

2007

# geoviden

GEOLOGI OG GEOGRAFI NR.4

## VULKANER

- Hvorfor smelter jorden nogle steder ?
- Vulkaner i Nordatlanten
- Vulkaner i Danmark
- Vulkanernes rigdomme
- Varsling af vulkanudbrud
- Vulkaner andre steder i solsystemet

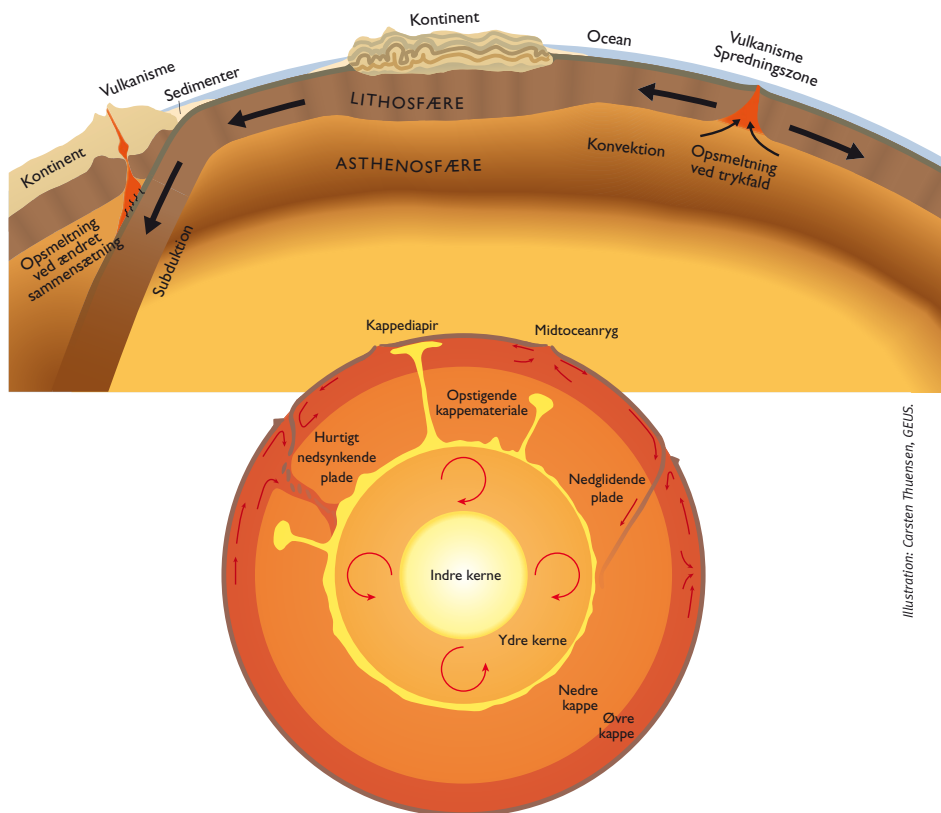
# HVORFOR SMELTER JORDEN NOGLE STEDER ?

**V**ulkanisme er det fænomen, der opstår, når dele af den ellers faste Jord begynder at smelte. Jordens ydre del er jo normalt fast og kold, men i en zone ikke langt fra overfladen er den faktisk på nippet til at smelte. Når den faste Jord smelter, er der grundlæggende tre mulige årsager til det: Der sker en temperaturstigning, eller et trykfald, eller en ændring i den kemiske sammensætning. Princippet er det samme i alle tilfælde: bjergartens smeltepunkt skal overskrides.

## TEMPERATURFORDDELINGEN I JORDEN

Fra jordoverfladen og ind mod centrum af kloden stiger temperaturen, til den når op på adskillige tusinde grader i midten. På overfladen køler Jorden af via atmosfæren mod universet, og der strømmer konstant varme ud i verdensrummet. Årsagen til, at Jorden ikke er blevet kold i løbet af de 4,6 milliarder år, den har eksisteret, er delvist, at varmen strømmer uhyre langsomt mod den kolde overflade, men i højere grad, at der til stadighed produceres varme i Jorden ved henfald af radioaktive grundstoffer.

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 kap-



Jordens opbygning med indre kerne, ydre kerne, kappe og skorpe. Forstørrelsen 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.

pen under lithosfæren meget mindre end ned gennem lithosfæren.

## SMELTNING AF BJERGARTER SMELTEINTERVALLET

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 mineralerne. Liquidustemperaturen er den temperatur, hvor de sidste mineraler smelter, og alt er flydende. Herimellem gen-

nemløbes en række stadier, hvor der er både smelte og faste mineraler 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 mineraler, i reglen opefter mod overfladen, 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.

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).

**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 en 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.

Illustration: Paul Martin Holm, Københavns Universitet.

## 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 årmillionernes 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

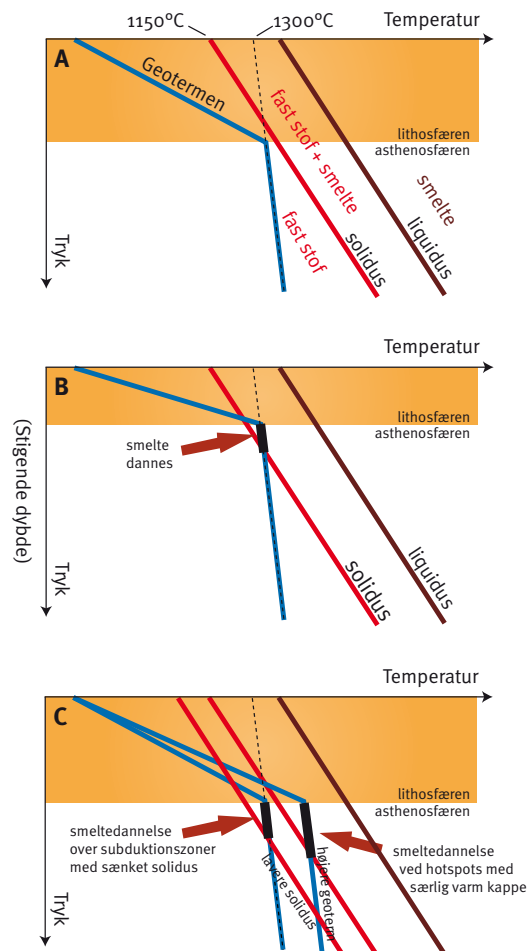
### ÆNDRET SAMMENSÆTNING

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 VULKANSKE ZONER

Vulkanisme på Jorden er ikke tilfældigt fordelt, men er knyttet til særlige zoner i forbindelse med Jordens lithosfæreplader. 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 opbyggede 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 ryggen, der rager op over havoverfladen, som fx Island, er vulkanudbruddene mere iøjnefaldende.



## PAUL MARTIN HOLM

Lektor, Københavns Universitet  
(paulmh@geol.ku.dk)

## LOTTE MELCHIOR LARSEN

Seniorforsker, GEUS  
(lml@geus.dk)



*Haleakala er et eksempel på en flad skjoldvulkan på øen Maui i Hawaii ø-gruppen. Vulkanen måler 3,9 km fra havbunden til toppen. Den er opbygget af enorme mængder lava dannet ved gentagne udstømninger af magma gennem ca. 1 million år. Efter formen kaldes sådanne flade vulkaner skjoldvulkaner.*

Subduktionszoner er pladegrænser, hvor en plade skubbes ind under en anden. Den nedskubbede (subducerede) plade indeholder om-dannet basalt og havbundssedimenter, begge rige på vandholdige mineraler. Når disse mineraler kommer under højt tryk, nedbrydes de, og vand frigøres. Vandet og dets mange opløste stoffer begynder at vandre op i den overliggende kappe, som derved får ændret sin sammensætning til mere let smeltelig og meget ofte ender 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. 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 Filipinerne til New Zealand.

*Sprækkezoner inde i kontinenter vil ofte have tilknyttet vulkanisme, fordi sprækken er udtryk for træk i pladen, udtynding og dermed opstigning af kappemateriale. Dette er fx tilfældet i Rhingraben i Europa, der rummer flere vulkaner, der har været aktive indtil for få millioner år siden. I en sprække lige nord for Rhingraben fin-*

Fotos: Paul Martin Holm, Københavns Universitet.



