SÄRTRYCK UR:

KOSMOS
PLANETEN JORDEN

SVENSKA FYSIKERSAMFUNDETS ÅRSBOK 2018

JORDENS VULKANER

© STEFFI BURCHARDT

Artikeln publiceras under Creative Commons-licensen CC BY-NC-SA 4.0
För bildmaterial med källhänvisning gäller samma upphovsrättsliga regler som för källan.

SVENSKA FYSIKER SAMFUNDET

Steffi Burchardt

är lektor i strukturgeologi vid Uppsala universitet, ledamot i Sveriges Unga Akademi och Wallenberg Academy Fellow. I hennes forskning, som handlar om hur magma transporteras och lagras i jordskorpan, använder hon sig av ett stort antal olika metoder och instrument, bland annat drönare, mikroskop och 3D-visualisering. Hon har just publicerat den första läroboken inom sitt forskningsfält, och har även ett brinnande intresse för att sprida kunskap om vår planet till allmänheten.

Bild: Erik Thor/Sveriges Unga Akademi

Jordens vulkanism har i hög grad bidragit till att forma planetens yta såsom vi känner den idag. Men vilka processer ligger bakom när jordens inre blottas i form av allt från stillsamma lavaflöden till explosionsartade utbrott? Och vad är sambandet med kontinentalplattorna och deras rörelser? Steffi Burchardt förklarar och guidar bland stratovulkaner, pyroklastiska flöden och lavadomer.

Bilden: Vulkanen Payun i Argentina

Jordens vulkaner

Det finns ungefär 1500 kända aktiva vulkaner som ligger ovanför havsytan. ”Aktiv” i det här sammanhanget betyder att vulkanen har haft utbrott under de senaste tiotusen åren. Alla aktiva vulkaner listas i ”Volcanoes of the World” – en databas som underhålls av *the Global Volcanism Program* inom *the Smithsonian Institution.*[1] Databasen innehåller information om varje vulkan, inklusive dess utbrottshistoria och nuvarande status. Varje vecka publiceras även en rapport med information om pågående utbrott. Varje dag är det minst 20 vulkaner som har utbrott, i skrivande stund är det 43.

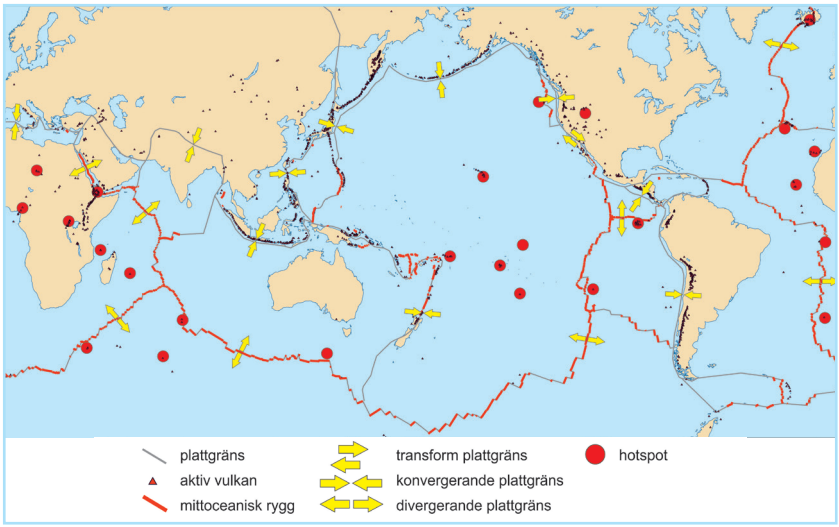
Men dessa utbrott är bara de senaste av miljontals utbrott sedan jordens uppkomst för 4,5 miljarder år sedan. Vår planet har till stor del präglats av vulkanisk aktivitet. Till exempel har vulkaner bidragit till att bilda kontinenterna och till atmosfärens sammansättning, och de har till och med haft en roll i livets utveckling. I denna artikel ska jag belysa hur vulkaner fungerar och den roll de spelar i jordens stora kretslopp.

Var finns jordens vulkaner?

En karta över alla jordens vulkaner (figur 1 på nästa sida) visar att vulkanismen inte är slumpmässigt fördelad över vår planet. Istället är det lätt att urskilja långa kedjor av vulkaner, som längs Sydamerikas västkust och genom Japan. En stor del av vulkanerna finns även mitt i världshaven på havsbottnen. 95 % av alla vulkaner hittas i sådana kedjor som sammanfaller med gränserna mellan de tektoniska plattorna.

Jordens yttersta lager – jordskorpan och den *litosfäriska* manteln – utgör tillsammans de litosfäriska eller tektoniska plattorna. Plattorna är relativt fasta och styva och rör sig ovanför en lösare och varmare del av jordens mantel som heter *astenosfären*. Plat-

1 Databasen är offentligt tillgänglig via www.volcano.si.edu/



Figur 1: Karta över världens vulkaner, plattgränser och hetfläckar ("hotspots"). (Modifierad efter Eric Gaba/Wikimedia Commons. Licens: CC BY-SA 2.5)

torna kan vara av två olika typer: kontinentala eller oceaniska. De kontinentala plattorna är generellt sett tjockare (upp till 70 km) och äldre (upp till 4,2 miljarder år) än de oceaniska, som kan bli upp till 10 km tjocka och är upp till 200 miljoner år gamla. Båda typerna av plattor är delvis av vulkaniskt ursprung.

Två plattor möts i en så kallad plattgräns som har olika karaktär beroende på hur plattorna rör sig i förhållande till varandra. Där två plattor glider isär kallas plattgränsen för *divergerande* eller *konstruktiv*, där de krockar med varandra kallas plattgränsen för *konvergerande* eller *destruktiv*, och där plattorna rör sig förbi varandra kallas plattgränsen för *konservativ* eller *transform*. De två första fallen – divergerande respektive konvergerande plattgränser – är, som vi ska se, tätt förknippade med vulkanisk aktivitet. Det är faktiskt en intressant hypotes att plattektonik och vulkanism är processer som inte bara beror på varandra, utan rentav är oskiljaktiga, där orsak och verkan är svåra att hålla isär. Detta är något vi ska återkomma till mot slutet av denna artikel.

