

Sveriges berggrund

HUR, VAR och NÄR



SGU

Sveriges geologiska undersökning

Framsida: Berggrunden på Sydkoster omvandlades till ådrad gnejs vid bergskedjebildning för många, många hundratals miljoner år sedan.

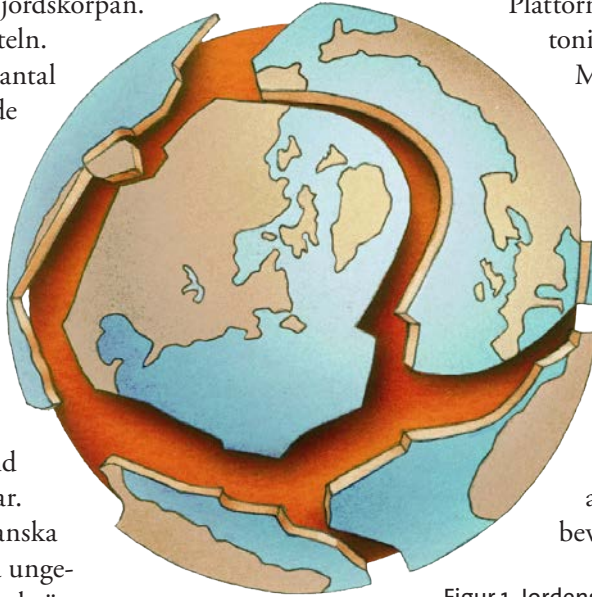


Kalkstenen i raukarna på Gotland bildades i tropiska hav för cirka 400 miljoner år sedan.

Vår dynamiska jord

Vår jord är inte statisk.
Det vi uppfattar som evigt och oföränderligt;
berg, hav och slätter, är produkter av en jord i konstant rörelse.

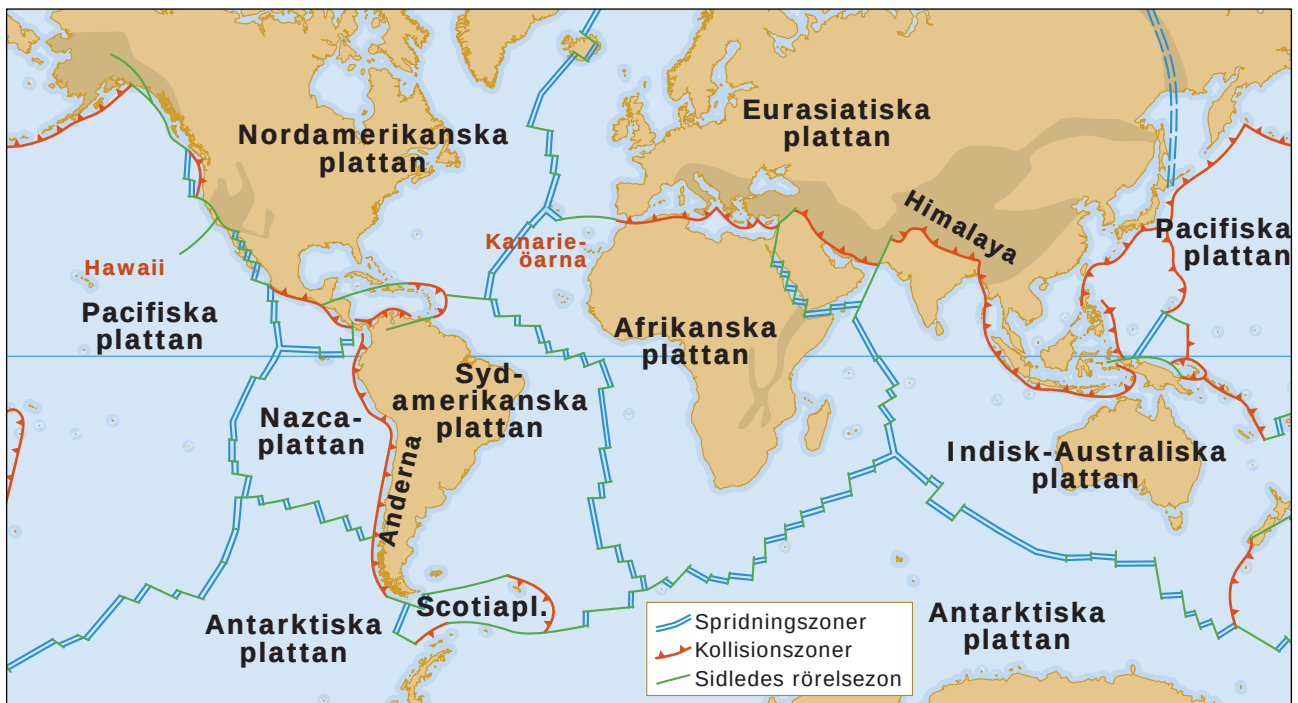
Jorden har ett skal som kallas jordskorpan. Under jordskorpan finns manteln. Jordskorpan är uppdelad i ett antal plattor som rör sig i förhållande till varandra. Det är värmeskillnader i jordens inre (manteln) som driver plattornas rörelser. Plattorna kan röra sig mot varandra, från varandra och sidledes. Det är plattornas rörelser som ger upphov till vulkanism och jordbävningar. De skapar också bergskedjor, både på land och i havet, och djuphavsgrovar. De eurasiska och nordamerikanska plattorna rör sig från varandra ungefär lika snabbt som en tumnagel växer.



Plattornas rörelser kallas för platttektonik.

Med ökad förståelse för platttektoniska processer kunde många märkliga naturfenomen förklaras vetenskapligt, till exempel kan förekomsten av fossil från havsorganismer högt uppe i bergen förklaras med att skivor av berggrund pressats upp vid kollision mellan plattor. Innan den platttektoniska teorin fanns, ansågs havsfossil i bergen vara bevis för syndafloden!

Figur 1. Jordens plattor.

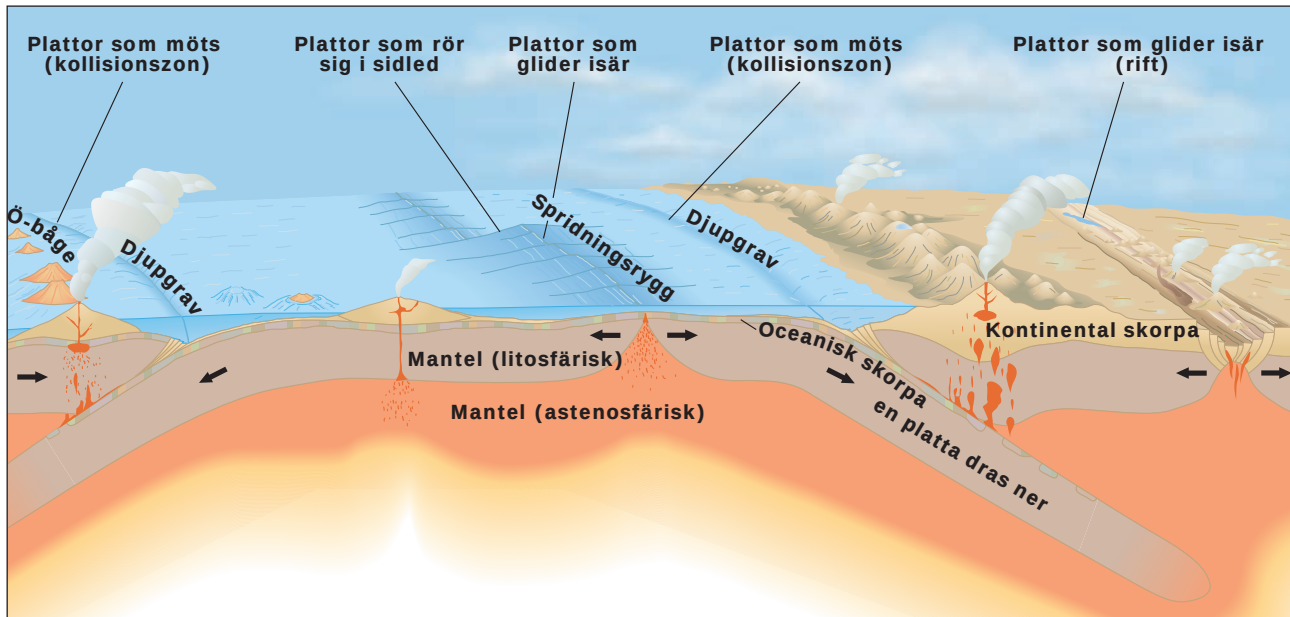


Figur 2. Olika typer av plattgränser

Olika typer av gränser mellan plattor ger upphov till olika platttektoniska miljöer, där olika berggrundsbildande processer skapar olika typer av berggrund och fenomen. Till exempel bildas stora mängder svart, basaltisk lava i en mittoceanisk rygg, men där finns

också "svarta rökare" (black smokers) med sina märkliga ekosystem. För att komma vidare med förståelsen av dessa processer måste skillnaden mellan oceanisk jordskorpa och kontinental jordskorpa beskrivas.

