



FOTO: JOSEF FRIEDHUBER

Vulkaner

Hvorfor smelter jorden?

Af Paul Martin Holm, lektor, Københavns Universitet og Lotte Melchior Larsen, seniorforsker, GEUS

Fra jordoverfladen og ind mod centrum af kloden stiger temperaturen, til den når op på adskillige tusinde grader i midten. Der produceres konstant varme i Jorden ved henfald af radioaktive grundstoffer, og i en zone, ikke langt fra overfladen, er den faste Jord faktisk på nippet til at smelte. Vulkanisme opstår, når smeltet klippe stiger helt op til overfladen ved at dele af den ellers faste bjergarts smeltepunkt bliver overskredet. Når den faste Jord smelter, er der grundlæggende tre mulige årsager til det: En temperaturstigning, et trykfald, eller en ændring i den kemiske sammensætning.

Temperaturfordelingen i jorden

På overfladen køler Jorden af via atmosfæren mod universet, og der strømmer konstant varme ud i verdensrummet. Varme i Jorden transporteres ved ledning eller ved massetransport. Varmeledning er en forholdsvis langsom proces, mens flytning af varme ved massetransport sker lige så hurtigt, som massen flyttes. Gennem den stive lithosfære strømmer varmen ved varmeledning. Ned gennem lithosfæren stiger temperaturen typisk fra overfladens 0°C til 1300°C, hvor materialet begynder at blive blødt, og vi kommer ned i asthenosfæren, der kan deformeres plastisk, som tyggegummi. I asthenosfæren afkøles kappen mod den overliggende lithosfære, og da koldere materiale har en højere massefylde end varmere, vil de øvre dele synke ned i de varmere dybereliggende dele. Denne nedsynkning af koldt materiale fører til omrøring, som effektivt transporterer varme fra kappe/kernegrænsen og opad mod lithosfæren. På grund af omrøringen er temperaturstigningen ned gennem kappen under lithosfæren meget mindre end ned gennem lithosfæren.

Smeltning af bjergarter

Jordens bjergarter består af blandinger af flere forskellige mineraler. Sådanne komplekse materialer smelter ikke på én gang men gennem et vist temperaturinterval. Solidustemperaturen er den temperatur, hvor smeltedannelsen begynder, og smelten kun findes som en tynd film mellem mineralkornene. Liquidustemperaturen er den temperatur, hvor de sidste mineralkorn smelter, og alt er flydende. Herimellem gennemløbes en række stadier, hvor der er både smelte og faste mineralkorn til stede. Smelten skifter sammensætning gennem de forskellige stadier, eftersom nogle mineraler smelter før andre, og der sker en række meget komplicerede reaktioner mellem smelte og mineraler undervejs. Smelten kan desuden ansamlles og 'stikke af' fra de omgivende faste mineralkorn, i reglen opefter mod overfla-

den, da smelten har en lavere massefylde end det usmeltede materiale. Smelten vil i reglen hurtigt begynde at krystallisere i de koldere omgivelser højere oppe, og smelten plus de deri flydende krystaller kaldes nu for magma.

Smeltning ved temperaturstigning

Temperaturstigning kræver tilførsel af varme, så denne type smeltning sker især, hvis allerede smeltet materiale trænger ind i koldere områder. For eksempel kan et større magmalegeme (en intrusion) opvarme sidestenen, så denne begynder at smelte. Eksempler på dette fænomen kan studeres nogle steder på jordoverfladen, hvor en gammel, størknet intrusion og dens omgivelser med nu størknede smeltelommer er blevet blottet gennem millioner års erosion. Der dannes dog i reglen ikke større mængder smelte, og det fører sjældent til vulkanudbrud.

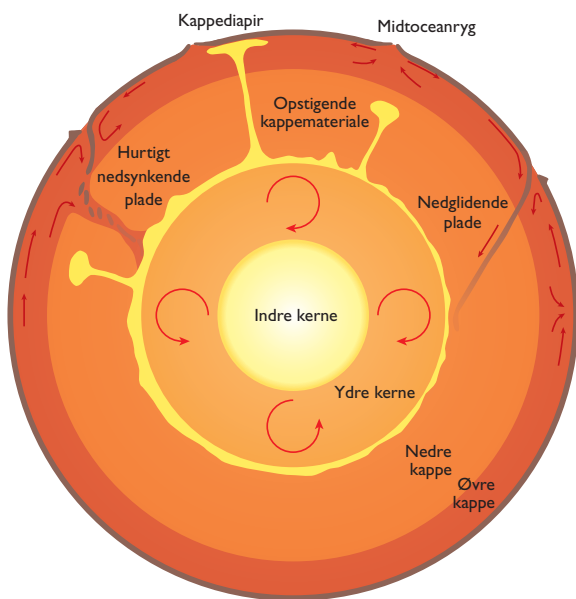
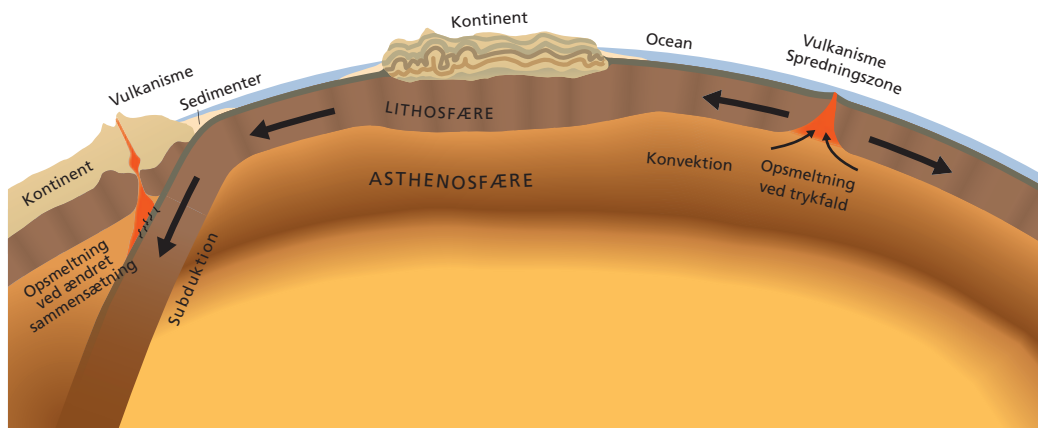
Smeltning ved trykfald