Innan vi tittar närmare på hur vulkanismen fungerar vid de olika typerna av plattgränser, måste vi säga något om den materia som på ett eller annat sätt, mer eller mindre våldsamt, tränger upp ur vulkanernas inre – magman.

Magma: Vad är det och hur bildas det?

När berg smälter bildas det magma. Dess egenskaper beror på utgångsproduktens sammansättning och de fysikaliska och kemiska förhållandena under smältprocessen. Utgångsprodukterna är bergarter som består av ett eller flera olika mineral, såsom kvarts, glimmer och fältspat (de vanligaste beståndsdelarna i granit). Varje mineral består av olika grundämnen som bygger upp kristaller i specifika mönster. Vissa mineral kan även innehålla vatten inom kristallen. Eftersom mineral är så olika sammansatta och uppbyggda smälter de inte vid samma förhållanden.

Generellt sett finns det en kemisk och två fysikaliska faktorer som kontrollerar smältprocessen: Den kemiska sammansättningen är första faktorn. Olika kristallmönster är mer eller mindre stabila. Över huvud taget verkar mineral som innehåller vatten inom kristallen vara mer lättsmälta än sådana som inte gör det. En ytterligare och uppenbar faktor är temperatur. Vid tillräcklig temperaturhöjning smälter de flesta mineral (vissa sublimerar eller omvandlas till andra mineral). En tredje mindre uppenbar faktor är tryck. Generellt har tryck motsatt effekt jämfört med temperatur: ju högre tryck desto svårare att smälta ett mineral.

Inuti planeten jorden finns en stor variation av naturligt förekommande mineral som är olika fördelade inom jordens olika zoner. Jordens mantel består huvudsakligen av olika silikatmineral (baserade på kisel och syre) rika på magnesium och järn, medan jordskorpans mineral innehåller förhållandevis mer aluminium, kalcium, natrium och kalium, men också järn och magnesium. Dessutom är jordskorpan mycket mer rik på sällsynta jordartsmetaller. Varje mineral har en viss smälttemperatur vid ett givet tryck, vilket resulterar i att de vanligaste mineralen smälter i en typisk följd. Till exempel smälter kiselrika mineral som kvarts och fältspat vid lägre temperaturer (ungefär 600–700 °C) än amfibol (800 °C) eller olivin (1250 °C) som innehåller mindre kisel och mer järn och magnesium. Eftersom de flesta bergarter innehåller en blandning av mineral smälter en bergart därför ytterst sällan på en gång. Det som i stället händer när temperaturen ökar – eller trycket sjunker – är att mineralerna börjar att smälta ett efter ett.

Smältan som bildas har en lägre densitet än det resterande berget och ansamlas mellan mineralkornen i små droppar. Fortsätter smältprocessen och fler smältdroppar bildas, tenderar dessa

att söka sig till varandra och bilda allt större droppar. Dropparnas lägre densitet gör att de börjar röra sig uppåt och bilda allt större ansamlingar som så småningom kan hamna i en vulkans magmakammare (se sidorutan om vulkanernas inre).

Smältan som stiger upp genom manteln och jordskorpan har alltså inte samma sammansättning som utgångsbergarten, eftersom den uppstod i en partiell smältprocess. När jordens mantel, som har väldigt låg andel kisel, smälter partiellt produceras det för det mesta en smälta med *basaltisk* sammansättning, vilket innebär att den har mindre än 52 viktprocent kiseldioxid. En sammansättning med låg andel kisel och hög andel magnesium och järn kallas också för *mafisk*. Basaltisk magma är vanligtvis cirka 1200 °C varm och lättflytande som honung. Förutom smältan innehåller magma även vatten och andra lättflyktiga ämnen, som koldioxid och helium. I jordskorpan gör trycket att dessa lättflyktiga ämnen hålls lösta, men de lämnar magman när trycket blir alltför lågt, som under ett utbrott.

Eftersom temperaturen i magman sjunker om den inte kontinuerligt värms upp, börjar nya mineralkorn kristallisera ur smältan – denna gång i omvänd ordning jämfört med smältprocessen. Det betyder att mineral med hög smälttemperatur, såsom olivin, kristalliserar först. För att bygga upp olivinkristaller behövs framför allt magnesium och järn och sedan kisel och syre, som tas från smältan. Det innebär att smältan blir mindre rik på magnesium och järn under kristallisationsprocessen, och eftersom det inte krävs så mycket kisel och syre, blir smältan mer kiselrik.

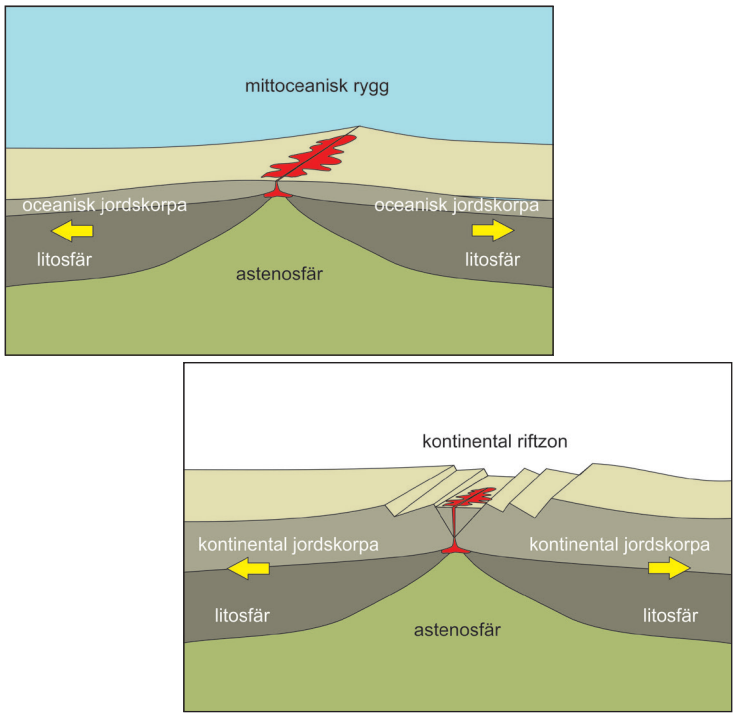
Vid denna tidpunkt har vi en typisk magma: den innehåller smälta, lösta lättflyktiga ämnen och kristaller. Fortsätter magman att kylas ner, växer först olivinkristallerna. Men efter ett tag har smältsammansättningen och temperaturen ändrats så att även andra mineral börjar kristallisera, det ena efter det andra. Följden är som sagt den omvända jämfört med när berget smälter: först kristalliserar t.ex. olivin, sedan amfibol, sedan fältspat, sedan kvarts. Processen kallas *fraktionerad kristallisation*. Smältans sammansättning ändras vartefter de växande kristallerna ”förbrukar” kemiska ämnen i den. Den alltmer kiselrika smältan ändrar sin sammansättning från *mafisk* via *intermediär* till *felsisk*. Dessa begrepp är en grov indelning som oftast används när man inte har exakta analyser av sammansättningen. Är kisel-, natrium- och kaliumhalterna kända går det att dela in magmasammansättningen i