Tektoniska miljöer



Figur 3. Olika typer av tektoniska miljöer.

Plattor som glider isär

I områden där två plattor rör sig ifrån varandra uppstår så kallade spridningszoner. I oceanisk miljö skapas en oceanisk spridningsrygg, där omfattande vulkanism bygger upp en mäktig bergskedja, till exempel i Atlanten.

I kontinental miljö uppstår en riftzon, till exempel den Östafrikanska riften där den afrikanska plattan håller på att spricka upp. En kontinental rift karaktäriseras av en djup dal med vulkaner, där lavan ofta har väldigt speciell sammansättning. I södra Sverige kan vi hitta block av en särpräglad bergart som kallas rombporfyr. Den är bildad i Osloområdet och har transporterats med inlandsisen. Oslofjorden är nämligen en avstannad rift!

Fortsätter spridningen längs en rift kommer till slut oceanisk skorpa att bildas och riften övergår i en oceanisk spridningsrygg, vilket är fallet i Röda Havet. Just nu rör sig Vombsänkan i Skåne upp till så mycket som 0,5 mm per år. Om processen fortsätter kan det så småningom bildas vulkaner och sydvästra Skåne kommer att skiljas från resten av Sverige.

Plattor som rör sig i sidled mot varandra

Ibland rör sig plattor i sidled mot varandra. Exempel på detta är San Andreas-förkastningen i Kalifornien, som är på väg att föra samman San Francisco och Los Angeles, samt Great Glen-förkastningen i Skottland, värd åt både sjöar och eventuella odjur i till exempel Loch Ness. Karakteristiskt för denna typ av plattgräns är kraftiga jorbävningar, men mer sällan vulkanism.

Plattor som möts

När plattor rör sig mot varandra blir de geologiska processerna olika beroende på om det är oceaniska eller kontinentala plattor som möts.

1. Oceanisk platta möter oceanisk platta

Där två oceaniska plattor möts sjunker den tyngsta av dessa (äldst, tjockast och kallast) ner i manteln under den lättare (ung, varm och tunn). Nere i manteln smälter den tillsammans med sediment och om smältorna når ytan bildas en rad av vulkaner, en öbåge. Ett exempel på denna miljö är de Aleutiska öarna mellan Alaska och Sibirien.

2. Oceanisk platta möter kontinental platta

Då en oceanplatta möter en kontinental platta sjunker den tyngre oceaniska plattan ner i manteln under den lättare kontinentala plattan. Smältor bildas i både den nedåtgående och överliggande plattan, en del av dessa stelnar i jordskorpan och bildar djupbergarter som till exempel granit, andra tar sig ända till jordytan och bildar vulkaner.

Denna miljö kallas en andinsk kontinentkant, efter Anderna i Sydamerika där den oceaniska Stilla Havsplattan dyker ner under den sydamerikanska kontinenten. Detta är den främsta tektoniska miljön för bildning av kontinental skorpa och nästan hela den svenska berggrunden har bildats i just denna miljö!

3. Kontinental platta möter kontinental platta

Kontinentala plattor är för lätta för att sjunka ner i manteln och stanna där. Vid en kollision mellan två

TVÅ TYPER AV JORDSKORPA

Oceanisk jordskorpa

Oceanskorpa bildas huvudsakligen i mittoceaniska spridningsryggar och den är tunnare, tyngre och yngre, än kontinental jordskorpa.

Det finns faktiskt inte någon oceanisk jordskorpa som är mer än 200 miljoner år gammal i aktiva oceaner, vilket i geologiska sammanhang är lite! Det finns äldre bevarad oceanskorpa, oftast som skivor i en bergskedja.

Oceanskorpa är tämligen enhanda och består mest av bergarten basalt; en tung, svart bergart som innehåller mer av tyngre grundämnen som järn och kalcium än kontinental skorpa. Oceanskorpa blir oftast inte mer än ungefär 10 km tjock, vilket är äppelskalstunt i planetsammanhang.

Kontinental jordskorpa

Kontinental jordskorpa är mycket mer varierad än oceanisk. Den består mest av bergarter bildade längs kontinentala plattkanter, men också av sedimentära och omvandlade bergarter.

Bergarterna är ljusare till färgen, grå eller röda, graniter är vanliga. Innehållet av lättare grundämnen (framför allt kiseloxid) är högre än i oceanskorpan, vilket gör den lättare. Kontinental jordskorpa kan vara väldigt tjock, upp till 100 km där två kontinenter har kolliderat, men i genomsnitt ungefär 40 km.

Kontinentalskorpa kan också vara väldigt gammal. På kontinenterna finns de äldsta bergarterna på jorden. Det hittills äldsta mineralkorn som har hittats är 4 404 miljoner år gammalt!



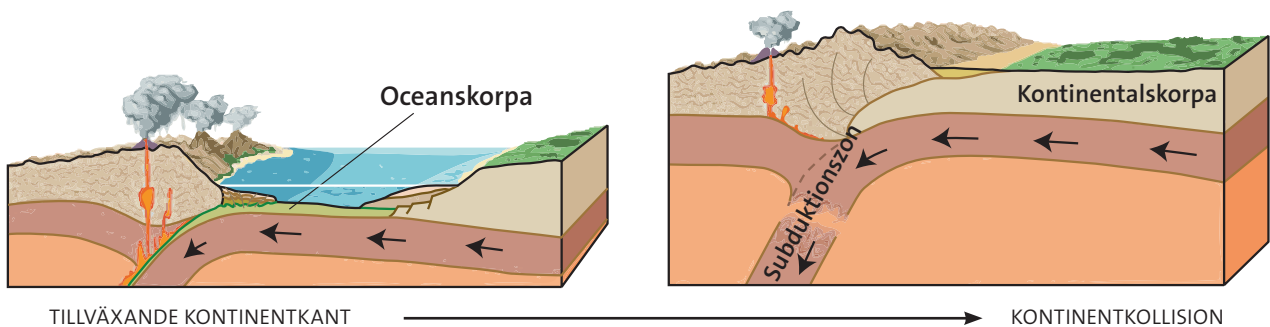
Figur 4. Kemisk sammansättning av oceanisk jordskorpa (till vänster) respektive kontinental jordskorpa (till höger).

kontinenter, kommer istället kanterna att deformeras och förtjockas och mäktiga bergskedjor att bildas. I de övre delarna av skorpan bryts flak av berggrund av och skjuts åt sidorna. På större djup värms berggrunden upp, den knycklas ihop och veckas samman. Smältor bildas på djupet, men inte i samma omfattning som i en andinsk miljö och oftast bildas inga vulkaner utan smältorna stelnar nere i djupen.

Däremot gör kontinentkrocken att delar av berggrunden omvandlas under höga tryck och tempe-

raturer (helt nya mineral och bergarter bildas) och storskaliga rörelser i jordskorpan förflyttar berggrunden från sin ursprungliga bildningsmiljö.

Berggrund av olika ursprung och till och med från olika kontinenter kan komma att sammanfogas i den nya bergskedjan. Himalaya är resultatet av en pågående kontinentkollision mellan den indiska och den eurasiska plattan. Precis som för isberg är det bara en liten del av bergskedjan som sticker upp. I Sverige finner vi spår efter två stora kontinentkollisioner.