*Vulkanen Pico er en 1,3 km høj kegle på Fogo, Kap Verde øerne. Den er opbygget af vekslende lag af eksplosionsfragmenter og lava. Sådanne vulkaner kaldes stratovulkaner efter den lagvise opbygning (stratum er latin for lag).*

des 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. Sidste udbrud var 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 er områder af Jorden, hvor asthenosfæren er varmere end normalt. Dette sættes ofte i forbindelse med stærk opstrømning af varm kappe nedefra. 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 vulkan-kompleks. Den er dannet over en hotspot midt på den forholdsvis tynde oceanbund i Stillehavet. Island er dannet over en hotspot på en pla-*

degrænse. Kap Verde øerne ligger over en hotspot under Afrika-pladen: Denne hotspot har givet anledning til vulkanisme i 20 millioner år.

Mange vulkaner, især på kontinenterne, kan man ikke forklare i detaljer. Etna på Sicilien ligger i et område med en yderst kompliceret geologi, og der er 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 krater-røret, kan findelt magma spredes over store områder som vulkansk aske. De størknede større fragmenter fra eksplosioner, scorie, vil da typisk



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

Foto: Paul Martin Holm, Københavns Universitet.

ophobes omkring krateråbningen og danne stejle scoriekegler. Vulkaner med stejle sider dannes også, hvis magmaet er meget sejtflydende; så dannes kuppelformede vulkaner. Spir af magma kan ligefrem stå lodret ud af krater-røret, 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.

## LAVABJERGARTER

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 ansamles 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.

Foto: Paul Martin Holm, Københavns Universitet.



Lavastrøm på Lipari, de Æoliske Øer i Italien. Lavaen er flydt som en sej bolsjemasse. Til venstre ses sribning i flyderetningen dannet ved, at 'lag' i den flydende lava blev forskudt i forhold til hinanden, ligesom når man skubber til en stabel spillekort. De tværgående sprækker til højre er dannet ved, at lavaen brækkede op under sin egen vægt i stedet for at flyde.

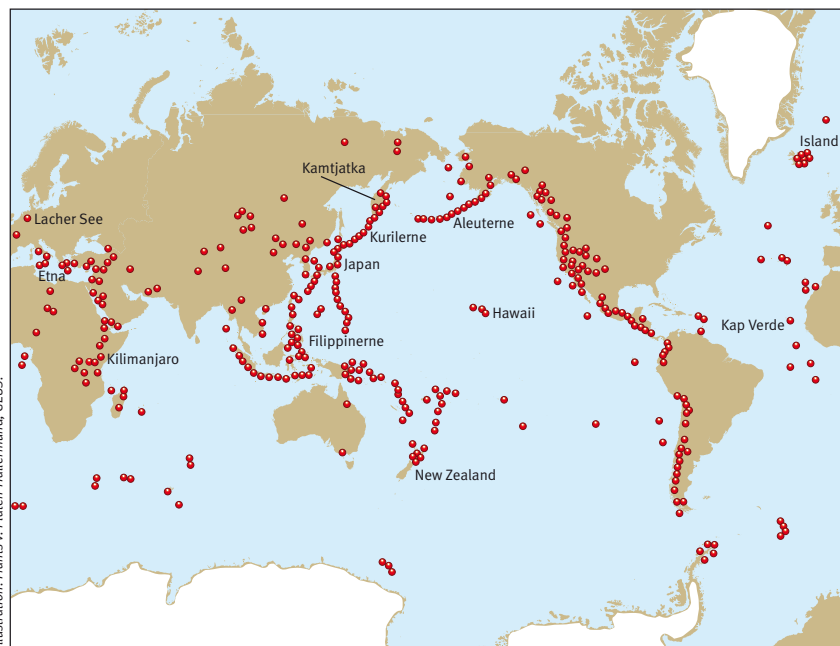


Illustration: Francis v. Platen-Hallermund, GEUS.

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.



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 km<sup>3</sup> vulkansk materiale. En sådan mængde ville kunne dække hele Danmark med et 1 m tykt lag af pimpsten.

## EKSPLOSIVE VULKANUDBRUD

Ved magmadannelse under højt tryk findes gasser som vanddamp, kuldioxid, svovl, fluor og klor opløst 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 kraterøret. Boblernes tilstedeværelse sænker magmaets massefylde markant, hvorved opstigningshastigheden accelererer. Hvad der dernæst sker, afhænger af tre faktorer: (1) hvor hurtigt boblerne kan slippe ud af magmaet, (2) hvor hurtigt magmaet stiger op, og (3) 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.

I den anden ende af skalaen har gasboblerne svært 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 slynges 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 eksplodere og dan-



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.

Fotos: Paul Martin Halm, Københavns Universitet.

## 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 mineralkorn 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 ofte 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 typisk 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 ofte 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 vulkande 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.

ne 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 kilometer-høje fontæner af letflydende magma, der 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 magmakammer i jordskorpen, aflejes de dannede krystaller på bunden eller vokser på siderne af magmakammeret. 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.



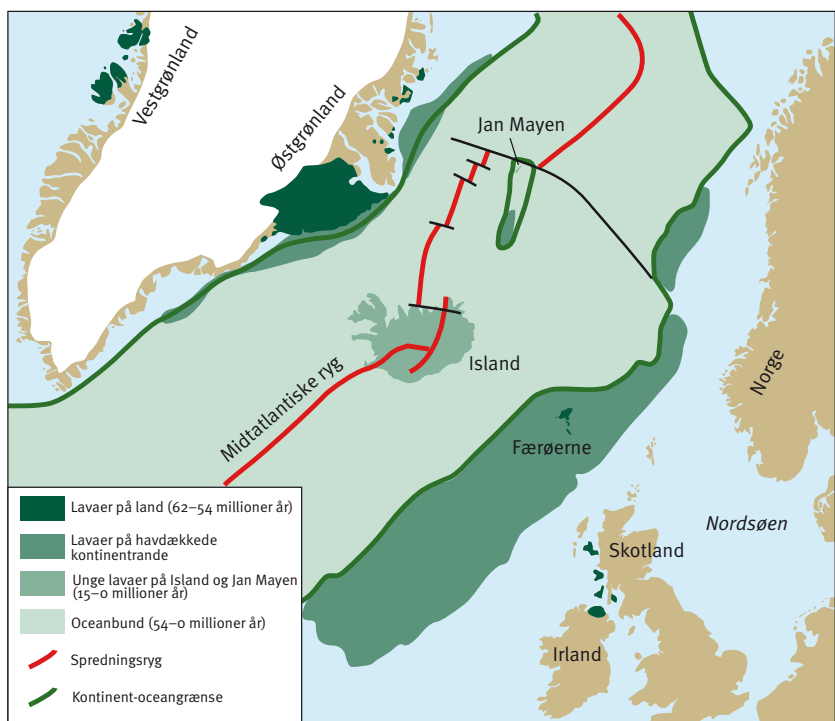
# VULKANER I NORDATLANTEN

**D**e fleste kender Island og ved, at her findes aktive vulkaner som Hekla og Katla. Men hele det nordatlantiske område er rigt på både gamle og unge vulkaner og store områder med lava. Island er en opragende del af den midtatlantiske ryg, som er en vulkansk aktivzone, 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.

For 62 millioner år siden begyndte pludselig en voldsom vulkansk aktivitet. En mulig forklaring på dette er, at en meget stor masse af varm kappe var steget op fra Jordklodens indre og havde ramt kontinentpladen nedefra. Det varme kappemateriale trængte højt op, hvor pladen var tyndest, og begyndte at smelte, fordi det kom under lavere tryk. Det skete så hurtigt, at kolossale mængder smelte pludselig strømmede ud som lavaer mange steder langs de dybe sprækker.

Smelteproduktionen havde i starten et omfang så stort, at der i moderne tid slet ikke kendes lignende eksempler. På jordoverfladen dannedes kilometertykke serier af lavastrømme, og disse lavaplateauer findes nu i Vest- og Østgrønland og på Færøerne. Desuden findes mindre lavaplateauer, som blev dannet langs en sprækkezone, der gik ind over Skotland og Irland. Områderne i Østgrønland og Færøerne ud-



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.

gjorde 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 smeltmassen indgik i dannelsen af oceanbunden i Atlanterhavet, der lang-

somt 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

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.



Illustration: Helle Zetervall, GEUS.

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.

Det europæiske kontinent strækker sig langt mod vest ud i det, vi nu opfatter som Atlanterhavet. Kontinentet er blot i dette område sunket under havets overflade, og det udgør nu en forholdsvis lavvandet kontinental-sokkel. Området er oversået med gamle vulkaner, der var aktive i perioden med opspækning. Ruinerne af enkelte af disse vulkaner rager stadig op af havet som skær eller små øer. Det meste kendte skær er Rockall.

