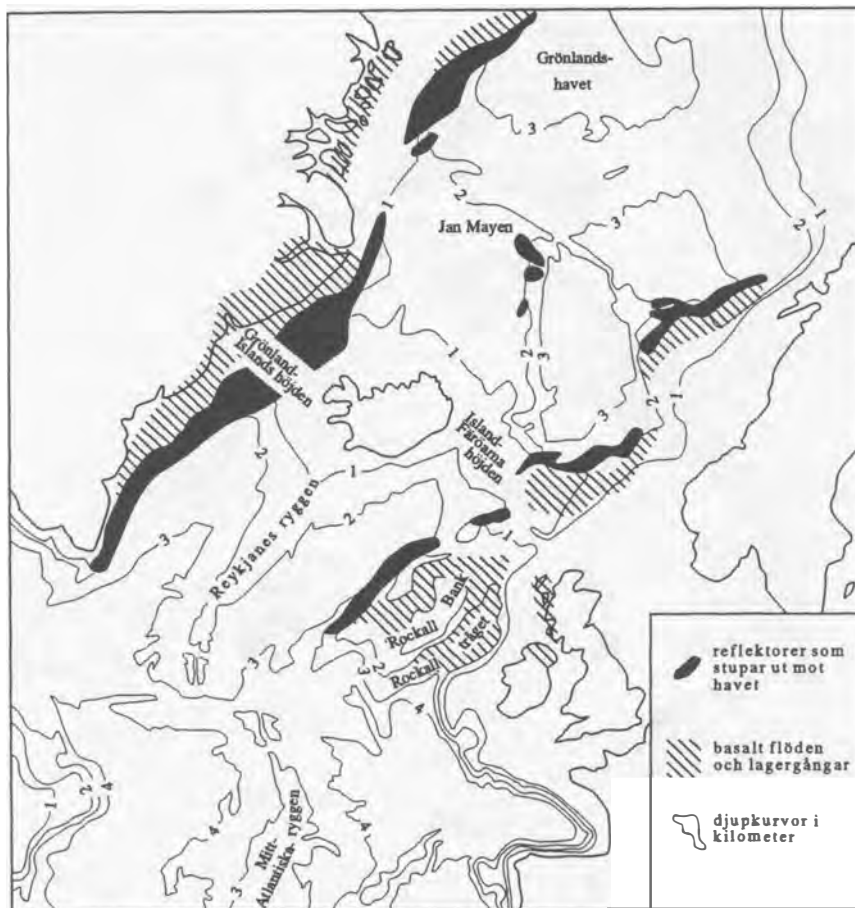


Fig. 12. De svarta områdena återger utbredningen av reflektorer med en stupning ut mot havet. Dessa ligger längs de riftade kontinentkanterna (modifierad efter White, 1988). De streckade områdena visar områden med tidiga tertiära basaltflöden och gångar. Batymetrin i Nordatlanten visar på en betydande uppgrundning, med Grönland-Island höjden i väster och Island-Färöarna i öster. Dessa är troliga spår efter hetfläcken. Hetfläcken finns nu under Island.

Lawver och Müller (1994) föreslår att de pikritiska eruptionsprodukterna är ett resultat av att Islands-hetfläcken låg nära Grönlands västkust vid 60 Ma, och vid 40 Ma nära östkusten. De anser att initieringen av den isländska hetfläcken dateras till före öppnandet av Nordatlanten och att den extensiva tidiga tertiära vulkanismen beror på spridning i ett område med förtunnad litosfär. White (1992) föreslår att den isländska hetfläcken nådde basen av litosfären omkring 62 Ma och tillkomsten av den samma också var en utlösande faktor till uppsprickningen av Nordatlanten. På grund av Grönlandsisen har man ej kunnat följa hetfläcksspåret tvärs över Grönland.

Från Grönland till Island finns en betydlig uppgrundning, i form av Grönland-Islands-höjden, och åt öster Island-Färö höjden (Fig. 12). Havsdjupet runt Island är betydligt mindre än längs resten av spridningsryggen. Botten ligger ca 2-4 km högre än vad som är normalt. För att detta skall fungera måste det finnas en tjockare oceanskorpa än de 7 km som är normalt. På Grönland-Islandhöjden kan tjockleken på skorpan var upp till 25 km och på Island- Färöarnahöjden upp till 30-35 km (Staples et al. 1997).

Spridningen på Island

Det seismologiska och vulkaniska mönstret ger en god bild av var den mittatlantiska plattgränsen befinner sig på Island (Fig. 13 och 14). Den seismiska aktiviteten är ofta periodisk och kommer i form av jordbävningssvärmar. Eruptioner inleds med en ökad seismisk aktivitet, mer eller mindre långt innan magman når ytan.

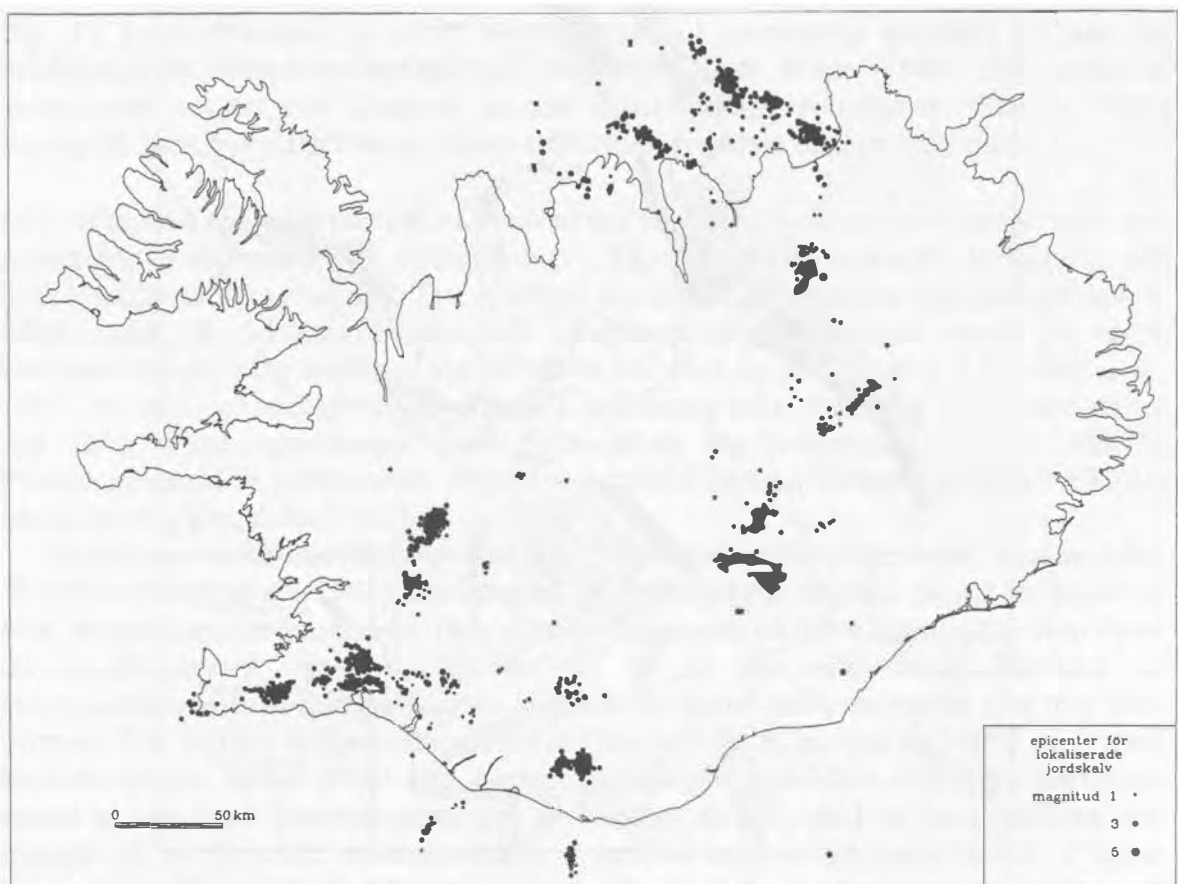


Fig. 13. Den seismologiska aktiviteten på Island mellan åren 1982 till 1985. Kartan visar alla jordbävningar som har ≥ 2 i magnitud och är lokaliserade med ett fel mindre än 5 km (modifierad efter Einarsson och Sæmundsson, 1987).

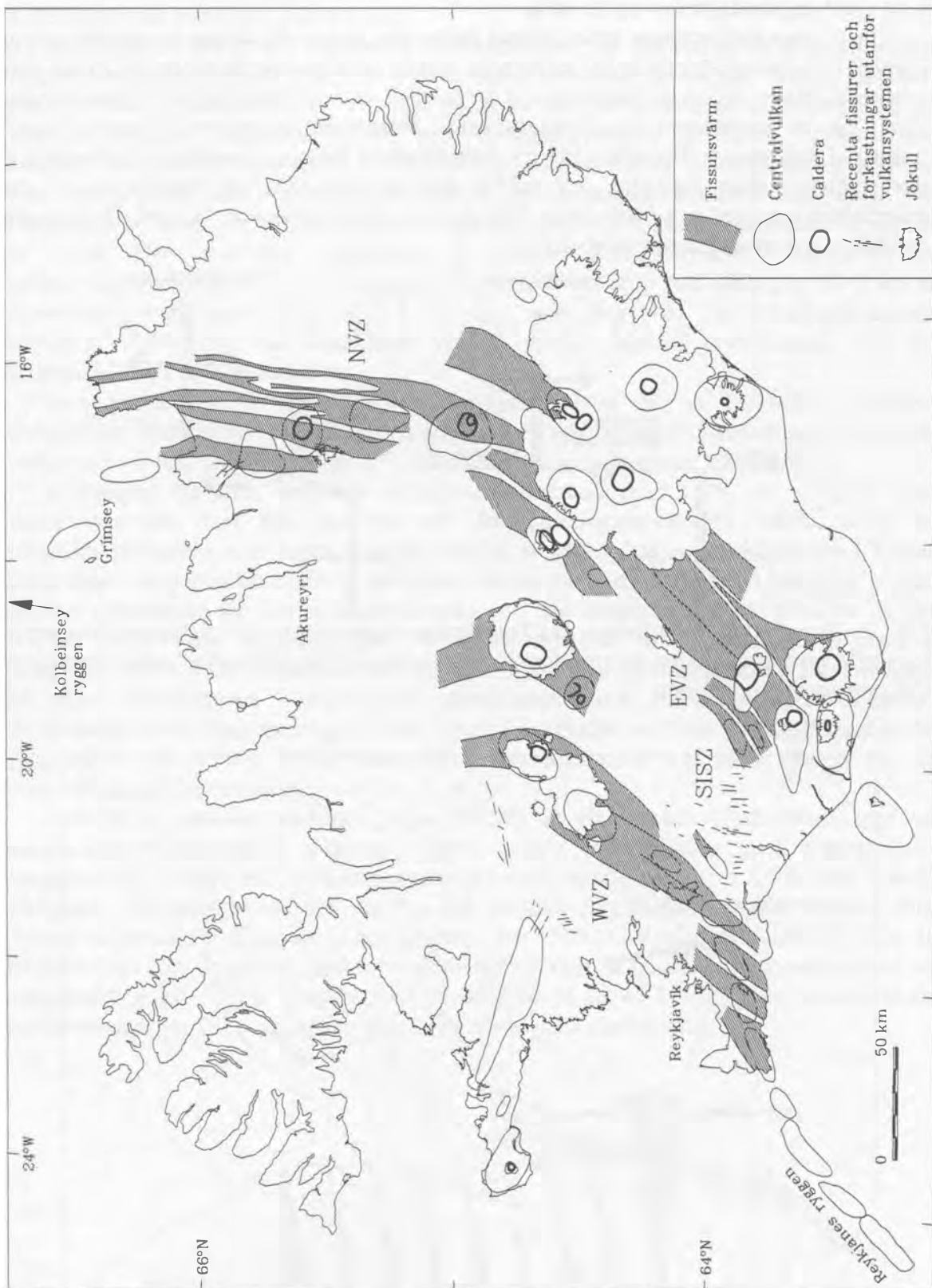


Fig. 14. Karta över vulkansystem med centralvulkaner och fissursværmur på Island. Kartan visar den norra vulkaniska zonen (NVZ), östra vulkaniska zonen (EVZ), västra vulkaniska zonen (WVZ) och den södra isländska seismiska zonen (SSIZ). (efter Einarsson och Sæmundsson, 1987)

Island är beläget på den mittatlantiska ryggen vilken är en långsam spridningsrygg. Plattseparationsvektorn för Island är 103° på södra Island och 107° på norra, med en total spridningshastighet av $1,9 \text{ cm/år}$. En snabb spridningsrygg som East Pacific Rise har en total spridningshastighet av ca. 12 cm/år .

Transforma förkastningar kallas sådana förkastningar som förskjuter en spridningsrygg i sidled. De utgör plattgränser där jordskorpa varken nybildas eller förstörs (Fig. 15a). Den relativa rörelsen mellan de två plattorna är parallell med strykningen hos förkastningen. Finns det en komponent av divergens kallas förkastningen för en läckande "leaky" transform förkastning (Fig. 15b). Ett bra exempel på en läckande transform förkastning är plattgränsen mellan Euroasia och Afrika från den azoriska trippelpunkten på den mittatlantiska ryggen och österut mot Gibraltar. Jordskalvsdata visar att det förekommer extension, dvs nybildning av oceanskorpa.

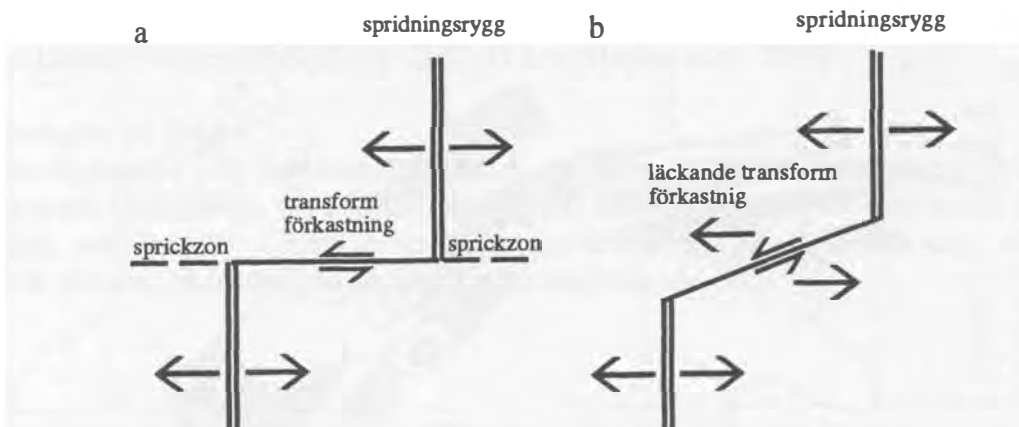


Fig. 15. Transforma förkastningar. a) Transforma förkastningar där plattornas rörelser är parallella med strykningen av transformförkastningen. b) En läckande "leaky" transform förkastning som divergerar.

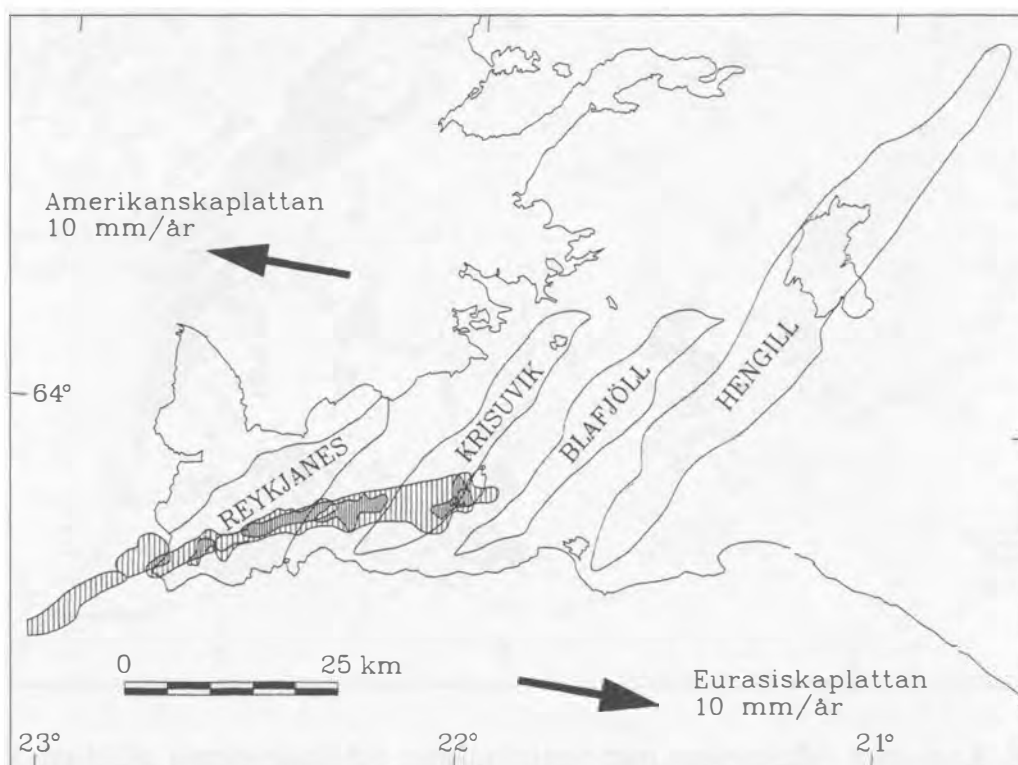


Fig. 16. De tektoniska elementen på Reykjaneshalvön. Vulkansystemen med fissursvärmar är gråa. Jordbävningens epicenterområden 1971-1975 är streckade. (modifierad efter Sturkell et al., 1994).

På Island är riftzonen förskjuten österut mot den stationära hetfläcken, som befinner sig under de södra delarna av den norra vulkanzonen och de centrala delarna av östra vulkanzonen. De transform rörelserna tas upp i två transformförkastningar; i norr av den till största delen submarina Tjörnes-sprickzonen, och i söder av Reykjaneshalvön och den södra Isländska seismiska zonen (SISZ).

Reykjaneshalvön är den strukturella förutsättningen för den mittatlantiska spridningsryggen (Reykjanesryggen) (Fig. 16). Den fortsätter mot öster till Hengil "triple junction" där den västra vulkanzonen (WVZ) och SISZ tar vid. De strukturer som dominerar på ytan är fissurer (tensionssprickor) men horisontalrörelser är också observerade. Medelstrykningen för fissurena är $39^{\circ} \pm 9^{\circ}$ (Gudmundsson, 1987). På Reykjaneshalvön finns fyra vulkansystem med tillhörande fissursvärm vilka är arrangerade en-echelon (Fig. 16). Dessa upptar en ca. 30 km bred zon. Den senaste eruptionen på Reykjaneshalvön skedde år 1340. Den seismiska aktiviteten på halvön sker periodvis. Merparten av jordbävningarna är grunda, och ligger på mellan 2-5 km djup men djup ner till 9 km är observerade och ligger inom en 2-5 km bred zon (Fig. 16). Jordbävningssvärmens strykning (80°) och den maximala vänster-laterala skjuvnings-rikningen ($76^{\circ} \pm 6^{\circ}$) sammanfaller på Reykjaneshalvön.

