

VARV

NR. 4 BLADET MED DE ÆLDSTE NYHEDER 1973



DEN DANSKE JORD ER TOTALT GENNEMRODET - FØRST OG FREMMEST AF LANDMANDENS PLOVSKÆR, SÅ VI KAN IKKE SE MEGET AF LANDOVERFLADEN, SOM DEN TOG SIG UD, EFTER AT KVARTÆRTIDENS INDLANDSIS VAR SMELTET BORT. I ISLAND (BILLEDET HEROVER), GRØNLAND OG ANDRE UBERØRTE OMRÅDER MED ET ARKTISK PRÆGET KLIMA KAN MAN SE, AT MARKOVERFLADEN KAN VÆRE ORDNET I ET RINGFORMET MØNSTER MED MASKEVIDDER I METERSTØRRELSE ELLER MERE, OG HVOR RINGENES KANTER ER FREMHÆVET AF STØRRE STEN. RINGE OG FLERE ANDRE STRUKTURER SKYLDES INDVIRKNING AF HÅRD FROST, OG DE ER NU KENDT FRA DE DELE AF DANMARK, SOM IKKE VAR NEDISEDE, SIDSTE GANG ISEN KOM TIL LANDET. FROSTSTRUKTURER ER ET AF EMNERNE I DETTE NUMMER.

Endnu en gang har VARV den glæde at kunne tilbyde en ny tryksag - denne gang Asger Berthelsen: "Den lille tektoniker" på 200 rigt illustrerede sider, som kan fås frit tilsendt for 44 kr. ved indsendelse af beløbet på giro 68880. Bogen er først og fremmest tiltænkt universitetsundervisning, men kan med udbytte læses af geologiinteresserede i det hele taget. "Den lille tektoniker" omhandler de kræfter, som deformerer jordskorpens lag, skaber de store og små brudzoner og stiller lagene på højkant. De samme kræfter virker både i lille og stor målestok - og får derfor betydning både for ismassernes forstyrrelser af de danske aflejringer og for de store kontinenters bevægelser og sammenstød. "Vanskelige" sider kan springes over, uden at man taber tråden, og selv redaktionens Peterdyr har læst bogen med udbytte og finder prisen rimelig.

Hvis De får lyst til samtidig at bestille andre VARV-tryksager, kan det klares ved at indsende det samlede beløb på et girokort - så må De bare på talonen anføre det ønskede.



VARV

Postadresse: Tidsskriftet VARV, Mineralogisk Museum, Øster Voldgade 5-7, 1350 København K. (tlf. (01) 135001).

Redaktion: Valdemar Poulsen (ansvarshavende), Mona Hansen, Erling Bondesen, Søren Floris.

VARV udkommer fire gange om året. Prisen er 18.00 kr i abonnement. Abonnement tegnes ved indsendelse af beløbet til VARV, postgiro 68880.

VARV's plakater (10 kr), postkort i farver (8 for 7 kr), ekskursionsførere (Bornholm 14 kr, Stevns-Fakse-Møn 20 kr) og samlekasetter (til 6 årgange 8 kr) fås ved at indsende beløbet på postgiro 68880.

Alle henvendelser vedrørende adresseforandring, fejl ved bladets levering, og lignende bedes rettet til postvæsenet.

© 1973 VARV. Eftertryk af tekst og billeder kun efter tilladelse.

STENENES KÆDEDANS —

RINGE - NETVÆRK OG STRIBER

— I MARKEN

(Marksistiske grundbegreber)

af Leif Christensen og Walter L. Friedrich.

I arktiske områder og højtliggende fjeldområder på lavere breddegrader, som eksempelvis Alperne i Europa, kan man ofte iagttage, at sten i jordoverfladen ligger orienteret i regelmæssige geometriske mønstre som polygoner. På hældende terræn er mønstrene ofte deformeret. Det ser ud som om stenene er placeret af mennesker på grund af mønstrenes store regelmæssighed. I virkeligheden er mønstrene dannet ved forskellige frostprocesser.