Da opbrydningen af kontinentet var fuldført, flyttede nogle af de mest aktive områder fra kontinentranden i Østgrønland og ud i sprækezonen, dvs. til den nystartede midtatlantiske ryg. Derefter skete udbruddene i havdækkede, lavvandede områder, og de vulkanske dannelser skiftede fuldstændig karakter.

Ved vandets møde med de over 1100°C varme smelter blev vandet eksplosivt omdannet til damp, og smelterne blev lynafkølet til vulkansk glas, der sprængtes i stykker i kæmpemæssige eksplosioner. Dette bevirkede, at i stedet for mægtige, solide lavastrømme dannedes der nu kolossale mængder af vulkansk aske, der slyngedes højt op i luften og førtes med vinden over 1000 km bort.

Store dele af Nordvesteuropa helt til Østgrønland blev gang på gang dækket af tykke askelag. I løbet af kun 1/2 million år for 54,5 til 54,0 millioner år siden faldt der omkring 200 askelag. Der er stor sandsynlighed for, at dette har påvirket klimaet kraftigt og ført til afkøling, muligvis i global skala.

## VULKANSKE ASKELAG I DANMARK

De færreste danskere tænker over, at der er vulkanske bjergarter i Danmark. Men de smukke klinter 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 stregkode, 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 korntørrelsen er størst ved bunden og aftager gradvist opåder. Askelagene er fra få mm til 19 cm tykke, og de er nummereret fra ÷39 til +140.

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 askenedfald, og så sent som i 1875 fik danskerne vasketøjet snavset til ved nedfald af aske fra et udbrud af Askja vulkanen i Island.



Foto: Lotte Melchior Larsen, GEUS.

Hanklit er en kystklint på det nordlige Mors. Profilet viser, at bakkene i området er opbyggede af store flager af moler med askelag med numrene ÷13 til +118. Lagene er foldede under istiden, hvor gletschere fra Norge overskred området.



Foto: Asger Ken Pedersen, Geologisk Museum.

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

## LOTTE MELCHIOR LARSEN

Seniorforsker, GEUS  
(lml@geus.dk)

# VULKANER I DANMARK

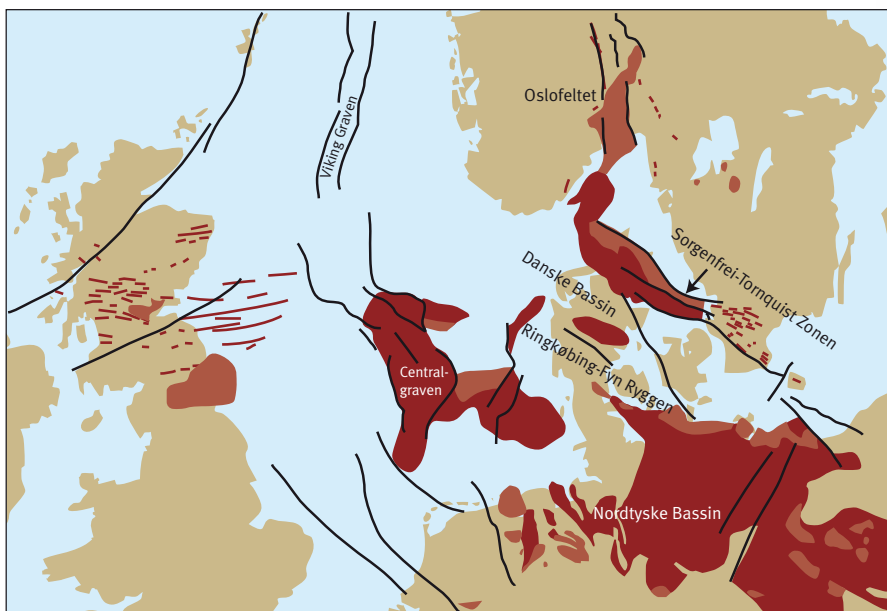


**H**ar der nogensinde været vulkaner i det fredelige område, der i dag er Danmark? Ja, det har der faktisk, men man skal langt tilbage i tiden for at møde dem, helt tilbage til slutningen af Kul-tiden og begyndelsen af Perm-tiden for 305 til 260 millioner år siden. Vulkanerne og deres lavaer befinder sig i Danmarks dybe undergrund og kendes derfor kun fra borer og geofysiske undersøgelser.

Vulkanerne i Danmarks dybe undergrund vidner om, at der i Kul-tiden og Perm-tiden skete bevægelser i skorpen, som førte til, at der opstod bassiner med tykke aflejringer af sedimenter, adskilt af områder med højtliggende grundfjeld. Disse vulkaner er så at sige den geologiske dåbsattest for bassinerne i Danmark. Det er bassinerne, som er afgørende for undergrundens forekomster af olie og gas.

Vulkanismen i sen Kul-tid og tidlig Perm-tid fandt sted over et område, som omfatter store dele af Nord- og Mellemeuropa. I begyndelsen af Kul-tiden var der dannet en bjergkæde i Mellemeuropa, fordi et kontinentområde (Sydeuropa) var stødt sydfra ind i det nordeuropæiske kontinent, hvor det blev svejset fast. Nordeuropa blev ikke foldet, og i slutningen af Kul-tiden ophørte presset sydfra. Derefter blev både bjergkæden og det ufoldede område i nord gennemsat af store sprækker, langs hvilke der skete voldsomme bevægelser (forkastninger). Indsynkningsbassinerne, det Danske Bassin og det Nordtyske Bassin, blev dannet; de er adskilt af Ringkøbing-Fyn Højderyggen.

Mod nordøst dannedes Sorgenfrei-Tornquist Zonen, som adskiller de højtliggende stabile grundfjeldsområder i nordøst fra bassinområderne i sydvest. Denne zone er gennemsat af meget dybe forcastninger, langs hvilke blokkene er sunket ned mod bassinet. I Nordsøen dan-



■ Lavaer    ■ Intrusioner og lavaer    — Gange    — Forkastninger

Udbredelsen af vulkanske bjergarter under Danmark og Nordsø-regionen. Vulkanismen fandt sted i slutningen af Kul-tiden og begyndelsen af Perm-tiden for 305 til 260 millioner år siden. De store strukturer i det danske område er dannet: Sorgenfrei-Tornquist Zonen, det Danske Bassin, Ringkøbing-Fyn Højderyggen, Centralgraven i Nordsøen og det Nordtyske Bassin. Intrusioner er magmaer der størknede nede i jordskorpen. Gange er lodrette pladeformede intrusioner.

nedes Centralgraven, som i dag indeholder store oliefelter. Et geologisk kort fra Perm-tiden viser for første gang bassinerne og ryggene, som vi kender i dag.

Vulkanismen var knyttet til de store forcastningszoner og de bassiner, som disse zoner støder op til. Der dannedes selvstændige lavaområder i de forskellige bassiner. I Sydnorge dannedes på samme tid en gravsænkning, Oslofeltet, som fyldtes med lavaer. Store mængder smelte nåede aldrig jordoverfladen men dannede magmakamre i skorpen og størknede som store intrusioner.

Oslofeltet fortsætter sydover i Skagerrak og mødes her med Sorgenfrei-Tornquist Zonen. I

denne zone har vulkanerne stået med deres fødekkanaler i sprækkerne og udspyt lavastrømme, der nu findes dybt under Nordjylland og Kattegat og er truffet i borer. I Skåne er fødekkanalerne blotet ved jordoverfladen i form af tætliggende, parallelle sprækker fyldt med størknede smelte. Disse gange strækker sig helt til Bornholm.

Der er også fundet vulkanske bjergarter i borer ved Rødby på Lolland og Rødekro i Sønderjylland. Disse bjergarter er en del af den nordlige rand af et meget stort vulkansk område med lavastrømme og pyroklastiske aflejringer, der strækker sig over store dele af det Nordtyske Bassin. Endelig viser talrige borer i den



Borekerner med vulkanske bjergarter fra Nordsøen af Perm-alder.

Fotos: Jakob Laurrup, GEUS.

centrale del af Nordsøen, at der også er et udbredt lavaområde i Centralgraven og øst herfor.