Figur 5. Utvecklingen från tillväxande kontinentkant till kontinentkollision

Den svenska berggrunden och dess tektoniska bildningsmiljöer

Andinska kontinentkanter

Den viktigaste miljön för nybildning av kontinentalskorpa är den andinska kontinentkanten, dvs. där en oceanplatta dyker ner i manteln under en kontinent med omfattande uppsmältning, så kallade, magmatism som följd. Vulkanism uppstår där smältorna (magmorna) når jordytan, se figur 3. Magmatism är också förknippat med jordbävningar.

Den östra halvan av Sverige (gult på kartan till höger, bild 6), består nästan uteslutande av berggrund som bildats och delvis omvandlats för mellan 2 000–1 700 miljoner år sedan i en andinsk miljö.

Berggrunden domineras här av i olika grad omvandlade granit och granitlika bergarter samt sedimentära bergarter. De sedimentära bergarterna har bildats av lera och sand som avsatts på den havsbotten som fanns här en gång, den så kallade Bottniska bassängen. Det finns även vulkaniska formationer och det är ofta i anslutning till dessa som malmfyndigheterna i till exempel Bergslagen och Skelleftefältet finns.

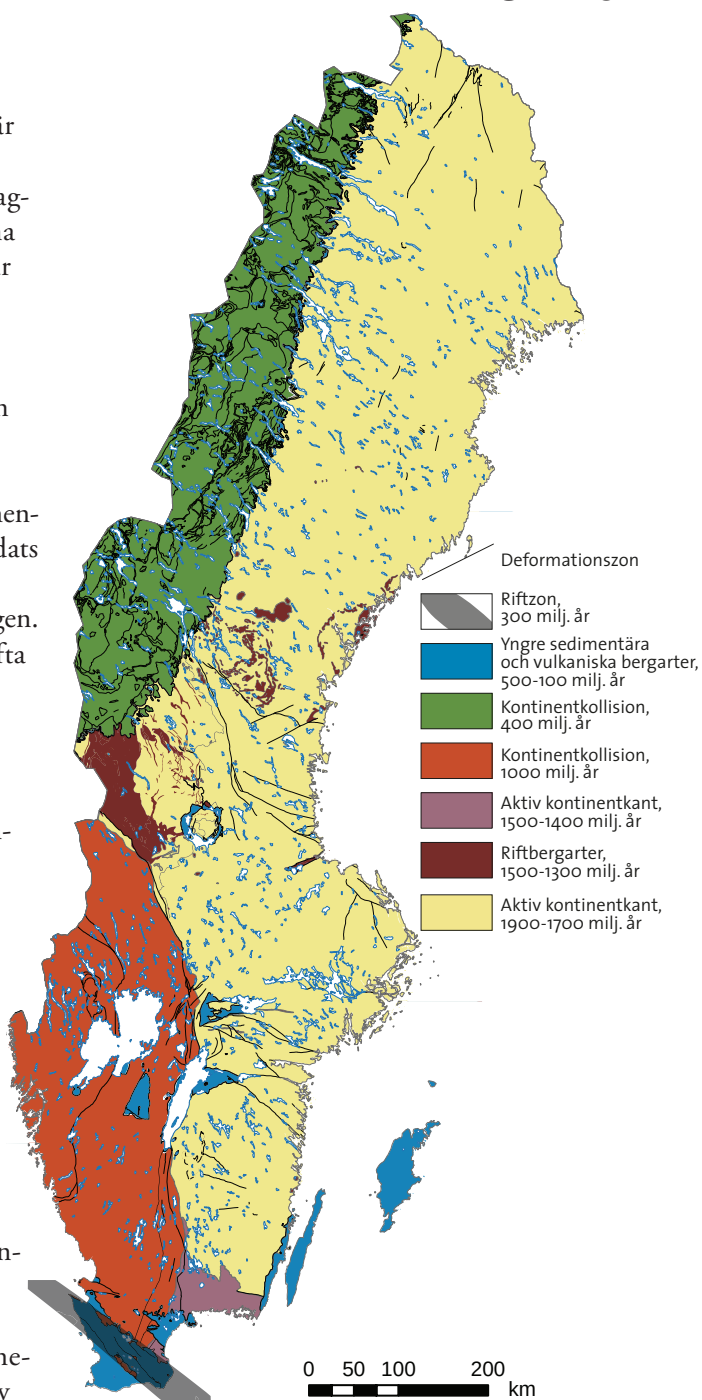
Längst ner i sydöst, i Blekinge, östra Skåne och södra Småland (lila), finns ett område som bevarat spår efter en yngre, 1 500–1 400 miljoner år gammal, aktiv plattkant som manglat berggrunden till gnejs, orsakat åderbildning och bildat graniter.

Kontinentkollisioner

De västra delarna av Sverige är kraftigt präglade av spår efter kollisioner med andra kontinenter. För en 1 000 miljoner år (1 miljard år) sedan var Sydvästsverige (rödbunt) en del av en bergskedja med himalayiska proportioner. Det område som senare blev skandinavien krockade då med en annan kontinent, liksom Indien idag krockar med Asien! Berggrunden omvandlades under höga tryck och temperaturer och västkustens gnejser bildades. Erosion och rörelser i berggrunden (tektonik) har avlägsnat många, många kilometer berg och idag ser vi in i "hjärtat" (rotzonen) av den en gång så mäktiga bergskedjan.

I fjällkedjan (grönt) finns spår av den senaste stora kontinentkollisionen. Den ägde rum för ungefär 400 miljoner år sedan då Skandinavien kolliderade med Nordamerika. Fjällen utgörs av stora flak av berggrund som tryckts upp och in över kontinenten mot öster. Dessa flak, så kallade skollor, består dels av bergarter som bildats i havet utanför kontinenten, dels av fragment av själva kontinenten.

I skollorna finns både välbevarade rester av havsbotten och bergarter som omvandlats vid mycket höga tryck på extremt stora djup. I Åreskutans bergarter finns det till exempel mikroskopiska diamanter!



Figur 6. Tektoniska kartan över Sveriges berggrund.

Spår av uppsprickning

I Mellansverige (mörkbrunt) och i Skåne (grått, brett streck) finns påminnelser om att kontinenterna också kan spricka upp. Mellansveriges sedimentära och vulkaniska bergarter bildades troligen vid riftbildningar för mellan 1500–1300 miljoner år sedan.

Precis detsamma hände i Skåne för ungefär 300 miljoner år sedan, händelser som hänger ihop med att riften i Oslofjorden bildades.

I delar av Sverige finns yngre huvudsakligen sedimentära bergarter bevarade ovanpå urberget (blått).

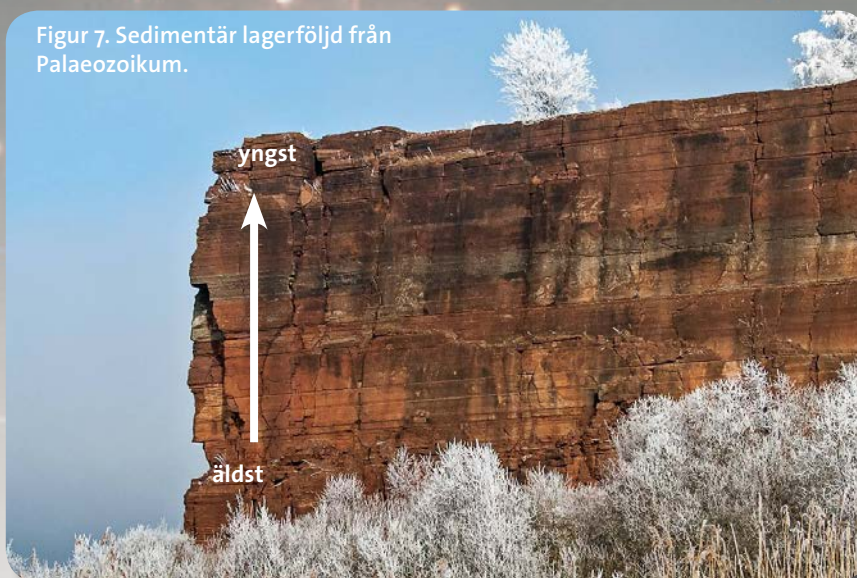
Jordens tid

Jordens tid är lång!