Et stof fylder som regel mere i smeltet tilstand end i fast. Jo større tryk et materiale befinder sig ved, jo sværere har det derfor ved at smelte, da smelten kræver ekstra plads. Omvendt, hvis et materiale udsættes for faldende tryk, vil det have lettere ved at smelte, dvs. dets smeltetemperatur vil synke. Hvis trykket falder så meget, at smeltetemperaturen synker til under den faktiske temperatur, begynder materialet at smelte helt uden tilførsel af ekstra varme. Hvis for eksempel kappen i en dybde af 200 km under jordoverfladen har en temperatur på 1400°C og først begynder at smelte ved 1450°C, er den fast. Men hvis denne kappe stiger op til en dybde af 100 km under overfladen, og smeltepunktet pga. trykfaldet synker til 1380°C, så begynder kappen at smelte. Dette er en meget effektiv mekanisme, hvorved der kan dannes store mængder af smelte.

Smeltning ved ændret sammensætning

Nogle bjergarter smelter ved lavere temperatur end andre, fordi de indeholder større mængder af vand eller andre stoffer, der virker nedsættende på smeltepunktet. Hvis sådanne stoffer begynder

at vandre gennem kappen, vil de kunne nedsætte smeltepunktet i den kappe, de invaderer. Smeltepunktet kan blive nedsat så meget, at det medfører smeltning af den invaderede kappe. Dette er ligeledes en meget effektiv mekanisme.



Jordens opbygning (figuren til venstre) med indre kerne, ydre kerne, kappe og skorpe. Forstørrelsen (herover) viser Jordens ydre del, som består af lithosfæren (den stive del) og den underliggende bløde asthenosfære. Lithosfæren er igen delt i skorpen og den underliggende kappe (den lithosfæriske kappe). Litho- er græsk for stenagtig, 'astheno-' for blød, og en 'sfære' er en skal eller kugle. Lithosfæren danner de stive plader, der dækker hele Jordens overflade, og hvis indbyrdes bevægelser kaldes pladetektonik.

I den viste spredningszone nydannes oceanbund over en opadgående konvektionsstrøm fra jordens kappe. Lithosfærepladen med oceanbunden synker ned i jordens kappe ved subduktion under kontinentet til venstre. Herved sker der en delvis opsmeltning af den nedsynkende lithosfære, som fører til dannelse af vulkanisme på overfladen og af granitintrusioner i dybet. Kontinentet i midten af skitsen er en del af den lithosfæreplade, der forskydes langsomt mod venstre. Til sidst kolliderer de to kontinenter, hvorved der opfoldes en bjergkæde i kollisionssonen.

Temperaturfordelingen i Jordens ydre del. Trykket øges nedefter på den lodrette akse, ligesom det gør nedefter i Jorden, så figurerne kan læses som 'tværsnit' gennem Jorden. Den blå kurve er geotermen, dvs. Jordens temperaturændring med dybden. I asthenosfæren falder temperaturen ud mod Jordens overflade kun langsomt. Hvis asthenosfæren fortsatte helt op til jordoverfladen, og der ikke var varmetab, ville temperaturen følge den stiplede kurve. Knækket på geotermen mellem asthenosfæren og lithosfæren skyldes lithosfærens varmetab til verdensrummet. Kappens smelteinterval er området mellem soliduskurven (smeltning begynder) og liquiduskurven (smeltning er komplet).