De store lavaområder i bassinerne gemmer sig alle i dybet, så kortet over deres udstrækning er lavet på grundlag af borer og geofysiske undersøgelser. Kun i Oslofeltet findes bjergarterne ved jordoverfladen. Lavaer med store strøkorn af feldspat (rombeporfyr-lavaer), er hyppige. Istidens gletschere har transporteret Oslofeltets bjergarter til Danmark, hvor det er almindeligt at finde sten af rombeporfyr, især i det nordlige Danmark. I nyere tid er der transporteret store stykker af en anden bjergart fra Oslofeltet til Danmark. Det drejer sig om den mørke grovkornede larvikit med store blåskinnende feldspatter. Larvikit anvendes som bygningssten i Danmark, hvor den pryder facaderne på mange banker og officielle bygninger.

De vulkanske bjergarter fra denne periode udviser en meget stor variation. Der forekommer bjergarter som basalt, trakybasalt, andesit, trakyandesit, trakyt, dacit og rhyolit (rombeporfyrerne er trakyandesitter). Bjergarternes kemiske sammensætning viser forskelle fra sted til sted, hvilket afspejler forskellig dannelse. Smelterne i Sorgenfrei-Tornquist Zonen og det Danske Bassin har reageret mest med jordskorpen på deres vej mod overfladen. Smelterne i Centralgraven er dannet under den tyndeste del af kontinentpladen, og smelterne i dele af det Nordtyske Bassin har reageret med de dybe rødder af den gamle bjergkæde i Mellemeuropa. Smelterne er altså produceret lokalt, men deres opståen skyldes overordnede, storskala geologiske processer, der indvirkede på kontinent-

## 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 kraterøret, der rager op som en prop. Mange af vulkanerne er dog næsten helt eroderede 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. Vulkanismen fandt sted i forbindelse med bevægelser i Sorgenfrei-Tornquist Zonen, der medførte udvidelse og trykafledning i nogle af de mange dybe sprækker i denne zone. 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 kraterørene.



Søjlebasalt i skånsk vulkan.



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

Fotos: Adam A. Gardie, GEUS.

## LOTTE MELCHIOR LARSEN

Seniorforsker, GEUS  
(lml@geus.dk)

# VULKANERNES RIGDOMME

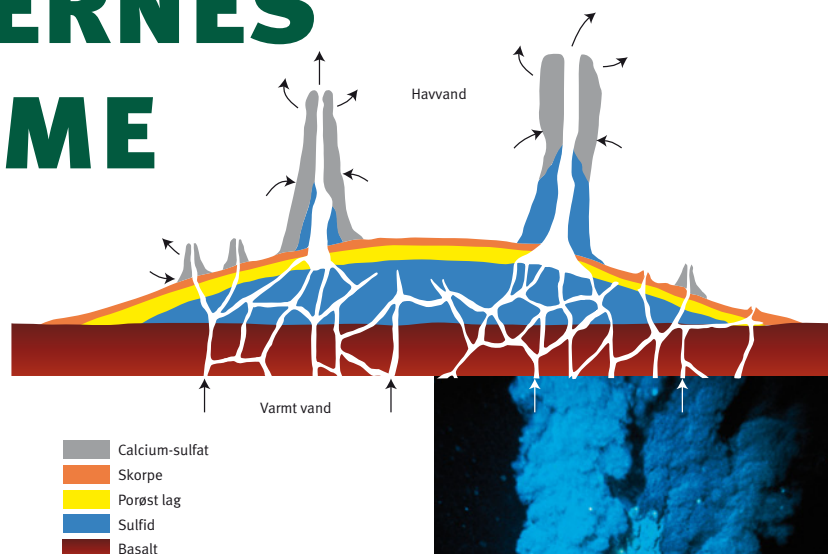
**M**ange vigtige forekomster af malme findes i vulkanske områder. Dette skyldes, at varmen får grundvandet til at bevæge sig. Det strømmende vand kan også blive beriget på syre afgivet fra magmaet, og det sure vand kan opløse dele af de bjergarter, det passerer igennem. Vandet kan transportere store 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.

## SPREDNINGSZONER

Svovlholdige malme (kismalme) dannes ved, at mineraler udfældes fra varmt vand på havbunden. Det sker i dag for eksempel i forbindelse med de såkaldte sorte rygere (black smokers) på de midtoceaniske rygge. En sort ryger kan dannes over en varm kilde, som strømmer ud på havbunden i 2–5 km vanddybde. Rygerne ligner små skorstene og består af mineraler, hvor metaller som jern, kobber, bly og zink danner forbindelser med svovl. Vandet er 300 til 400 grader varmt og opvarmes af dybere liggende magma. Over lange tidsrum kan der på havbunden opbygges meter-tykkede metalholdige lag, som kan udnyttes.

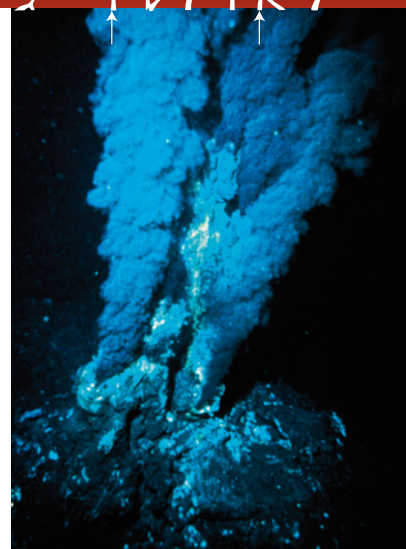
Kismalme er vidt udbredte på Jorden. En typisk kisforekomst er Kuroko-forekomsten i Japan, og Kuroko er blevet en typebetegnelse for visse typer af massive sulfidmalme. Kuroko betyder sort malm på japansk og er massiv sulfidmalm bestående af mineralerne zinkblende (ZnS) og blyglans (PbS).

I forbindelse med de massive malme ved



Dannelse af sorte rygere og sulfidmalme sker ved spredningszoner på havbunden. Sorte rygere (black smokers) er rige på sulfider og kan give ophav til dannelse af sulfid-malme.

Sorte rygere dannes, hvor op til 400 grader varmt vand strømmer ud fra havbunden i spredningszoner ved midt-oceanrygge. Vandet koger ikke pga. det høje tryk.



Kilde: Ore Geology and Industrial Minerals.

Foto: P. Rona, NOAA.

Kuroko findes jernholdige sedimentter og lag af gips. Malmzonen findes i vulkanske og sedimentære bjergarter af tertiær alder. Kurokomalme er i størrelse fra 0,1 til 10 millioner ton og indeholder i gennemsnit 2 % kobber, 5 % zink, 1,5 % bly, 21 % jern, 12 % barium, 1,5 gram/ton guld og 95 gram/ton sølv.

Jern og mangan holder sig længere i opløsning end kobber, bly og zink. Jern og mangan bliver derfor transporteret længere ud over havbunden, hvor metallerne kan udfældes i manganknolde. Manganknoldene er rige på metaller som kobber, nikkel, kobolt og platin. Knoldene ligger på havbunden i omkring 5 km's dybde og er en af fremtidens mulige metalressourcer.

## SUBDUKTIONSZONER

Subduktionszoner findes, hvor en plade skyder sig ind under en anden plade. I subduktionszoner kan der dannes såkaldte porfyr-kobberforekomster. I de specielle ø-bue miljøer, hvor to



I nationalparken Yellowstone i USA er der talrige varme kilder, hvor der udfældes kalk. De gule områder er rige på svovlholdige mineraler, og de brune og sorte områder er rige på jern- og manganholdige mineraler.