Men hur lång är den och hur tar vi reda på det?

Genom historien har olika metoder använts för att ta reda på jordens och solsystemets ålder, och resultaten har varit ganska olika. Med hjälp av de äldsta bergarterna på jorden och meteoriter från rymden har vi numera en klar bild över jordens ålder som är ungefär 4 567 miljoner år.

Figur 7. Sedimentär lagerföljd från Palaeozoikum.



Relativa och absoluta dateringar

Den första metoden för att bestämma ålder på bergarter bygger på insikten att *en sedimentär bergart som ligger ovanpå en annan är yngre än bergarten den överlagrar*. Detta kallas relativ ålderbestämning.

Vidare har vissa, numera utdöda djurarter, endast funnits under begränsade tidsperioder. Följaktligen finns fossil av dessa enbart i sedimentära bergarter av en viss ålder. Genom att undersöka vilka arter som förekommer i en sedimentär bergart kan man få en uppfattning om bergartens ålder.

Men den stora majoriteten av bergarter på jorden är inte sedimentära. Eller så är de så omvandlade och förflyttade i tektoniska processer, att den relativa tidsbestämningen är satt ur spel.

Då måste man använda absolut åldersdatering. Denna metod bygger på radioaktivt sönderfall, där kemiska analyser av isotoper används för att beräkna en ålder på ett mineralkorn eller en bergart.

Radioaktivt sönderfall

Alla grundämnen består av ett antal så kallade isotoper. Isotoper för ett visst grundämne, till exempel

uran, har samma antal protoner i kärnan men olika antal neutroner. Till exempel har uran atomnumret 92 och tillika alltid 92 protoner, medan antalet neutroner kan variera.

En del isotoper är instabila, vilket innebär att de av sig själva omvandlas till andra typer av grundämnen och bilda nya isotoper. Ursprungsisotopen kallas moderisotop och den nya isotopen kallas dotterisotop. Själva omvandlingsprocessen kallas radioaktivt sönderfall.

Det radioaktiva sönderfallet tar olika lång tid för olika slags grundämnen. Däremot är hastigheten för moderisotoper av samma typ konstant. Om man känner till hur lång tid det tar för en moderisotop att bilda en dotterisotop (sönderfallshastigheten för ett visst isotopsystem) kan man genom att mäta mängderna av moder- och dotterisotoper i ett prov även beräkna hur lång tid som måste ha passerat för att den uppmätta mängden dotterisotop skall bildas. Mäter man flera olika typer av moder-dotterisotop-par i samma prov får man flera oberoende bestämmningar av provets ålder.

Exempel på moderisotoper, deras dotterisotoper och halveringstid.

Moderisotop	Dotterisotop	Halveringstid (år)
kol-14 (^{14}C)	kväve-14 (^{14}N)	5730
uran-235 (^{235}U)	bly-207 (^{207}Pb)	704 miljarder
kalium-40 (^{40}K)	argon-40 (^{40}Ar)	1,25 miljarder
uran-238 (^{238}U)	bly-206 (^{206}Pb)	4,47 miljarder
thorium-232 (^{232}Th)	bly-208 (^{208}Pb)	14 miljarder
lutetium-176 (^{176}Lu)	hafnium-176 (^{176}Hf)	35 miljarder
rhenium-187 (^{187}Re)	osmium-187 (^{187}Os)	43 miljarder
rubidium-87 (^{87}Rb)	strontium-87 (^{87}Sr)	48,8 miljarder
samarium-147 (^{147}Sm)	neodym-143 (^{143}Nd)	106 miljarder

Radiometriska åldersbestämningar – mineralklockor

Sönderfallshastigheten för olika radioaktiva system kan variera väldigt mycket, från några sekunder till många miljarder år (se tabellen ovan)!

En bergart från jordens första tid kan alltså inte åldersbestämmas med ett isotopsystem med för snabb halveringstid (dvs. den tid efter vilken hälften av en given mängd radioaktiv isotop återstår), då finns det helt enkelt inte någon moderisotop kvar att mäta.

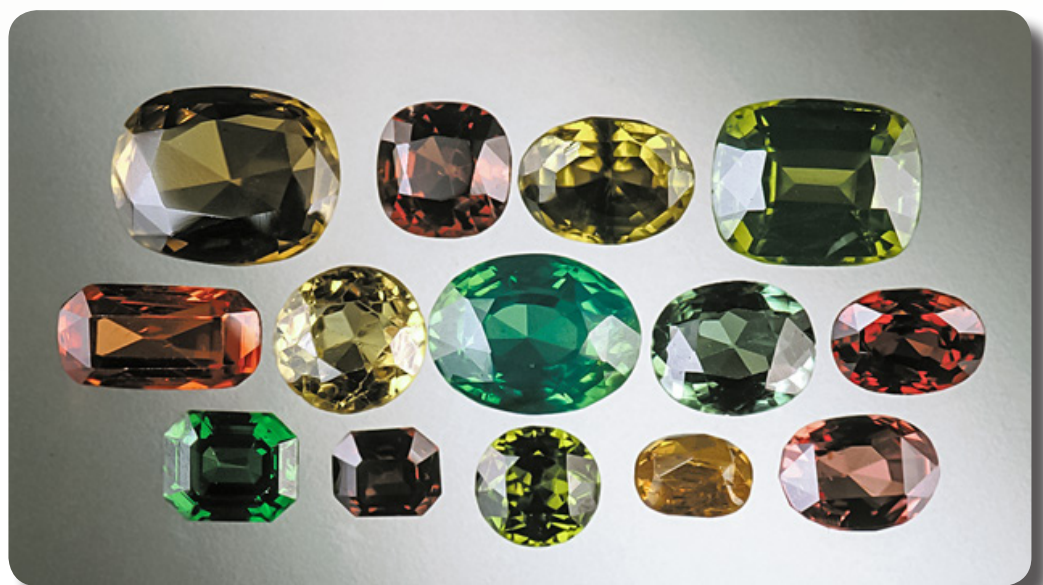
Väldigt unga bergarter är likaledes svåra att datera med alltför långsamt sönderfallande isotopsystem, då det inte hunnit bildas tillräckligt mycket dotterisotoper i bergarten.

För att ett mineral ska vara en bra kandidat för radiometriska åldersbestämningar finns flera krav som helst ska uppfyllas: mineralet ska vara vanligt förekommande och innehålla tillräckliga mängder av

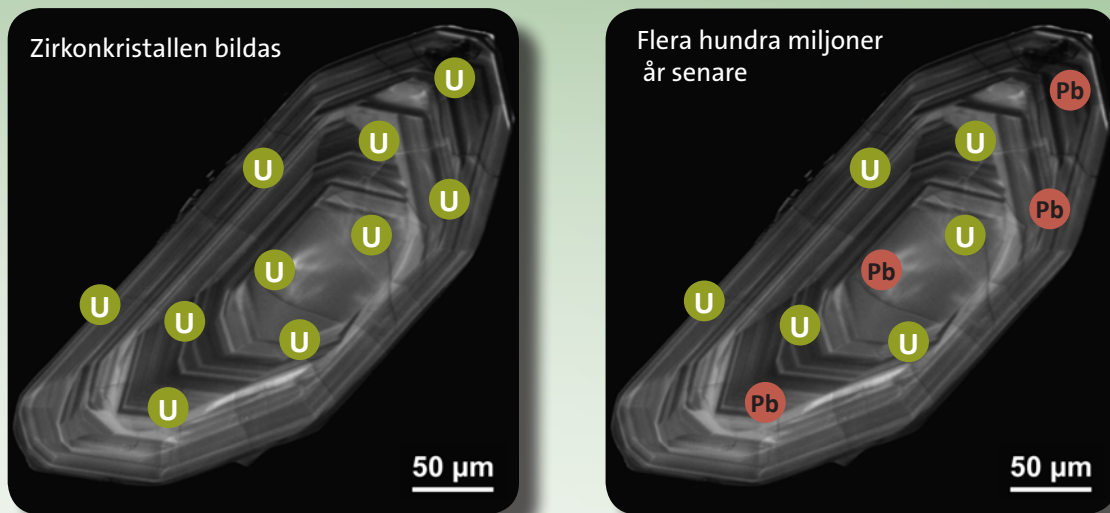
minst en radioaktiv isotop med lämplig halveringstid. Mineralet måste också vara motståndskraftigt mot omvandlingar så att det undersökta isotopsystemet inte störs för lätt av till exempel vittring, deformation eller uppvärmning.