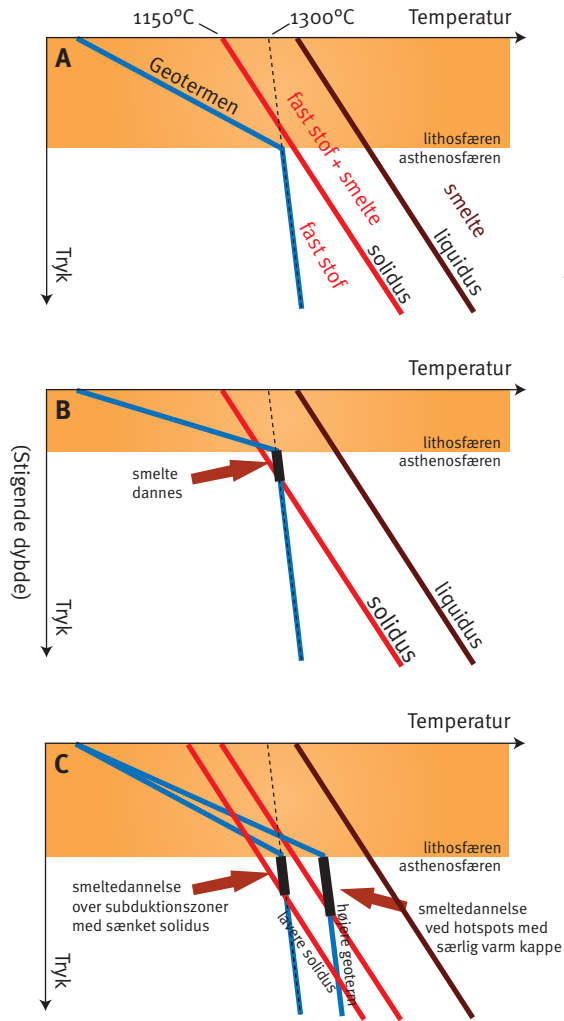


ILLUSTRATION: PAUL MARTIN HOLM, KØBENHAVNS UNIVERSITET

- A. Normaltilstanden: Kappens solidustemperatur (smeltepunkt) er alle steder højere end den faktiske temperatur. Ingen smelte dannes.
- B. Lithosfæren er udtyndet, asthenosfæren er steget opefter, og dens temperatur har overskredet smeltepunktet ved det lavere tryk. Smelte dannes i det sorte felt.
- C. Viser to andre situationer. Til venstre: Solidus i kappen over subduktionszoner er sænket pga. tilførsel af materiale, især vand, fra den subducerede plade, og asthenosfæren smelter derfor delvist trods den tykke lithosfære. Til højre: Hvis asthenosfæren er varmere end normalt, som det er tilfældet i et hotspot, vil dens øverste del ligeledes smelte trods den tykke lithosfære. En kombination af særlig varm asthenosfære og tynd lithosfære, som under Hawaii og Island, vil give anledning til dannelse af meget store mængder smelte.

Jordens vulkanske zoner – Midtoceanryggene

Vulkanisme på Jorden er knyttet til særlige zoner i forbindelse med Jordens lithosfæreplader, og dette hænger nøje sammen med smeltemekanismerne. Midtoceanryggene er pladegrænser, hvor pladerne glider fra hinanden. Derved bliver der plads til, at den bløde asthenosfære kan trænge opad imellem pladerne. Det trykfald, asthenosfæren dermed udsættes for, fører til omfattende opsmeltning og dannelse af store mængder magma af den sammensætning, der kaldes basalt. Basalten størkner til ny oceanbund i mellemrummet mellem pladerne og bliver derved til en del af pladerne. Derfor er midtoceanryggene helt opbygget af vulkanske bjergarter med underliggende dybbjergarter, der alle er dannet ud fra basaltisk magma. Vulkanerne er i reglen havdækkede, så størsteparten af den vulkanske aktivitet finder sted i ubemærkethed. Kun på de sjældne dele af ryggene, der rager op over havoverfladen, som fx Island, er vulkanudbruddene mere iøjnefaldende.

Subduktionszoner

Subduktionszoner er pladegrænser, hvor en plade skubbes ind under en anden. Den nedskubbede (subducerede) plade indeholder omdannet basalt og havbundssedimenter, begge rige på vandholdige mineraler. Når disse mineraler kommer under højt tryk, nedbrydes de, og der frigøres vand. Vandet og dets mange opløste stoffer begynder at vandre op i den overliggende kappe, som derved får ændret sin sammensætning til mere let smeltelig konsistens og ender meget ofte med at smelte. Herved dannes forholdsvis vandrige magmaer med basaltisk sammensætning. Undervejs mod overfladen begynder magmaet at krystallisere, hvorved sammensætningen ændres til andesitisk, dacitisk eller rhyolitisk (se også det efterfølgende afsnit "lavabjergarter" samt boksen "vulkanske bjergarter" side 25). De mest udbredte bjergarter over subduktionszoner er andesit og dacit. På grund af det høje vandindhold

er vulkanismen i reglen eksplosiv og meget mere farlig end vulkanismen langs midtoceanryggene. Hele Stillehavet er omgivet af bjergkæder med eksplosive vulkaner ('the ring of fire'), som ligger over subduktionszoner. Bjergkæderne strækker sig langs vestkysten af Sydamerika, Nordamerika, over Aleuterne, Kamtjatka, Kurilerne, Japan og Filippinerne til New Zealand (se kort side 22).

Sprækkezoner inde i kontinenter

Vulkanisme opstår i sprækker, fordi sprækken er udtryk for træk i pladen, uddynding og dermed opstigning af kappemateriale. Dette er fx tilfældet i Rhingraven i Europa, der rummer flere vulkaner, der har været aktive indtil for få millioner år siden. I en sprække lige nord for Rhingraven findes en af de aktive og eksplosive vulkaner, der ligger nærmest Danmark. Det drejer sig om Laacher See vulkanen nær Bonn ca. 500 km syd for Danmark, der havde sit sidste udbrud for ca. 13.000 år siden. Et mægtigt udbrud sendte store mængder vulkansk aske helt til Danmark, hvor askelaget er fundet i moser. Andre eksempler på denne type vulkaner findes i den store østafrikanske rift (med Kilimanjaro vulkanen) og i Rio Grande riften i Nordamerika.