Den transform förkastningen på Reykjaneshalvön är en läckande transform förkastning. Plattspridningsvektorn och strykningen hos transformförkastningen bildar en vinkel som på Reykjaneshalvön är 23° , vilket innebär en komponent av divergens.

Riktningen för den maximala extentionen bestämd med GPS, är vinkelrät mot vulkansystemens med sina fissursvärm. Reykjaneshalvön är till största delen en transform plattgräns som har en specifik tjocklek av spröd skorpa (låsningsdjupet). Under detta djup sker det en kontinuerlig aseismisk rörelse med en sammanlagd hastighet av den relativa spridningen för den nordamerikanska och den eurasiska plattan. Bredden av det område där det sker en uppbyggnad av skjuvspänningen vid en transform förkastning bestämmer till stor del tjockleken hos den spröda skorpan (låsningsdjupet). Det beror på till vilket djup skorpan är rigid under interseismiska och intermagmatiska händelser. Beräkningen av låsningsdjupet ger att det ligger i intervallet 5-11 km för Reykjaneshalvön (Sturkell et al., 1994). Detta låsningsdjup överensstämmer väl med djupen för de observerade jordbävningarna.

Den södra isländska seismiska zonen (SISZ) är ett område (Suðurland) med en kontinuerlig mikroseismisk aktivitet. Detta område sammanfaller med destruktionsområdena för de historiska jordbävningarna och med recenta fissurer. I SISZ finns Islands viktigaste jordbruksområde och där bor för isländska förhållanden relativt mycket folk (Island har runt 250000 invånare och av dessa bor 150000 i Reykjaviks-området). Det är på Suðurland som de största jordbävningarna har ägt rum på Island. Jordbävningar med en magnitud upp till 7.1 har kommit med ett intervall på ca 45-112 år. Den senaste stora jordbävningen var 1912, så nu väntar man på nästa stora jordbävning.

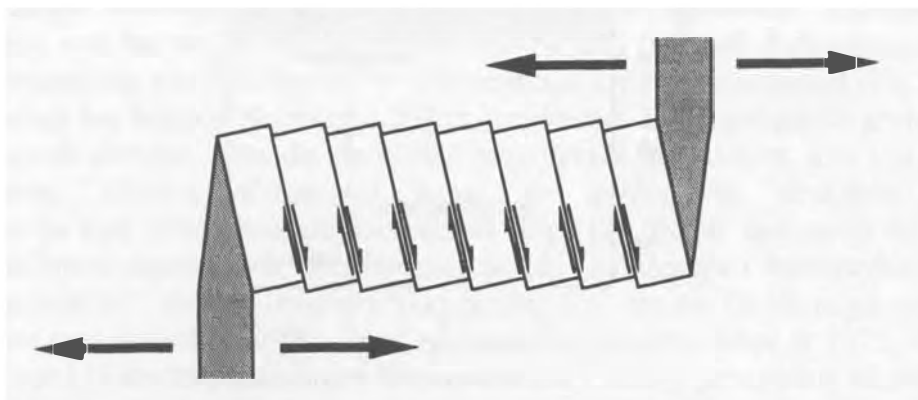


Fig. 17. Bokhylletektonik i SISZ's transformförkastning. Transformförkastningen är vänster-lateral. Mellan blocken finns mer eller mindre nord-sydliga förkastningar. Dessa block roteras motsols och en höger-lateral förkastningsrörelse sker mellan dessa.

Det finns två överlappande riftzoner på södra Island. Det är den östra och den västra vulkanzonen (EVZ och WVZ i Fig. 14). Aktiviteten i den östra anses ha inletts för 2-3 Ma. sedan. Innan dess existerade endast den västra zonen. Det har föreslagits att den östra zonen förflyttats söderut och att aktiviteten avtar i den västra i samma takt. Existensen av SISZ är ett argument för en övergång till den östra riften. Det finns ingen motsvarande seismisk zon i den norra änden av den västra vulkaniska zonen. Gudmundsson (1987) har tagit fram den maximala extentionen tvärs Þingvellir-fissursystemet och konstaterar att den överstiger 100 m. Förkastningarna och fissurena har klippt ett 9000 år gammalt lavaflöde och det ger en spridningshastighet av nära 1 cm/år i den västra vulkan zonen under postglacial tid. Den totala spridningshastigheten är 1.9 cm/år. Hälften av spridningen i postglacial tid har alltså skett i den västra vulkaniska zonen. Under de senaste 1000 åren är det den östra vulkaniska zonen som har varit mest aktiv. Rifthändelser med en extension av flera meter på ytan sker oftast i anslutning till större eruptioner på Island. Fyra större eruptioner är kända sedan 900-talet i den östra vulkanzonen. Dessa är; Laki 1783, Veidivötn ca. 1480, Vatnaöldur ca. 900 och Eldgjá ca. 934. Det har förekommit minst en riftepisod i den västra vulkaniska zonen men utan någon eruption på ytan. Under de senaste 1000 åren har 85±15% av spridningen tagits upp av SISZ. De vill säga att norr om SISZ endast 15±15% av plattspridningen tagits upp i den västra vulkaniska zonen medan 85±15% av divergensen har skett i den östra vulkanzonen (Sigmundsson et al., 1995).

Den södra isländska seismiska zonen är en transformförkastning som tar upp rörelsen mellan Reykjanes och den östra vulkaniska zonen. Istället för en stor öst-västlig förkastning finns det nord-sydliga strykande förkastningar vilka tar upp den vänster-laterala skjuvningen tvärs SISZ genom bokhyllletektonik "bookshelf faulting". Det sker en höger-lateral rörelse längs de nord-sydliga förkastningarna och en blockrotation (t ex Einarsson, 1991) (Fig. 17).

Deformation i 104° riktningen (spridnings riktning på Suðurland) mellan punkter mätta 1989 och 1992 har plottats i figur 18. Där är den vänsterlaterala rörelsen koncentrerad inom en ca. 25 km bred zon. Denna zon korrelerar bra med den seismiska aktiviteten inom SISZ. Det har beräknats att runt 85±15% av den relativa plattrörelsen tas upp i denna zon (Sigmundsson et al., 1995).

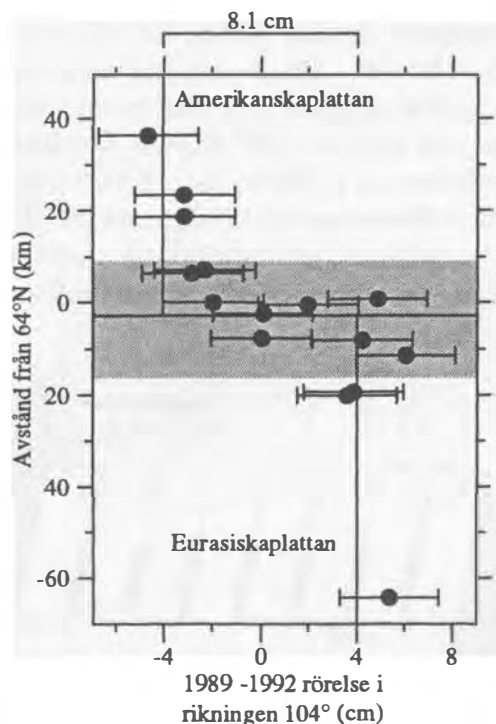


Fig. 18. Den mätta rörelsen för punkter tvärs SISZ mellan 1989 och 1992. Stationernas rörelse i 104° (spridnings vektorn på Suðurland) mot latituden (modifierad efter Sigmundsson et al., 1995).

På norra Island ansluter Tjörnes-sprickzonen till den norra vulkanzonen med Kolbeinseyryggen. Tjörnes-sprickzonen flyttar spridningscentra ca. 120 km västerut. Denna transformförkastning har varit verksam under ca 6-7 miljoner år (möjligen 9-10 miljoner år) och är till liten del exponerad på land i närheten av Húsavík. Den delen av förkastningen kallas följaktligen för Húsavíkförkastningen (Fig. 19). Húsavíkförkastningen ansluter till den norra vulkaniska zonen med sina nordligt strykande fissurer och förkastningar.

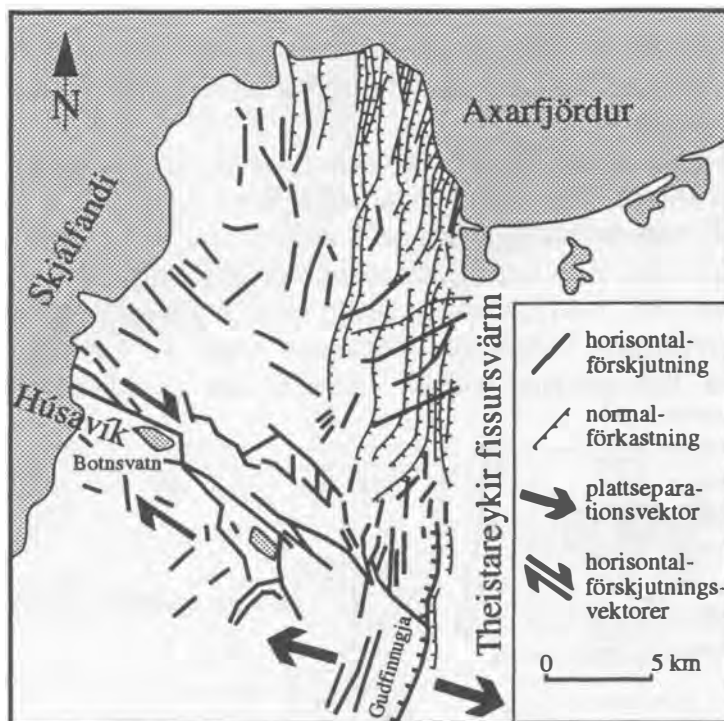


Fig. 19. Tektonisk karta över Tjörneshalvön med den dextrala horisontalförskjutande Húsavíkförkastningen som ansluter till Guðfínnugja. Platseparationsvektorn är 107° medan Húsavíkförkastningen stryker i 125°. Detta ger upphov till upptryckta ryggar och till tensionsbassänger, där Botnsvatn är den största. (efter Gudmundsson et al. 1993)

Norra vulkanzonen består av nord-sydligt orienterade vulkansystem vilka är arrangerade i ett en-echelon-mönster. Uppe på ytan utgör vulkansystemen 5-20 km breda och 40-100 km långa svärmar med tensionsfissurer, normalförkastningar och vulkaniska fissurer. De holocena fissursvärmarna är främst utbildade i yngre (<10000 år) basiska lavaflöden (till största del pahoehoeflöden) inom den aktiva zonen. Inom NVZ är Krafla och Askja de mest kända vulkansystemen (Fig. 14).

Tjörnes-sprickzon är en 120 km lång och 80 km bred dextral transform förkastning med betydande seismisk aktivitet, framförallt i två lineament. Húsavík-Flatey-förkastningen, som har en 25 km lång fortsättning på land (Húsavík-förkastningen), är en horisontalförkastning som stryker WNW. Det andra är Grimseylineamentet (Fig. 20). Ett tredje lineament har tidigare föreslagits, Dalvík lineamentet. Detta antagande grundades på en viss seismisk aktivitet, men det finns inga observerade ytstrukturer som kan bekräfta dess existens. Húsavíkförkastningen möter de nord-sydligt strykande normalförkastningarna som tillhör Þeistareykirsystemet (Fig. 19). Denna anslutning är tydligast där Húsavíkförkastningen möter normalförkastningen Guðfínnugja i Þeistareykirsystemet. I "skärningspunkten", stryker Húsavíkförkastningen 125° medan Guðfínnugja stryker 5°, så mötet sker med en vinkel av 60°. Spridningsvektorn på norra Island är 107°, vilket inte är parallellt med Húsavíkförkastningen. Denna skillnad i riktning ger upphov till upptryckta ryggar, tensionsbassänger och horisontalförkastningar. Det finns flera stora tensionsbassänger längs Húsavíkförkastningen, varav Botnsvatn är en av den största (fig. 19). Observerad striering på förkastningsplanet indikerar en horisontell rörelse. Húsavík-

förkastningen fortsätter i Skjálfandi vidare till Eyjafjarðaráll och hela förkastningzonen kallas Húsavík-Flateyförkastningen. Man tror att rörelsen längs Húsavík-Flatey-förkastningen avtog för ca. en miljon år sedan när den norra vulkanzonen förflyttades norrut in i Axarfjarðardjúp. Det andra betydande lineament som ansluter till den norra vulkaniska zonen i Axarfjörður är Grímseylineamentet, som är ett 80-90 km långt lineament bestående av ett antal nord-sydligt orienterade grabenstrukturer arrangerade en-echelon. Grímseylineamentet är främst definierat genom seismisk aktivitet (Fig. 13). De senaste årtiondena har det varit en intensiv seismisk aktivitet med frekventa jordskalv längs denna zon. Grímseylineamentets fortsättning på land och anslutning till den norra vulkaniska zonen är något otydlig.

I Tjörnes sprickzonen finns det tre nord-sydligt strykande sedimenttråg (Fig. 20), med Eyjafjarðaráll från väster, Skjálfandi till Axarfjarðardjúp i öster. Det är en mäktighet av ca. 4 km sediment i Eyjafjarðarálltråget och ca. 2.2 km i Axarfjarðardjúptråget. I en borrhning på Flatey (Fig. 20) har man uppskattat sedimentationshastigheten till 500-1000 m/Ma (Flóvenz & Gunnarsson, 1991). Man har belagt totalt fem glacial/interglacial cykler i den 550 m långa borrhkärnan. Sedimenten domineras totalt av material med vulkanogent ursprung. Snabba fluktuationer mellan subaerial och grundhavsfacies karaktäriserar sedimenten.

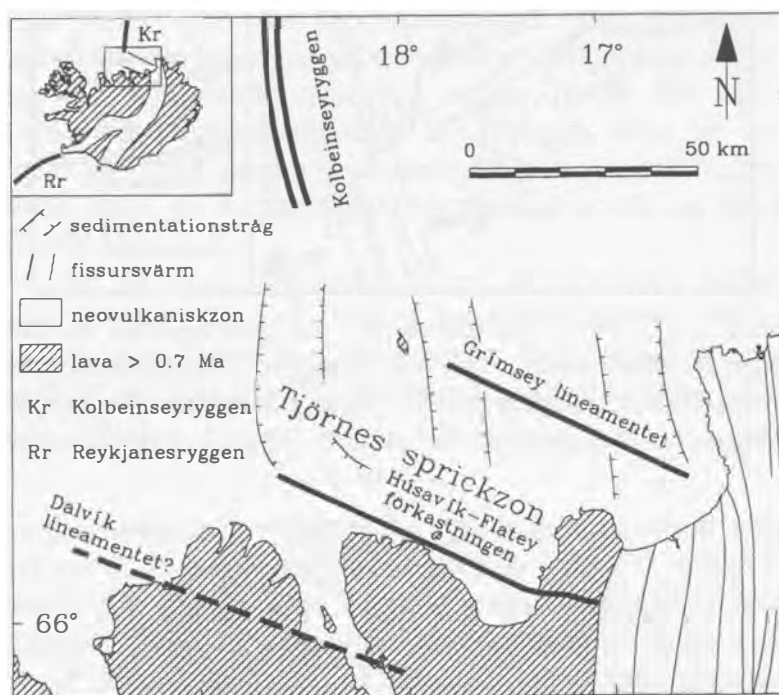


Fig 20. Förenklad geologisk och tektonisk-karta över Tjörnes-sprickzon där den norra vulkanzonen ansluter till Kolbeinseyryggen.

Antar man en liknande sedimentationshastighet inom Tjörnes-sprickzonen (trots de olika tektoniska miljöerna), har de 2.2 km sedimenten i Axarfjarðardjúp deponerats inom 2.2-4.4 Ma och de 4 km i Eyjafjarðaráll under 4.4-8.8 Ma. I Axarfjarðardjúp vilar sedimenten på tertiära flodbasalter. Detta ger att Eyjafjarðaráll är äldre än Axarfjarðardjúp, och att Tjörnes-sprickzonen har propagerat successivt 120 km åt öster.

På Island är den mittatlantiska riftzonen förskjuten österut mot den stationära hetfläcken som befinner sig under den centrala delen av den östra vulkaniska zonen (Fig. 14). De transformera rörelserna tas upp i två transformförfkastningar; i norr av den till största del submarina Tjörnes-sprickzonen, och i söder av Reykjaneshalvön och den södra isländska seismiska zonen. För cirka 4.5 Ma låg den vulkaniska zonen rakt emellan Reykjanes-ryggen och Kolbeinsey-ryggen (Sæmundsson, 1974). Sedan dess har riftzonen flyttat ca. 120 km österut (Fig. 21). Man anser att den stationära hetfläcken har haft en avgörande betydelse förskjutningen av den aktiva riftzonen.