Och det finns ett mineral som faktiskt uppfyller dessa kriterier! Det heter zirkon och är väl mest känt som smyckesten. Men zirkonkristaller är också vanliga i de flesta bergarter. Det fina med zirkon är att det lätt tar in uran i sin kristallstruktur, ett grundämne med ett antal instabila moderisotoper som sönderfaller till olika dotterisotoper av bly och med en sönderfallshastighet som passar de flesta av jordens bergarter. Zirkon innehåller inget bly när den bildas och de dotterisotoper av bly som finns i kristallen har producerats allteftersom kristallen åldras.

Zirkon är samtidigt ett av de mest motståndskraftiga mineral vi känner till. Faktiskt så robust att



Figur 8. Slipade naturliga zirkoner från Sri Lanka



Figur 9 a och b. Zirkonkristall som bildas (a) och flera hundra miljoner år senare (uran–blysystemet) (b).

istället för att förstöras om värdbergarten smälter, så bildas i många fall bara ett nytt “skal” av zirkon runt det gamla kornet!

Uran–blysystemet och zirkondatering

Zirkon förekommer vanligtvis som små, vackra kristaller i de flesta magmatiska, vulkaniska och sedimentära bergarter. De har hög densitet och högt brytningsindex, det senare gör att de används som smyckesten – de glittrar nästan lika mycket som diamanter. Mineralen zirkon skall dock inte förväxlas med syntetiskt framställd kubisk zirconia.

Mineralet zirkon består bland annat av grundämnet zirkonium (Zr). Zirkonium i zirkonmineralets kristallstruktur kan relativt lätt ersättas av uran eftersom dessa joner är ungefär lika stora och har liknande kemiska egenskaper, också thorium passar bra.

Eftersom uran förekommer i två naturliga radioaktiva isotoper, uran-235 och uran-238, skapar de tillsammans med thorium-232 inte mindre än tre oavhängiga “klockor” i zirkonen. Döttrarna till nämnda uran- och thoriummödrar är tre olika isotoper av bly: bly-206, bly-207 och bly-208.

Uran och thorium binds alltså in i kristallen när zirkonen bildas, det radioaktiva sönderfallet startar genast och börjar bilda dotterisotoper av bly. Många miljoner år senare kan zirkonkristallen analyseras och mängderna

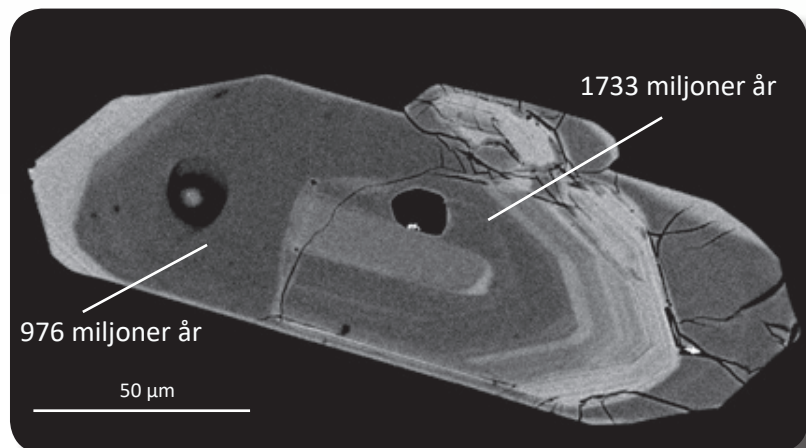
av de olika uran-, thorium- och blyisotoperna mätas. Eftersom sönderfallshastigheterna är kända kan man räkna tillbaka och se hur lång tid som har förflutit sedan kristallen bildades.

Med dagens teknik kan man analysera mycket små provmängder. En laser- eller jonstråle kan användas för att “borra” en liten grop i kristallen och det utborrade materialet kan sedan analyseras. På så vis kan flera olika områden i en enda kristall åldersbestämmas och zirkonkristallen kan ge information om flera olika händelser som har registrerats i den!

Andra mineral och isotopsystem

Det finns dock tillfällen när det saknas zirkoner eller när bergarter är för gamla eller för unga för att de ska kunna åldersbestämmas med hjälp av uran–blysystemet. Då finns det andra isotopsystem i andra mineral. Ett exempel är det så kallade argon–argon-systemet, som ofta används för att åldersbestämma omvandlingar.

Organiskt material, såsom trä, hår eller hud kan åldersbestämmas genom att mäta isotopen kol-14.



Figur 10. Zirkonkristall från Boråsområdet (Målsryd) med gammal kärna och yngre skal.

Jordens tidsåldrar

För att få ordning på den långa tidsrymd som jorden har existerat, delas den traditionellt in i ett antal tidsåldrar. Från jordens tidiga ålder finns inte så mycket bevarat och tidsindelningen är därför mindre detaljerad än för den senare utvecklingen. I takt med att fler och fler bergarter ålderbestäms blir också kunskapen om jordens utveckling mer och mer precis.

“Minnen från fornstora da'r”

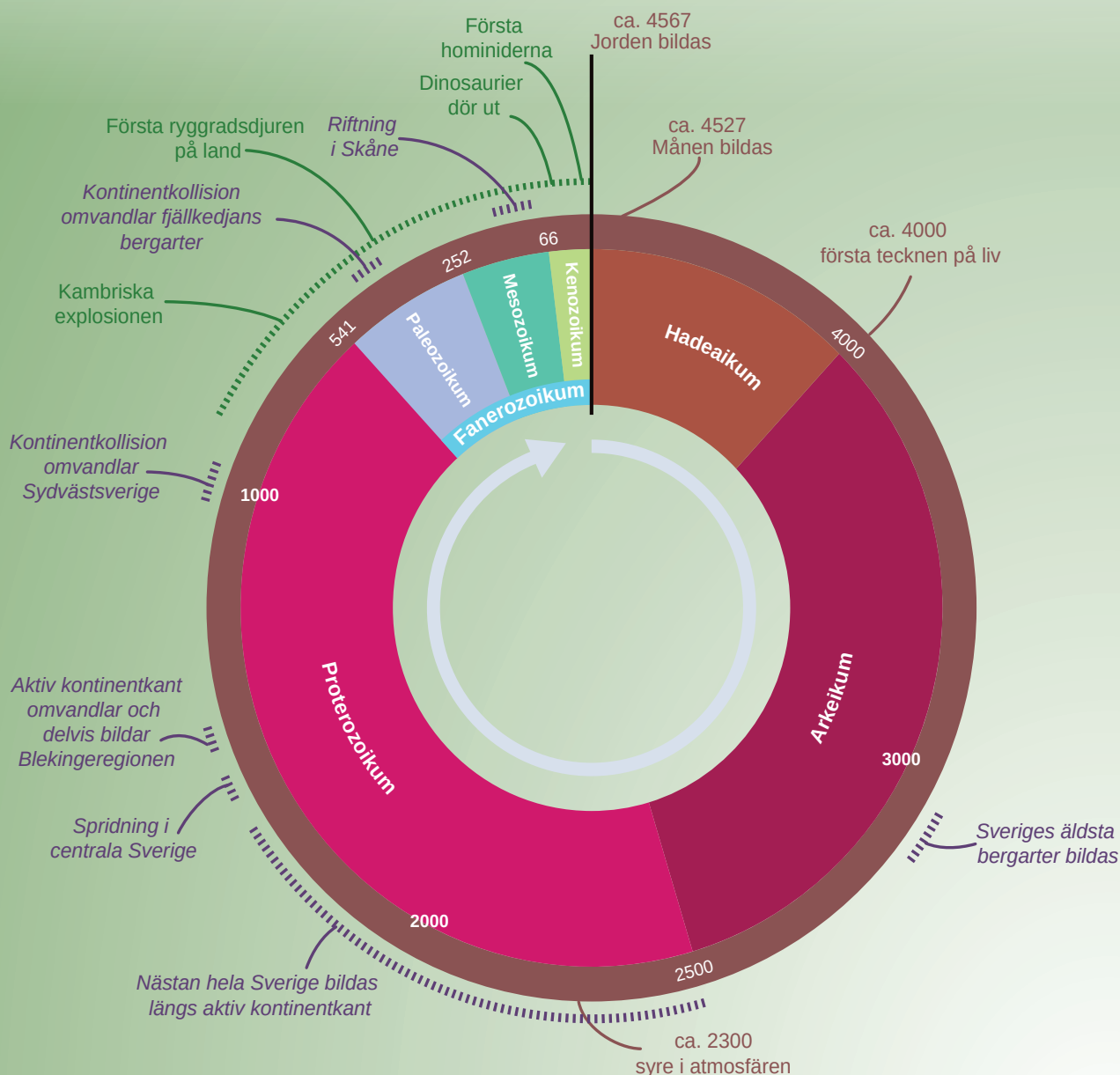
I den svenska berggrunden finns få spår av den första halvan av jordens existens, kallade Hadeikum och Arkeikum. Enstaka zirkonkristaller i gamla sedimentära bergarter och några förekomster av arkeiska sandstenar längst uppe i norr är allt som finns.