fler grupper, som *basaltisk*, *andesitisk*, *dacitisk* och *ryolitisk*. Med stigande kiselhalt blir smältan mer och mer trögflytande. Ryolitisk magma som har högst kiselhalt har en viskositet som liknar mer den hos jordnötssmör. Dess temperatur är också mycket lägre (600–700 °C).

Vartefter magman stelnar, kristalliserar den så småningom ut. Om processen tar tillräckligt lång tid, blir kristallerna stora och bergarten grovkornig. Stelnar magman fort blir kristallerna små och bergarten finkorning. En basaltisk magma kan långsamt stelna till en gabbro och snabbt till en basalt, medan en ryolitisk magma stelnar långsamt till en granit och snabbt till en ryolit.

Vulkaner vid divergerande plattgränser

Divergerande eller konstruktiva plattgränser är alltså zoner där två tektoniska plattor glider isär och där ny jordskorpa bildas. Hur den vulkaniska aktiviteten vid sådana plattgränser ser ut, beror till en stor del på plattornas karaktär (se figur 2). Där två oceaniska plattor glider isär kallas den divergerande plattgränsen för *mitt-*



Figur 2: Divergerande plattgränser: mittoceaniska ryggar (uppe till vänster) och kontinentala riftzoner (nere till höger).

oceanisk rygg eftersom dessa plattgränser är formade som långa bergskedjor på havsbottnen. Inom de kontinentala plattorna kallas divergerande plattgränser för *riftzoner*. Vulkanismen skiljer sig åt vid riftzoner och mittoceaniska ryggar, och vi ska ta en närmare titt på varför det är så.

Låt oss börja med de mittoceaniska ryggarna. Här dras den oceaniska jordskorpan ut, och blir mycket tunn eftersom de två tektoniska plattorna glider ifrån varandra. I vissa fall kan till och med astenosfären, som har en lägre densitet än litosfären, stiga hela vägen upp till havsbottnen. När astenosfären stiger upp så minskar trycket i den, vilket orsakar partiell uppsmältning. Den basaltiska magman som bildas i denna process samlas i magmakammare längst ner i den tunna oceaniska jordskorpan vid plattgränsen. Blir trycket i magmakammaren för högt, eller dras plattorna isär för mycket, spricker berget ovanför magmakammaren och magman transporteras längs sprickan upp mot ytan. En sådan magmafylld spricka kallas för gång (se sidorutan om vulkanernas inre). Om gången når ytan sker ett vulkanutbrott, till exempel i form av ett lavaflöde (se sidorutan om utbrottstyper). Havsbottnen vid mittoceaniska ryggar är därför oftast täckt med vulkaniska bergarter, ibland i ett flera hundra meter tjockt lager.

Skulle man borra ett hål rakt ner genom en typisk oceanisk jordskorpa, skulle man därför upptäcka följande lager. Först borrar man genom det vulkaniska lagret som består av lava från många utbrott. Sedan når man ett tjockt (cirka 1,5 km) lager som enbart består av stelnade gångar. Varje gång vittnar om att magma vid något tillfälle har transporterats från djupet mot ytan. Borrar man vidare når man ett upp till 5 km tjockt lager av gabbro, som en gång i tiden var magmakammaren till vulkanen vid den tillhörande mittoceaniska ryggen.

Hela den mittoceaniska ryggen är alltså en enda lång kedja av vulkaner. Och genom deras aktivitet bildas ständigt ny jordskorpa som består av stelnade magmakammare, gångar och lava. Den vulkaniska aktiviteten vid mittoceaniska ryggar pågår ständigt utan att vi lägger märke till den. Anledningen är att utbrotten sker vid flera tusen meters djup, och för det mesta är ganska harmlösa. Dessutom är den sammanlagda längden på de mittoceaniska ryggarna 60 000 km, och det kan dröja mellan 10 och 10 000 år mellan två utbrott vid samma ställe. Ändå produceras den nya oceaniska jordskorpan väldigt fort: I norra Atlanten mellan Norge och USA

bildas 2 cm ny jordskorpa varje år. Och i Stilla Havet utanför Centralamerika är det hela 19 cm ny jordskorpa!

Vid riftzoner, dvs. divergerande plattgränser på kontinenterna, är det annorlunda. Ett exempel på en riftzon är det Östafrikanska gravsänkesystemet där en del av den afrikanska kontinenten, nämligen den somaliska halvön, bryter sig loss från resten av Afrika. Anledningen till att kontinenter rivs isär på detta sätt är oftast tryck underifrån, från uppstigande mantelmaterial, som gör att kontinentalplattan rör sig åt sidorna och töjs ut (något vi återkommer till nedan i avsnittet om hetfläcksvulkaner).

Samtidigt orsakar det minskade trycket i den uppstigande manteln partiell uppsmältning av mantelmaterialet, vilket producerar basaltisk magma. I början på riftprocessen är den kontinentala jordskorpan för tjock för att släppa igenom magman på dess väg upp mot ytan. Dessutom har de flesta bergarterna som förekommer inom den kontinentala jordskorpan en lägre densitet jämfört med basaltmagma, vilket tvingar magman att samlas i magmakammare längre ner i jordskorpan. Magmans värme börjar nu partiellt smälta det omgivande berget, vilket ger upphov till magma med högre kiselhalt som samlas i magmakammare högre upp i jordskorpan.