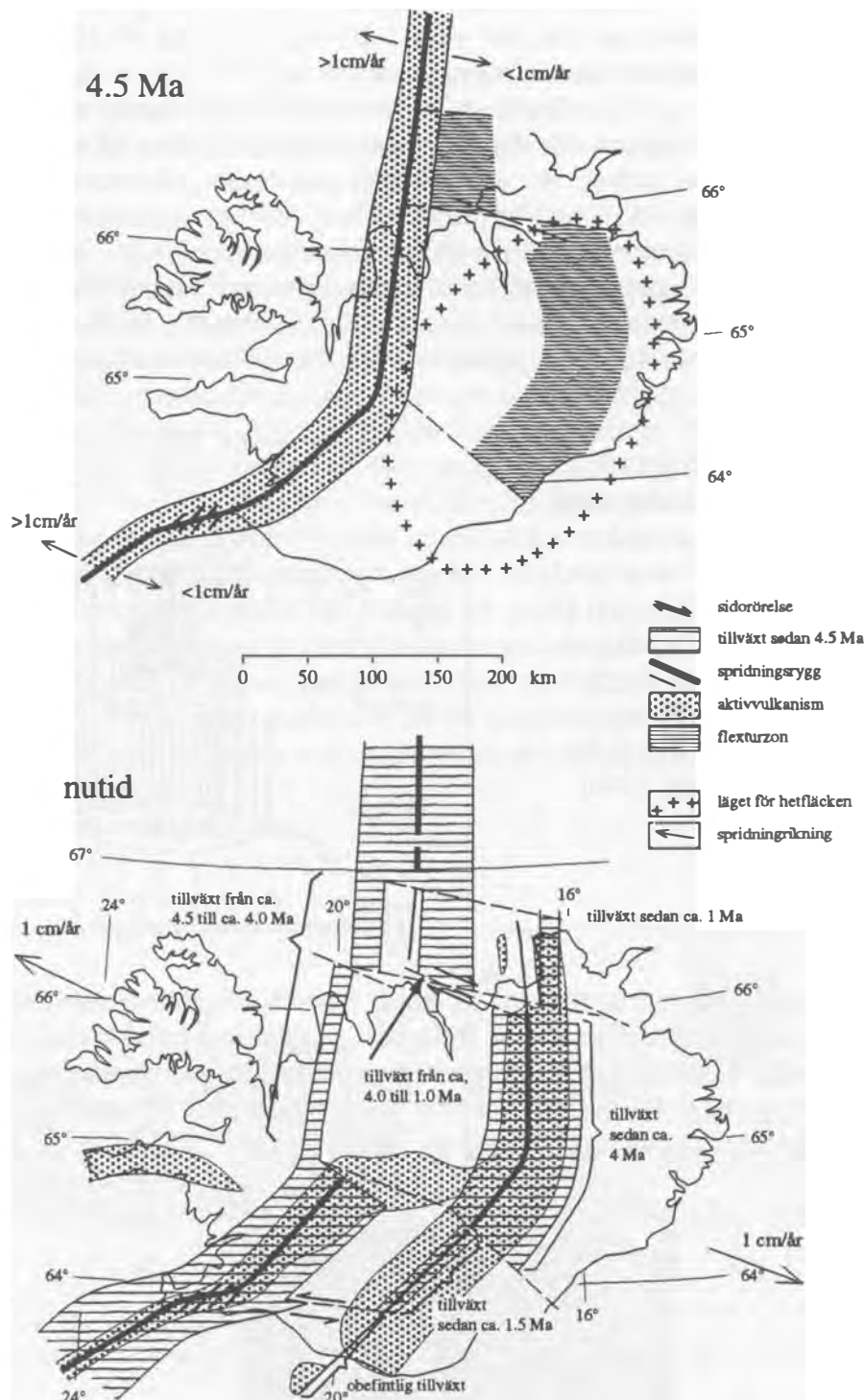


Fig. 21. Förslag till utvecklingen av dagens riftsystem och transformförcastningar (modifierad efter Sæmundsson, 1974). A) rekonstruktion av riftzonens läge innan den började skifta till sitt nuvarande läge. Riftzonen gick mer eller mindre rakt från Reykjanesryggen till Kolbeinseyryggen. B) läget i dag, med en propagerande aktivitet i den östra vulkanzonen.

Island eroderas snabbt ner beroende på lätteroderade bergarter, glaciärer och frånvaro av heltäckande vegetation. Man kan fråga sig om Island blir större eller mindre. Det har hävdats att situationen är status quo. Man kan se hur snabbt erosionen verkar om man betraktar taluskonerna vilka producerades efter den senaste istiden.

förkastningen fortsätter i Skjálfandi vidare till Eyjafjarðaráll och hela förkastningzonen kallas Húsavík-Flateyförkastningen. Man tror att rörelsen längs Húsavík-Flatey-förkastningen avtog för ca. en miljon år sedan när den norra vulkanzonen förflyttades norrut in i Axarfjarðardjúp. Det andra betydande lineament som ansluter till den norra vulkaniska zonen i Axarfjörður är Grímseylineamentet, som är ett 80-90 km långt lineament bestående av ett antal nord-sydligt orienterade grabenstrukturer arrangerade en-echelon. Grímseylineamentet är främst definierat genom seismisk aktivitet (Fig. 13). De senaste årtiondena har det varit en intensiv seismisk aktivitet med frekventa jordskalv längs denna zon. Grímseylineamentets fortsättning på land och anslutning till den norra vulkaniska zonen är något otydlig.

I Tjörnes sprickzonen finns det tre nord-sydligt strykande sedimenttråg (Fig. 20), med Eyjafjarðaráll från väster, Skjálfandi till Axarfjarðardjúp i öster. Det är en mäktighet av ca. 4 km sediment i Eyjafjarðarálltråget och ca. 2.2 km i Axarfjarðardjúptråget. I en borrhning på Flatey (Fig. 20) har man uppskattat sedimentationshastigheten till 500-1000 m/Ma (Flóvenz & Gunnarsson, 1991). Man har belagt totalt fem glacial/interglacial cykler i den 550 m långa borrhkärnan. Sedimenten domineras totalt av material med vulkanogent ursprung. Snabba fluktuationer mellan subaerial och grundhavsfacies karakteriserar sedimenten.

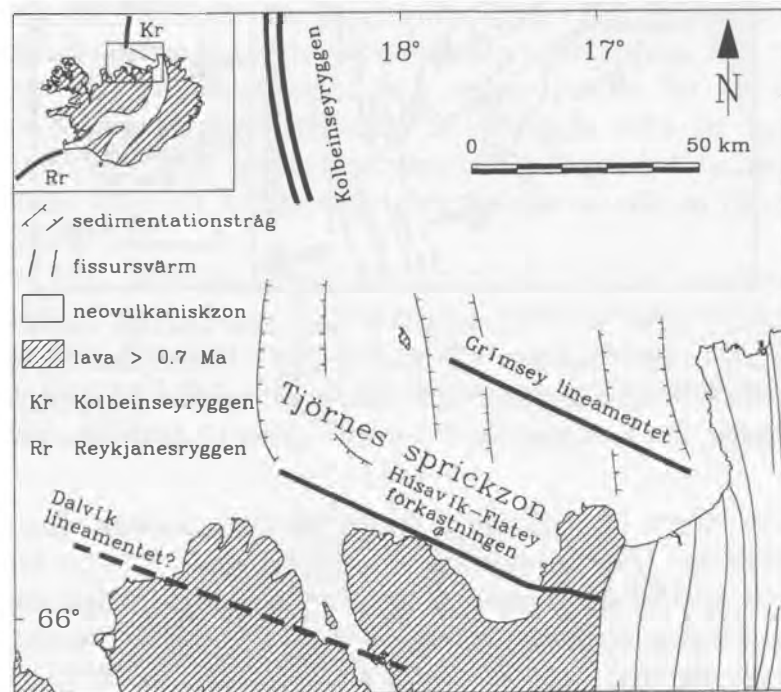


Fig 20. Förenklad geologisk och tektonisk-karta över Tjörnes-sprickzon där den norra vulkanzonen ansluter till Kolbeinseyryggen.

Antar man en liknande sedimentationshastighet inom Tjörnes-sprickzonen (trots de olika tektoniska miljöerna), har de 2.2 km sedimenten i Axarfjarðardjúp deponerats inom 2.2-4.4 Ma och de 4 km i Eyjafjarðaráll under 4.4-8.8 Ma. I Axarfjarðardjúp vilar sedimenten på tertiära flodbasalter. Detta ger att Eyjafjarðaráll är äldre än Axarfjarðardjúp, och att Tjörnes-sprickzonen har propagerat successivt 120 km åt öster.

På Island är den mittatlantiska riftzonen förskjuten österut mot den stationära hetfläcken som befinner sig under den centrala delen av den östra vulkaniska zonen (Fig. 14). De transform rörelserna tas upp i två transformförkastningar; i norr av den till största del submarina Tjörnes-sprickzonen, och i söder av Reykjaneshalvön och den södra isländska seismiska zonen. För cirka 4.5 Ma låg den vulkaniska zonen rakt emellan Reykjanes-ryggen och Kolbeinsey-ryggen (Sæmundsson, 1974). Sedan dess har riftzonen flyttat ca. 120 km österut (Fig. 21). Man anser att den stationära hetfläcken har haft en avgörande betydelse förskjutningen av den aktiva riftzonen.

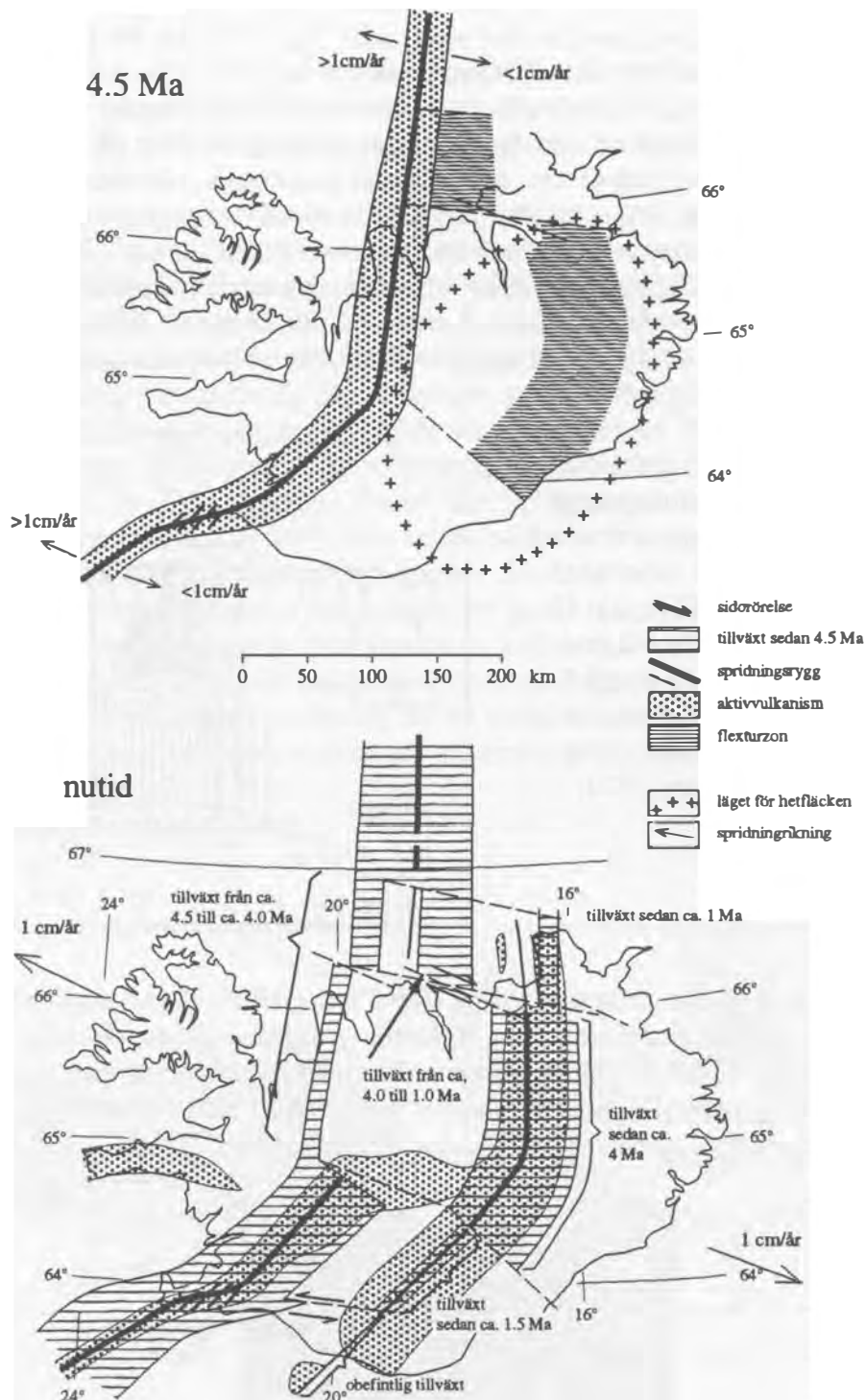


Fig. 21. Förslag till utvecklingen av dagens riftsystem och transformförkastningar (modifierad efter Sæmundsson, 1974). A) rekonstruktion av riftzonens läge innan den började skifta till sitt nuvarande läge. Riftzonen gick mer eller mindre rakt från Reykjanesryggen till Kolbeinseyryggen. B) läget i dag, med en propagerande aktivitet i den östra vulkanzonen.

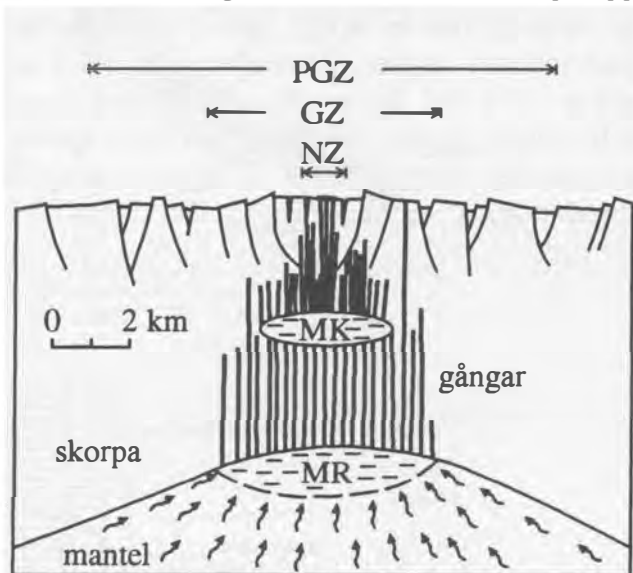
Island eroderas snabbt ner beroende på lätteroderade bergarter, glaciärer och frånvaro av heltäckande vegetation. Man kan fråga sig om Island blir större eller mindre. Det har hävdats att situationen är status quo. Man kan se hur snabbt erosionen verkar om man betraktar taluskonerna vilka producerades efter den senaste istiden.

Vulkansystem

Ett vulkansystem på Island kan på ytan vara 5-20 km brett och 40-100 km långt och innehålla tensionssprickor och normalförkastningar.

En axial spridningsrygg är karaktäriserad av en smal zon med recent vulkanism. Denna flankeras av en deformationszon med förkastningar och fissurer. Den till mestadels 1-2 km breda holocent bildade zonen är uttrycket för skorpans tillväxt och kallas den neovulkaniska zonen (Fig. 22). Området med jordskorpetillväxt utgörs av zonen där gångintrusioner sker. Detta område är bredare än den neovulkaniska zonen. Zonen är 2-10 km bred i långsamma spridningsryggar, 1-6 km breda för intermediära spridningsryggar och 1-8 km breda för snabba spridningsryggar (Sempere & MacDonald, 1987). Plattgränzonen (Fig. 22) är zonen med aktiv jordskorpedeformation. Plattgränzonen har en bredd på upp till 60 km.

Fig. 22. Schematisk bild av en typisk intermediär spridningsrygg med 1) 1 km bred neovulkanisk zon (NZ), 2) 6 km bred zon med intruderande gångar (IGZ), 3) 12 km bred plattgräns (PGZ). Magmareservoaren (MR) befinner sig på 6-7 km djup och en elliptisk magmakammare (MK) har bildats (Modifierad efter Gudmundsson, 1990).



Mera realistisk bild av skorpans struktur på Island framträder i Brandsdóttir et al. (1997). Där magmakammaren modelleras som isolerade anomalier i jordskorpan med själva spridningsprocessen liggande mycket djupare utan direkt anknytning till magmakammare via gångarna (Fig. 23). Detta sammanfaller bättre med den observerade episodiska aktivitet i spridningscentrumen. Tunn skorpa skulle däremot stå för mera kontinuerlig vulkanism.

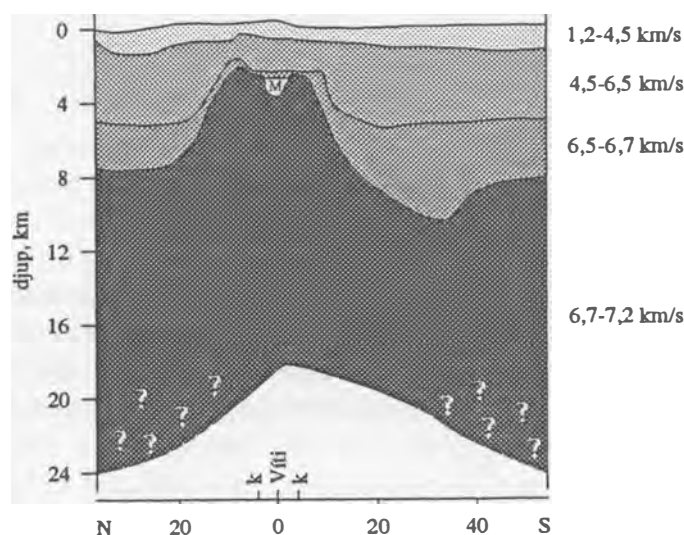


Fig. 23. Jordskorpestrukturen vid centralvulkanen Krafla. Profilen stryker i plattgränzens riktning. Modellen ger en jordskorpetjocklek på ca. 19 km under Krafla. Den två dimensionella hastighetsmodellen är modifierad efter Brandsdóttir et al. (1997). M är magmakammaren och k är kalderakanten.

En tänkbar utveckling för ett typiskt isländskt vulkansystem är:

- Bildandet av en djupt belägen magmareservoar som är helt eller delvis uppsmält.
- Injektion av gångar och bildning av fissurer på ytan.
- Bildning av en grund magmakammare. I en spridningsrygg favoriseras normalt (Fig. 24) intrusioner av gångar, men förhållanden kan förändras så att lagergångar kan bildas. Det kan ske då övertycket i en gång temporärt ökar den horisontella spänningen (den vinkelräta mot gången) så att den överstiger den vertikala. Detta leder då till bildandet av lagergångar. Om första lagergången är så stor att den kallnar långsamt, hinner den ta upp mera material från nya gångar. Då kan en grund magmakammare bildas. För snabba spridningsryggar behöver lagergången bara vara 20 m tjocklek, medan för de långsammaste spridningsryggarna krävs en tjocklek av 170 m. I en långsam spridningsrygg blir magmakammaren sfärisk, medan den vid en snabb spridning blir utdragen i spridningsryggens strykning.
- Bildning av en centralvulkan. Denna har en livslängd runt en halv miljon år. Centralvulkanen producerar basalt, intermediära och sura bergarter. Den är den största vulkaniska strukturen. Många blir stratovulkaner och bildar en kaldera. Många av centralvulkanerna har troligen en grund magmakammare t ex Krafla och Askja. I de tertiära lagren är centralvulkaner associerade med gångsvärmar, betydligt brantare stupning på lagren, trattgångar (cone sheets) och ofta med en kaldera.
- Bildning av trattgångar i anslutning till en grund magmakammare. Trattgångar kan uppta 80-90% av bergarten som de har penetrerat (Fig. 25).
- Bildning av kaldera.
- Utdöende av vulkansystemet.