Hotspots

De områder af Jorden, hvor asthenosfæren er varmere end normalt kaldes vulkanske hotspots. De sættes ofte i forbindelse med stærk opstrømning af varm kappe nedfra. Her smelter asthenosfæren i stor udstrækning, især hvis lithosfæren ovenover er tynd. Hawaii er 9 km høj fra havbunden til toppen, og er Jordens største aktive vulkankompleks. Den er dannet over et hotspot midt på den forholdsvis tynde oceanbund i Stillehavet. Island er dannet over et hotspot på en pladegrænse, og Kap Verde øerne ligger over et hotspot under Afrika-pladen, der har givet anledning til vulkanisme i 20 millioner år. Mange vulkaner, især på kontinenterne, kan man dog ikke kategorisere i en af ovennævnte kategorier, og de er vanskelige at forklare i detaljer. Etna på Sicilien er et



FOTO: PAUL MARTIN HOLM, KØBENHAVNS UNIVERSITET.

Letflydende pahoehoe-lava, der flyder som tyk olie. Fra Kilauea vulkanen på Hawaii.

sådant eksempel. Vulkanen ligger i et område med en yderst kompliceret geologi, og der er fortsat ikke enighed om mekanismerne bag Etnas dannelse.

Vulkanformer

Vulkanudbrud finder sted, når smeltet bjergart (magma) stiger opad gennem en fødekanal og kommer ud på Jordens overflade gennem en åbning, enten en spalte eller et krater. Herved dannes vulkaner, som kan have forskellige former. Løber smelten roligt ud som lava, opbygges typisk relativt flade vulkaner omkring åbningen. Hvis der sker eksplosioner i kraterret, kan findelt magma spredes over store områder som vulkansk aske. De størkede større fragmenter fra eksplosioner, scorie, vil da typisk ophobes omkring krateråbningen og danne

stejle scoriekegler. Vulkaner med stejle sider dannes også, og hvis magmaet er meget sejtflydende; så dannes kuppelformede vulkaner. Spir af magma kan ligefrem stå lodret ud af kraterret, hvis magmaet er ekstremt sejtflydende.

Lavaformer

Magmaets sejhed er afgørende for udbredelsen af lavastrømme. Letflydende magma danner tynde strømme på få meters højde eller mindre, som kaldes pahoehoe-lavaer. Sådanne strømme kan løbe meget langt. Mere sejtflydende magma danner tykkere lavastrømme, som brækkes op under flydningen og får ujævne, slaggeagtige topzoner, disse kaldes aa-lavaer og kan ikke løbe så langt. Meget sejtflydende magma kan næsten ikke flyde.

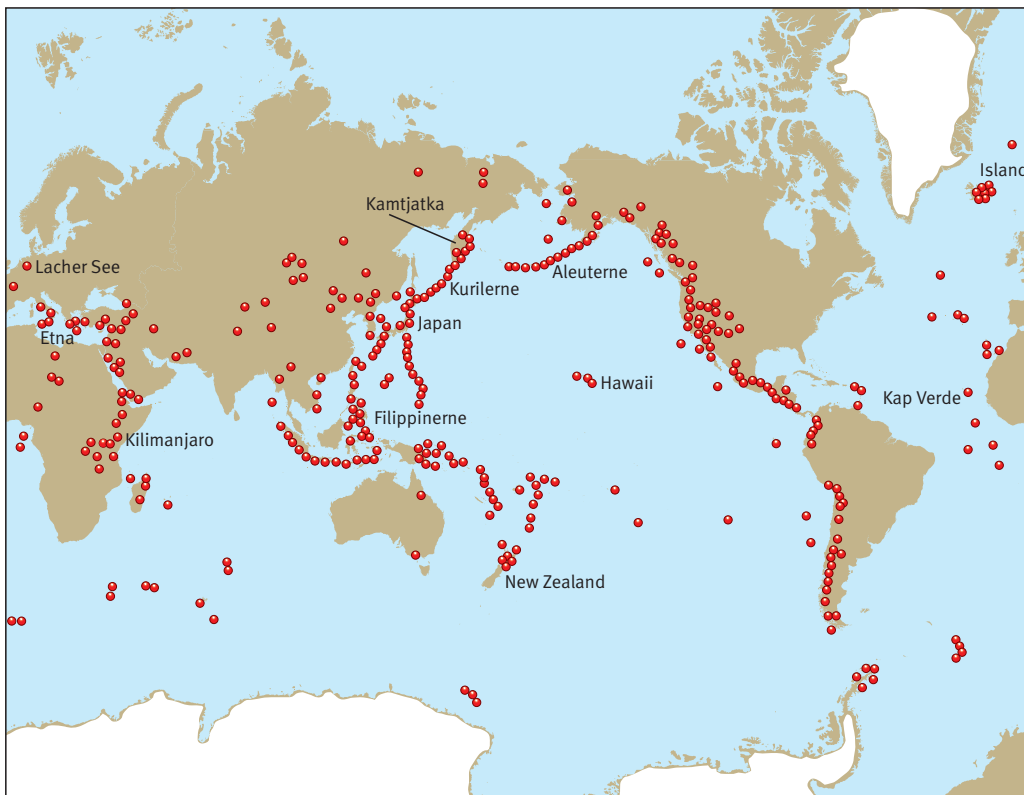


ILLUSTRATION: FRANTIS V. PLATEN-HALLEMMUND, GEUS

Fordelingen af vulkaner på jorden. Stillehavet er omgivet af vulkaner ('the ring of fire'), som ligger over subduktionszoner. De undersøiske vulkaner langs midtoceanryggene er ikke vist.