Frost-påvirkninger resulterer i forvittringsprocesser og dannelse af nye landskabsformer på grund af gentagne frysninger og optøninger af jorden. Frost-påvirkninger er derfor begrænset til klimaområder, hvor temperaturen både falder under og stiger over 0° . Fænomener forårsaget af frost-påvirkninger skyldes ændringer i vands fysiske egenskaber, når det passerer fra en flydende til en fast tilstandsform og omvendt. Vand får en rumfangsudvidelse på cirka 10% ved frysning. Vand siges derfor at have en høj udvidelseskoefficient.

Mange indbyrdes forskellige faktorer spiller en rolle ved frostprocesser. De grundlæggende faktorer er klima (temperatur, nedbør, vind), topografi (højde over havoverfladen, terrænhældning, vegetationsdækkets tæthed) og jordlagenes materiale-egenskaber (struktur, pakning af korn, farve med mere). Nyere eksperimentelle undersøgelser har vist, at frostprocesser forudsætter både frysnings- og optøningsprocesser samt tilstedeværelse af vand. Man regner med to typer: 1. Den islandske type, med mange frysnings- og optøningsperioder. Døgn-svingningerne er relativt små. Denne type synes at være mere udbredt end 2. Den sibiriske type med færre frysnings- og optøningsperioder, men de enkelte perioder har større temperatursvingninger. I kontinentale klimater varer frostperioden længere og formindsker derved frost- og tøj-periodernes antal, men forøger den dybde, hvortil frosten er effektiv.

Frost-processer omfatter blandt andet frostsprækkedannelse i jordoverfladen, frosthævninger med dannelse af sorterede polygoner og solifluktion (jordflydning i tilknytning til frossen jord). Her skal kort omtales nogle nutidige eksempler fra Nordvestisland og Hohe Tauern i Østrig sammenlignet med fortidige eksempler fra Sydvestjylland.



Figur 1. Begyndende dannelse af stenpolygoner med en sortering i grovere og finere kornstørrelser. Smalle sammentrækningssprækker danner et polygon-net, hvori en tendens til koncentration af større sten kan ses. Brjánslækur, Nordvestisland.



Figur 2. En stenpolygon i et tidligt dannelsesstadium. Náleis (lysegråt område ved hammerskaftet) hæver og skubber større sten ud mod polygonkanten. Brjánslækur, Nordvestisland.



Figur 3. Solifluktion. En glidning af overfladenære jordlag fra venstre mod højre i billedet ses som en koncentration af vegetation i volde og striber parallelt med og vinkelret på terrænets hældningsretning. Brjónslækur, Nordvestisland.



Figur 4. Solifluktion der resulterer i en stærk ødelæggelse af vegetationsdækket samt en orientering af stenene i stenstriber. Brjónslækur, Nordvestisland.

FROSTHÆVNINGER

Iskrystaller i jorden stræber mod at vokse i en retning og tvinger de enkelte gruskorn og sten opad. På grund af iskrystallernes aflange form bruges betegnelsen nåleis (figur 2).

SORTEREDE POLYGONER

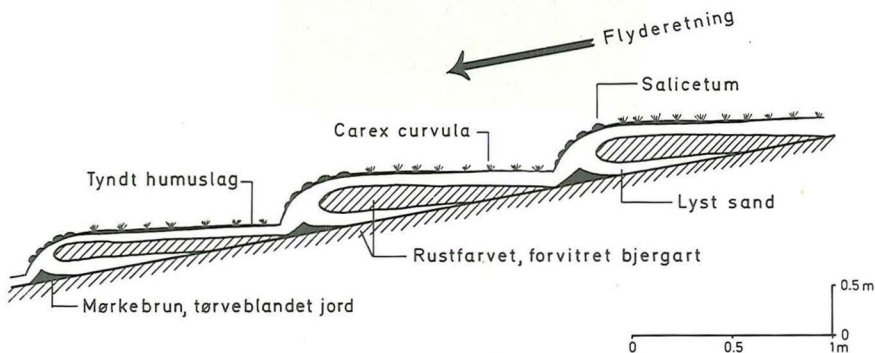
Sorterede polygoner er geometriske mønstre, hvis regelmæssige udseende almindeligvis skyldes en rand af større sten uden om mere finkornede materialer (forsiden). Sorterede polygoner varierer i størrelse fra nogle få centimeter i tværmål til store former med et tværmål på 10 meter.