Tränger sådan kiselrik felsisk magma upp till ytan kan det orsaka stora explosiva utbrott med så kallade pyroklastiska flöden, eller mindre explosiva med tjocka trögflytande lavaflöden (se sidorutan om utbrottstyper). Genom upprepade utbrott växer höga vulkaner med branta flanker, så kallade stratovulkaner. (Bilden på denna artikels ingressida visar just en sådan stratovulkan.) Med tiden kommer dock den kontinentala jordskorpan att tunnas ut och djupa breda dalar och sjöar som till exempel Viktoriasjön och Tanganjikasjön formas. Dessa dalar kallas även för gravsänkor. Basaltisk magma från manteln får nu allt lättare att nå jordytan genom gångar, och ryolitisk vulkanaktivitet upphör. Sprickutbrott utanför de stora vulkanerna ger upphov till lavaflöden som täcker landskapet.

Fortsätter uttöjningen av plattan börjar den vulkaniska aktiviteten alltmer likna den längs mittoceaniska ryggar. Vid den nya plattgränsen bildas så småningom oceanisk jordskorpa och gravsänkorna översvämmas så att ett nytt hav föds. Röda Havet är ett sådant ungt hav. Och inom några miljoner år kommer det även att finnas ett hav i Östafrika.

Olika sorters vulkaner och deras utbrott

Vulkanutbrott kan ha väldigt olika karaktär: medan lavaflöden går att beskåda riskfritt från några hundra meters avstånd, kan superutbrott förstöra allt inom en radie på tio mil. Och beroende på vilka typer av utbrott en vulkan har, kommer även själva vulkanen att se olika ut.

Det finns två grupper av faktorer som avgör utbrottstypen: interna och externa. De interna faktorerna har att göra med magmans sammansättning. Kiselhalten avgör till en stor del magmans viskositet: ju högre kiselhalt desto mer trögflytande. Och halten av lättflyktiga ämnen, som vatten och koldixid bidrar till magmans explosivitet.

Rinnig, mafisk magma med låg kiselhalt kan lätt transporteras genom gångar och nå jordytan i ett sprickutbrott, där magman rinner ut som ett lavaflöde. Vid längre pågående sprickutbrott fokuseras aktiviteten oftast i små kon- eller kägelvulkaner. Konvulkaner har oftast bara ett enda utbrott och blir därför inte större än några hundra meter. Har en vulkan många utbrott där mafisk lava rinner ut kan vulkanen växa till flera tusen meters höjd, men eftersom lavan är så rinnig blir vulkankäglan aldrig brant. En sådan vulkan kallas för *sköldvulkan*.

Vid konvulkaner och större vulkaner med en central krater kan mafisk magma sprutas upp som ur en fontän, en utbrottstyp som kallas för *hawaiiansk* (efter typiska utbrott på Hawaii), eller kastas ut i mindre bitar som stelnar i luften. Denna utbrottstyp kallas för *stromboliansk* (efter vulkanen Stromboli) och orsakas av en högre andel lättflyktiga ämnen i magman. Bitarna kallas för *tefra* och delas – beroende på kornstorleken – in i *aska* (minst), *lapilli*, *slacka* och *bomber* (störst).

Även trögflytande, felsisk magma kan nå jordytan genom gångar i sprickutbrott eller genom en central krater och rinna ut som långsam och trögflytande lava om andelen lättflyktiga ämnen är låg. Sådana lavaflöden blir tjocka (upp till 500 m) och korta (upp till några få kilometer). Trögflytande, felsisk magma rör sig dock sällan särskilt långt. Det händer att den bara trycks upp ur kratern som en propp, en så kallad *lavadom*, som ibland sitter kvar i kratern och stelnar.

Felsisk magma innehåller dock oftast flera viktprocent lättflyktiga ämnen. Dessa är lösta vid högt tryck, men börjar samlas i allt fler och större gasfyllda bubblor när magman stiger upp mot ytan. Bubblornas flytkraft gör att de försöker att lämna magman, men på grund av dess höga viskositet har de svårt att ta sig ut. De samlas till allt större bubblor som rör sig uppåt mot vulkankratern. Om gasernas väg är igensatt av en propp, stiger trycket under proppen tills den sprängs bort i en kort och häftig explosion, en utbrottstyp som kallas för *vulkanisk* (efter vulkanön Vulcano i Italien).

Stiger magman upp till ytan väldigt fort, expanderar bubblorna så snabbt att de river sönder den omgivande magman i små bitar som kastas ut ur vulkanen i en explosion. Vulkanaska är alltså inget annat än hastigt stelnade magmafragment. Och magman stelnar faktiskt så fort att den inte

BILD: TOBIAS MATTSSON

Figur 3: En vulkan bestående av flera lavadomer. Den mellersta ljusa delen är den yngsta av dem. (Chaos Crags vid Mount Lassen, Kalifornien.)

hinner kristallisera. Istället ligger atomerna oordnade och bildar vulkaniskt glas. Ibland rivs glaset inte helt sönder av expanderande bubblor, utan bubblorna fångas in i något som liknar ett fast skum. Detta ”skum” kallas för pimpsten.

Explosiva utbrott av intermediär till felsisk magma som uppstår på detta sätt kallas för *plinianska* (efter Plinius den Yngres beskrivning av Vesuviusutbrottet år 79). Under plinianska utbrott kastas vulkanisk gas, aska, och pimpsten upp i stratosfären i ett gigantiskt askmoln. Därifrån kan gaserna och askan spridas med vindarna och fördelas runt hela jordklotet, vilket kan påverka jordens klimat under flera år. Den del av askan som inte sprids för vinden börjar dock efter ett tag att sjunka till marken igen på grund av gravitationen. Detta askmoln rasar snart nerför vulkanens sidor i något som kallas för pyroklastiskt flöde. Ett sådant pyroklastiskt flöde har enorm kraft och rör sig med flera hundra kilometer i timmen. Det förstör allt i sin väg och river med sig stora stenblock, träd eller till och med hela skogar.