Lavbjergarter

Når kappen smelter, dannes basaltisk magma, som er den mest almindelige magmatype. Basaltiske lavastrømme er letflydende, danner pahoehoe-lavaer og størkner som bjergarten basalt. Men meget basaltisk magma dannet i dybet når aldrig op til jordoverfladen, fordi skorpen mange steder har en lavere massefylde end basaltisk magma. Når magmaet under sin opstigning når til områder med tilsvarende eller lavere massefylde, kan det miste sin opdrift og gå i stå. Derved kan magmaet ansaml

se i store magmakamre i skorpen og begynde at krystallisere der. Ved krystallisationsprocessen ændrer magmaet gradvist sammensætning og bliver mere sejtflydende. Det får også en lavere massefylde. Når et sådant magma kommer til udbrud, dannes der tykke aa-lavastrømme eller lavakupler, og bjergarterne har navne som andesit, dacit og rhyolit.

Gasbobler afgør udbruddets kraft

Ved magmadannelse under højt tryk findes gasser som vanddamp, kuldioxid, svovl, fluor og klor op-

løst i smelten. Når magmaet nærmer sig overfladen, kan disse stoffer ikke længere holdes i opløsning, og de udskilles som frie gasser – der dannes bobler i det opstigende magma. Dette sker typisk i krater-røret. Boblernes tilstedeværelse sænker magmaets massefylde markant, hvorved opstigningshastigheden accelererer. Hvad der dernæst sker, afhænger af hvor hurtigt boblerne kan slippe ud af, magmaet, hvor hurtigt magmaet stiger op og endelig af, hvor meget gas, der er opløst i magmaet.

Letflydende, langsomt opstigende magma med et lavt gasindhold vil afgive sine opløste gasser udramatisk og kan strømme ud på overfladen som en lavastrøm.

Eksplorative vulkanudbrud

En helt anden situation opstår, hvis boblerne har vanskeligt ved at slippe ud af et sejtflydende og hurtigt opstigende magma med stort gasindhold. Bobledannelsen vil accelerere, indtil boblerne sprænger magmaet, der sønderdeles, og der sker en vulkansk eksplosion. Ved vulkanudbruddet slyn- ges en varm strøm af gas og partikler af magma med stor hastighed op i atmosfæren. Denne opstrøm trækker den omgivende atmosfære ind, opvarmer den og skaber yderligere opdrift, så partikelskyen kan stige helt op i de øvre dele af atmosfæren. Når opdriften ophører, spreder skyen sig vandret og kan i ekstreme tilfælde spredes over hele jorden. Større partikler fra eksplosive udbrud falder nær krateret, medens fine partikler af vulkansk aske spredes videre omkring, jo finere, jo længere.

Under eksplosive udbrud kan vulkanen ødelægges totalt, taget over et underliggende magmakammer kan styrte ned, og udbrudsmaterialet kan nå næsten ufattelige omfang på tusinder af kubikkilometer. Disse meget eksplosive udbrud dannes typisk i rhyolitisk magma. Men hvis vand udefra, fx fra havet eller en kratersø, kommer i kontakt med det opstrømmende magma, kan selv basaltvulkaner



FOTO: CARSTEN BRØDER HANSEN

eksploedere og danne store mængder af vulkansk aske, der kan nå vidt omkring. Der findes alle mellemformer mellem de stilfærdige lava-udbrud og de mest eksplosive udbrud. Gasundvigelsen kan skabe kilometerhøje fontæner af letflydende magma, som derpå falder ned og strømmer videre som lava. Småeksplosioner under et udbrud kan skabe mindre kegler, såkaldte scoriekegler, af porøse fragmenter kaldet lapilli (når de er små) eller vulkanske bomber (når de er større). I de porøse fragmenter er boblerne 'frosset inde' og ses tydeligt som runde hulrum.

Vulkanernes rødder

Når et magma krystalliserer delvist i et magma-kammer i jordskorpen, aflejres de dannede krystaller på bunden eller vokser på siderne af magma-kammeret. Herved dannes dybbjergarter, som har en større krystalstørrelse end de hurtigt afkølede vulkanske bjergarter. Eksempler på bjergarter dannet i vulkanernes rødder er gabbro (fra et basaltisk magma) og granit (fra et rhyolitisk magma). Disse bjergarter ses først på jordoverfladen mange millioner år efter vulkanens død, når erosion har fjernet den overliggende del af skorpen og blottet vulkanens rødder. Målinger har vist, at dybbjergarternes rumfang i reglen er større end de vulkanske bjergarter, vulkanen udsendte.