Foto: Henrik Stendal, GEUS.

oceanplader støder sammen, kan sådanne porfyr-kobberforekomster blive guldholdige. Kobberforekomster dannet i subduktionszoner er ofte meget store, men kendetegnes ved et lavt

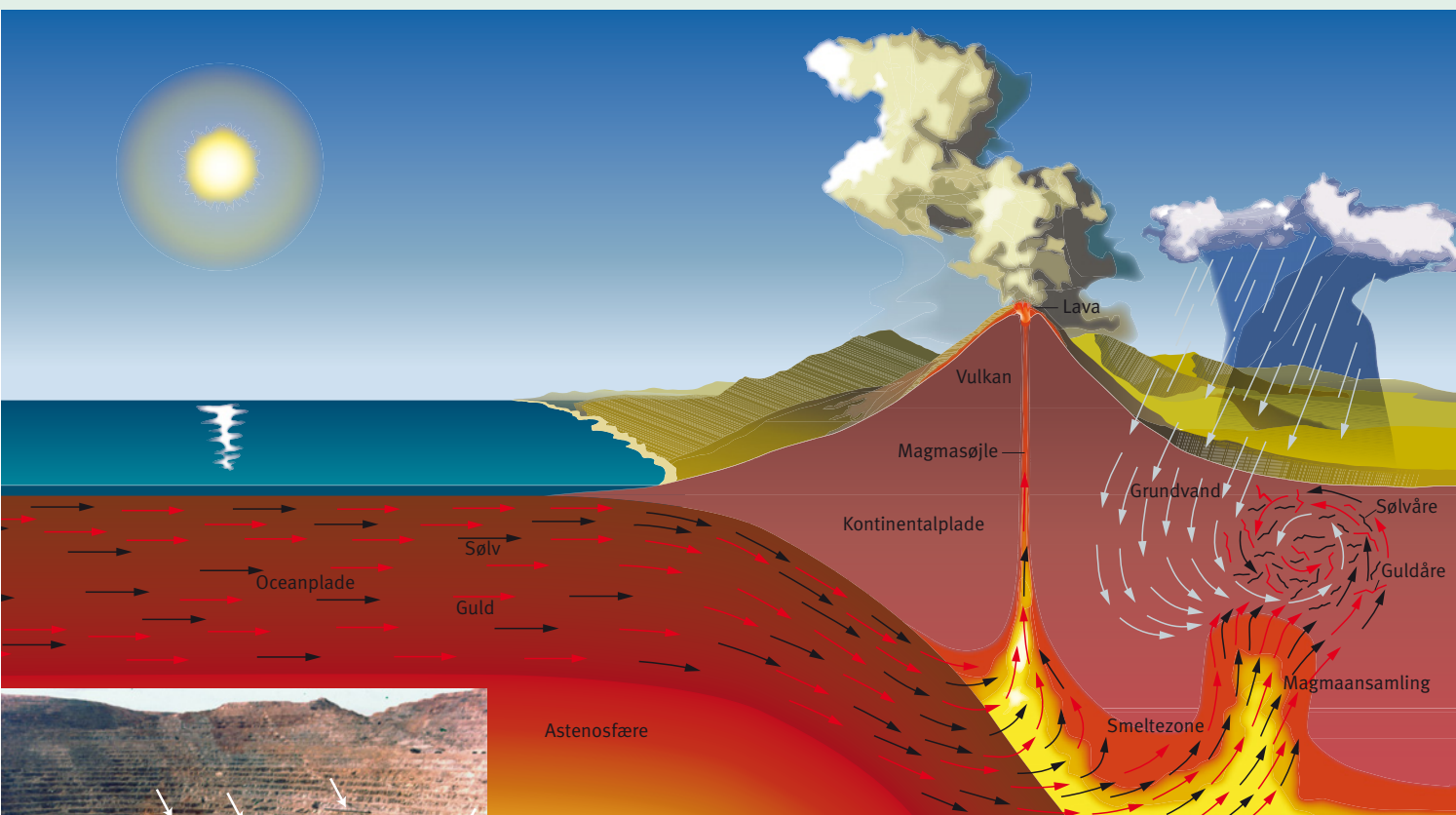


Foto: Henrik Stendal, GEUS.

Ved Bingham i Utah i USA findes en af verdens største kobberminer. Hullet måler ca. 3 x 2,5 x 1 km. Bemærk de tynde sorte streger ved pilene, det er store togstammer med malm.

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

Illustration: Carsten E Thuesen, GEUS.  
Omtegnet efter bogen Noble Metals.

kobberforekomster, som er dannet under vulkansk aktivitet i ø-buer, eller fra forekomster, som er dannet i andre miljøer med varmt grundvand.

Hydrotermalt svovlholdigt vand kan indeholde forbavsende høje koncentrationer af opløst guld. Når vandet kommer ud til overfladen, hvor der sker et pludseligt tryk- og temperaturfald, bliver guldet hurtigt udfældet. Det er muligt, at visse forekomster af guld er dannet utroligt hurtigt, måske i løbet af få år.

## VARME KILDER

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.

## Malme

En malm er et naturligt forekommende mineral eller en samling af mineraler, fra hvilket et eller flere værdifulde metaller kan udvindes. Guldalm, kobberalm og jernalm er eksempler på malme.

Varmt vand, der findes i Jordens skorpe, betegnes også som hydrotermalt vand. Det findes især i forbindelse med magmaer i vulkanske områder. Varmen får vandet til at strømme gennem jorden. Varmt vand kommer ud på jordoverfladen ved varme kilder og ved geysere.

Kismalme består af massive sulfidmalme, hvor jernsulfider er de altdominerende mineraler. Sammen med jernsulfider findes mindre mængder af sulfidholdige kobber-, zink og blymineraler samt lidt guld og sølv.

## HENRIK STENDAL

Seniorforsker, GEUS  
(hst@geus.dk)

# VARSLING AF VULKANUDBRUD

**M**ennesker har helt bogstaveligt levet på vulkaner i tusindvis af år. Denne sameksistens kan gå godt i hundredvis eller tusindvis af år, og folk kan ganske glemme, at de bor på en vulkan, eller man kan tro, at den er uddød. Pludselig kan katastrofen så indtræffe: Bjerget eksploderer, tilsyneladende uden varsel. Menneskeliv går tabt i tusindtal ved sådanne udbrud. Der er desuden ofte en sammenhæng mellem udbrudshyppighed og graden af udbruddenes voldsomhed, således at en vulkan, der 'sover længe', har voldsommere udbrud end en, der kun 'sover kort'. Samfundet har stor interesse i, at man kan forudsige vulkanudbrud. Vulkanologer har derfor længe forsøgt at udvikle metoder til forudsigelse af vulkanudbrud, og mange farlige vulkaner bliver overvåget.

Arten af vulkanudbrud kan i nogen udstrækning forudsiges ud fra den geologiske ramme. Vulkanismen i 'ildringen' (the ring of fire) rundt om Stillehavet er ofte eksplosiv, mens de midt-oceaniske rygge overvejende har ikke-eksplosiv vulkanisme. Desuden bevirker det historiske kendskab til en vulkan eller et vulkansk område, at man nogenlunde ved, hvad man skal forvente.

Der er imidlertid altid en risiko for særlige komplikationer ved det enkelte udbrud. Magmaet kan pludselig komme i kontakt med vand i meget højere grad end ved tidligere udbrud fra samme vulkan, som det skete, da Krakatau eksploderede i 1883. Eller en kollaps af dele af en vulkanside kan bevirke, at eksplosionen sker sideværts langs jordoverfladen, som ved udbruddet af Mount St. Helens i 1980. Dette kan ingen overvågning gardere os imod.

Takket være overvågning kan vulkanudbrud i dag varsles, men ikke altid i god tid og ikke al-



Målestation for jordskælv på Hawaii. Instrumenterne får strøm fra solbatterier og målingerne sendes videre til vulkanobservatoriet på Hawaii. Dermed kan lokale små rystelser fra magma i bevægelse registreres løbende.

Fotos: Johanne Schmith, Københavns Universitet.

tid med sikkerhed. Metoderne er dog i løbet af de sidste 10–20 år blevet markant bedre. Der er således adskillige gode eksempler på, at varsling af vulkanudbrud har forhindret tab af menneskeliv.

## FARERNE VED VULKANUDBRUD

Der er mange forskellige farer ved vulkanudbrud. Mennesker kan omkomme direkte ved eksplosioner, ved at blive ramt af glødende gas-skyer, ved begravelse i lava eller nedfald af



Indsamling af prøver af gasser i et vulkansk område på Hawaii. Gassen opsamles her i beholdere og analyseres senere i et laboratorium.

bomber, ved indånding af glassplinter fra sønderdelt magma og ved kvælning eller forgiftning med giftige gasser. Desuden kan nedbør eller smeltning af sne under udbrud forårsage mudderstrømme, der kan begrave store områder. Især når det vulkanske materiale bevæger sig hurtigt, er risikoen for tab af liv stor. Mere indirekte farer er forgiftning af husdyr og afgrøder samt tab af dyrkningsområder.

På den anden side er mange vulkanudbrud ganske ufarlige, fordi udstømningen af magma er langsom og rolig, og sådanne udbrud kan mennesker observere i endog ringe afstand, dog under iagttagen af fornøden respekt for egen skrøbelighed. Udbrud kan jævnligt over-

væres fx på Etna, Stromboli og Hawaii.