Vulkaner som har olika typer av utbrott med felsiskt magma blir ofta stora och branta och består av lager med aska, lava och pyroklastiska avlagringar. Dessa vulkaner kallas därför för *stratovulkaner* (se bilden på ingresssidan, som visar ett exempel).

De externa faktorerna som påverkar utbrottstypen är vulkanens relation till andra geologiska strukturer, landskapets topografi och växelverkan med vatten i olika former.

Geologiska strukturer som kan påverka vulkanutbrott är till exempel förkastningar, dvs. sprickor där berget rör sig åt olika håll på var sin sida av

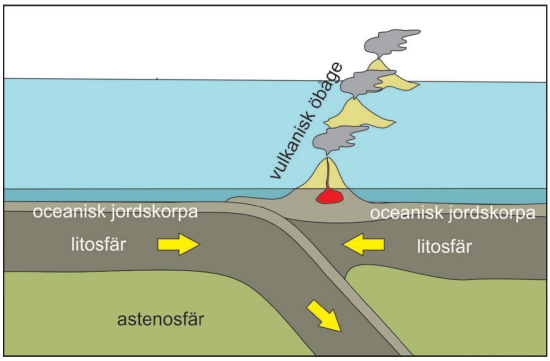
sprickan. Förkastningar är svaghetszoner i jordskorpan, och magma brukar föredra att använda dem för att ta sig upp. De kan även säkerställa att gaserna kan lämna magman på ett effektivt sätt. Topografin påverkar också vulkaner eftersom magman nära jordytan påverkas av gravitationskraften. Dessutom tenderar vulkaner som blir väldigt branta att lätt kollapsa. Det sker när en sida av vulkanen blir instabil och rasar. Detta får trycket i de underliggande magmakamrarna att sjunka, vilket gör att magman där kan explodera. På sikt kan en sådan vulkankollaps även orsaka en ökad mängd av uppsmältning i jordskorpan och manteln under vulkanen.

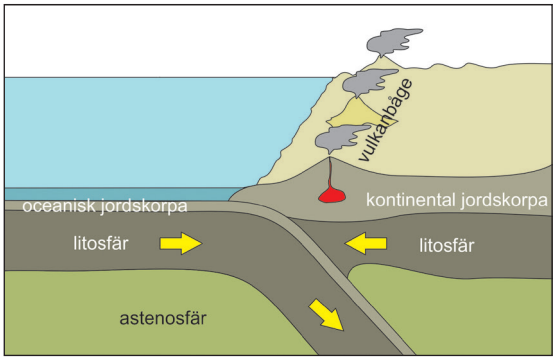
Även vatten kan kraftigt påverka utbrottstypen. Kommer vatten i kontakt med magma nära eller vid jordytan, så omvandlas vattnet plötsligt till ånga. Detta innebär en enorm volymökning som orsakar en explosion av magman. I ett sådant *hydromagmatiskt* utbrott kastas vattenånga, stelnade magmafragment och bitar av det omgivande berget upp i luften. Om magman och vattnet möts vid högre tryck, till exempel under ett sprickutbrott vid havsbottnen, förhindrar trycket att vattnet omvandlas till ånga. Istället kan lavaytan stelna till kuddformade skulpturer som kallas för kuddlava. Under längre pågående utbrott kan kuddlavor bilda vulkanberg på havsbottnen. Närmar sig dock utbrottet havsytan, så minskar trycket och utbrottet kan bli explosivt igen. Då kallas det för *surtseyanskt* (efter vulkanön Surtsey söder om Island). Sker ett utbrott under en glaciär smälter isen nära utbrottet så att det omges av vatten. Vid tillräckligt högt tryck bildas antingen kuddlavor eller en bergart som kallas för *hyaloklastit* som består av hopbakade fragment av vulkaniskt glas.

Ett försök att mäta storleken på vulkanutbrott för att kunna jämföra dem är det så kallade *Volcanic Explosivity Index* (VEI). Detta index tar hänsyn till magmavolymen, utbrottsmolnets höjd och utbrottets karaktär. Icke explosiva utbrott har en VEI nära 0, medan de största kända utbrotten ligger mellan VEI 6 och 8. VEI 8 utbrott med magmavolymer större än 1000 km^3 kallas ibland även för superutbrott, och vulkaner som har haft sådana utbrott kallas för supervulkaner. En del sådana superutbrott sker när magmakammarens tak kollapsar, vilket får trycket i kammaren att sjunka hastigt och magman att explodera. Under utbrottet bildas en stor krater som kallas för *kaldera*. Kalderautbrott kan dock även vara icke explosiva och basaltiska.

Vulkaner vid konvergerande plattgränser

Eftersom det ständigt bildas ny oceanisk jordskorpa vid mittoceaniska ryggar, men jordens totala yta ändå inte blir större, måste jordskorpan ”försvinna” någon annanstans. Detta sker vid konvergerande plattgränser. Där ”dyker” den ena litosfäriska plattan in under den andra vid en såkallad *subduktionszon* (se figur 4). Det är här de flesta och kraftigaste jordskalven sker och den vulkaniska aktiviteten är som mest intensiv.





Figur 4: Konvergerande plattgränser.

Vulkanismen varierar förstås beroende på plattornas karaktär, men i grunden är det samma process som leder till vulkanisk aktivitet vid alla subduktionszoner: den litosfäriska plattan som ligger underst sjunker ner och in i manteln. Anledningen är plattans tyngd, krafterna vid plattgränsen, plattornas relativa rörelser mot varandra och konvektion i manteln. Draget från den nedåtgående plattan är bland de starkaste krafterna inom plattektoniken. Vartefter plattan sjunker allt djupare in i manteln värms den upp och trycket stiger. Vattenrika bergarter med låg smältpunkt, som de sediment som ligger överst på den oceaniska jordskorpan, smälter successivt och stiger upp i den överliggande plattan. Alternativt pressas vattnet ut ur den nergående plattan, varefter det stiger upp och leder till uppsmältning i den överliggande plattan.