För ungefär 2 500 miljoner år sedan, i början av tidsperioden Proterozoikum, bildades en aktiv kontinentkant av andinsk typ ungefär där Sverige finns

idag. Den var omväxlande aktiv och passiv under lång tid, nästan 1 000 miljoner år, och stora mängder graniter och vulkaniska bergarter bildades. Det är dessa bergarter som bygger upp större delen av Sverige. Allt ifrån graniterna i Småland till mineraliseringarna i Bergslagen och Kiruna.

Från senare delen av Proterozoikum finns spår både av en rift i mellersta Sverige, och av en kontinentkollision som knycklade ihop sydvästra Sverige. Allt finns dokumenterat i zirkonkristaller.

De yngre tektoniska händelserna i Sverige, under Paleozoikum och framåt, är dokumenterade framförallt genom deras relation till relativa åldersbestämningar av sedimentära fossilförande bergarter, men också med absoluta dateringar med hjälp av andra isotopsystem än uran–bly. Till exempel är vulkanismen i Skåne åldersbestämd med argon–argonmetoden.



Figur 11. Jordens tidsåldrar och utveckling, åldrar i miljoner år.

En resa i tid och rum

Plattektoniken får kontinenterna att vandra över jordytan. Det är långsamma rörelser, Atlantens botten utvidgar sig till exempel med ungefär samma hastighet som naglar växer. Men med miljoner år till sitt förfogande flyttar sig hela kontinenter över jordytan, helt från pol till pol.

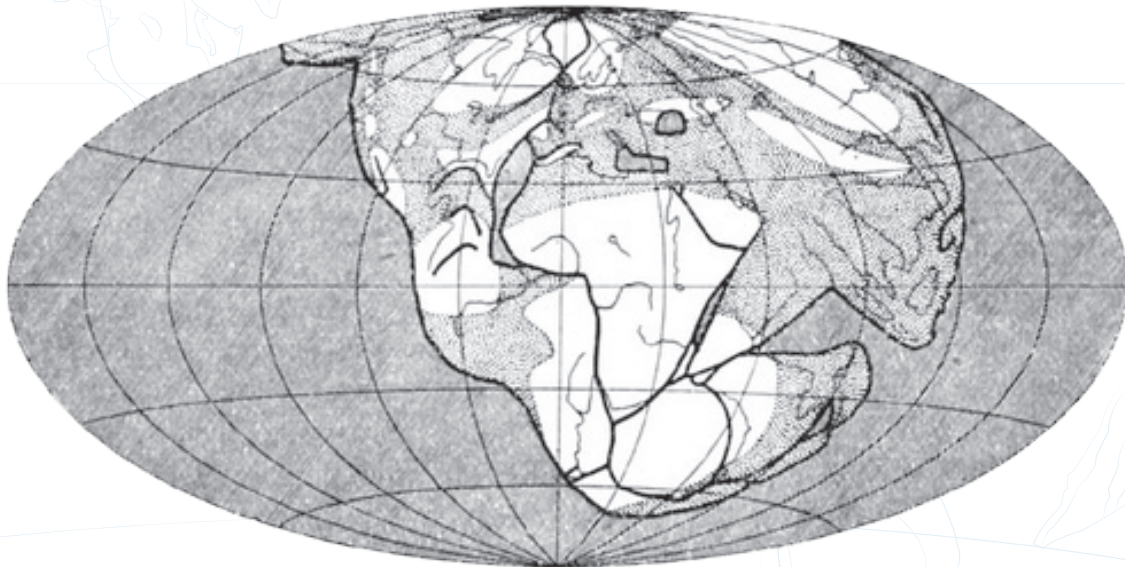
Figur 12. Alfred Wegener



Kunskapen om plattektoniken är inte så gammal, men redan när det började finnas världskartor fanns det forskare som förundrades över att Afrika och Sydamerika liknade två pusselbitar som suttit ihop.

En hypotes om kontinenters rörelser lanserades i början av 1900-talet av Alfred Wegener, som då blev skarpt kritiserad och förlöjligad av den samtida forskningseliten.

Teorin om plattektoniken låg därefter mer eller mindre på is till mitten av 1900-talet, då ett antal av varandra oberoende upptäckter från havets botten banade väg för en ny förståelse om jordens dynamik.



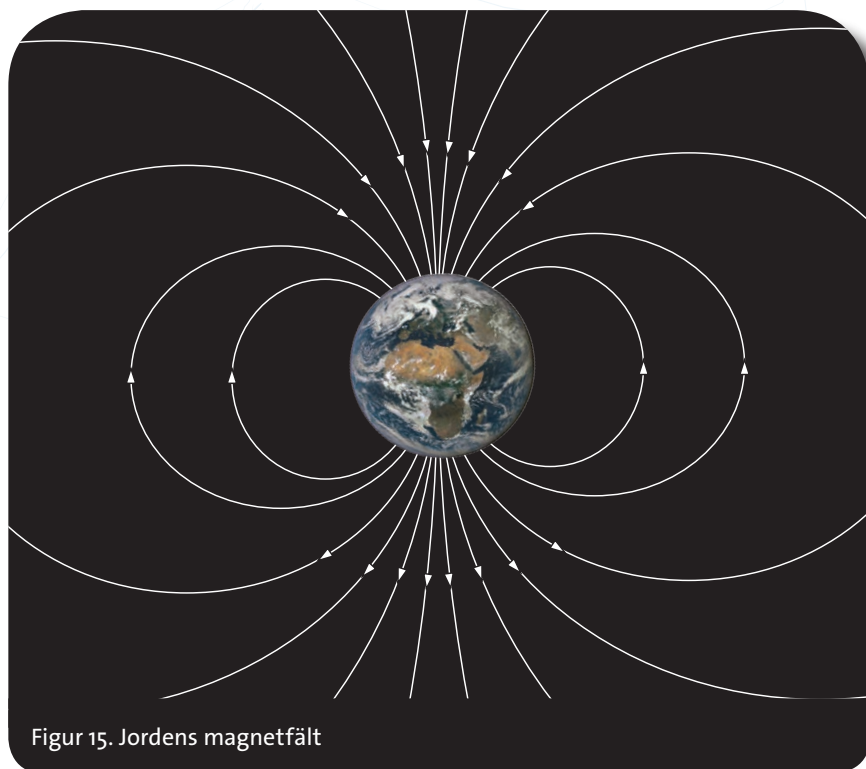
Figur 13. Wegeners rekonstruktion av jorden under tidig Karbon.



Figur 14. Marie Tharp

Under kalla krigets tid kartlades Atlantens bottenotopografi. Plötsligt upptäcktes en väldig bergkedja med en central dal, som kartografen Marie Tharp fram-synt kände igen som en riftdal. Detta blev starten på ett paradigmskifte inom geologin och utvecklandet av kunskapen om plattektonik.

Idag finns flera metoder för att bestämma nutida och forntida positioner för de olika kontinenterna. Grundläggande för dessa metoder är att jorden har ett magnetfält och att det fältet liksom fryses in då en bergart bildas.