De mest omfattende effekter af vulkanudbrud er ændringer af atmosfæren, så sollyset delvis blokeres og klimaet ændres. Året efter et stort vulkanudbrud i 1815 slog høsten således fejl i mange dele af verden. Efter meget omfattende vulkanudbrud kan der ske masseuddøen af arter på Jorden. Opdelingen af Jordens udvikling i geologiske tidsaldre er for de seneste 600 millioner års vedkommende baseret på uddøen af arter og udvikling af nye arter. Man er i stigende grad ved at erkende, at denne opdeling står i forbindelse med klimatiske katastrofer forårsaget af vulkanudbrud af en størrelsesorden, som vi ikke har set i historisk tid.



Nettet af overvågningsstationer for jordskælv i Island.

Illustration: Annabeth Andersen, GEUS.  
Kilde: The Science Institute, Iceland.

## PAUL MARTIN HOLM

Lektor, Københavns Universitet  
(paulmh@geol.ku.dk)



Maleri: Hubert Sattler.

VESUV

ST. PIERRE VED MONTE PELÉE, 1902



Foto: US Geological Survey.



HEKLA, 1970



PINATUBO, 1991

Foto: US Geological Survey.

## METODER TIL OVERVÅGNING AF VULKANER

Ved vulkanovervågning følger man forløbet af nogle processer, som foregår i magmaet og dets omgivelser før udbruddet. Disse processer skyldes magmaets optrængning mod overfladen samt dets afgivelse af gasarter. Under opstigningen presser magmaet på den faste skorpe, så jordoverfladen buler op – dette kan måles ved ændret hældning af overfladen. Skorpebjergarterne brister også, og dette kan måles som bittesmå jordskælv.

Under højt tryk kan magma indeholde opløst vand, kuldioxid, svovldioxid og en række andre gasser. Under lavere tryk afgives gasserne og siver mod overfladen – også dette kan måles. Man kan i reglen med sikkerhed opdage magma, der nærmer sig overfladen. Men om der kommer et udbrud, og hvornår det sker, er meget svært at forudsige.

Foto: Henning Andersen.

## SEISMISKE MÅLINGER

Jordskælv dannet i forbindelse med magmas bevægelse i skorpen kan måles med seismiske måleinstrumenter. Ofte er der tale om et stort antal meget små rystelser, der kommer af, at skorpens bjergarter brækkes op af det opstigende magma. Disse rystelser kan bedst måles på nært hold, og målestationerne placeres i selve de vulkanske områder. På Island er der således et helt net af målestationer langs de aktive vulkanske zoner, der gennemskærer landet.

## MÅLING AF HÆLDNING OG STRÆKNING

Ændringer i hældning og strækning af overfladen i et vulkansk område afspejler deformation ved indtrængen af magma i skorpen under en vulkan. Måling af hældning sker med særlige instrumenter (tiltmetre), og åbning af sprækker kan registreres med afstandsmålere, der anvender laserstråler.

## POSITIONSMÅLINGER

Bevægelser af jordoverfladen som følge af magmastrømning i skorpen kan måles ved hjælp af langvarige og derfor nøjagtige GPS-målinger (det satellitbaserede Global Positioning System). Desuden benyttes fotogrammetri, hvor overfladens ændringer spores ved sammenligning af flere satellitfotos. En forholdsvis nyudviklet metode er satellitbaserede radarmålinger, hvor afstanden til jordoverfladen måles under gentagne satellitpassager, og ændringer fremtræder som farvede ringe på satellitbilleder. Denne metode bruges også til overvågning af deformationer i jordskælvstruede områder.



HEKLA, 1980

Foto: Henning Andersen.

### UDSTRØMMENDE GASSER

Magmas tilstedeværelse i skorpen forårsager opvarmning af det omkringliggende grundvand. Dette fører til dannelsen af geysere og strømninger af grundvand. Vulkanske områder har næsten altid områder med udstrømmende damp, der kaldes fumaroler. Når nyt magma trænger op mod overfladen, afgiver det opløste gasarter, der går over i grundvand. Derved skifter fumarolerne sammensætning fra at bestå hovedsageligt af vand til også at omfatte kuldioxid, svovldioxid, klor, fluor og andre gasarter. Desuden kan der ske en temperaturstigning i fumarolerne. Overvågning af vulkanske områder omfatter derfor ofte indsamling og analyse af gasprøver og temperaturmålinger.

### EKSEMPLER

#### EYAFJALLAJÖKULL (ISLAND) 1999

Vulkanen Eyafjallajökull på det sydlige Island har været i udbrud fire gange i historisk tid. Efter at have været i ro i mange år, bevægede magma under vulkanen sig opad mod overfladen i årene 1994–1999. Jordskælv blev registreret af seismiske stationer, og overfladens hævn blev målt med GPS og radarmålinger. Herved er det klarlagt, at der gennem en årrække er sket en gradvis og ret langsom intrusion af magma i en snæver kanal (føderør) på vulkanens nordflanke. I 1999 stoppede tilførslen, og dermed synes risikoen for udbrud at være aftaget.

#### HEKLA (ISLAND) 2000

Det er ikke lykkedes med sikkerhed at bestemme beliggenheden af Heklas magmakammer på

trods af talrige udbrud i historisk tid. Siden 1970 er hyppigheden af udbrud på Hekla øget til et udbrud hvert tiende år, og vulkanen overvåges intenst. Alligevel blev magmabevægelse først opdaget godt en time før udbruddet i februar 2000. Magma steg hurtigt op fra stor dybde. Rystelser og strækning af skorpen registreredes flere steder, og det lykkedes at advare luftfarten om en forventet askesky og offentligheden om udbruddet, kort før det gik i gang.

#### CAMPI FLEGREI (NAPOLIBUGTEN, ITALIEN)

Kystområdet Campi Flegrei ved Napolibugten har været sæde for vulkanisme i 50 000 år, herunder for to store, askerige udbrud. Der er ingen høj vulkanbygning, men hele området er dækket af tykke unge vulkanske aflejringer. Historiske beretninger fortæller om talrige episoder med hævn eller sænkning af overfladen, hvorunder kystlinjen har flyttet sig og havne er blevet ødelagt.

I årene op til 1984 blev overfladen ved den store by Pozzuoli i flere episoder hævet 4 m og byen måtte delvis evakueres pga. jordskælv. Magma blev intruderet, men strømmede siden bort under området. Analyser af bevægelserne tyder dog på, at der hverken er høj risiko for et umiddelbart forestående udbrud eller for indsynkning af taget over et magmakammer. Dette meget farlige vulkanske område, hvor der bor millioner af mennesker, overvåges konstant.

#### PINATUBO (FILIPPINERNE) 1991

Efter udstrømning af ildelugtende gasser og nogle små eksplosioner på Pinatubo installere-

des bærbare seismometre. Disse registrerede mange rystelser, hvilket førte til en international indsats med måling af bevægelser i sprækker, ændringer i hældningen af vulkanens flanker og af sammensætningen af udstrømmende gasarter. Det blev klart, at magma var på vej opad.

Sideløbende undersøgelser viste, at Pinatubos fortid omfattede stærkt eksplosive udbrud. Områder med høj risiko for at blive ramt af pyroklastiske strømme blev udpeget, og evakuering blev iværksat. Pinatubos efterfølgende udbrud var et af de største i det tyvende århundrede, men takket være en rettidig indsats gennem to måneder blev tabet af menneskeliv stærkt begrænset.

#### MONTE PELÉE (MARTINIQUE, VESTINDIEN) 1902

Optakten til Monte Pelées udbrud i 1902 var langt voldsommere end optakten til Pinatubos. Myndighederne i havnebyen St. Pierre neden for Monte Pelée tog sig dog hverken af store eksplosioner i krateret, indledende glødende laviner eller udstrømning af store mængder giftig gas. En glødende lavine udslættede byen med tab af 30 000 menneskeliv, og endnu en lavine dræbte 1500 i en nærliggende by et par måneder senere. Monte Pelée bliver i dag overvåget konstant, og risikoen for endnu en katastrofe er stærkt formindsket.

Vi kan måle magmas bevægelse i skorpen, men vi har ikke fuldt ud forstået lovene for, hvordan det bevæger sig. Derfor kan vi kun forudsige udbrud i visse tilfælde. I mange andre tilfælde kan vi desværre blive overraskede, når magmaet ankommer til overfladen, og vi når ikke at reagere. Der ligger en meget stor forskningsindsats foran vulkanologerne.