Mange forskellige teorier har været fremsat for at forklare dannelsen af lukkede, geometriske mønstre. Det er ikke muligt at forklare dannelsen af sorterede polygoner som en enkelt proces. De er sandsynligvis et resultat af en kombination af to processer. Den ene frembringer sprækker i form som et polygonnet (figur 1). En af hovedårsagerne er sammentrækninger af jorden ved frysning. Den anden er en bevægelse af de groveste materialer opad mod jordoverfladen, tilsyneladende fordi nåleis er aktiv i de hævdede centrale dele af polygonerne. Det koncentrerer stenene langs kanterne, hvor de falder ned i de åbne sprækker (figur 1 og 2). Langs kanterne er bevægelserne desuden mindst. Derfor er planterne ofte koncentreret her (forsiden). Teorien forudsætter, at polygonernes centrale dele er lidt højere end kanterne, således at der kan være en udadgående stenbevægelse under indflydelse af nåleis. Det gælder normalt om vinteren. Modsat om sommeren på grund af optøning, hvor polygonernes centrale dele synker sammen og bliver til fordybninger. De første tendenser til en polygondannelse synes at komme fra en uensartet hævnning i heterogent sammensatte materialer. Små mængder af fint materiale vil være tilstrækkeligt til en stenhævning og føre til en udadgående stenbevægelse mod siderne. Med stenene samlet her er processen forstærket. En gang dannet, udgør stenpolygonerne et stabilt mønster som vedbliver at eksistere, forudsat klimaet er konstant. I nedbørsrige perioder kan der også iagttages en hævnning i de mere finkornede dele af polygonerne, hvilket forstærker den udadgående bevægelse af de grove materialer. Vindens betydning for polygonernes udseende er sikkert en af de faktorer som man burde se nøjere på. Man kan se, at vinden blæser det finere materiale bort, hvorved der sker en relativ koncentration af de grovere materialer. Stenpolygonerne træder derfor tydeligere frem i jordoverfladen. På hældende terræn kan stenpolygonerne dog deformeres ved jordflydning og omdannes så til stenstriber (figur 3 og 4).

JORDFLYDNING

I bakkede og bjergrige områder med et fugtigt klima kan overfladenære jordlag antage former som flydejord. Det er tungeformede masser, der er gledet et stykke ned ad bakkesiden og måske er kommet til at ligge i ro i bunden af en dal eller en lavning.

Solifluktion, en arktisk variant af jordflydning, er en vigtig proces ved udformningen af landskaber i områder med tundraklimater. I disse områder virker den permanent frosne jord (permafrost) som en hindring for nedrivende vand, der er frigjort om foråret ved smeltning af sne og is på jordoverfladen. Vandet kan ikke forsvinde ved almindelig dræning og bliver derfor opsamlet i jorden, indtil den optøede jord er mættet og mister sin sammenhængskraft. Resultatet er en langsom flydning med solifluktionsterrasser og solifluktionslober (figur 3 til 6). Bevægelsehastigheden er maksimalt cirka 15 centimeter per år. Dette bevirker, at forskellige planter kan indfinde sig på solifluktionsloberne, hvilket kendes fra blandt andet Alperne (figur 5).



Figur 5. Skematisk tegning af flydejordsterrassers sammensætning på Gross Glockner, Hohe Tauern, Østrig. (Modificeret efter Troll). Se også figur 6.

JORDTUER ELLER THUFUR (islandsk).

Jordtuer er karakteristiske elementer af mikrorelief størrelse, hvori materialerne ikke er ordnet efter kornstørrelse. De hæver sig 0,2 - 0,5 m over en græs eller moseoverflade og har en diameter på 0,5 - 1,0 m. De er dækket af tundravegetation (figur 7). Tuerne optræder altid i store grupper og især på fladtliggende terræn. På hældende terræn bliver de deformerede ved solifluktion.