Resultatet af et eksplosivt udbrud. Under udbruddet ved Santo Antão på Kap Verde øerne blev der dannet en 8 m tyk lagserie af pimpsten (stærkt porøs bjergart) nær udbrudsstedet. Udbruddet gav ophav til ca. 4 km³ vulkansk materiale. En sådan mængde ville kunne dække hele Danmark med et 1 m tykt lag af pimpsten.



FOTOS: PAUL MARTIN HOLM, KØBENHAVNS UNIVERSITET

Under dette stromboliske vulkanudbrud blev lapilli og bomber sendt op til en højde af 200 m. Fra den italienske ø Stromboli, som ligger nord for Sicilien.

Vulkanske bjergarter

Vulkanske bjergarter kan inddeles efter mineralsammensætning. **Basalt** består især af mineralerne feldspat, pyroxen, olivin og magnetit. **Andesit** består i højere grad af feldspat end af de mørke mineraler pyroxen og olivin. **Dacit** og **trakyt** består af feldspat, kvarts og pyroxen i forskellige forhold. **Rhyolit** består af feldspat og kvarts samt i mindre grad glimmer, amfibol og magnetit. Vulkanske bjergarter er finkornede, eller de kan være lyn-afkølede og består så mere eller mindre af glas, der er størknet men ikke krystalliseret smelte.

Dybbjergarter har ofte 1–5 mm store mineraler og kan have langt større korn. Eksempler på dybbjergarter er **gabbro**, som især består af mineralerne feldspat og pyroxen, og **granit**, der mest består af mineralerne feldspat og kvarts, med mindre mængder glimmer, amfibol og magnetit.

Vulkanske bjergarter kan også inddeles efter udseende. **Lava** er lag af magma, der er strømmet ud på Jordens overflade og størknet. De kan forekomme i centimeter-tynde eller titalsmeter-tykke strømme bredt ud over store flader. Lavastrømme kan række fra få meter til flere hundrede kilometer. Det indre af en lavastrøm er en massiv bjergart, medens dens overflade og bund ofte er porøs, fordi den er kølet så hurtigt af, at bobler af gasser afgivet fra magmaet er fastfrosset. Det oprindelige gasindhold og sejheden af magmaet afgør lavaens udseende.

Aske (tuf) består af < 2 mm store brudstykker af magma, aske, der oftest er lynafkølede til glas ved flugt gennem luften under et eksplosivt udbrud. Partiklerne har ofte form efter de bristede boblevægge. Aflejringer af aske er hyppigt lagdelte ved sortering efter partikelstørrelse. Når askepartiklerne efterhånden kittes sammen, kaldes bjergarten for en tuf.

Lapilli-tuf er en bjergart bestående af magmabrudstykker af størrelse fra 2 mm til 6 cm. Disse lapilli består typisk delvist af glas og er karakteriseret ved en stor koncentration af hulrum, der er dannet ved fastfrysning af gasbobler. Lapillikorn er ofte afrundede.

Bomber er større (> 6 cm) udslyngede partikler fra et eksplosivt udbrud. Bomber kan være porøse som lapilli eller massive som lava afhængig af, om gassen undslap før afkølingen af bomben. Fordi større masser af magma normalt stadig er flydende ved nedslaget, kan større bomber være fladtrykte, medens mindre bomber kan være aerodynamisk formede ved størkning i flugten. Bomber, hvor gassen stadig afgives fra smelten medens overfladen størkner, kan ekspandere og sprænge skorpen, som et brød, der hæver under bagningen – brødskorpebomber. Bjergarter dannet af ophobninger af bomber kaldes **agglomerater**. Større eksplosionspartikler bestående af sønderdelte gamle vulkandealer kaldes blokke og danner bjergarten **breccie**.

Pimpsten er hvid lapilli. Den hvide farve skyldes, at magmaet var af rhyolitisk eller lignende sammensætning og dermed fattigt på jern. Jern-rig glas er brun-sort, mens jern-fattigt glas er klar. Med mange bobler i glassen brydes lyset kraftigt, og partiklerne bliver hvide. Sejtflydende rhyolitisk og lignende magma holder særlig meget på boblerne. I pimpsten udgør hulrummene op til 90–99% af bjergarten, som derfor får en så lav massefylde, at den kan flyde på vand.



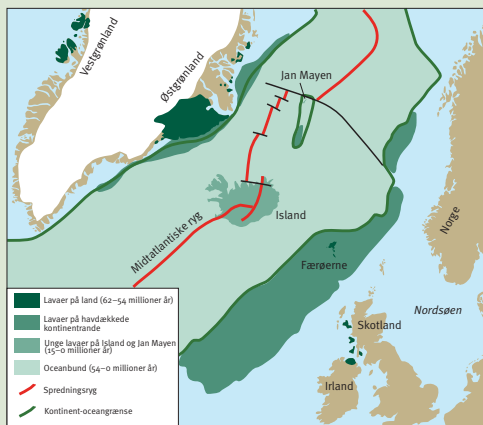
Vulkaner i Nordatlanten

Af Lotte Melchior Larsen, seniorforsker, GEUS

Islands vulkaner som Hekla og Katla er en opragende del af den midtatlantiske ryg, en vulkansk aktiv zone, hvori der langsomt dannes ny oceanbund. Denne vulkanisme kan følges tilbage i tiden lige til de gamle udslukte vulkaner og deres lavastrømme, der findes i Vest- og Østgrønland, Færøerne, Skotland og Irland.