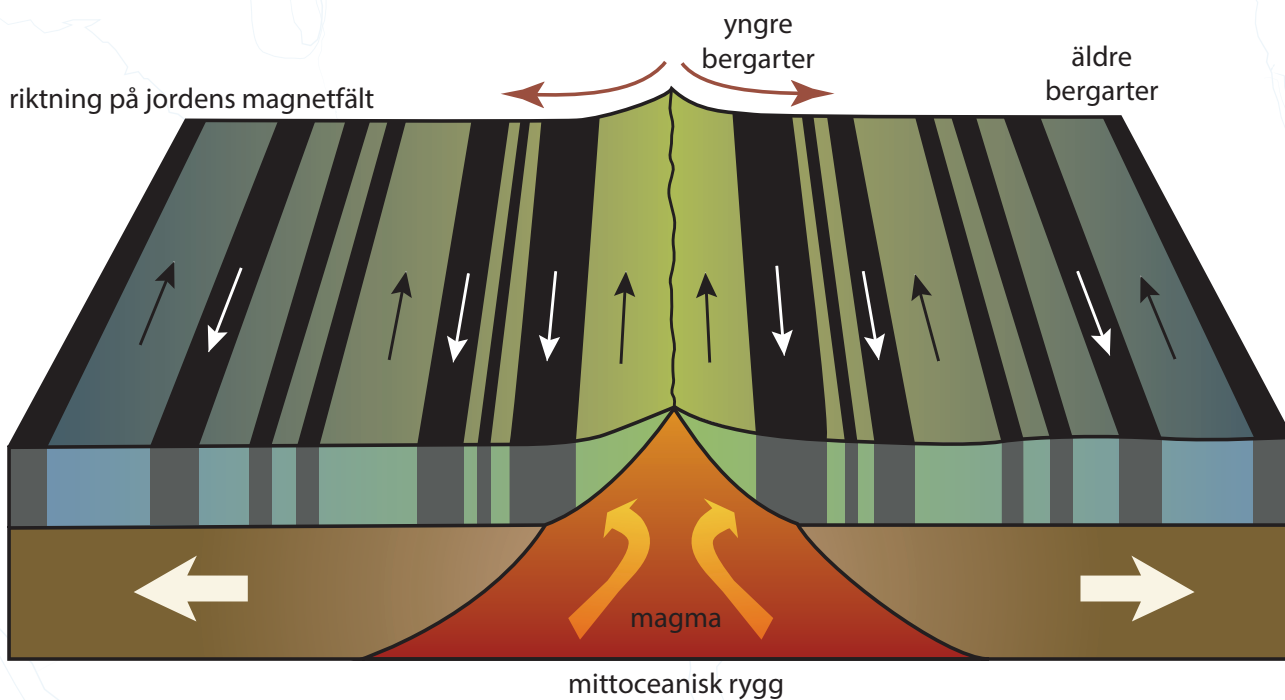
Figur 15. Jordens magnetfält

Jordens magnetfält och kontinenters rörelse

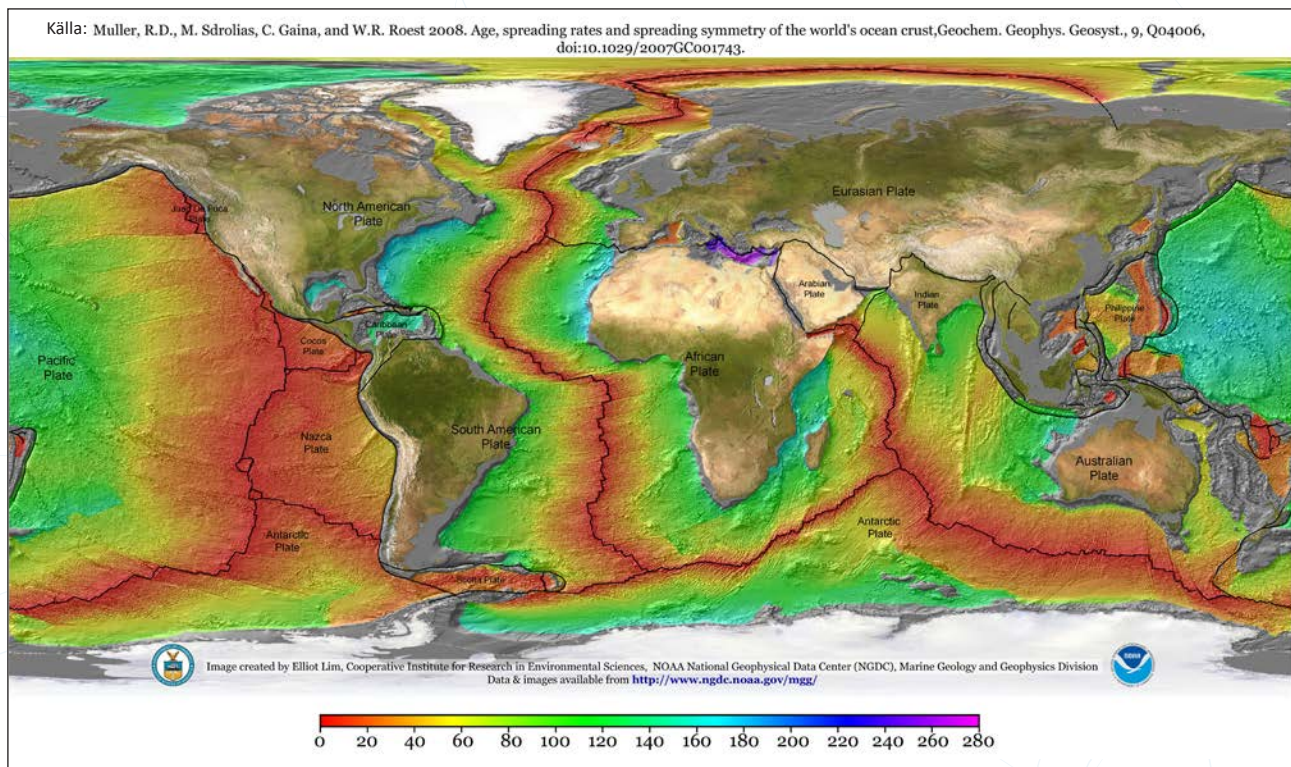
Vi förväntar oss att jordens magnetfält pekar mot norr. Det gör det också, just nu, men det har även en vinkel mot jordens mittpunkt. Detta innebär att fältet har olika riktning på olika ställen på jorden. På ekvatorn är magnetfältet flackt, medan det vid den magnetiska nordpolen pekar inåt mot jordens mitt. I nästan alla bergarter finns små magnetiska mineralkorn och precis som en kompassnål ställer de in sig efter jordens magnetfält. När en bergart

bildas, till exempel när en lava stelnar, låses alla de små kompassnålarna fast i lavan.

Detta gör att man kan mäta magnetfältet i en bergart och faktiskt räkna ut på vilken breddgrad den bildades. Om man också kan ta reda på när bergarten bildades, kan man räkna ut på vilken plats den befann sig vid en viss tidpunkt. Gör man positionsbestämningar för bergarter med samma ålder från olika delar av världen är det alltså möjligt att rekonstruera kontinenternas läge vid olika tidpunkter.



Figur 16. Bildningen av magnetiska band på havsbotten



Figur 17. Havsbottens ålder i miljoner år

Magnetiska ränder på havsbotten

Idag vet vi att jordens magnetfält byter riktning med jämna mellanrum. Det visste man inte tidigare. Under det kalla kriget undersöktes magnetiska signaler på havsbotten på jakt efter ubåtar och minor. Vid dessa mätningar framkom ett mönster med alternerande band med olika magnetiska egenskaper. Till att börja med förstod man inte riktigt vad det var man upptäckt, men snart insåg man att signalen kom från havsbotten själv och att det var den stelnade lavan som gav en svag magnetisk signal!

Det man såg var alternerande band av lava som visade antingen ett normalt magnetfält, som nu, eller ett omvänt magnetiskt fält som uppstår vid jämna mellanrum i jordens historia. Mönstret är symmetriskt på båda sidor om de oceana spridningsryggarna eftersom ny magma genereras kontinuerligt och havsbotten växer symmetriskt. På så sätt bildas likåldriga band av stelnad lava på båda sidor om ryggen.