Under och inuti den överliggande plattan samlas nu magma som bidrar till vulkanutbrott på ytan. Består den överliggande plattan av tunn oceanisk jordskorpa, ligger subduktionszonen förmodligen långt under havsnivån till en början och magman når lätt ytan genom gångar. Sprickutbrott ger upphov till lavaflöden och kuddlavor (se sidorutan om utbrottstyper) som långsamt byg-

ger upp allt större vulkaner, som till slut bildar vulkanöar ovanför havsytan. Eftersom vulkanerna ligger på den överliggande plattan och längs med subduktionszonen som oftast är något böjd, kallas dessa vulkankedjor vulkaniska öbågar. Aleuterna, som sträcker sig mellan Alaska och Kamtjatka, är ett imponerande exempel på en sådan vulkanisk öbåge.

Öbågevulkanerna ”mognar”: de utvecklar ett mer avancerat magmatransportsystem med etablerade magmakammare (se sidorutan om vulkanernas inre). I dessa magmakammare kan magman bli alltmer felsisk genom fraktionerad kristallisation. Det innebär att utbrott blir alltmer explosiva och förödande. Samtidigt mognar även den vulkaniska öbågen: all den felsiska magman som produceras och antingen hamnar på ytan i ett utbrott eller stelnar i en magmakammare bidrar till att jordskorpan i den överliggande plattan blir både tjockare och mer felsisk. Det är så man tror att de första kontinenterna bildades.

Om den överliggande plattan i stället består av kontinental jordskorpa, är det svårare för magman att nå ytan. Den magma som stiger upp från den subducerade plattan samlas därför oftast direkt under den överliggande plattan och värmer upp den underifrån. I vissa fall hamnar även en bit av manteln som en kil mellan de två plattorna och trycks upp. Mantelkilen smälter partiellt på grund av det minskade trycket eller vattnet från den subducerade plattan. Och het mafisk mantelmagma samlas under den överliggande plattan. Värmen gör att delar av den kontinentala jordskorpan smälter, vilket kan producera stora mängder felsisk magma som når ytan i stora explosiva utbrott i stratovulkaner. Även på kontinenterna ligger vulkanerna på rad och kallas här för vulkanbåge. Exempel på sådana vulkanbågar är Japans och Andernas vulkaner.

Hur ser det ut inuti en vulkan?

Trots att vulkaner kan se väldigt olika ut, ha olika typer av utbrott och befinna sig i olika tektoniska sammanhang, har de mycket gemensamt. Hur magma bildas, transporteras och lagras kontrolleras nämligen av samma kemiska och fysikaliska principer oavsett vulkanens form, läge och sammanhang.

När magma bildas är det framför allt flytkraften som styr att den samlas i allt större droppar, först mellan mineralkornen och sedan i större ansamlingar. Dessa börjar ha en egen flytkraft som påverkar det omgivande

berget. I den spröda mellersta och övre jordskorpan har magman förmåga att spränga isär berget så att magmafyllda sprickor bildas. Dessa gångar är det mest effektiva sättet att transportera magma i jordskorpan. Stelnar en gång blir den en del av vulkanberget. Alla vulkaner innehåller gångar, ibland tusentals, och dessa kan utgöra en stor del av vulkanens inre.

Oftast når gångarna inte hela vägen upp till vulkanens yta, utan hindras, till exempel av att de träffar på ett annat lager i berggrunden. Där kan gången antingen ta slut eller tränga in mellan lagren. En gång som har trängt in mellan två lager kallas för lagergång, och utgör en magmakammare. Här kan magman lagras under längre tid, och härifrån kan nya gångar börja tränga in i det omgivande berget.

När det redan finns en lagergång i vulkanen är det sannolikt att ytterligare gångar också träffar på den, och bidrar till att den växer till en allt större magmakammare. Magmakammare uppstår även på andra sätt, som dock alltid går ut på att magman behöver skapa sig plats i vulkanen. Exempelvis kan det ske genom att magman pressar upp berget ovanför, vilket kan mätas vid ytan med hjälp av bland annat radarmätningar eller GPS (se sidorutan om vulkanforskning). Beroende på hur en magmakammare bildas, kan den alltså se olika ut och vara olika stor. Vi kan dock utesluta att magmakammare ser ut som röda glödande bubblor eller som grottor där magma skvalpar runt som i en gryta. De liknar snarare gigantiska pannkakor, kilar, svampar eller cylindrar. Dessutom är det vanligt att en vulkan har en hel uppsättning magmakammare vid olika djup i jordskorpan, eller att magmakamrarna inte ligger direkt under själva vulkanen. Vulkaner nära varandra kan till och med dela en eller flera magmakammare, något som går att fastställa bland annat genom att undersöka utbrottsprodukternas sammansättning av olika isotoper (se sidorutan om vulkanforskning).

För att vara aktiv en längre tid måste en magmakammare ständigt tillföras ny magma, eftersom den annars kristalliserar ut. Med hjälp av avancerade geokemiska och geokronologiska metoder (se sidoruta om vulkanforskning) har man kunnat visa att de flesta magmakammare tillbringar en stor del av sin tid som en kristallgröt med en stor andel kristaller och en mindre andel smälta. Innan ett utbrott kan ske måste denna kristallgröt värmas upp igen så att magman innehåller åtminstone hälften smälta.

När trycket i magmakammaren stiger spricker det omgivande berget och en ny gång injiceras som kan orsaka ett utbrott vid vulkanens yta. Ibland använder magman samma väg upp till ytan under längre tid och vid flera utbrott. Det är så tydliga kraterstrukturer bildas – ett system av tunnlar som förbinder magmakammaren och vulkanytan.

Det vi ser av en vulkan är alltså långt ifrån allt. Magmatransportsystemet som består av gångar och magmakammare utgör en stor del av vulkanen som bara kan observeras indirekt. Men det är processerna där som styr om och när en vulkan har utbrott och vilken typ av utbrott det blir.