Vulkanismen i Nordatlanten hænger nøje sammen med opbrydningen af det nordatlantiske kontinent og dannelsen af Atlanterhavet. For 62 millioner år siden eksisterede Atlanterhavet ikke, og Nordvesteuropa hang sammen med Grønland og Nordamerika. Men kontinentpladen var ved at blive strakt og trukket tynd, og den havde udviklet svaghedszoner med dybe sprækker. En pludselig voldsom vulkansk aktivitet medførte dannelsen af kilometertykke serier af lavastrømme på jordoverfladen, og disse lavaplateauer findes nu i Vest- og Østgrønland og på Færøerne. Områderne i Østgrønland og Færøerne udgjorde et sammenhængende lavaplateau, der lige efter dannelsen blev skåret igennem af den sprækkezone, der åbnede sig og blev til Atlanterhavet.

For ca. 55 millioner år siden var pladen trukket helt over og opbrydningen fuldført, og Grønland og Europa begyndte at glide bort fra hinanden. Vulkanismen blev nu koncentreret i opbrydningszonen (den midtatlantiske ryg), og størstedelen af smeltemassen indgik i dannelsen af oceanbunden i Atlanterhavet, der langsomt blev bredere. Smelteproduktionen mindskedes efterhånden, og den vulkanske ryg sank under havoverfladen. Men i et mindre område mellem Østgrønland og Færøerne var smelteproduktionen dog til stadighed så stor, at lavaområderne langs ryggen lå over havets overflade. Selv om de ældste dele nu er sunket i havet, fordi de er blevet kolde og tunge, eksisterer dette område stadig - det er Island. Lavaerne på havbunden bliver således yngre og yngre, når man sejler fra Østgrønland eller fra Færøerne og over mod Island. De ældste lavaer i Island findes i den nordvestlige del af øen og er 15 millioner år gamle, og de yngste findes i centrum og er 7 år gamle.



KILDE: DANSK LITHOSFÆRECENTER

Kort over Nordatlanten i dag. Lavaområderne i Vestgrønland, Østgrønland, Færøerne, Skotland, Irland og de tilstødende havområder er 62–54 millioner år gamle. På oceansiden af kontinent-ocean-grænserne (de grønne linjer) opbygger de vulkanske bjergarter havbunden og bliver yngre og yngre udefter mod den midtatlantiske ryg, der er vulkansk aktiv i dag. Bemærk, hvor langt ud i Atlanterhavet det europæiske kontinent strækker sig. Hvis man tager kortet og klipper den nydannede oceanbund mellem de to grønne linjer bort, kan man lægge kontinenterne sammen, som de var før opbruddet. Her skal man huske at medtage Jan Mayen området, der er et lille stykke kontinent, som senere blev løsrevet fra Østgrønland. Jan Mayen øen ligger på nordenden af dette stykke kontinent og har en aktiv vulkan, Beerenberg, som er verdens nordligste aktive vulkan.



ILLUSTRATION: HELLE ZETTERWALL, GEUS

Nordatlanten før kontinentopbruddet for ca. 55 millioner år siden. Bemærk, at Island ikke eksisterede. Åbningslinjen er den linje, langs hvilken kontinentet brød op, og Atlanterhavet åbnede sig. Kildeområderne for askelagene i moleret har skiftet over tid.

Vulkanske askelag i Danmark

De færreste danskere tænker over, at der er vulkanske bjergarter i Danmark. Men de smukke klinger på Mors og Fur i Limfjorden, med deres karakteristiske foldede og sribede lag, skylder vulkanismen i Nordatlanten deres striber. Den lyse bjergart er moler, og de mange mørke striber, der gennem sætter lagserien som en strekkode, er lag af vulkansk aske.

Askelagene er mest sorte, men der er også grå, brune, gule og hvide lag. Asken føles ofte 'sandet' at røre ved, fordi den er meget mere grovkornet end moleret. Askelagene kendetegnes ved, at kornstørrelsen er størst ved bunden og aftager gradvist opover. Askelagene er fra få mm til 19 cm tykke, og de er nummereret fra ÷39 til +140. (Se eksempler på næste side)

Lagene i den 'negative' serie (÷39 til ÷1) er spredte og tynde og stammer fra mange forskellige vulkaner. Enkelte af lagene har en så karakteristisk sammensætning, at man kan udpege deres kilder. Således kommer det 14 cm tykke, hvide askelag ÷33 med stor sandsynlighed fra en vulkan på øen Lundy ud for Cornwall, og det 4 cm tykke, gule askelag ÷17 kommer fra Gardiner-vulkanen i Østgrønland. Askelagene ÷21 og ÷21a kommer enten fra Darwin-vulkanen eller fra en af de andre vulkaner i området.

Askelagene i den 'positive' serie (+1 til +140) er tætliggende, ensartede, tykke og sorte undtagen nr. +19, som er gråt og tykt og dermed let genkendeligt. De kommer fra den centrale opbrudszone mellem Østgrønland og Færøerne og er fra det allerældste 'Island'.