# VULKANER ANDRE STEDER I SOLSYSTEMET

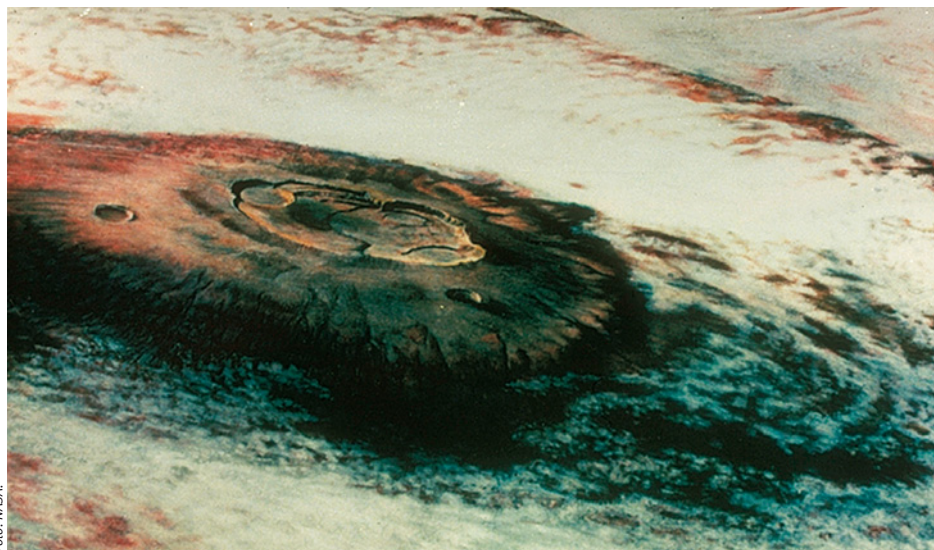
**D**er er vulkaner mange andre steder end på Jorden. De indre fire jordlignende planeter har vulkaner, ligesom mange af solsystemets måner og asteroider. De fleste af disse vulkaner er dog udsulte for mange hundrede millioner år siden. Ud over på Jorden er der observeret vulkanudbrud på Jupiters måne Io, og man regner man med at Venus og formentlig også Mars stadig er vulkansk aktive. Ved at rette blikket ud i solsystemet har vi mulighed for at studere vulkansk aktivitet under helt anderledes betingelser end her på Jorden. Hvad sker der for eksempel, hvis tyngdekraften er svagere, eller der ikke findes pladetektonik?

Vulkanerne andre steder i Solsystemet overgår på mange måder dem på Jorden. Venus er den planet i solsystemet, der har flest vulkaner, Mars har de største og højeste vulkaner, asteroiden Vesta har de ældste, og Jupiters måne Io har de mest aktive vulkaner i solsystemet. De koldeste vulkaner findes på nogle af månerne i det ydre solsystem. Her er det ikke smeltet sten men derimod ammoniakvand, der strømmer ud og størkner på vulkanernes sider.

## VENUS

Venus kaldes ofte for Jordens søsterplanet, fordi den er vores nabo og har stort set samme størrelse som Jorden. Umiddelbart kunne man måske gætte på, at den så også har haft nogenlunde samme geologiske udvikling. Intet kunne imidlertid være mere forkert. Hvor vulkanerne på Jorden er koncentreret langs pladegrænserne, er de over 1600 vulkaner på Venus jævnt fordelt over hele planetens overflade. Det skyldes, at pladetektonik kun findes på Jorden.

De fleste vulkaner på Venus er tilsyneladende skjoldvulkaner i stil med dem, man finder på Jorden. Lavastrømmene fra dem overgår dog langt det, vi ser på Jorden. Den længste, man



På Mars findes en af solsystemets største vulkaner, Olympus Mons, som er 25 km høj.

har fundet på Venus, er 6800 km lang. De lange lavastrømme dannes til dels, fordi temperaturen på overfladen er så høj som 500°C. På Venus findes besynderlige, såkaldte pandekagevulkaner. De ligner meget store tykke pandekager, og de kan måle op til 65 km i diameter og op til 1 km i højden.

## MARS

Mars en lille planet med utrolige landskaber. Her findes solsystemets største og højeste vulkaner. Øst for de største vulkaner findes en 3500 km lang og over 10 km dyb kløft, hvor der i forbindelse med gigantiske vulkanudbrud engang strømmede smeltevand i mængder på ca. 5 km<sup>3</sup> per sekund. Det er flere milliarder år siden, der var voldsomme vulkanudbrud på Mars, men Mars er stadig aktiv dens vulkaner har tilsyneladende sjældne, men meget voldsomme udbrud. Der findes i øvrigt prøver af vulkanske bjergarter fra Mars på Jorden i form af meteoritter. De er slynget ud fra Mars.

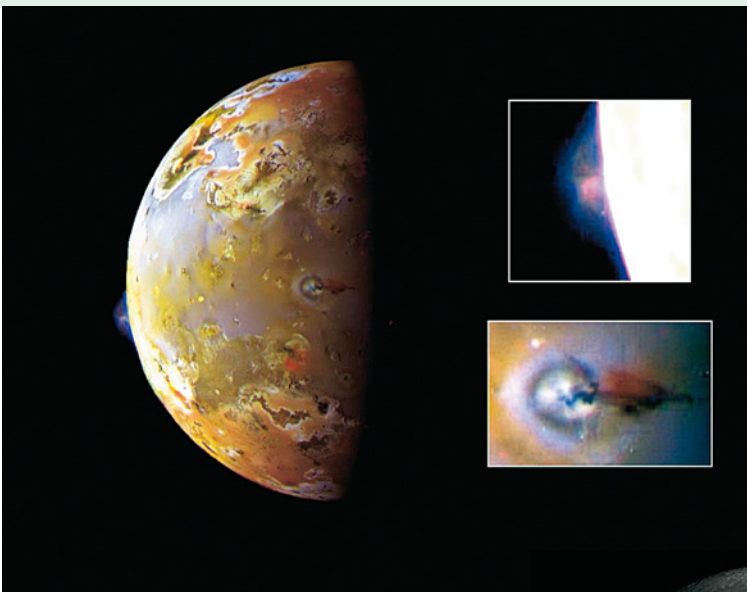
Hvorfor er det netop på Mars, vi kan finde de højeste og største vulkaner? For det første er der

ingen pladetektonik, og vulkanerne forbliver over de såkaldte hot spots, der forsyner dem med magma. For det andet er tyngden på Mars kun godt 1/3 af tyngden på Jorden, så skorpen har lettere ved at bære de enorme vulkaner.

Mars bliver i øjeblikket besøgt af en hel armada af rumsonder, der gør, hvad de kan for at undersøge vores naboplanet. Da der engang har været vand på Mars, er det muligt, at der også har været liv. Måske kan der stadig findes liv under overfladen i et af de vulkanske områder, hvor der er varmt nok til, at isen er smeltet.

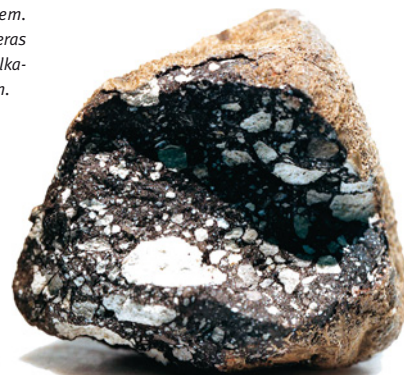
## JUPITERS MÅNE IO

Io er kun lidt større end vores egen måne og burde for længst være geologisk inaktiv. Men Io su-ser rundt om solsystemets største planet, Jupiter, en gang hver 42. time. I en kompliceret vekselvirkning mellem Io og Jupiters øvrige tre store måner fastholdes Io i en elliptisk bane. Når den er tættest på Jupiter, bliver Io en smule langstrakt på grund af tidefeltet fra Jupiter. Når Io er længst fra Jupiter, er dennes tiltrækning svagest, og Io bliver derfor igen mere kuglefor-



På Jupiters måne Io findes de mest aktive vulkaner i vores solsystem. Her ses et af vulkanen Pillan Pateras udbrud. De små billeder viser vulkanen tæt på – fra siden og fra oven.

Fotos: NASA



Månemeteoritten Allan Hills 81005 blev, som navnet antyder, fundet i Allan Hills, Antarktis i 1981. Terningen måler 1 cm på hver led. Meteoritten er en såkaldt breccie bestående af små fragmenter, der er produceret i forbindelse med meteornedslag på Månen. De lyse fragmenter er karakteristiske for Månemeteoritter – de består af den lyse bjergart anortosit.

met. Det fører til en konstant deformation, der igen fører til et kolossalt varmetab fra Io's overflade. Dette er formentlig forklaringen på, at solsystemets mest aktive vulkaner findes på Io, hvor de producerer lavafontæner på over 100 km's højde.