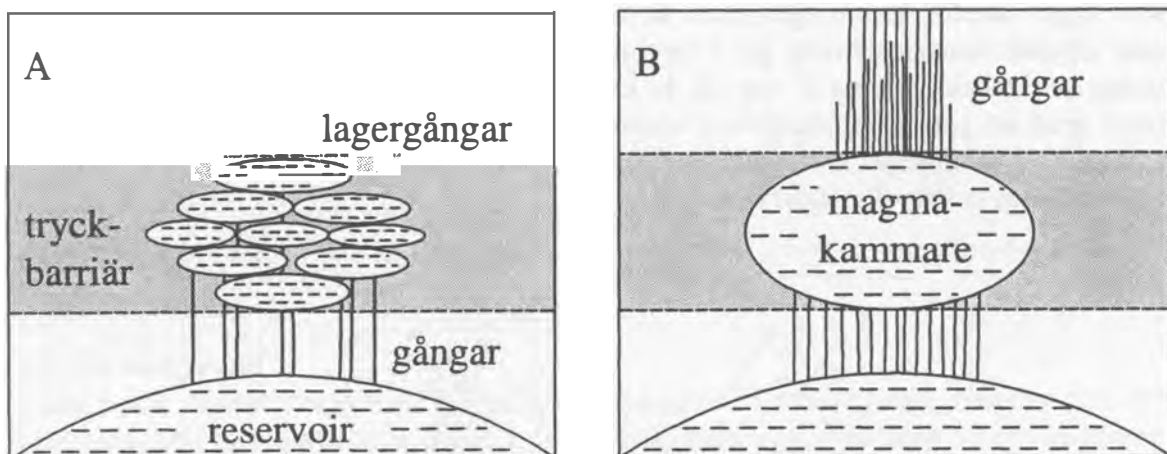
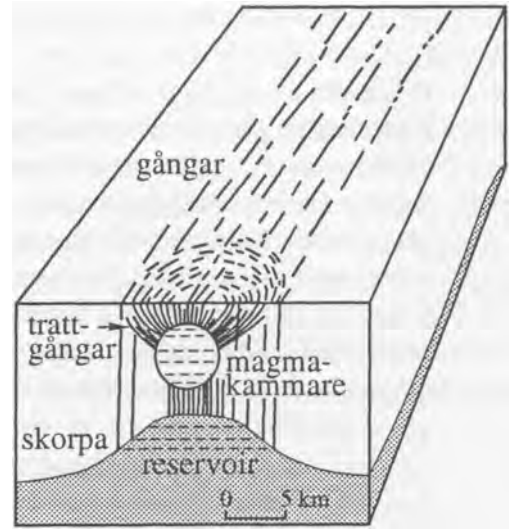


Fig. 24. Bildning av flertal lagergångar (A) till en magmakammare (B). Lagergångarna bildas i en tryckbarriär där det horisontella trycket har blivit större än det vertikala. Figur B) visar också det fall då alla efterkommande gångar intruderar i den första lagergången och där igenom bildar en magmakammare (modifierad efter Gudmundsson, 1990).

Fig. 25. Schematisk illustration med två typer av gångsvärmar. Lokalt bildade trattgångar och en regional gångsvärm. Största delen av trattgångarna injiceras från en liten, grund magmakammare, emedan många av de regionala gångarna är injicerade från en mycket större magmareservoar. Denna ligger under hela vulkansystemet och i botten av skorpan (modifierat efter Gautneb & Gudmundsson, 1992).



Detta är huvuddragen för utvecklingen av ett vulkansystem. Det finns vulkansystem som har en djupt liggande magmareservoar på 8-12 km djup t ex Hekla och Vestmannaeyjar.

Varje vulkansystem har en kemisk signatur (Fig. 7). Alkalin-kisel diagram visar vilken kemiska trender som gäller för olika vulkansystem; en tholeiitisk trend för Krafla och Askja, en övergång till alkalin trend för Hekla och Torfajökull och en alkalin trend för Vestmannaeyjar och Setberg (snefellsnes). Det vulkansystem som ligger utanför den axiala spridnings ryggen har en alkalin trend (alkalibasalter). Figur 26 visar sammansättningen av lavan i de aktiva områdena. Lavan på Island har till 90% en basaltisk sammansättning och produceras längs den mittatlantiska ryggens fortsättning på land. I den aktiva zonen är basalten tholeiitisk vilket man kan förvänta sig, medan i flankzonerna, dvs aktiva zoner som ligger utanför spridningsryggen, är sammansättningen på basalterna alkalin. Utbrott med alkalisk sammansättning ger i regel mindre volymer än tholeiitiska utbrott. Skorpan under de alkaliskazonerna är upp till 30 km tjock. Det har föreslagits att det kan vara en lägre grad av partiell uppsmältning under flankzonerna. Även tholeiit på Island är lite avvikande i jämförelse med MORB. Den isländska tholeiiten är anrikad med K_2O och produktionen är betydligt större.

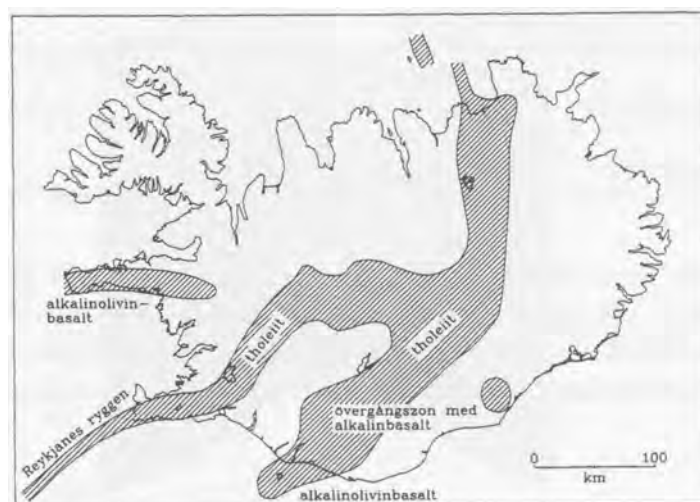


Fig. 26. Fördelningen av basalttyper i den aktiva vulkanzonen. Tholeiitisk lava spridningszonen. Alkalin vulkanism i flankzonerna och där emellan en övergångszon.

TID milj år	PALEOMAGNETISK POLARITET			SERIE	SYSTEM	LOKALT	
	MAGNETISK ANOMALI	POL-OMKASTNING	POLARITETS-EPOK				EPOK
1			BRUNHES	1	HOLOCEN	ÖVRE PLEISTOCEN	ÖVRE PLEISTOCEN
2		JARAMILLO	MATUYAMA	2	PLEISTOCEN	KVARTÄR	PLIO- PLEISTOCEN
2A		OLDUVAI					
3		KAENA MAMMOTH	GAUSS	3	PLIO- CEN	T E R T I Ä R	T E R T I Ä R
3A		COCHITI NUNIVAK SIDUFJALL THVERA	GILBERT	4			
5				5			
3A				6			
4				7			
4A				8			
5				9			
10				10			
5A				11	ÖVRE		
				12			
				14			
				15	MELLERSTA		
15				16	UNDRE		
5B							
5C							

Fig. 27. Övre Tertiär och Kvartär stratigrafi för Island (modifierad efter Sæmundsson, 1979).

Islands berggrund

Island består nästan uteslutande av vulkaniska bergarter. Det är 80-85% basalter och 10% representerade av intermediära och sura vulkaniska bergarter. Det finns 5-10% sediment i den tertiära sekvensen. Denna procent är något högre i den kvartära sekvensen. Island är inte speciellt gammalt. De äldsta bergarterna finns i Vestfirðir där åldern ligger mellan 14-16 Ma, medan de äldsta bergarterna på Austfirðir har en ålder mellan 12-13 Ma. Den vulkaniska sekvensen, som går tillbaka 16 m.a., är indelad i fyra stratigrafiska grupper (Fig 27). Denna indelning grundar sig på klimatförändringar vilka kan spåras i sedimenten och på det paleomagnetiska normal/reversal-mönstret. De fyra grupperna är:

- 1 Den holocena eller den postglaciala lavaformationen, som går tillbaka till 10,000 år.
- 2 Den överpleistocena, hyaloclastitformationen, som är imellan 10,000 år och 0.7 m.a. Den går tillbaka till början av den nuvarande Brunhes normalen.
- 3 Plio-Pleistocen-formationen, vilken ligger imellan 0.7-3.1 m.a. Den nedre gränsen på 3.1 m.a. kan verka ologisk, men det är vid denna tidpunkt som de första tilliterna uppträder
- 4 Den tertiära basaltformationen vilken innefattar 3.1-16 m.a.

Av Islands (Fig 28) 103,000 km² täcker de tertiära bergarterna ca 50,000 km². I den tertiära sekvensen kan man urskilja de basiska bergarterna som lavar, gångar och gabbro intrusiv.

Basalterna kan indelas i:

Tholeiiter

Olivin-tholeiiter

Porfyriska basalter med fennokryster av plagioklas

Andesit

Ryolit

Tertiär

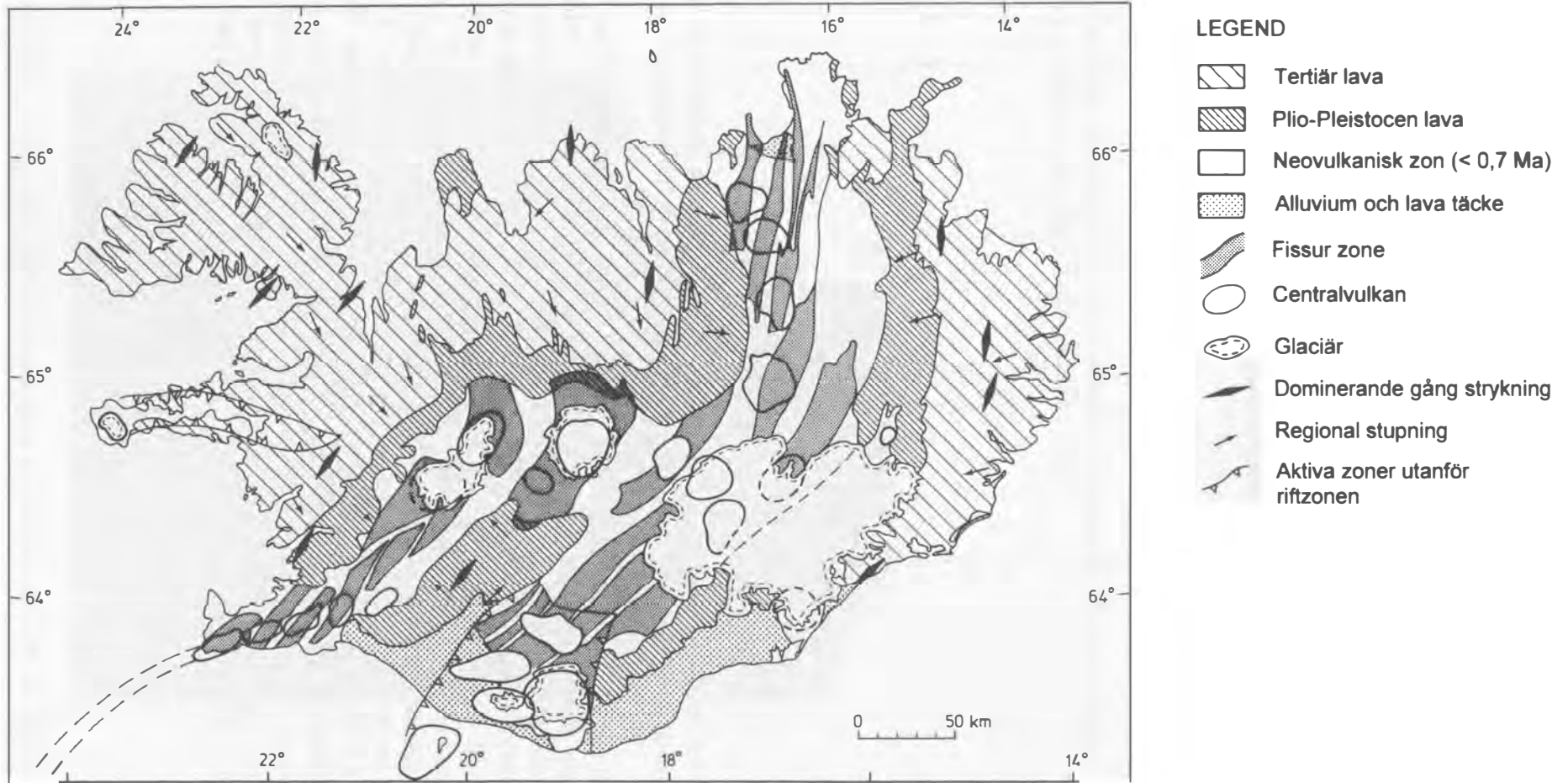
I stort uppvisar den tertiära sekvensen relativt liten litologisk variation. Sekvensen består av 5-15 m tjocka lavaflöden. Dessa separeras ibland av pyroklastiskt material. Denna monotona sekvens avbryts av centralvulkaner. De sura bergarterna har en tydlig färg på det framvittrade materialet, vilket gör det enkelt att kartera dem. Andra karaktärsdrag hos centralvulkaner är hydrotermal omvandling och oregelbunden stupning. Femton tertiära centralvulkaner har karterats och ytterligare 40 är indikerade genom förekomsten av sura bergarter.

Den tertiära sekvensen är minst 3.5-6.5 km mäktig med en regionala stupning (Fig 28) vanligen mellan 0-10° in emot riftzonen. Stupningen ökar från nära 0° för de högst exponerade lagren till 5-10° vid havsnivå (topparna är på ca 1000 m). Den ökade stupningen motsvaras av att de individuella lagren blir tjockare i stupningsriktningen dvs mot den dåvarande spridningsryggen. Den regionala stupningen måste ha tillkommit under tiden som lavaserien bildades. Den nuvarande situationen är att endast ca 30% av lagren stupar in mot dagens rift. Runt en centralvulkan är det vanligt med stupningar på mellan 15-20°, men lagren kan stå så brant som 40-50°.

Den basaltiska (Fig 29) isländska skorpan kan indelas i en övre och undre skorpa. Den övre skorpan karakteriseras av en ökad p-vågshastighet med djupet. Vid ytan kan p-vågshastigheten vara så låg som 2-3 km/sek, då i färsk lava. Hastighetsökningen sker längs en gradient och inte enligt trappstegsmodellen. Den övre skorpan sträcker sig ner tills då hastigheten är 6.3-6.7 km/sek, och där hastighetsökningen med djupet blir betydligt lägre. Man kan tala om en mer eller mindre konstant hastighet i den undre skorpan. Den totala tjockleken av skorpan under Island är 10-15 km. Detta skall jämföras med normal oceanskorpa, som är 6-7 km tjock. Skorpan är 25 km på Grönland-Island-höjden och 30-35 km på Island-Färö-höjden (Fig. 12). För den övre isländska skorpan ökar hastigheten med djupet vilket beror på att sprickor sluts pga det litostatiska trycket och att en ökad andel av sekundära mineral reducerar porositeten. Det finns ett antal sådana sekundära mineral, där en viktig grupp utgörs av zeoliter. Zeoliter är ett lågtrycks metamorft mineral. Dessa bildas pga de ökade tryck- och temperaturförhållanden som de överliggande lagren åstadkommer.

Berufjördur på östra Island är en känd zeolitlokal. Zeolitstratigrafien (Fig 29 och 30) är indelad i olika zoner beroende på metamorfosgraden. Huvudzonerna på Island är: 1) chabazite-thomsonite-zonen, 2) analcit-zonen, 3) mesolite-scolesite-zonen och 4) laumontite-zonen. Zeolitzonerna är inte beroende av lavastratigrafien, utan endast på den ursprungliga överytan hos lavasekvensen, dvs zeolitzonerna skär lagren då stupningen inte är parallell med lavapackens överyta. Det är en skillnad mellan sekundära mineral som förekommer i olivinholiit och tholeiit. Zeoliterna i olivinholiiten är den silikatfattiga typ där fri kvarts saknas. Det är med hjälp av zeoliter man kan avgöra hur långt ner i den djupt eroderade tertiära sekvensen man befinner sig. Sekvensens bottennivå befinner sig 2 km under den ursprungliga markytan. När man kommer ner på denna nivå befinner man sig i gångsvärmar som är associerade med centralvulkaner i toppen av magmakammaren eller intrusivet.

Fig 28 Översiktlig geologisk karta av Island (modifierad efter Sæmundsson, 1979)



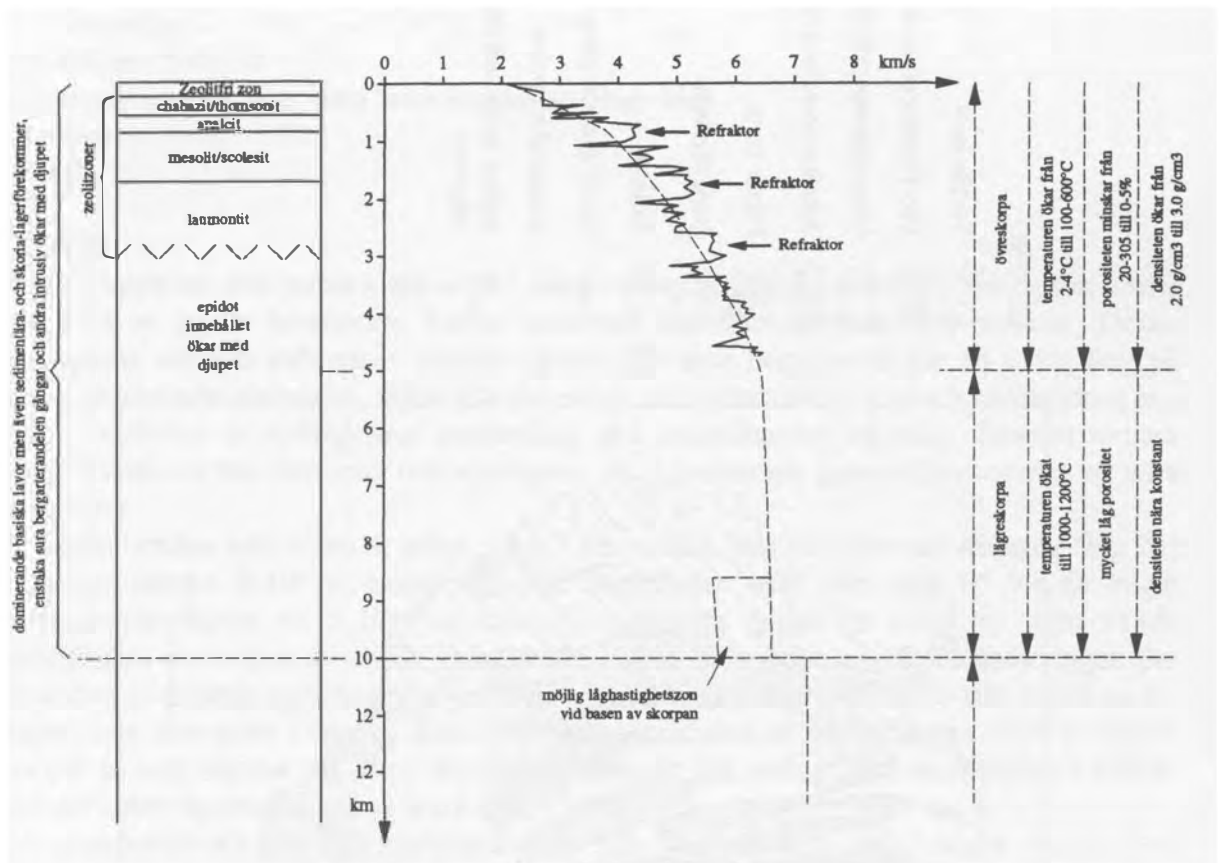


Fig. 29. Modell för den seismiska strukturen hos den isländska jordskorpan (modifierad efter Flóvenz & Gunnarsson, 1991). De olika zeolitzonerna är inkluderade.