Hetfläcksvulkaner

Ungefär 5 % av jordens vulkaner ligger långt ifrån någon plattgräns (se figur 1). Vulkanisk aktivitet inom plattorna förklaras i stället med så kallade *hetfläckar* (”hotspots” på engelska). En hetfläck uppstår när varmt material från jordens mantel, eller till och med gränsen mellan manteln och kärnan, stiger upp i en så kallad *plym*. Värmen ger materialet flytkraft, och när det närmar sig plattornas undersida kan tryckminskningen orsaka partiell uppsmältning av både plymen och den överliggande jordskorpan. Mantelmaterialet är väldigt kiselfattigt och producerar därför rinnig basaltisk magma.

När en mantelplym först når undersidan av litosfären och breder ut sig som ett paraply kan det ge upphov till stora mängder magma som stiger upp genom jordskorpan och tränger in i otaliga lagergångar och orsakar stora sprickutbrott som kan täcka enorma ytor med rinnig basaltisk lava. Vulkanisk aktivitet av denna typ är utspridd över tusentals kvadratkilometer och kan pågå i hundratusentals till några miljoner år. De vulkaniska bergarter som produceras under en sådan period kallas för *Large Igneous Provinces* (LIPs). LIP-vulkanismen ödelägger enorma ytor där den äger rum, men har även följder för resten av jordklotet. När magman reagerar med bergarterna i jordskorpan, frisätts stora mängder gaser (t.ex. svaveldioxid, metan och koldioxid) som påverkar jordens klimat och som dessutom är giftiga för många organismer. Det är därför ingen slump att flera massutdöenden – perioder där en stor del av alla levande arter dog ut – har inträffat precis efter att en LIP bildats. Till och med dinosauriernas utdöende anses vara delvis en följd av de utbrott som bildade Dekkan Traps LIP i Indien (meteoritnedslagen vid Chicxulub hade dock minst lika stor del i utdöendet).

Efter denna första mycket intensiva fas brukar den vulkaniska aktiviteten lugna ner sig lite. Hetfläcksvulkaner hör dock ändå till jordens största strukturer. Kontinuerligt uppstigande mantelmaterial kan leda till att stora vulkaner växer ovanför mantelplymen. Inom de oceaniska plattorna kan magman lagras i magmakammare precis under jordskorpan och orsaka utbrott på havsbottnen. Lavaflöden och kuddlavor bygger upp stora och små vulkaner under vatten. När dessa växer sig så stora att de når över havsytan bildar de vulkanöar. Eftersom de oftast består av lager med tunna basaltiska lavor blir de till sköldvulkaner. Med tiden bildas det en

eller flera magmakammare vid olika djup under vulkanön, vilket kan leda till att allt mer felsisk magma bildas och stratovulkaner utvecklas (se sidorutorna om magma och vulkanformer). Exempel på typiska vulkanöar är Hawaiiöarna, Kanarieöarna, Azorerna och Galapagosöarna.

Hetfläcksvulkaner inom de kontinentala plattorna kan vara mycket stora och explosiva eftersom mantelmagman har svårt att stiga upp genom den kontinentala jordskorpan. Istället värms och smälts den kontinentala jordskorpan partiellt upp, vilket kan producera stora mängder felsisk magma. En välkänd hetfläcksvulkan med stora explosiva kalderautbrott är Yellowstone i USA.

I vissa fall kan trycket från den uppstigande mantelplymen leda till att kontinentalplattan bryts isär och en ny riftzon bildas. Till exempel började öppningen av norra Atlanten med bildningen av Nordatlantens LIP när Grönland, Storbritannien, och Skandinavien fortfarande var en enda kontinent. Efter att flera riftzoner hade varit aktiva, bröts kontinenten isär och den mittatlantiska ryggen utvecklades mellan Grönland och Skandinavien. Den mantelplym som var orsaken ligger numera under Island (som är en del av den mittatlantiska ryggen) och kallas för Islandplymen.

Vilka metoder har vi för att förstå vulkaner?

Vulkaner är komplexa fysikaliska och kemiska system, och vulkaniska processer utspelar sig på tidsskalor från sekunder till miljontals år och oftast djupt nere i jordens inre där vi inte har någon som helst möjlighet att observera dem. Det krävs därför många olika slags metoder för att utforska vulkaner.

Klassisk vulkanologi går ut på att beskriva utbrottsfenomen, utbrottstyper och vulkaniska landskapsformer för att förstå processerna under vulkanutbrott och för att förebygga riskerna i samband med vulkanisk aktivitet. Typiska metoder inom vulkanologin är geologisk kartering och provtagning, bergartskarakterisering, gasmätningar och kartläggning av riskerna. Vulkanologer använder sig även av olika dateringsmetoder, som radiometrisk datering med radiogena isotoper (geokronologi), för att förstå när och hur ofta en vulkan har haft utbrott i det förflutna.

Utbrottsprodukternas kemiska sammansättning innehåller värdefull information om förhållandena i vulkanens magmatransportsystem före utbrottet. Magmatisk petrologi och geokemi undersöker därför vulkaniska bergarter och mineral för att bland annat ta reda på vilka processer som format magman, i vilken ordning de inträffat, djupet hos olika magmakammare, samt om det förekommit växelverkan mellan olika magmor eller mellan

magman och det omgivande berget. Med hjälp av geokronologi kan man sedan rekonstruera hur magmatransportsystemet har förändrats med tiden.

Med hjälp av geofysiska och geodetiska undersökningar kan man studera vulkanens beteende i realtid. Dessa metoder används flitigt för att övervaka aktiva vulkaner, men de är indirekta – de mäter signaler orsakade av processerna i vulkanens magmatransportsystem, inte processerna själva. I de flesta fall är dessa metoder dock det enda sättet att få en inblick i vad som pågår i en vulkan. Geodesi mäter förändringar vid vulkanens yta – om den höjs eller förskjuts – med hjälp av exempelvis radarmätningar från satelliter och GPS. Det finns ett stort antal geofysiska metoder som tillämpas för att övervaka vulkaner. Vulkanseismologi mäter storlek, antal, läge och karaktär på jordskalv som orsakas av magman i vulkanens inre. Det går även att hitta stora magmakammare med en stor andel smälta med hjälp av seismisk tomografi. Och innan ett utbrott sker går det att se typiska jordskalvsmönster.