## ASTEROIDEN VESTA

Med en diameter på godt 500 km er Vesta den tredjestørste af asteroiderne, der kredser om Solen mellem Mars og Jupiter. Ved at analysere det sollys, der reflekteres fra Vestas overflade, kan man se, at den næsten udelukkende består af basalt. Overfladens beskaffenhed svarer til en gruppe på over 600 meteoritter, som man derfor er rimelig sikker på kommer fra Vesta. Mange af meteoritterne kommer fra lavastrømme med en alder på 4564 millioner år - kun 3 millioner år efter solsystemet blev skabt.

## MÅNEN

Månen har også været vulkansk aktiv, og det kan man faktisk se, hvis man kikker på den. De mørke områder, de såkaldte have, er enorme lavasletter. De blev dannet i en periode med vulkansk aktivitet, der endte for ca. 3 milliarder år siden. Lavaen fyldte store nedslagskratere, der var dannet for ca. 4 milliarder år siden. Lavaen var meget tyndflydende, og der er derfor ingen vulkanbygninger.

Selv om vi nu ved, at Månen aldrig har haft noget hav, taler man alligevel om et ocean på Månen - men det er et ca. 500 km dybt ocean bestående af magma. Dette magmaocean eksisterede lige efter, at Månen blev dannet. Da magmaoceanet afkøledes steg lyse krystaller af feldspat op gennem det flydende magmaocean



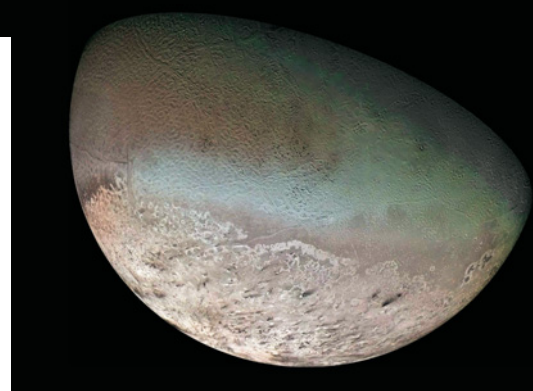
og lagde sig som et tykt lag på overfladen. Månens højlande er i dag resterne af dette lag, og det er det, der får højlandene til at fremstå lysere end Månens have.

## KRYOVULKANISME

I de ydre dele af solsystemet kan man finde en helt anden form for vulkansk aktivitet, såkaldt kryovulkanisme. Omkring det ydre solsystems store planeter findes der flere måner, hvor overfladen består af forskellige former for is. Med en overfladetemperatur på 150°C for Jupiters måner og ned til minus 237°C for Neptuns måne Triton, er isoverfladen hård som en fast klippe. Den smelte, der kommer ud af vulkanerne, er ikke basalt men derimod ammoniakvand eller på Neptuns måne Triton ligefrem flydende kvælstof. Så selv om man skal passe på fingrene, når man er tæt på en aktiv vulkan, er det ikke nødvendigvis varmen man skal passe på - man kan i princippet få forfrysninger ved at stikke hånden ned i en vulkan!



De såkaldte have på Månen er enorme lavasletter, som blev dannet under vulkanudbrud for omkring 3 milliarder år siden. De lyse områder er månens højlande, som primært består af den lyse bjergart anortosit.



Kryovulkansk landskab på Neptuns måne Triton. De sorte streger består formentlig af støv, der er aflejret i forbindelse med geyseraktivitet på Triton.

## HENNING HAACK

Lektor, Geologisk Museum  
(hh@snm.ku.dk)

**Afsender:**  
Schultz Portoservice  
Postboks 9490  
9490 Pandrup

Returneres ved varig adresseændring  
**Magasinpost**



Ændring vedr. Abonnement  
ring venligst tlf.: 38 14 29 31

ID-nr.



#### GEOCENTER KØBENHAVN

Er et formaliseret samarbejde mellem de tre selvstændige institutioner  
De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS),  
Institut for Geografi og Geologi og Geologisk Museum – de to sidste en del  
af Københavns Universitet. Geocenter København er et center for geovidenskabelig  
forskning, undervisning og rådgivning på højt internationalt niveau.

#### UDGIVER

Geocenter København.

## HER KAN MAN LÆSE VIDERE

#### ANDERSEN, O.B. M.FL. 2007:

*Den dynamiske jord.*

GEUS og Danmarks Rumcenter (hæfte).

#### HENRIKSEN, N. 2005:

*Grønlands geologiske udvikling, fra urtid til nutid.*

GEUS

#### JENSEN, E.S. 2000:

*Vulkaner, is og klima.*

GEOLOGI – nyt fra GEUS 2000, nr. 4.

#### LARSEN, G. (REDAKTØR) 2006:

*Naturen i Danmark - Geologien.*

Gyldendal.

#### MARVIL, C. & HAACK, H. 2006:

*Solsystemet – fra altings oprindelse til livets opståen.*

Geologisk Museum.

#### NOE-NYGAARD, A. 1979:

*Vulkaner.*

Gyldendal.

#### SESTOFT, A.I.P. & PEDERSEN, O.S. (RED.) 2005:

*Geografihåndbogen.*

Systime.

#### THYBO, H. M.FL. 2005:

*Jordens indre.*

*Geoviden, geologi og geografi 2005, nr. 4.*



GEUS har udgivet en række plakater  
om geologiske emner.

#### NYHED:

*Den dynamiske jord som plakat.*

Mål (h/b): 70 x 100 cm.

Sprog: dansk.

#### PRIS:

100 dkr. inkl. moms, ekskl. forsendelse.

Eller klik ind på

[www.geus.dk](http://www.geus.dk)

for bestilling.

#### USA'S GEOLOGISKE UNDERSØGELSE, USGS, HAR EN RÆKKE FREMRAGENDE HJEMMESIDER OM VULKANER OG VULKANOBSERVATIONER, MED MANGE FINE BILLEDER. PRØV FX:

<http://volcanoes.usgs.gov/>

<http://pubs.usgs.gov/gip/volc/>

<http://hvo.wr.usgs.gov/gallery/>

#### REDAKTION

Geoviden - Geologi og Geografi redigeres af geolog  
Ole Bennike (ansvarshavende) fra GEUS i samarbejde  
med en redaktionsgruppe.

Geoviden - Geologi og Geografi udkommer fire gange  
om året og abonnement er gratis. Det kan bestilles ved  
henvendelse til Finn Preben Johansen, tlf.: 38 14 29 31,  
e-mail: [fpj@geus.dk](mailto:fpj@geus.dk) og på [www.geocenter.dk](http://www.geocenter.dk) hvor  
man også kan læse den elektroniske udgave af bladet,  
eller hos Geografforlaget, tlf.: 63 44 16 83,  
e-mail: [go@geografforlaget.dk](mailto:go@geografforlaget.dk)

ISSN 1604-6935 (papir)

ISSN 1604-8172 (elektronisk)



Produktion: Annabeth Andersen, GEUS.

Tryk: Schultz Grafisk A/S.

Forsidebillede: Mount Merapi i Indonesien i udbrud.

Foto: POLFOTO.

Reprografisk arbejde: Benny Schark, GEUS.

Illustrationer: Forfattere og Grafisk, GEUS.

Eftertryk er tilladt med kildeangivelse.

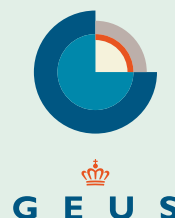
#### DE NATIONALE GEOLOGISKE UNDERSØGELSER FOR DANMARK OG GRØNLAND (GEUS)

Øster Voldgade 10

1350 København K

Tlf: 38 14 20 00

E-mail: [geus@geus.dk](mailto:geus@geus.dk)



#### INSTITUT FOR GEOGRAFI OG GEOLOGI

Øster Voldgade 10

1350 København K

Tlf: 35 32 25 00

E-mail: [info@geogr.ku.dk](mailto:info@geogr.ku.dk)

eller [info@geol.ku.dk](mailto:info@geol.ku.dk)



#### GEOLOGISK MUSEUM

Øster Voldgade 5-7

1350 København K

Tlf: 35 32 23 45

E-mail: [rcp@snm.ku.dk](mailto:rcp@snm.ku.dk)