Gångsvärmar är associerade med en centralvulkan. Närmast magmakammaren finner man trattgångar och gångar. Längre bort från magmakammaren finns det endast gångar. Gångar och gångsvärmar som stryker vinkelrätt mot den lägsta stressrikningen. Vid en centralvulkan uppträder gångar i väl samlade gångsvärmar vilka är 5-10 km breda och kan vara upp till 50 km långa. Ju djupare ner, dvs närmare magmakammaren, man kommer ju större antal gångar. Alltså ökar intensiteten av svärmen med djupet. Det är bara en liten del av gångarna som når ytan (Fig. 31) som "feeder dykes" (matargångar). Ett bra exempel är en matargång från de holocena lagren i den norra vulkanzonen i kanjonen där Jökulsá á Fjöllum går fram. Denna matargång tillhör Randahola-kraterraden. Ett exempel på en gångsvärm är Berufjörður från östra Island. När man talar om gångar och gångsvärmar kommer man in på krustal dilation som anges i procent. Tertiära gångsvärmar har vanligen gett 5-6% dilation emedan pleistocena gångsvärmar har gett 3-4% dilation. Skillnaden beror på att man ser ett djupare snitt i den tertiära lager-serien.

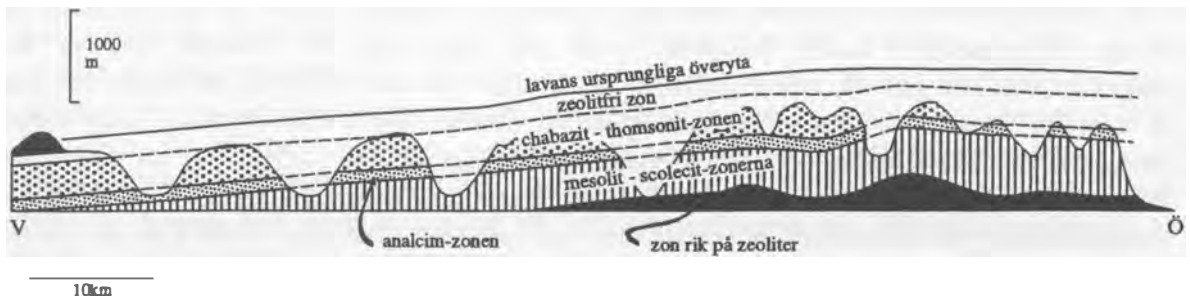


Fig. 30. Schematisk profil genom den tertiära lavasekvensen på östra Island som visar mineraltillväxt i hålrum (modifierad efter Walker, 1960).



Fig.31. Foto taget norrut visar mot en matargång till den 6000-8000 år gamla Sveinar-Randar-holar kraterraden. Gången klipper Pleistocena lavaflöden. Gången är 6-7 meter bred längst ner.

Det finns sammansatta (komposit) gångar, t ex från östra Island vid Streitishvarf, som består av ryolit i de centrala delarna och basalt i marginella delarna. Det finns också sura gångar, som exempelvis en 120 m mäktig sur gång från Vihurfjall i Lonsvík på östra Island. Man ser direkt var gången går på färgen på vittringsmaterialet.

Det finns ganska många intrusioner på Island. De flesta intrusioner är basiska (Fig 32), som exempelvis i området runt Höfn på sydöstra Island. En del av intrusionerna är tjocka lagergångar, andra laccoliter men de flesta är de översta delarna av magmakammaren. Islands största intrusion finns vid Vesturhorn. Denna är basisk och har en utbredning av ca 20 km². Vesturhorn är väl frameroderad. Det mesta av omgivande bergarter är borta och med dem trattgångarna och gångsvärmen. De flesta av intrusionerna är yt nära magmakammare som har legat bara några få kilometer under ytan. Magmakroppar av denna storlek (ett tio-tals km³) som kommer upp till ett djup av endast 1-2 km under ytan måste skapa utrymme för sig genom att delar av taket blandas in i magman, skicka ut gångar som resulterar i vederbörliga utbrott. I närheten av Vesturhorn (Fig 32) finns den näst största intrusionen i Slaufudalur med en yta av 15 km² och den tredje största, Austerhorn med 11 km². Alla tre ligger på sydöstra Island, Vesturhorn och Austerhorn är uppbyggda av basiska och sura intrusiv medan Slaufudalur är helt och hållet sur (nästan granit). De flesta av intrusiven på Island är basiska och vanligen bestående av gabbro.

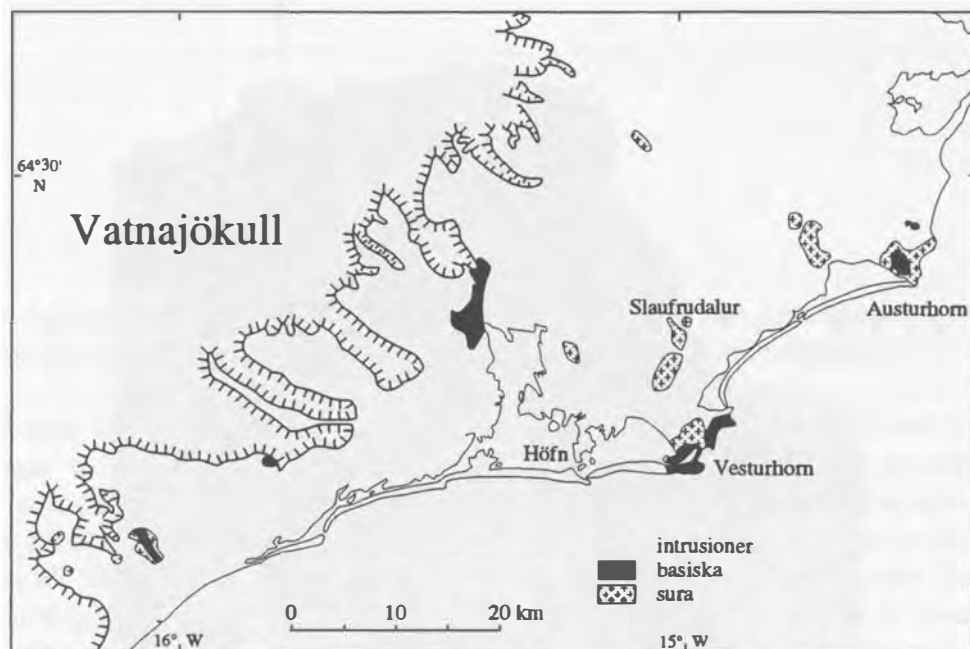


Fig. 32 Geologisk karta över de basiska och sura intrusionerna vid Höfn. Kartan anger intensiteten av gångar (modifierad efter Walker, 1974).

Det har avsatts en del sediment under Tertiär. Entydiga sedimenthorisonter finns på nordvästra Island och kan följas över stora sträckor. Sedimenten är terrestriska, fluviala eller sjösediment. Det finns även lingnit och växtfossil i de finkorninga delarna.

Subakvatisk vulkanism

Under Plio-Pleistocene sker eruptionerna också i en subakvatisk miljö vilket ändrar litologin hos utbrottsprodukterna.

Subakvatisk vulkanism genererar lavaformer som skiljer sig från dem som utbildas i lava erupterad på land. Den mest typiska formen av subakvatiskt avsatt lava är den så kallade kuddlavan och hyaloklastiter.

Kuddlavor

Bildningen av kuddlavor sker då lava extruderar i vatten, is eller fuktiga sediment. Kuddlava kan inte bildas utan en akvatisk komponent, vanligen havsvatten. Majoriteten av kuddlavorna har basaltisk eller spilitisk sammansättning, men andesitisk och trachytisk kuddlava har också observerats. Det är det mer eller mindre ellipsformade, kuddliknande utseendet som är karaktäristiskt för kuddlavor. I längssnitt består kuddlava av sammanbundna lavatuber och lober (Fig. 33). Nya kuddar bildas genom att ytan på den senaste kudden spricker (Fig. 34) och en ny kudde knoppas av när ytterligare het lava strömmar ut genom öppningen. Denna successiva bildning av kuddar gör det möjligt att bestämma lavaflödets riktning genom att observera avknoppningsriktningen och orienteringen hos lavaloberna och tuberna. På ytan av kuddarna bildas en kylkontakt som oftast är glasig. Den uppvisar också ett intrikat sprickmönster. På ytan hos basaltiska kuddar består avkylningskontakten av basaltiska glaser, nämligen sideromelan och tachylit. Kudden kan ha en radiell 'pelarförklyftning' eller ett sköldpaddeliknande sprickmönster. Typen av sprickmönster påverkar utseendet hos fragmenten om kuddlavan skulle breccieras och bilda en kuddbreccia.

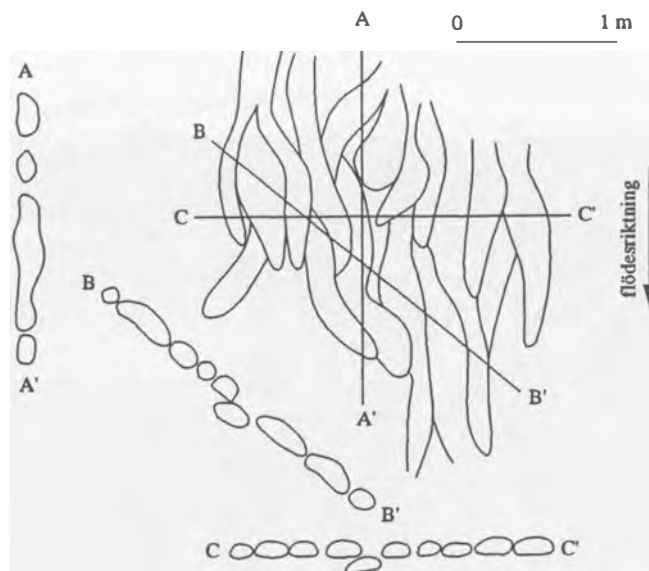


Fig. 33 Plankarta med tre profiler genom ett kuddlavaflöde (modifierad efter Hargreaves & Ayres, 1979)

Fragmentering av subakvatiska magmor

Nedbrytning genom snabb avkylning drabbar lavar som rinner ut i vatten, erupterar i vatten eller subglacialt och magmor som intruderar i okonsoliderade vattenmättade sediment.

Huvudprocesserna som genererar vulkanoklastiskt material i en subakvatiskt miljö är:

1. *Magmatisk fragmentering*
2. *Ångexplosioner*
 - a. *Ångexplosioner i kontakten magma/vatten*
 - b. *Ångexplosioner i magma*
3. *Temperaturspänningar*

1. *Magmatisk fragmentering*

Magmatiska volatiler kan expandera och fragmentera en lava som rinner ut i vatten under förutsättning att det hydrostatiska trycket är tillräckligt lågt. Med andra ord, om det bildas en för stor tryckskillnad mellan trycket i volatilerna och det hydrostatiska trycket så fragmenteras lavan. Det finns en korrelation mellan vattendjup och ursprunglig mängd volatiler genom att ju större volatiltycket blir desto större djup kan fragmentering ske på. För en tholeitisk basalt (<0.5% H₂O) kan fragmentering ske ner till ca 200 m djup. För alkalibasalter (<2% H₂O) kan fragmentering ske på djup ner till 1 km och även på ännu större vattendjup för vattenrika basalter (Kokelaar, 1986).

2. *Ångexplosioner*

Man kan dela in ångexplosionsgenererade processer i två typer: ångexplosioner som sker i kontakten mellan vatten och magma och ångexplosioner som sker inne i magman.

2.a. *Ångexplosioner i kontakten magma/vatten*

Den ångfilm som bildas på ytan av en magma då den kommer i kontakt med vatten är instabil och expanderar häftigt för att sedan kollapsa. Detta sker på några milli- till mikrosekunder. Dessa reaktioner på magmans yta är tillräckligt kraftiga för att fragmentera smältan, varvid den ytterligare blandas med vatten och genererar nya ångexplosioner. Processen är explosiv och kan fragmentera en smälta totalt.

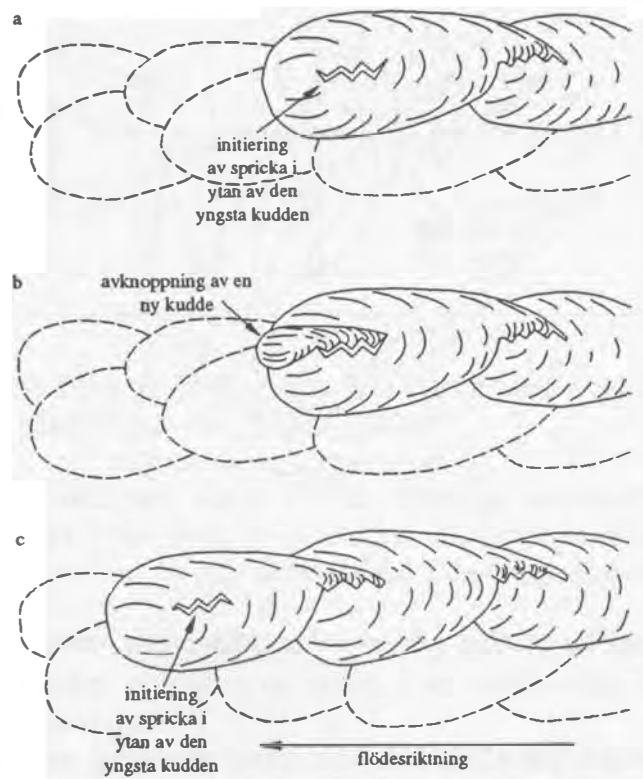


Fig. 34. Schematisk sektion av uppsprickning och avknoppning av nya kuddar. (modifierad efter Cas & Wright, 1988)

2.b. Ångexplosioner i magma

Ångexplosioner kan också bero på att vatten fångats i fickor i magmans omedelbara närhet eller att vatten blir inneslutet av magman. Ett bra exempel på det förstnämnda är då lava flyter ut på ett fuktigt underlag och bildar rotlösa explosionskratrar, så kallade pseudokratrar (Fig. 35). Exempel på det senare är då magma snabbt intruderat i något vattenmättat sediment. Den huvudsakliga klastbildande processen vid dessa ångexplosioner är en fragmentering av magman runt den explosivt expanderande ångan. Denna fragmenteringsprocess kan ske såväl på land som subakvatiskt. Till vilket djup denna process är verksam är inte helt klarlagt.

3. Temperaturspänningar

När magmadroppar kommer i kontakt med vatten och avkylning sker en värmetransport mot ytan. Då kommer en brant temperaturgradient att bildas mellan centrum och ytan. Då ytlagret stelnar och blir styvt sker detta samtidigt som de inre delarna av magmadroppen fortfarande är i smält form. När sedan de inre delarna kallnar kommer droppen att dra ihop sig mer än vad skalet tillåter och en fragmentering kan då ske av droppen.



Fig. 35. Pseudokratrar vid södra stranden av Mývatn (Skutustaðir). De är bildade då den yngre Laxárlavan rann ut på ett fuktigt underlag eller i grunt vatten. Pseudokratrar är inte äkta vulkaniska kratrar utan bildade genom ångexplosioner.

Hyaloklastit

Prefixet hyalo- betyder 'glasig' och hyaloklastit är glasiga, klastiska aggregat. Hyaloklastit kan bildas ur alla typer av magmor, från basalt till ryolit. Hyaloklastit bildas vid uppsprickning, brecciering och fragmentering av snabbt avkylda lavar och intrusioner. Klasterna bildas *in situ* genom fragmentering. Det genereras klaster i alla storlekar från mindre än 1 millimeter till tiotals centimeter stora klaster, dock dominerar de mindre storlekarna mängdmässigt. Man kan dela in hyaloklastit i *in situ*-hyaloklastit och resedimenterad hyaloklastit. Klasterna i *in situ*-hyaloklastit kan mer eller mindre passas ihop (pusseltextur), *In situ*-hyaloklastit är monomikt. Omlagrade hyaloklastit uppvisar tydliga tecken på transport av materialet såsom lagring och blandning. I och med omlagringen av hyaloklastiten kan de enskilda lagren vara massiva eller graderade (normalt eller omvänt). En del omlagrade hyaloklastiter uppvisar en gradering lateralt med en minskande kornstorlek utåt ifrån källan. Lagringens strykning och stupning kan uppvisa stora lokala variationer.

Hyaloklastit kan även delas in på grundval av magmasammansättningen. Det finns två huvudtyper; hyaloklastit som har bildats ur en basaltisk eller basaltisk-andesitisk lava och hyaloklastit som bildats ur en sur till intermediär lava. Endast hyaloklastit bildad av relativt lågviskösa magmor (basalt, basaltisk andesit) kommer att behandlas här. Dessa hyaloklastiter förekommer nära associerade med kuddlavor och består av en monomikt breccia av kuddfragment (kuddbreccia) och enstaka kuddar liggande i en finkornig matrix. Matrixen består av mindre än 1 millimeter till centimeterstora glasfragment som bildats vid fragmenteringen av kuddar. Andelen större kuddfragment kan variera från helt dominerande till helt underordnad.

Palagonitisering av basaltiskt glas

Det finns två typer av basaltiskt glas; *sideromelan* som är ett isotropt, genomskinligt, färglöst till gulaktigt ej omvandlat glas. *Tachylit* är delvis kristallint och innehåller höga halter av Fe-Ti-oxidmikroliter som är opaka.

Sideromelan är instabil och urlakning och omvandling kan starta relativt omgående efter bildningen. Processen att omvandla sideromelan kallas palagonitisering och termen palagonit används för den vitrösa genomskinliga, men vanligen gul- till brunaktiga omvandlingsprodukten av sideromelan. De betydelsefullaste elementen som urlakas ur sideromelan är med avseende på volym Na_2O , CaO , Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 och MgO . Sideromelan hydreras och Fe^{2+} oxideras till Fe^{3+} . Denna oxidation ger palagoniten dess rostbruna färg.

Jonerna som lakas ut från sideromelan bildar sekundära mineral i hyaloklastiten. De sekundära mineralen bidrar till en ytterligare cementering av bergarten. De vanligaste sekundära mineralen är kalcit, opal och zeolitmineralen chabasit, scolesit och analcit. Smektiter och andra lermineral bildas i palagoniten vid en mera 'höggradig' omvandling (fibropalagonit bildas).