Nu är havsbottenarnas lava åldersbestämda och det finns kartor över havsbottens ålder. Man inser snabbt att skalar man bort band för band så kommer kontinenterna att flytta sig och till exempel kommer de två pusselbitarna, Afrika och Sydamerika, att komma närmare och närmare varandra.

Detta är en metod att rekonstruera kontinenternas läge. Den stöds av observationer av till exempel likadana berggrund på kontinenter som en gång satt ihop eller likadana fossil. Men för bergarter som är äldre än oceanerna fungerar inte denna metod.

“Kontinentaldrift”

För att rekonstruera kontinenternas läge vid tidpunkter längre tillbaka än vad havsbotten kan avslöja, kan man mäta riktningen på den svaga magnetiska signalen i bergarter och på så vis se på vilken breddgrad de bildades.

Vet man också hur gammal bergarten är kan man jämföra med lika gamla prov från andra ställen på jorden och på så vis, bit för bit, bygga upp en bild över svunna världar.

Ju yngre tidsåldrar, desto mer information finns och desto mer detaljerade rekonstruktioner kan göras. Så kan man följa kontinenternas dans över jordklotet. Man kan se att flera kontinenter under vissa tider samlas till större landmassor, men också att en kontinent kan brytas upp i många mindre delar.

Genom rekonstruktionerna kan man också följa födelsen av så kallade superkontinenter, då alla eller nästan alla landmassor var samlade i en enda kontinent. Den senaste i raden av dessa kallas Pangea, som betyder ”allt land”, men många andra har funnits tidigare, med fantasieggande namn som Rodinia, Gondwana, Pannotia, Nuna, Columbia (även kallad Kenorland) och Midgardia. Det är kontinenternas vandringar som styr bildningen av mäktiga bergskedjor och oceaners utbredning över jordklotet och därmed det som styr klimat och livsbetingelserna på jorden.



Figur 18. Sveriges och Balticas rörelse över jordytan de senaste 1000 miljoner åren.

Sverige genom tid och rum

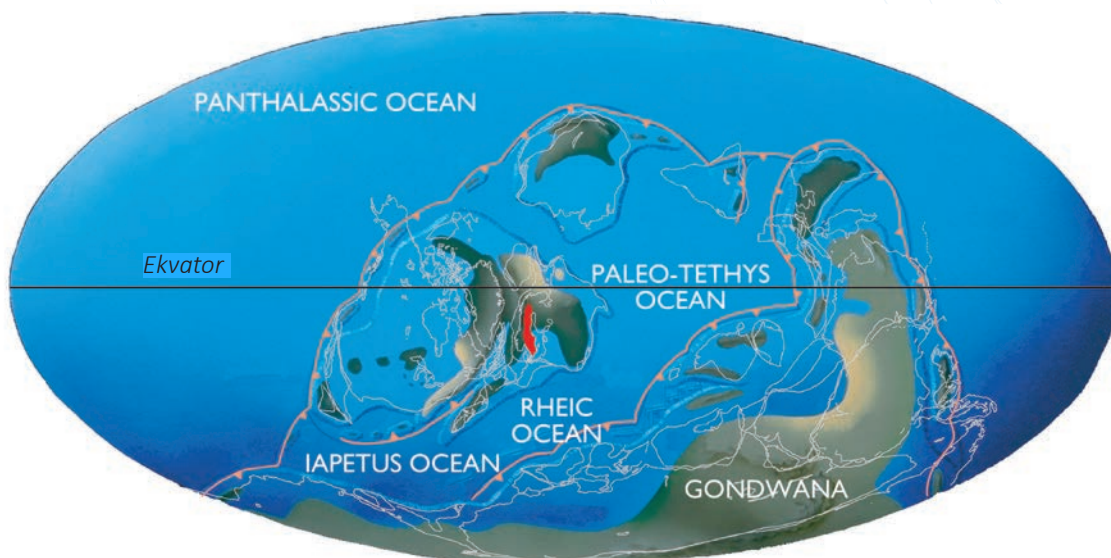
Sverige var under lång tid en del av en ganska liten kontinent som kallas Baltica. Den bestod av Skandinavien, Finland, delar av Baltikum och Ryssland fram till Uralbergen. Baltica utgjorde en del av flera olika större kontinenter och superkontinenter tills för ungefär för 600 miljoner år sedan. Då blev Baltica en egen kontinent och låg då ganska nära sydpolen.

Därför rörde sig Baltica norrut och närmade sig tropiska breddgrader under en tid som kallas Ordovicium. Vid den tiden var det mesta av Sverige täckt av vatten och de kalkstenar vi hittar på till exempel Öland bildades. För ungefär 420 miljoner år sedan förlorade Baltica sin självständighet genom kollision med den Nordamerikanska kontinenten. Det var i denna händelse fjällkedjans bergarter formades. Vid

samma tidpunkt bildades de gamla korallreven som vi idag ser i den gotländska kalkstenen.

Baltica rörde sig sedan vidare norrut, men utan några större omvälvningar tills vi närmar oss Perm-perioden för 250 miljoner år sedan. En riftzon höll på att bildas i Oslofjorden och Skåne sprack upp, magma trängde in och stelnade till diabasgångar. Ett andra skånskt "utbrytningsförsök" (riftbildning) resulterande i ett stort antal vulkaner i centrala Skåne. Trots ännu en period med vulkanisk aktivitet avstannade riftprocessen och Skåne blev kvar! Fortfarande skakar det dock till ibland i denna sydliga kontinentkant, som i det skånska jordskalvet 2008 med epicentrum i Sjöbo.

Baltica är idag en del av den stora Eurasiska kontinenten som rör sig långsamt mot nordost.



Figur 19. Rekonstruktion av kontinenternas läge för 425 miljoner år sedan (Sverige i rött).

Figurförteckning:

Omslag: Bandade gnejser på Ekenäs, Sydkoster. Foto: Thomas Eliasson, SGU.

Insidan: Raukar på Fårö. Foto: Mikael Erlström, SGU.

1. Tektoniska plattor, Emma Rehnström, Geologica Consult.
2. Typer av plattgränser. SGU.
3. Tektoniska miljöer. SGU.
4. Jämförelse av kemisk sammansättning av jordskorpa. Emma Rehnström, Geologica Consult.
5. Kontinentkollision. Emma Rehnström, Geologica Consult.
6. Tektoniska kartan över Sveriges berggrund. SGU.
Bakgrund "Jordens tid": Bildkollage av Emma Rehnström, Geologica Consult. Bilder med tillstånd av NASA.
7. Sedimentär lagerföljd i Hällekis stenbrott, foto med tillstånd av Stefan Sjöo, Hällekis.
8. Naturliga zirkoner, foto med tillstånd av Alan Jobbins.
9. Katodluminiscensbild av zirkon, med tillstånd av Zeiss Microscopy.
10. Katodluminiscensbild av komplex zirkonkristall. Foto: Jenny Andersson, SGU.
11. Geologisk tid. Illustration Emma Rehnström, Geologica Consult.
Bakgrund "Resan i tid om rum": Plattrekonstruktion från Trias. Emma Rehnström, Geologica Consult.
12. Foto av Alfred Wegener på expedition till Grönland 1912.
13. Alfred Wegeners rekonstruktion av Pangea i tidig-karbonsk tid. Wegener 1920.
14. Foto av Marie Tharp på sitt kontor vid Lamont.
15. Jordens magnetfält, med tillstånd av Jake Dumbacher.
16. Mittoceanisk spridningsrygg. Emma Rehnström, Geologica Consult.
17. Havsbottnens ålder, bild med tillstånd av NOAA, data från Müller et al. 2008.
18. Rekonstruktion av Balticas läge genom tid. Modifierad med tillstånd från Torsvik & Cocks 2005.
19. Rekonstruktion av kontinenternas läge i Silur. Modifierad figur med tillstånd av Christoffer Scotese.
20. Akkamassivet i Sareks Nationalpark. Foto: Emma Rehnström, Geologica Consult.



SGU

Sveriges geologiska undersökning

Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
018 - 17 90 00
sgu@sgu.se
www.sgu.se