Vill man direkt se hur det ser ut i vulkanernas inre är det dock bäst att undersöka döda nereroderade vulkaner, där stelnade gångar och magmakammare blottats. Dessa är oftast hårdare än det omgivande berget som vittrar bort lättare. Strukturgeologer studerar form, orientering och struktur hos stelnade gångar och magmakammare för att förstå hur magman rörde sig och hur det påverkade det omgivande berget. I labbet och i datorn kan dessa processer även simuleras i olika typer av modeller.

Vulkaner och plattektonik – är de oskiljbara?

Som vi sett drivs den vulkaniska aktiviteten på planeten jorden till stor del av plattektonik. Samtidigt är det magmatiska processer som skapar ny oceanisk jordskorpa och som har skapat kontinenterna. Vulkanism och plattektonik tycks därför vara mycket nära sammankopplade med varandra. Men tittar man tillbaka i jordens historia så verkar det ha funnits vulkaner innan plattektoniken började. I jordens tidigaste historia fanns det en tid där en stor del av jordens mantel och kärna var smält (i ett magmahav), och en tidig version av jordskorpan revs troligen isär i otaliga utbrott. Konvektion och kemisk differentiering ledde så småningom till att kärnan, manteln och jordskorpan separerades. Man tror att heta plymer steg upp och bidrog till att kyla ner planeten så att den numera är mestadels fast. Mantelns konvektion ledde troligen till processer liknande de som idag sker vid mittoceaniska ryggar, och när det slutligen fanns gammal och tung jordskorpa, började den sjunka in i manteln vid de första subduktionszonerna.

Somliga anser att jordliknande planeter där det finns vulkanisk aktivitet även måste ha någon form av plattektonik. På Venus finns det vulkaner, kontinenter, förkastningar och bergskedjor, men det saknas subduktionszoner. Vulkanerna liknar till stor del jordens, men det är oklart om de är aktiva idag. Det finns även landskapsformer som tolkas som belägg för mantelplymer. Även på Mars finns det tusentals vulkaner, bland annat solsystemets största, Olympus Mons. De flesta av dem tycks vara hetfläcksvulkaner. Men eftersom inga utbrott ännu har observerats är det oklart om vulkanerna på Mars är aktiva. En stor del av Mars yta är dock av vulkaniskt ursprung, och rätt unga lavaflöden har upptäckts. Det finns tektoniska plattgränser på Mars, och plattektoniken verkar ha funnits i planetens historia. Det är dock omdebatterat om det pågår någon tektonisk aktivitet idag. Även månens yta består av en stor mängd vulkaniska strukturer, såsom lavaflöden och gångar som härstammar från den tid då månen till största delen var smält. Det finns dock inga tecken på plattektonik på månen.

Vulkanisk aktivitet verkar alltså inte nödvändigtvis förutsätta plattektonik. Magmahav i unga planeter och månar ger upphov till vulkanisk aktivitet, vilket bidrar till planetens differentiering. På äldre kallare planeter drivs vulkanismen av mantelplymer. Så plattektoniken är möjligen ett fenomen som kan förekomma under en viss period i jordliknande planeters liv.

I så fall är det tur för oss eftersom både plattektonik och vulkanism behövs för att liv ska kunna bestå på jorden. Livets uppkomst hänger faktiskt tätt ihop med vulkanisk aktivitet: de första encelliga organismerna verkar ha utvecklats vid heta källor som liknar de som förekommer vid mittoceaniska ryggar. Under jordens historia har vulkanerna dessutom utgjort en grogrund för utveckling och biodiversitet, eftersom de bidrar bland annat med värme, kemiska ämnen och landyta.

Förutsättningarna för livet som vi känner det på jorden kräver dock inte bara vulkanismen, men även plattektoniken. Tektoniken är nämligen ansvarig för att driva globala kretslopp, så som värmetransporten från jordens inre och biogeokemiska kretslopp som t.ex. kolkretsloppet. Sådana kretslopp är helt avgörande för att skapa stabila förhållanden på jordytan som tillåter livet att utvecklas. Tar man till exempel kolkretsloppet, så drivs den ytligt sett av biologiska varelser, som växter, svampar och djur som är uppbyggda av kemiska föreningar som innehåller kol och som är beroende

av kol för att leva. Detta kol tar de till sig genom att äta organiskt material från andra biologiska varelser eller genom fotosyntesen som förbrukar koldioxid ur atmosfären. I många fall bryts växters eller djurs döda kroppar så småningom ner och ingår i det ytliga kolkretsloppet igen, i andra fall bevaras de dock och blir då till en del av det långsiktiga kolkretsloppet som drivs av plattektoniken.

Koraller är till exempel djur som bygger upp sina skelett av kalciumkarbonat som innehåller kol. Korallrev som består av miljontals koraller kan bli väldigt stora och ingår i jordskorpan som kalksten, en bergart som består av kalciumkarbonat. Kalksten från koraller och andra organismer innehåller en stor del av jordens kol. Tack vare plattektoniken kan kalksten och andra bergarter som innehåller kol byggas in i stora bergskedjor som Himalaya och stanna där i hundramiljontals år, vilket har en nedkylande effekt på jordens klimat. Eller så kan dessa bergarter subduceras vid en konvergerande plattgräns så att kolet återförs till jordens mantel. Eller så frigörs det igen genom att transporteras som löst gas i magma och lämnar så småningom jordskorpan som vulkanisk gas (koldioxid) som frisätts i ett utbrott vid en plattgräns eller en hetfläck, vilket har en värmande effekt på jordens klimat. På så sätt reglerar plattektoniken jordens klimat och kolkretsloppet över långa tidskalor. Utan plattektoniken skulle jorden antingen ha en livsfientlig atmosfär som skulle likna den på Venus eller vara täckt av is och snö.

Så även om förekomsten av vulkaner inte nödvändigtvis förutsätter någon plattektonik, så är samspelet mellan de båda avgörande för livet på jorden som vi känner det. ❖

För vidare läsning

Volcanic and Igneous Plumbing Systems – Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust. Red. Steffi Burchardt. (Elsevier, 2018) (ISBN: 978-0-12-809749-6)