Palagonitiseringen av basaltiskt glas kan gå så snabbt som på några år; omvandlingshastigheten är främst beroende på fuktigheten och temperaturen. Man har följt palagonitiseringen hos en basaltisk tefra (samlingsterm för pyroklastiska avlagringar) som bildades vid Surtseyutbrottet (1963-1967). Palagonitiseringen och kompakteringen har skett vid temperaturer mellan 35° och 100°C. I detta fall var ett lågtemperatur-hydrotermalsystem med temperaturer mellan 80°-100°C verksamt. Omvandlingen av tefran till massiv palagonitiserad tuff skedde redan efter ett till två år. Palagonitisering går betydligt långsammare i ytlager som utsätts för vädrets makter där temperaturen sällan överstiger 20°C. I sådan miljö kan det gå tusentals år innan någon betydande palagonitisering har skett.

Plio-Pleistocen

Plio-pleistocenlagren, vilka har en ålder mellan 3.1-0.7 m.a. (Fig. 26), täcker ungefär $\frac{1}{4}$ av Islands yta. Dessa bergarter ligger i två breda zoner längs den neovulkaniska zonen (Fig. 28). Övergången från tertiär till plio-pleistocene ligger vid basen för Mammoth-händelsen (omkastning av magnetfältet). Det är vid denna tidpunkt tilliter börjar uppträda i sekvensen. Vulkanismen fortsatte på samma sätt som i tertiär med elongerade vulkansystem. Den största delen av plio-pleistoceneserien kan jämföras med de tertiära flodbasalterna, men lagerserien är mera varierad. Här ingår tilliter, klastiskt material och fluvialt material som mellanlagrar lavan. Sedimenten blir nu också grövre. Av eruptionsprodukterna är det inte bara stora lavaflöden. Det förekommer även subglaciala eruptioner som ger en variation i litologin av utbrottsprodukterna.

Under Plio-Pleistocen är eruptionsprodukterna som bildades under vatten, inlagrade i flodbasaltsekvensen. De subglaciala eruptionerna representerar ett antal glaciationer. Island utsattes för ett antal kallperioder med glaciationer vilka varvades med varmare perioder. Esja är ett berg norr Reykjavik som är 914 meter högt med en ålder av 3.1 m.a. vid basen och 1.8 m.a. vid toppen. Sediment och subglacialt eruptionsmaterial utgör $\frac{1}{3}$ av sekvensen. Man har kunnat säkerställa 13 olika glaciationer i Esja. Under Plio-Pleistocen skedde en markant topografisk förändring från den tertiära lavaplatån till den subglaciala vulkanismen vilken skapar en ojämn topografi med ryggar och höjder av kuddlava och hyaloclastit. Den glaciära erosionen började att skulptera ett fjordlandskap i de tertiära basalterna. Vulkanismen (Fig. 28) var inte bara begränsad till riftzonen utan också till två mera isolerade delar; Snaefellsnes och Skagi. Den nuvarande vulkanismen på Snaefellsnes är mer eller mindre en fortsättning på den vulkanism som anlades i plio-pleistocen.

Övre Pleistocen

Övre Pleistocene innefattar den neovulkaniska zonen. De vulkaniska bergarterna som bildades under denna period faller isär i två huvudtyper; en typ bestående av stora lava flöden som bildades under interglaciala perioder, och den andra typen bestående av subglaciala kuddlavor- och hyaloklastit-bergarter. Denna formation har tidigare kallats Palagonit-formationen, och på isländska heter det Móbergformationen. Vid eruptioner under glaciärer bildas det: vid en fissureruption en hyaloklastitrygg. Om eruptionen är koncentrerad till ett eruptionscenter, kan ett "table-mountain" bildas. Det heter Móbergstapi på Isländska och det är ett bättre ord än "table-mountain", då detta kan föra tankarna till Cape town. Herdubreid i den norra vulkanzonen är det mest kända exemplet på en subglacial vulkan. Herdubreid reser sig mer än 1000 m över den omgivande platån.

Huvuddragen vid bildningen av en Móbergstapi (Fig 36) beskrivs nedan. Smält basalt har en värme som kan smälta tio gånger sin volym av is om basalten får svalna. Det är tre huvudfaser vid bildningen:

- 1 Det subglaciala utbrottet börjar med att producera kuddlava där kuddlavans utsträckning styrs av isen. Det hydrostatiska trycket favoriserar bildning av kuddlava tills högen av kuddlava har nått ett kritiskt vattendjup. Det är då som det hydrostatiska trycket inte är tillräckligt för att stå emot det inre trycket av expanderande volatiler. Detta föranleder nästa fas.
- 2 Det är den subakvatiska explosiva fasen som följer på kuddbildningsfasen. De vulkaniska produkterna är hyaloklastit med kuddbreccia som bildar övergången mellan den första fasen och den andra fasen. Kuddbreccian överlagras av finkorniga hyaloklastittuffer. Denna produktion fortgår tills vulkanen har vuxit över vattenytan så att vattnet inte längre har kontakt med kratern. Vid detta skede är eruptionen i sin tredje fas.
- 3 Lava utgjuts på ytan och skapar en lavatopp som består av ett antal lavaflöden, dessa överlagras den underliggande hyaloklastiten.

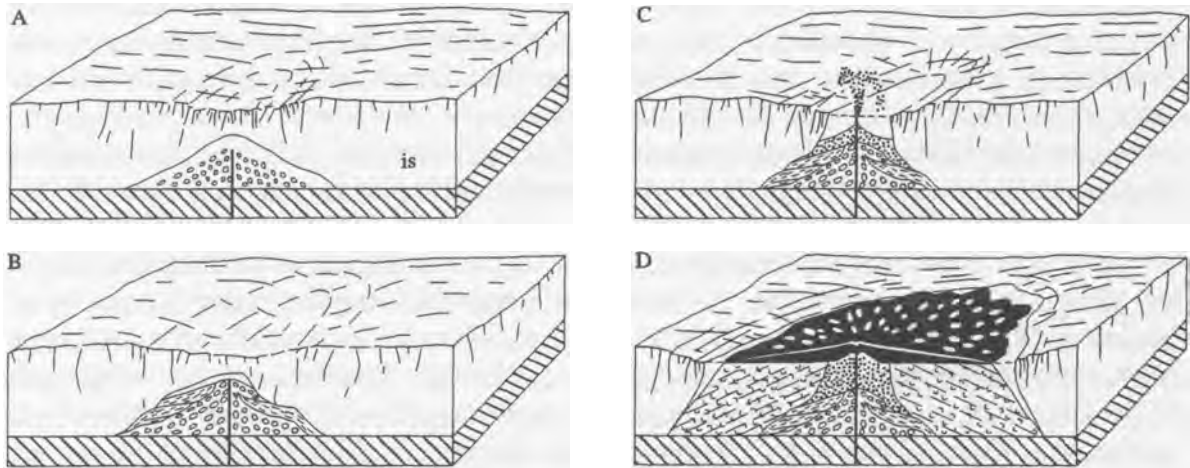


Fig. 36. Bildning av en subglacial vulkan. A) kuddlava bildas i en djup smältvattensjö. B) kuddlavan börjar breccieras och bildar kuddbreccia. C) Hyaloklastiter bildas på grunda vattendjup. d) Lava sprider sig över sina egna deltaavlagringar bestående av lagrad breccia (modifierad efter Jones, 1969).

Holocen

Vid fissurutbrott är det vanligt att det endast bildas en hyaloklastitrygg då inte matrialet räcker till för att komma över vattenytan. Det senaste utbrottet på Island (29/9- 13/10 1996) var ett subglacialt utbrott. Det skedde mitt emellan Grímsvötn och Barðarbunga-systemet som en fissureruption. Geokemi data pekar mot Barðarbungasystemet.

Móbergstapina är ett bra sätt att få en uppfattning om hur tjock isen har varit på eruptionsplatsen (Fig 37) visar en profil från Vatnajökull ner till Axarfjörður på norra Island. Denna visar nivåerna av ett antal "stapis" och hur deras höjd kan användas till att definiera ytan på det Pleistocena istäcket. Några av stapina är från tidigare glaciationer och nederoderade. Bergarterna som bildades under övre Pleistocen kan till största delen relateras till de vulkansystem som fortfarande är aktiva och för de system som är utslocknade kan dessa fortfarande identifieras.

Omkring 200 vulkaner har varit aktiva under holocen varav 30-40 stycken i historisk tid. I historisk tid har det varit runt 20 eruptioner per 100 år i medeltal. Det stora flertalet har skett i centalvulkanerna Hekla, Katla och Grímsvötn. Den totala eruptiva produktionen under Holocen är omkring 420 km³, varav 43 km³ under historisk tid. Till den totala vulkaniska produktionen skall alla intrusiv beaktas, tex gångar, vilka gör produktionen än större. Av de holocena extrusiven är 8% sura eller intermediära och resten basiska, men av de historiska extrusiven är 17% sura eller intermediära. I den tertiära serien är sura och intermediära bergarter än mindre vanliga.

Totalt 30 vulkansystem har identifierats inom den neovulkaniska zonen och av dessa kan bara 6 stycken betraktas som döda.

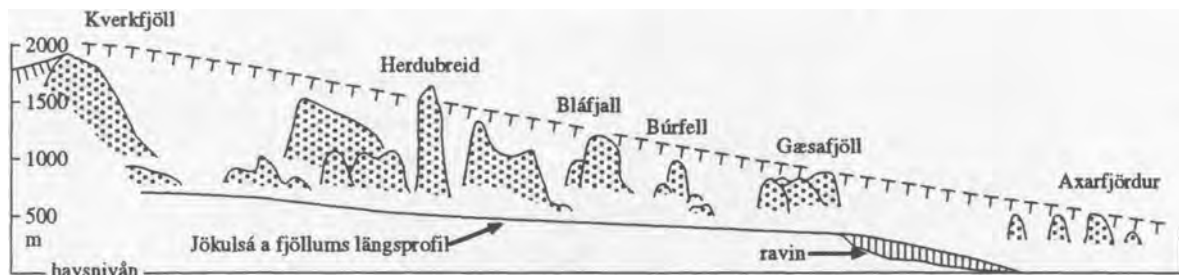


Fig. 37. Profil från Kverkfjöll på den norra kanten av Vatnajökull till Axarfjörður som visar höjden av de subglacialt eruperade vulkanerna. Dessa är till hjälp för att rekonstruera överytan hos den pleistocena glaciären (modifierat efter Walker, 1965).

Den glaciala erosionen var mycket effektiv utanför den aktiva zonen. På västra Island har 800-1000 m djupa dalar eroderats ut på en kortare tid än 1.8 m.a.; på Snæfellsnes halvön även på kortare tid än 1 m.a. På sydöstra Island har erosionen tagit sig ner mer än 1 km på 1 m.a.

Vulkanismens morfologi

Lava indelas i två typer; Pahoehoe lava eller replava vilken generellt har mindre kisel och är mer lättflytande och varmare än den andra typen: aalava vilken är mer viskös och bryts sönder i block.

Centralvulkaner:

- Frekventa utbrott och har en livstid av ca. 1 miljon år.
- Producerar basiska, intermediära och sura bergarter.
- De är de största vulkaniska strukturerna. Många bildar vulkankäglor och en del utvecklar kalderor.
- De flesta är associerade med en grund magmakammare.
- Inom den tertiära sekvensen är de associerade med gångsvärmar, trattgångar och vanligtvis med kalderor.
- De vanligaste topografiska formerna är vulkankäglor (Snæfellsjökull, Öræfajökull, Eyjafallajökull) och kalderor (Askja, Grímsvötn, Krafla).

Basiska vulkaner:

- Erupterar vanligen bara en gång med undantag för några sköldvulkaner. Bildar inte berg.
- Genererar bara basiska bergarter och består av olivinholiitebasaltvulkaner; har oftast en primitiv sammansättning (hög MgO, Ni och Cr).

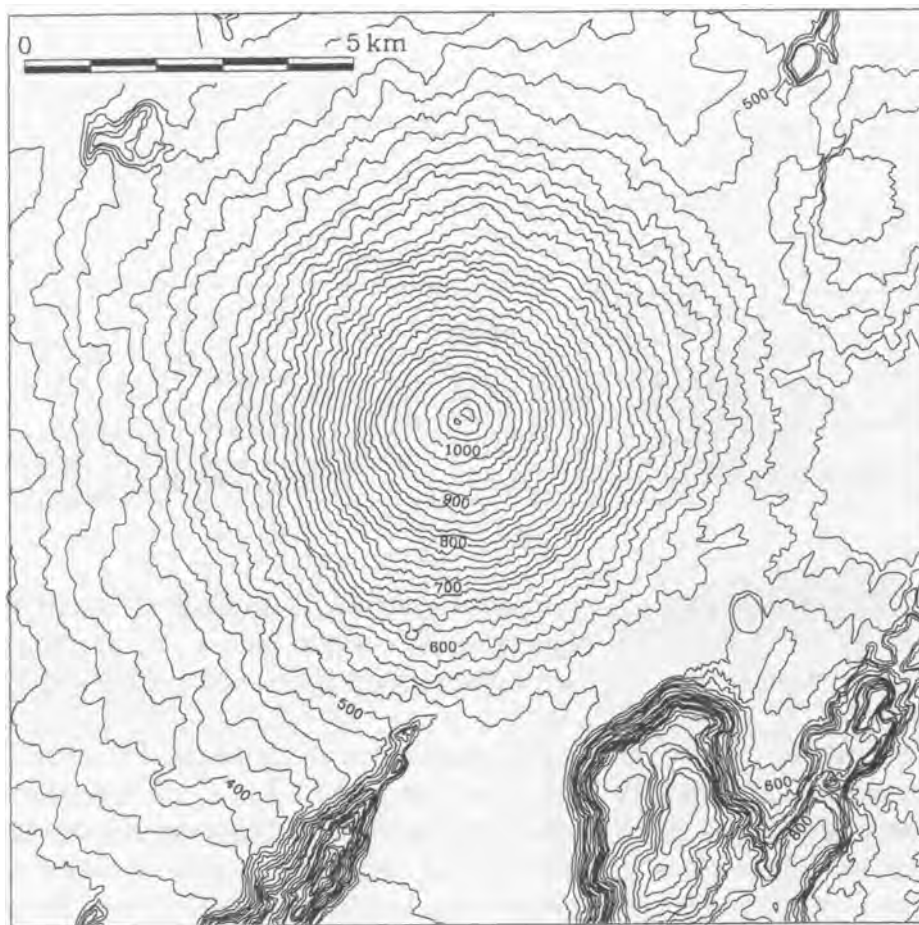


Fig. 38. Topografisk karta över Skjaldbreiður's sköldvulkan. Den uppvisar en nästan perfekt symmetri.

Skjaldbreiður (Fig. 38) är det bästa exemplet på en basaltisk sköldvulkan. Sådana vulkaner har en rund till elliptisk form. I profil är de en konkav trave av basiska lavaflöden med en lutning av $< 10^\circ$. Höjden (H_S) är i medeltal $1/20$ av diametern (W_S). De bildas i områden som är rika på fissurer och det har påvisats att eruptionen kan börja längs en fissur men under utbrottet koncentreras till en punkt. En isländsk sköldvulkan har en basdiameter på upp till 15 km ($W_S < 15$). De är nästan helt symmetriska och nästan alltid uppbyggda från en central krater. Toppkratern är vanligen < 1 km i diameter och har en kant av spatter. Det finns oftast få radialsprickor och parasitkratrar. Dessa sköldar är uppbyggda av ett stort antal tunna pahoehoe lava flöden. Skjaldbreiður är 10 km i diameter och har en höjd av 600 m. Det flesta isländska sköldvulkaner är bildade under en aktiv period. Även så stora sköldvulkaner som Skjaldbreiður kan ha bildats under en period kortare än 10 år. Det finns 40 stycken sköldvulkaner på Island.

Andra topografiska former som finns är kraterrader vilka för det mesta är basaltiska. De kan ha en längd av tio-tals kilometer och innehålla hundratals kratrar. Den mest kända kraterraden är Lakigígar (Fig 39). Laki och Eldgjá är två kända fissureruptioner av vilken den första skapade kraterraden Lakigígar. Lakigígar är det störst lavaflödet på jorden under de senaste 1000 åren. Eruptionen startade med en kraftig seismisk aktivitet i slutet av maj 1783 och utbrottet började på morgonen den 8 juni. Fyra dagar senare nådde lavan fram till bebyggt område. Lakigígar-lavan är av tholeiitisk sammansättning och har en påtaglig kemisk likhet med Grímsvötn som ligger under Vatnajökull. Grímsvötn-magman är än mera utvecklad än Lakigígar-lavan. Den senare är en utvecklad tholeiit men det är möjligt att en stor magmakammare vid gränsen mellan skopan/manteln är orsaken till Lakigígareruptionen. Samtidigt utlöstes en eruption från en grundare magmakammare under centralvulkanen Grímsvötn. Lakigígarutbrottet genererade 14 km^3 lava och höll på i

åtta månader. Lava täckte 565 km². En femtedel (ca 10000) av Islands befolkning dog till följd av missväxt och svält pga att de vulkanska ångor innehöll flour som förgiftade betet för kreaturen.

Eldgjá är en imponerande vulkanspricka som är 30 km lång som hade utbrott år 934. Eldgjá-fissuren pekar på Katla men helt klart är det inte.

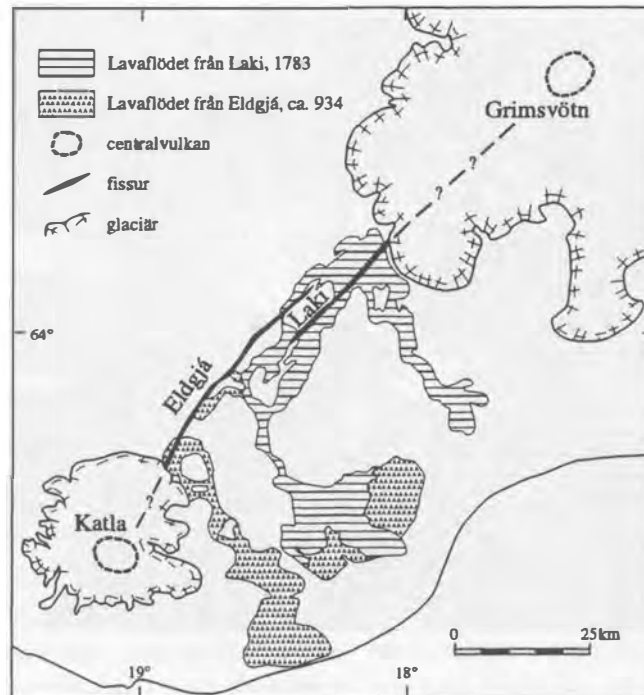


Fig. 39. Karta över den sydligaste delen av den östra vulkanzonen med Eldgjá och Lakifissurena. Lakilavan är den största eruptionen i historisk tid globalt sett till volymen. Den genererade 14 km³. Förslag om möjliga affiniteter mellan Katla systemet-Eldgjáfissuren och Grimsvötnsystemet - Lakifissuren är indikerad (modifierat efter Sigurðsson & Sparks, 1978).

En annan topografisk form är tefra-ringar. Tefra är samlingsnamnet på pyroklastiska fragmentavlagringar genererade vid vulkaniska explosioner eller eruptioner. Storleken kan variera från block eller bomber och ner till aska.