Det indre af en jordtue består ofte af en kerne af finkornet mineraljord omgivet af en temmelig tyk kappe af humusmateriale. Indviklingsstrukturer er typiske og de mineralske og organiske jordartsmaterialer er almindeligvis stærkt forstyrret og presset ind i hverandre. Hele strukturen viser klart, at den mineralske jord er blevet presset opad, ind i og gennem humusdækket (figur 8).



Figur 6. Flydejordsterrasser nær Hochtorn, Hohe Tauern, Øst-Tyrol, 2505 meter over havoverfladen. Se også figur 5.



Figur 7. Jordtuer eller thufur nær kysten ved Gautshamar, Nordvest-Island. Se også figur 8.

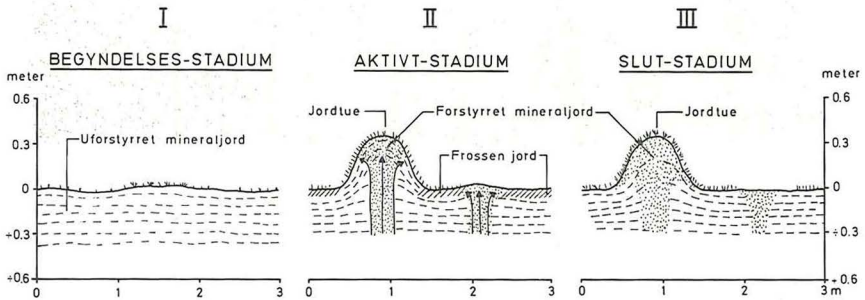


Figur 9. Fossil stenpolygon i bymark nær Bramminge. Stenpolygonens grovkornede sider kan ses som områder med visnede bygplanter. Polygonens centrale dele med finkornede og mere fugtige materialer gengives ved grønne bygplanter.



Figur 10. Tværsnit gennem fossile stenpolygoner og involutioner nær Tjæreborg. De ses som en orientering af stenene i stenpolygoner og involutioner under tidligere nu forsvundne jørdtuer.

Jordtuer findes især på vegetationsrige jorde med et ringe blokindhold. Et koldt klima begunstiger deres dannelse. Forekomster selv i et tempereret klima viser, at de kan dannes ved årlige middeltemperaturer over 0° . Hvad angår tuernes dannelse er denne endnu noget dunkel. Man mener dog, at de kan forklares ud fra lokale ujævnheder i jorden og vegetationsdækket (figur 8). En tættere vegetation beskytter jorden mod frost. Omgivelserne fryser først. Frosten i jorden trænger ind under de ufrosne dele, og presser jordartsmaterialer opad. Hvis denne proces gentages vil det resultere i en jordtue. Væksten vil standse, når tuen er høj nok til at tillade frosten at trænge ind fra siderne. Nyere arbejder har vist, at jordtuer i lodrette snit har en indviklingsstruktur (involution) se figur 10.



Figur 8. Skematisk fremstilling af jordtuedannelse. (Efter Lundqvist).
Se også figur 7.

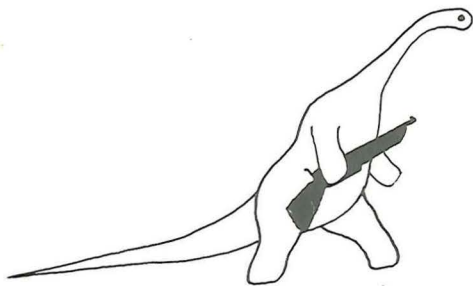
FORTIDIGE EKSEMPLER FRA SYDVESTJYLLAND

Under den sidste af Kvartærperiodens istider, Weichsel-istiden, var klimaet i Danmark så koldt, at der også her var muligheder for dannelsen af stenpolygoner og jordtuer. Fossile stenpolygoner og jordtuer er derfor meget almindelige i det danske landområde, især i Vestjylland, vest for indlandsisens største udstrækning under den sidste nedisning. Fossile stenpolygoner kan her ses i kornmarker med byg og havre, idet kornet i tørkeperioder visner bort over de mere grovkornede polygonkant-sider (figur 9), hvorfra vandet hurtigere forsvinder, medens væksten bibeholdes over de mere finkornede og fugtige centrale dele. Fossile jordtuer kan ses i sand- og grusgrave, hvor de i dag optræder som involutioner med stenene orienteret lodret (figur 10).