Også efter slutningen af opbrudstiden for 54 millioner år siden er Danmark mange gange blevet ramt af aske- nedfald, og så sent som i 1875 fik danskerne vasketøjet snavset til ved nedfald af aske fra et udbrud af Askja vulkanen i Island.





Hanklit er en kystklint på det nordlige Mors. Profilet viser, at bakkerne i området er opbyggede af store flager af moler med askelag (med numrene ÷ 12 til + 118). Lagene er foldede under istiden, hvor gletschere fra Norge overskred området.

FOTO: LOTTE MEICHOR LARSEN, GEUS.

Moler med sorte lag af vulkansk aske ved Knudeklint på Fur. Lagene er foldede, så de står næsten lodret.



FOTO: ASGER KEN PEDERSEN, GEOLOGISK MUSEUM.



Søjlebasalt i skånsk vulkan.



Vulkanruinen Balran i Skåne. Lokaliteten findes på vejen mellem Håglinge og Ljunga, og den er afmærket med et skilt.

FOTOS: ADAM A. GARDE: GEUS.

Vulkaner i Skåne

I Skåne kan man se vulkaner! I et område på kun ca. 30 x 15 km mellem Höör og Hässleholm findes over 100 små, udslukte vulkaner. De er hver kun få hundrede meter i udstrækning, og mange står op over terrænet som lave, runde kupler. Den største er Jällabjär ca. 3 km øst for Röstunga, og en af de lettest synlige er Sösdala, som ligger lige ved landevejen ca. 12 km nordøst for Höör. Nogle steder er det kun de massive bjergarter i kraterrøret, der rager op som en prop. Mange af vulkanerne er dog næsten helt eroderet bort.

De fleste af de små skånske vulkaner er fra tidlig Juratid for 190–180 millioner år siden, men enkelte er dateret til Kridttiden for ca. 110 millioner år siden. Mængden af smelte var kun ringe, og den er dannet ved ganske små grader af opsmeltning nær bunden af lithosfærepladen. Kappen har stedvis indeholdt en smule vand og har derfor været let smeltelig; der har kun skullet en ringe mængde energi til, før smelterne dannedes og trængte op langs sprækkerne. Hver lille vulkan har typisk kun haft et enkelt udbrud. Dette har øjensynlig fundet sted både i Juratiden og i mindre grad i Kridttiden.

Optrængningen af de vandholdige smelter har været tilstrækkeligt eksplosiv til, at stykker af den omgivende faste kappe i fødekanalerne er blevet revet af og ført med op til overfladen. Disse xenolitter (græsk: fremmede sten) er rige på mineralet olivin og findes som op til nævestore gulgrønne klumper i flere af vulkanerne, især i kraterrørene.

Vulkanernes rigdomme

Af Henrik Stendal, seniorforsker, GEUS

Mange vigtige forekomster af malme findes i vulkanske områder. Dette skyldes, at varmen får grundvandet til at bevæge sig; det strømmende vand kan blive beriget på syre afgivet fra magmaet, og det sure vand kan opløse dele af de bjergarter, det passerer igennem. Vandet kan transportere store mængder opløste metaller og andre stoffer over store afstande. Når vandet køler af, eller hvis de kemiske forhold ændrer sig, udfældes de opløste stoffer som mineraler. Det kan føre til koncentrationer af bestemte grundstoffer, som det kan betale sig at bryde i miner. Mange malmforekomster dannes langs randene af de store plader, der udgør Jordens ydre del.

I subduktionszoner kan der dannes såkaldte porfyr-kobberforekomster. I de specielle ø-bue miljøer, hvor to oceanplader støder sammen, kan sådanne porfyr-kobberforekomster blive guldholdige. Berømte forekomster af porfyr-kobbermalm findes i Rocky Mountains i USA og i Andes bjergkæden i Chile. Forekomster dannet ved kollision mellem to oceanplader findes fx på Papua Ny Guinea og på Filippinerne. Her er kobberindholdet under 0,5%, men guldindholdet er ofte 10 gram/ton, så derfor kan det betale sig at bryde malmen. Kobberforekomster dannet i subduktionszoner er den vigtigste kobberressource, som findes. Mere end 70% af verdensproduktionen af kobber kommer således fra denne type forekomster. Ca. 30% af verdens guld kommer fra kobberforekomster, som er dannet under vulkansk aktivitet i ø-buer, eller fra forekomster, som er dannet i andre miljøer med varmt grundvand.

Varme kilder er mest hyppige i tektonisk aktive zoner af jordskorpen, og fordelingen af varme kilder er derfor tæt knyttet til jordens pladetektoniske opbygning. Ved varme kilder kan der afsættes metaller som fx jern, mangan og guld. Metallerne kan for eksempel blive afsat i en grundmasse af kvarts eller kalksten. I nogle varme kilder afsættes metallerne som svovlholdige mineraler. Svovlrige varme kilder lugter som rådne æg. Guldmalme dannet i varme kilder udnyttes fra forekomster fx i Californien. Varme kilder med udfældning af metaller findes i Yellowstone Nationalparken i USA, i Island og New Zealand.

I subduktionszoner kan der dannes kobber-, guld- og sølvholdige malme. Kobber udfældes sammen med sølv og guld.