Det finns också explosionskratrar (Fig. 40) eller maars. Vid explosioner kan xenoliter följa med upp från lägre liggande delar av skorpan där man kan finna t ex gabbrofragment.

Det är skillnad mellan vulkaniska kratrar och pseudokratrar. Pseudokratrar från Mývatn (Fig. 35) är rotlösa kratrar som har bildats då basaltisk lava rann över vattenmättat land (myrar) eller grunda sjöar. Ångexplosioner sönderdelade lavan och skapade scoriakonerna. Det finns omkring 20 kalderor identifierade inom den neovulkaniska zonen. Dessa kalderor tillhör centralvulkaner som fortfarande är aktiva, eller helt nyligen har dött. De flesta av kalderavulkanerna har en mer elliptisk form än helt rund. Många aktiva vulkaner täcks helt av glaciärer tex den vid Bárðarbunga. Denna kaldera har påvisats genom radio echo-sounding och är 500-700 m djup.

Figur 41 visar Torfajökullområdet med Torfajökulls centralvulkan. Vulkansystemet ligger i knutpunkten mellan den östra fortsättningen på "South Iceland Seismic Zone" (SISZ) och den östra vulkanzonen samt den ej riftade vulkanzonen. I den aktiva riftzonen dominerar tholeiitisk vulkanism och i zonen söderut (den ej riftade vulkanzonen) produceras mera alkalibasalter och alkalina ryoliter. Ryolitkomplexet i Lantmannalaugar är till sin yta störst på Island. Ryoliter täcker här ett område av storleken 350 km². Torfajökulls centralvulkan (Fig 42) har en stor kaldera med axlarna 12 km och 18 km. En intensiv geotermal aktivitet förekommer i kalderan. Detta indikerar förekomsten av en stor magmakammare under vulkanen.



Fig. 40. Explosionskratern Víti i Askja bildad 1875, med en diameter av ca. 100 m.

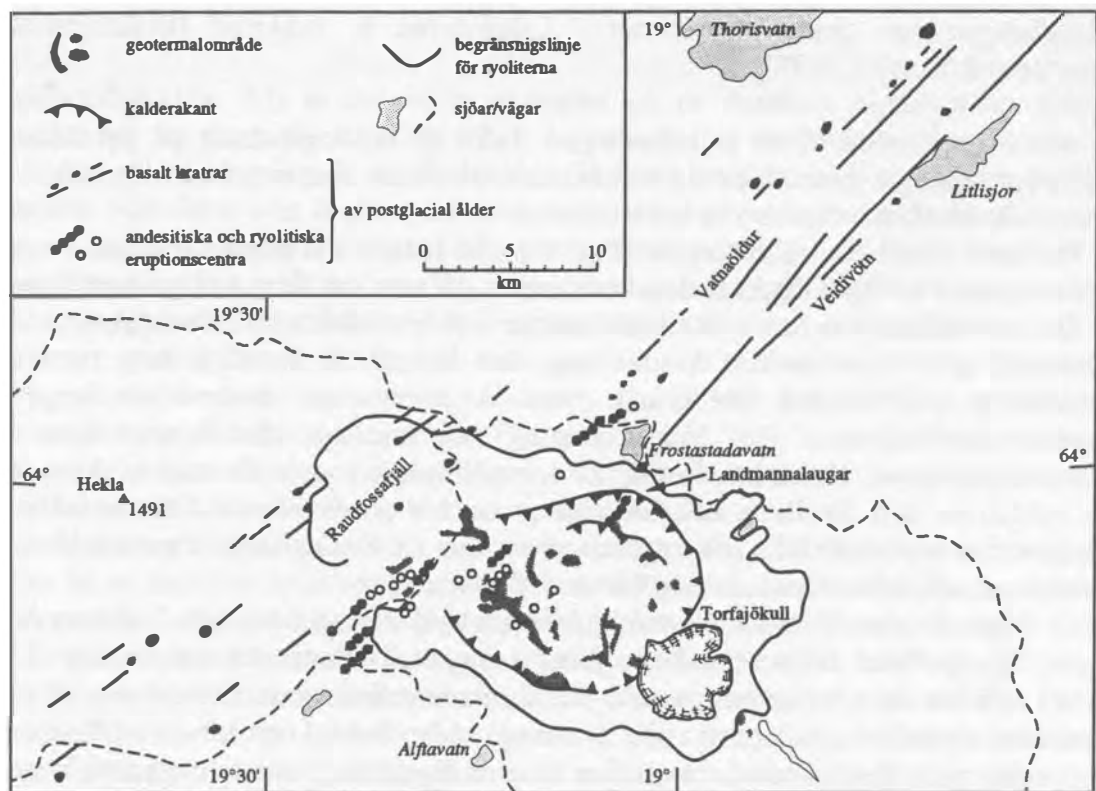


Fig. 41. Torfajökull centralvulkan som klipps av det nordöstliga - sydvästligt strykande Veidivötn-fissursystemet (modifierat efter Sæmundsson, 1972).

Hekla är nog Islands mest kända vulkan. Hekla är nu 1491 m hög men var 1447 m före eruptionen 1947. Morfologiskt (Fig 42) är Hekla i ett stadium mellan kraterrad och stratovulkan. Eruptionsprodukterna som kommer från Hekla är unika för Island därför att de påminner om calc-alkalina produkter från subduktionsvulkanism. De postglaciala eruptiven från Hekla kan beskrivas som två slutmedlemmar på en blandningskurva, den ena med hög kiselhalt och den andra med andesitisk sammansättning. Intermediära sammansättningar mellan dessa två kommer genom magma mixing. Historiska utbrott hos Hekla har alltid startat med en explosiv fas sur-intermediär aska och pimpsten, vilka följs av en lugnare eruption av lava. Hekla har haft ett stort antal postglaciala utbrott. Dessa har producerat stora mängder tefra. Hekla tefran är ett bra stratigrafiskt verktyg då man arbetar med tefrakronologi. Vid utbrottet 1947 var spridningen så stor att till och med Stockholm nåddes av Heklamaterial. Det senaste utbrottet (Fig. 42) skedde på våren 1991. Vid detta utbrott var tefraproduktionen låg. Utbrottet pågick mellan 17 januari till 11 mars och producerade till största delen andesitisk lava. Den seismiska aktiviteten innan utbrott på Hekla är i regel begränsade till just innan utbrottet. Senast startade den seismiska aktiviteten bara en halvtimme före eruptionen. Detta ger inte mycket förvarningstid.

Katla ligger på södra Island precis i anslutning till den östra vulkanzonen och är helt täckt av Mýrdalsjökull. Katla har en kaldera med ca. 12 km diameter. Det är en av de mest aktiva centralvulkanerna i den östra vulkanzonen. Sin senaste stora eruption hade Katla 1918 vilket statistiskt talar för att en ny stor eruption skall komma snart. Framför Mýrdalsjökull ligger Mýrdalssandur ut med riksväg #1. Vid en eruption kommer stora mängder is att smältas och transporteras över sandurfältet i ett jökullopp. När det blir ett stort utbrott kommer riksväg #1 att försvinna, och hota även den närbelägna byn Vík.

Skeiðarásandur är det mest kända sandurfältet som hemsöker återkommande jökullopp. Jökullopp över Skeiðarásandurn beror på katastroftömmningar av isdämda sjöar. Här inkluderas sjön Graenalón som däms av Skeiðarárjökull och dräneringen av Grímsvötnkalderan. Grímsvötn är ett aktivt vulkansystem med tillhörande högtemperatur-område. Kalderan fylls av subglacialt smältvatten från isen. Smältvatten från delar av Vatnajökull dräneras ner i kalderan och fyller den. Vid det senaste utbrottet under Vatnajökull fylldes Grímsvötnkalderan med vatten från en fissureruption som skedde mitt imellan Grímsvötn och Bárðarbungas centralvulkaner. Utbrottet pågick mellan 29/9- 13/10 1996. Grímsvötnkalderan fylldes upp men det dröjde fram till 5/11 då vattnet avtappades. Maxflödet under detta jökullopp var ca. 48000 m³/s vilket gör det till ett av de största. Så det finns många skäl till ett jökullopp över Skeiðarásandur.

Inom den norra vulkanzonen (NVZ) är Krafla och Askja de mest kända vulkansystemen (Fig. 14). Krafla var aktiv senast mellan 1975-1984, medan Askja hade sitt senaste större utbrott 1874-1876. Då bildades en ny kaldera med en diameter på 4,5 km. Denna är i dag vattenfylld och bildar sjön Öskjuvatn. Explosionskratern Víti (Fig. 40) bildades 1875. Askja har haft en del mindre utbrott senare, ett 1921-1933 och ett 1961. Den ligger i den norra vulkanzonen. Det är vid Krafla som det senaste större eruption och deformations händelsen skett. Krafla är ett vulkansystem med tillhörande centralvulkan, kaldera och fissursvärm. Den senaste riftperioden skedde 1975-1984. Tills dess hade Krafla varit inaktiv sedan 1724-1729. Det var under den senaste aktivitetsperioden som explosionskratern Víti bildades. Namafjall-Krafla systemet har varit aktivt under 200000 - 300000 år. Kalderan är fylld med yngre material och är inte typisk. Under den sista glaciationen skapade den vulkaniska aktiviteten en 15 km lång hyaloklastit-rygg som går från Namafjall-Dalfjall fram till Leirhnjúkur. Denna rygg består av kuddbreccia och av hyaloklastit. Hyaloklastitryggen ligger i de centrala delarna av fissursystemet och skär genom Kraflas kaldera.

Termen Mývatnseldar introducerades i samtida beskrivningar av den vulkaniska aktiviteten som inträffade mellan 1724-1729. Kraflaeldar som pågick mellan 1975-1984 hade en påfallande likhet med Mývatnseldarna, men den inledande fasen hos de två vulkaniska händelserna var olika.

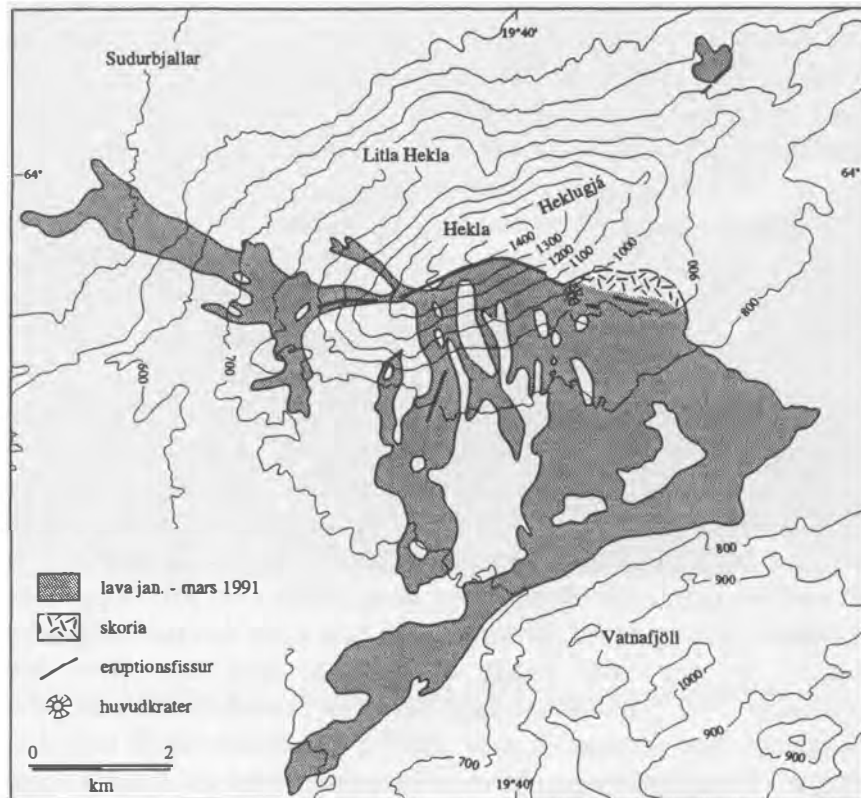
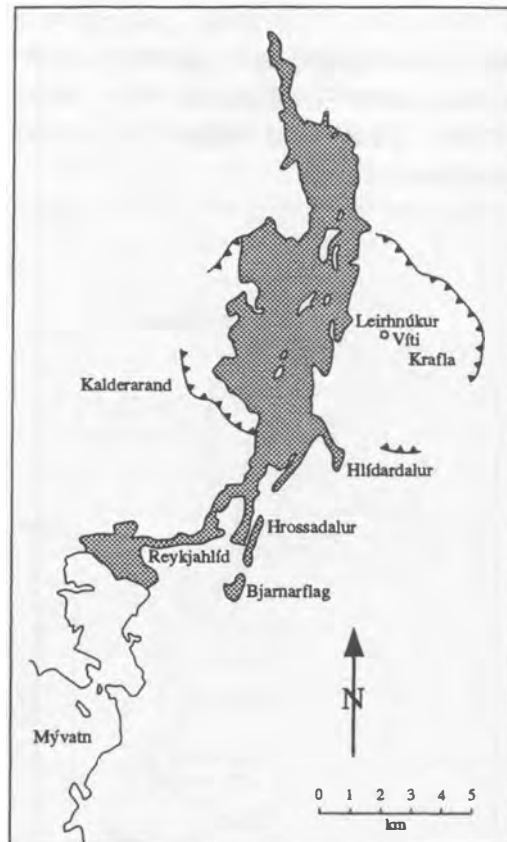


Fig. 42. Lavan och eruptionsfissurena efter Heklas utbrott 1991. Toppsprickan, Heklugjá, och huvudkratern bildades under detta utbrott (modifierat efter Guðmundsson & Sæmundsson, 1992).

Mývatnseldar 1724-1729

Den 17 maj 1724 skapade den explosiva eruptionskratern Víti i Krafla (Fig. 43). Det finns indikationer på att aktiviteten började med bildningen av sex små kratrar norr och sydöst om Víti. Dock koncentrerades all aktivitet snabbt till en krater. Denna fas av eruptionen var betingad av ångexplosioner (freatisk) vilka initierades av en tryckuppbyggnad i det hydrotermala systemet. I direkt anslutning till ångexplosionerna eruperade klaster av basaltisk tefra så väl som bergartsfragment. Mot slutet av denna fas blev eruptionen mer magmatisk och det genererades två korta pulser av lavafontäner. Den tredje fasen började med att lava andelen blev helt underordnad ejekta och endast en kraftfull produktion av ånga och gas kvarstod. Dock kastades en del bergartsfragment fortfarande ut från kratern, som under denna fas fortfarande förstördes. Efter denna explosiva aktivitet var Víti fortfarande en kokande lergryta under de kommande 100 åren.

Fig. 43. Utbredning av lava producerad under Mývatseldarna 1724-1729 (modifierad efter Grönvold, 1984). Kraflakalderans kant och Mývatn är även markerade. Lavan som genererades täcker ca. 50 km² och har en volym på ca. 0.5 km³.



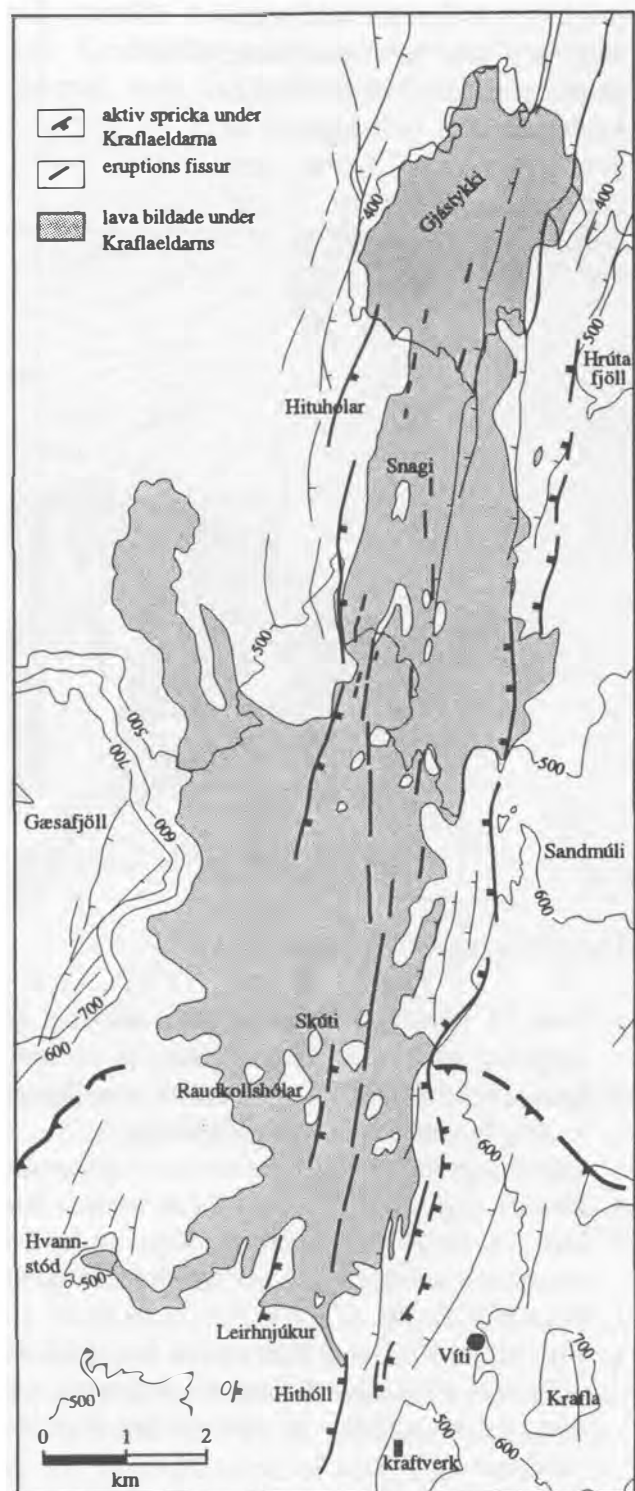
Huvuddragen av Mývatseldarna

- Den 11 januari 1725 skakades området av kraftiga jordskalv. Nya fumaroler och lergrytor bildades vid Leirhnjúkur så väl som nya fissurer.
- Den 19 april 1725 inträffade ytterligare en jordskalvssvärm tillsammans med en kraftig fumarolaktivitet vid Bjarnarflag.
- Den 8 september 1725 var en jordskalvssvärm kännbar i Mývatn området.
- Den 21 augusti 1727 kom utbrott av lava längs en spricka norrut från Leirhnjúkur.
- Den 18 april 1728 kom eruption av lava i Hrossadalur och vid Bjarnarflag. Dessa eruptioner producerade endast små mängder lava. I dag ligger en diatomitefabrik vid Bjarnarflag lavan.
- I början av 1729 tog en eruption fart vid Leirhnjúkur och höll på till slutet av september 1729. Då nådde lavan fram till den norra delen av Mývatn och dränkte två gårdar och mangårdsbyggnaden på prästgården men lämnade kyrkan intakt trots att den var helt omfluten av lava.

Kraflaeldarna 1975-1984

På norra delen av Island och området runt Mývatn var det en brist på arbete i början av 1970-talet. Detta medförde en utflyttning av befolkningen. I Krafla (Fig. 44) finns det framträdande geotermalområden. Man fann ut att ett geotermiskt kraftverk var en bra idé av arbetspolitiska skäl och projektet sattes igång. Det var bråttom men geologerna som konsulterades ville ha lite mera tid för sina undersökningar. Politikerna kunde dock ej vänta. Det var ju länge sedan förra utbrottet och nästa val kommer ju snart. Sommaren 1975 var bygget beställt och påbörjat. Det var inte bara bygget som började utan även den seismiska aktiviteten. Antalet mikro-jordskalv ökade stadigt under hösten och den tidiga vintern, inkluderande några jordskalv med magnitud 4.

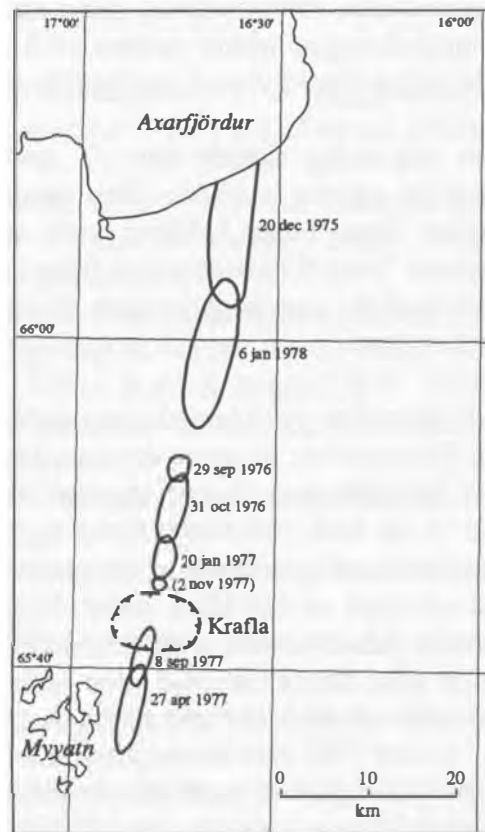
Fig. 44. Utbredningen av lava producerad under Kraflaeldarna 1975-1984 (modfierad efter Sæmundsson, 1991)



Den 20 december 1975 startade en eruption vid Leirhnjúkur ackompanjerad av seismisk aktivitet. Det var bara en liten eruption och den pågick endast 20 minuter. Samtidigt startade en betydande jordskalvsvärm vilken höll på i flera veckor. När eruptionen startade på morgonen den 20 december låg epicentrumet inom Kraflakalderan men under dagen spred sig epicentrumet längs fissursystemet. På kvällen registrerades jordskalv hela vägen från Mývatn i söder till Axarfjörður i norr, ett avstånd på 60 km (Fig. 45). Under de följande veckorna koncentrerades aktiviteten till Kraflakalderan och till ett område nära kusten vid Kelduhverfi. I och med att jordskalven började man att observera rörelser i existerande och i nybildade fissurer. Rörelserna var påtagliga i området mellan Mývatn och Leirhnjúkur och i kustområdet till Axarfjörður. Rörelserna var både horisontala och vertikala. De horisontala rörelserna vid Axarfjörður var 1.5 m och vid Leirhnjúkur 0.7 m. De vertikala rörelserna indikerade en insjunkning av de centrala delarna av fissursvärmen.

Dessa rörelser var upp till 2 m i Axarfjörður-området. Riftning är associerad med en insjunkningsfas, och grabenbildning längs fissursystemet. En skålförmad insjunkning bildades i Kraflakalderan. Upprepade mätningar visar att insjunkningen pågick tills i februari 1976 och i mars började de centrala delarna av kalderan att höja sig samtidigt som jordskalvsaktiviteten upphörde.

Fig. 45. Områden med betydande deformation och riftning utanför Kraflakalderan vid olika insjunknings-tillfällen. Figuren visar hur oregelbundet riftningen sker vid många enskilda händelser. Varje händelse påverkar en relativt liten del av fissursvärmen (modifierad efter Björnsson et al., 1979).



I december 1975 hade man gjutit bottenplattan till kraftverket. Kraftverket är en 69 m lång byggnad, orienterad N-S. När aktiviteten startade sjönk den norra delen 5 cm relativt till den södra. Senare höjdes den norra delen igen till ursprunglig nivå.

En metod att övervaka en vulkan är att mäta lutningsförändringar. Om det strömmar in material i magmakammaren kommer marken att häva sig och när magmakammaren töms så sjunker marken. Nordiska Vulkanologiska Institutet (NVI) har placerat ut ett antal stationära lutningsmätare runt om i Kraflaområdet vilka registrerar förändringar. Lutningsmätarna känner av förändringar i mikroradianskalan. Bilden (Fig. 46) visar registreringen för lutningsmätaren som monterades vid kraftverket. Man kan se hur magmakammaren fylls för att följas av en snabb avtappningshändelse som kan vara en eruption på ytan och/eller gånginjektioner på lägre nivåer.

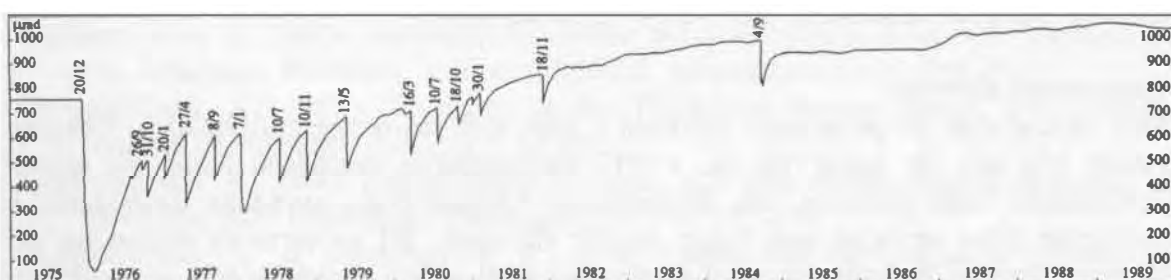


Fig. 46. Vinkelmätningar från en lutningsmätare i Kraflakraftverk mellan december 1975 till december 1989, ingen lutningsförändring anses ha skett före 20/12-75 (modifierad efter Tryggvason, 1995, publicerat med tillstånd från NVI).

Flera månader gick innan nästa insjunkning skedde. Det skapades ett upprepat mönster enligt följande.

1. En upplyftning i de centrala delarna av kalderan med 7-10 mm/dag 10 km ut ifrån centrum skedde en upplyftning med 1 mm/dag.
2. När upplyftningen nådde samma nivå som vid den senaste insjunkningshändelsen ökade jordskalvsaktiviteten stadigt tills nästa insjunkningstillfälle.

En femte insjunkning skedde den 27 april 1977 tillsammans med en eruption som genererade ett mindre lavaflöde. Den maximala insjunkningen var då 15 cm, jordskalv registrerades först inom kalderan och sedan förflyttades aktiviteten söderut längs fissursystemet. Inom 5 timmar var de flesta jordskalven lokaliserade till Mývatns-området.

Vid Namafjall, samtidigt började fissuren att vidga sig söder om kalderan. Den horisontella separationen var i 2 m Mývatn-området. Jordskalvsaktiviteten pågick i flera veckor.

Den 8 september 1977 började en insjunkning igen med på följande vulkanisk aktivitet. Händelse förloppet var liknande det i april samma år. Ett litet lavaflöde producerades vid den norra kalderakanten. Denna eruption upphörde klockan 6 på kvällen. Några timmar senare, kl 11.30, hade aktiviteten flyttat sig mot Mývatnområdet och kulminerade med ett spektakulärt utbrott genom ett av de geotermiska borrhålen vid Namafjall. Cirka 2.5 ton pimpsten sprutade ur borrhålet under 20 min, detta var den minsta eruptionen under Kraflaeldarna. Man kan notera att det 1135 m djupa borrhålet fortsatte att producera ånga som vanligt efter denna händelse. Den horisontala extensionen under denna händelse var ca. 1 m. Ingen vulkanisk aktivitet följde de sju därpå kommande insjunkningshändelserna.

Den 16 mars 1980 bröt en eruption ut i den norra delen av fissursystemet. Den pågick i 5 timmar. Ytterligare ett stort utbrott startade den 10 juli 1980, då vid Gjástykki. Detta var den intensivaste eruptionen under Kraflaeldarna. En 7 km lång fissur öppnades med ett antal eldfontäner som steg till en höjd på upp till minst 60 m. Eruptionen varade tills den 18 juli och det var bara en krater som var aktiv efter den första dagen. Eruptionen 1981 rann lava ut i snö och bildade kuddliknade former.

Efter detta utbrott genererade alla insjunkningshändelser en eruption. Den sista eruptionen var i september 1984 vid Leirhnjúkur. Upplyftningen fortsatte till tidig under 1985. Efter detta noterades inga rörelser eller någon seismisk aktivitet förän i oktober 1986. Då startade en periodvis upplyftning igen. Sedan 1989 har området sakta sjunkit ihop.

Lavaprodukterna i Kraflakalderan har varit mera utvecklade än lavan utanför som är mer primitiv.

Hur gick det då med kraftverket? När det var färdigbyggt fanns det ingen ånga i borrhålen så man fick borra nya. I dag går kraftverket på halv kapacitet. En av de två turbinerna har aldrig monterats in och används idag som reservdelslager. Hela projektet kommer aldrig att bli lönsamt, men det gav ju en del jobb!

Geotermisk aktivitet

Man brukar dela in geotermala områden i hög- och låg-temperaturområden. Gränsen mellan hög och låg ligger vid ca. 150°C. Högtemperaturområdena följer den aktiva vulkanismen inom riftzonen och flankzonerna. Lågtemperaturområdena förekommer i geologiskt äldre områden som ligger utanför riftzonen. Ett geotermiskt system har en vattencirkulation där kallt och tungt markvatten sjunker och uppvärms till varmt och lätt vatten som stiger. Det stigande vattnet kommer i kokning på vägen upp mot ytan. Om grundvattennivån ligger en bit under markytan sker kokningen på den nivån och en fumarol bildas. Om grundvattennivån sammanfaller med markytan, vilken den gör för artesiska källor, stiger vattnet upp som en kokande lösning med vattentemperaturer som råder för det specifika trycket. Då ursprungstemperaturen varit högre än 300°C kan

vattnet koka explosivt innan det når markytan. Sådan explosiv kokning är huvudorsaken för gejsrar.

Den geotermiska aktiviteten har stor betydelse för Island. Den står för uppvärmningen för 80% av befolkningen.

Referenser

- Björnsson, A., Johnsen, G., Sigurdsson, S., Thorbergsson, G., & Tryggvason, E. 1979: Rifting of the plate boundary in North Iceland 1975-1978, *Journal of Geophysical Research* 84, 3029-3038.
- Baker, P.E., Gass, I.G., Harris, P.G., & Lemaître, R.W., 1964: The volcanological report of the Royal Society expedition to Tristan da Cunha, 1962. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 256A, 439-575.
- Bowen, N.L., & Schairer, J.F., 1938: Crystallization equilibrium in nepheline-albite-silica mixtures with fayalite, *Journal of Geology* 46, 397-411.
- Brandsdóttir, B., Menke, W., Einarsson, P., White, R.S., & Staples, R.K., 1997: Färoe-Iceland Ridge experiment, 2. Crustal structure of the Krafla central volcano. *Journal of Geophysical Research* 102 B4, 7867-7886.
- Carmichael, I.S.E., 1964: The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *Journal of Petrology* 5, 435-460.
- Cas, R.A.F., & Wright, J.V., 1988: *Volcanic successions: modern and ancient*. Unwin Hyman London Boston Sydney Wellington
- Crough, S.T., 1983: Hotspot swells. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 11, 165-193.
- Einarsson, P., 1991: Earthquakes and present-day tectonism in Iceland. *Tectonophysics* 189, 261-279.
- Einarsson, P. & Sæmundsson, K., 1987: Earthquake epicenters 1982-1985 and volcanic systems in Iceland. In: *Sigfússon Th (ed) Í hlutarins eðli: Festschrift for Thorbjörn Sigurgerirsson*. Menningar sjóður, Reykjavík (karta)
- Fowler, C.M.R., 1990: *The Solid Earth: An introduction to Global Geophysics*. Cambridge University press Cambridge New York Port chester Melbourne Sydney
- Gautned, H. & Gudmundsson, A., 1992: Effect of local and regional stress fields on sheet emplacement in West Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 51, 339-356.
- Gill, R.C.O., Pedersen, A.K., & Larsen, J.G., 1992: Tertiary picrites in west Greenland: Melting at the periphery of a plume?. In Storey, B. et al., (eds), *Magmatism and the causes of continental break-up: Geological Society of London Special Publication* 68, 335-348.
- Grönvold, K., 1984. Mývatn fires 1724-1729. Chemical composition of the lava. Nordic Volcanological Institute Report 8401.
- Groome, D.R., & Hall, A., 1974: The geochemistry of the Devonian lavas of the northern Lorne Plateau, Scotland. *Mineralogical Magazine* 39, 621-640.
- Gudmundsson, A., 1987a: Geometry, formation and development of tectonic fractures on the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland. *Tectonophysics* 139, 295-308.
- Gudmundsson, A., 1987b: Tectonics of the Thingvellir fissure swarm, SW Iceland. *Journal of Structural Geology* 9, 61-69.
- Gudmundsson, A., 1990: Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries. *Tectonophysics* 176, 257-275.
- Guðmundsson, A., & Sæmundsson, K., 1992: Heklugosið 1991: Gangur gossins og aflræði Heklu. *Náttúrufræðingurinn* 61, 145-158.
- Gudmundsson, A., Brynjólfsson, S. & Jonsson, M.Th., 1993: Structural analysis of transform fault-rift zone junction in North Iceland. *Tectonophysics* 220, 205-221.

- Hald, N., & Waagstein, R., 1984: Lithology and chemistry of a 2 km sequence of Lower Tertiary tholeiitic lavas drilled on Suduroy, Faeroe Islands (Lopra-1). In Berthelsen, O., Noe-Nygaard, A. & Rasumussen, J. (eds). *The deep drilling project 1980-1981 in the Faeroe Islands*. Føroya Frodskaparfelag, Torshavn, 15-38.
- Hall, A., 1987: *Igneous Petrology*. Longman Scientific & Technical, Essex
- Hargreaves, R., & Ayres, I.D., 1979: Morphology of Archean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Science* 16, 1452-1466
- Heezen, C.E., & Fornari, D.J., 1978: *Geological map of the Pacific Ocean 1/35,000,000*, Sheet 20 of the Geological World Atlas, UNESCO, Paris.
- Heirtzler, J.R., Pichon, X.L., & Baron, J.G., 1966: Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge. *Deep-Sea Research* 13, 427-443.
- Irvine, T.N., & Baragar, W.R.A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Jakobsson, S.P., 1979: Outline of the petrology of Iceland, *Jökull* 29, 57-73.
- Jaques, A.L., & Green, D.B., 1980: Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 287-310.
- Jones, G.J., 1969: Interglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland - I. *Quaternary Journal of the Geological Society in London* 124, 197-211.
- Kent, D.V., & Gradstein, F.M., 1986: A Jurassic to recent geochronology. In Vogt, P., & Tucholke, B., (eds), *The western North Atlantic region: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. M, 45-50.
- Kokelaar, P., 1986: Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology* 48, 275-289
- Lawver, A.L., & Müller, R.D., 1994: Iceland hotspot track. *Geology* 22, 311-314.
- Loberg, B., 1980: Geologi, Material, processer och Sveriges berggrund. XXX sidor. Norstedts tryckeri, Stockholm.
- Musset, A.E., Dagle, P., & Skelhorn, R.R., 1988: Time and duration of activity in the British Tertiary igneous province. In Morton, A.C. & Parson, L.M. (eds), *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*, Geological Society Special Publication 39, 337-348.
- Noble, R.H., Macintyre, R.M., & Brown, R.E., 1988: Age constraints on Atlantic evolution: timing of magmatic activity along the E Greenland continental margin. In Morton, A.C. & Parson, L.M. (eds), *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*, Geological Society Special Publication 39, 201-214.
- Sæmundsson, K., 1972. Jarðfræðiglefsur um Torfajökulssvaedid. *Naturufraedingurinn* 42, 81-99.
- Sæmundsson, K., 1974: Evolution of the axial rifting zone in northern Iceland and the Tjörnes fracture zone. *Geological Society of America Bulletin* 85, 495-504.
- Sæmundsson, K., 1979: Outline of the geology of Iceland. *Jökull* 29, 7-28.
- Sæmundsson, K., 1991. Jarðfrödi Kröflukerfisins. I Garðarsson, A. & Einarsson, Á (eds) *Náttúra Mývats*, 24-95. Hið íslenska náttúrufræðifélag, Reykjavík.
- Sigmundsson, F., Einarsson, P., Bilham, R., & Sturkell, E. 1995: Rift-transform kinematics in south Iceland: Deformation from Global Positioning System measurements, 1986 to 1992. *Journal of Geophysical Research*, 100, 6235-6248.
- Sigurðsson, H., & Sparks, R.S.J., 1978: Lateral flow of magma in rifted Icelandic crust. *Nature* 274, 126-130.
- Staples, R.K., White, R.S., Brandsdóttir, B., Menke, W., Maguire, P.K.H., & McBride, J.H., 1997: Färoe-Iceland Ridge experiment, 1. Crustal structure of northeastern Iceland. *Journal of Geophysical Research* 102 B4, 7849-7866.

- Sturkell, E., Sigmundsson, F., Einarsson, P., & Bilham, R., 1994: Strain accumulation 1986-1992 across the Reykjanes Peninsula plate boundary, Iceland, determined from GPS measurements. *Geophysical Research Letters* 21, 125-128.
- Walker, G.P.L., 1960: Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. *Journal of Geology* 68, 515-528.
- Walker, G.P.L., 1965. Some aspects of Quaternary volcanism. *Transactions Leischester Lit. Phil. Soc.* 59, 25-40.
- Walker, G.P.L., 1974: The structure of eastern Iceland. I Kristjansson (ed), *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area.* 177-188.
- White, R.S., 1988: A hot-spot model for early Tertiary volcanism in the N Atlantic. In Morton, A.C. & Parson, L.M. (eds), *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic*, Geological Society Special Publication 39, 3-13.
- White, R.S., 1989: Initiation of the the Iceland and opening of the North Atlantic. In Tankard, A.J. & Balkwill, H.R. (eds), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins.* American Association of Petroleum Geologists Memoir 46, 149-154.
- White, R.S., 1992: Crustal structure and magmatism of North Atlantic continental margins. *Journal of the Geological Society, London* 149, 841-854.

Appendix

Kartor