Tilstedeværelse af fossile frost-fænomener i Danmark er da et bevis for, at klimaet tidligere har været koldere end i dag.

Walter L. Friedrich
Leif Christensen.

jagten på Gas og Olie



fortsætter i Danmark og Nordsøen, hvor den stadig drives af Dansk Undergrunds Consortium.

Det tidligste virkeligt positive resultat af denne jagt blev som bekendt vundet i Nordsøen i 1966, da man fandt et tyndt gaslag over en oliezone i A-strukturen, se kortet. Senere er der boret mange steder i Nordsøen, i strukturerne B - Q, og fra slutningen af september i år også i strukturen R. Boringen R-1 foregår iøvrigt fra en forankret flydende platform i modsætning til alle de tidligere, der udførtes fra faststående platformer.

Olie er fundet i strukturerne A, I, M og N samt Q, gas er fundet i E og H.

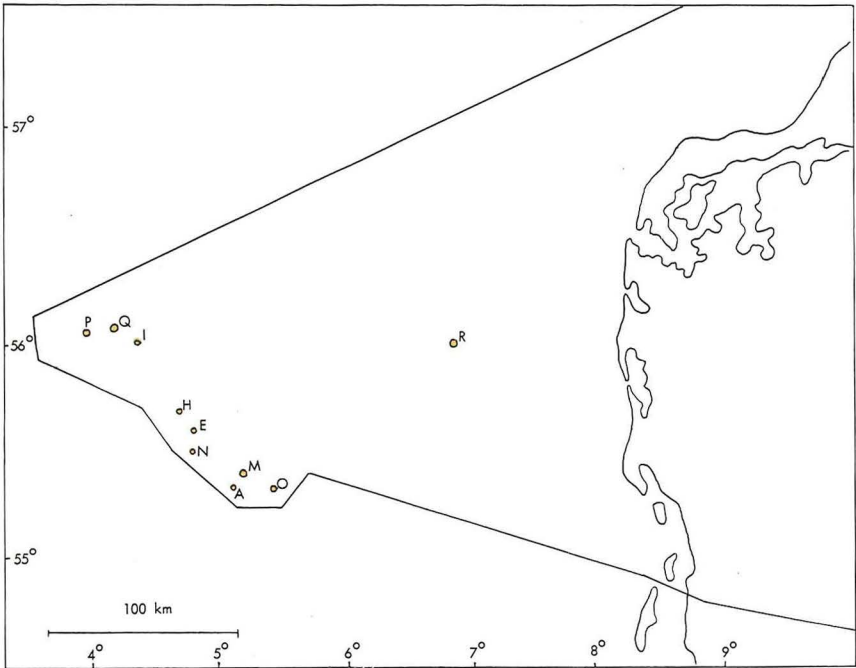
Mens de øvrige positive resultater stammer fra borer i kalksten fra yngste Kridttid, blev den tynde olieførende horisont (næppe produktiv) i boringen Q-1 fundet i dybere liggende (cirka 4.100 m) og geologisk ældre lag.

Efterforskningsboringerne O-1 (3.578 m), P-1 (3.494 m) og Q-1 (cirka 4.500 m) er både begyndt og afsluttet siden forrige Varv-rapport (side 126, 1972).

Ligeledes siden forrige rapport har man fortsat en egentlig produktion af olie fra M-strukturen (Dan-feltet), hvor 5 (tidsvis kun 4) huller er leveringsdygtige i 2.000 meters dybde. Produktionen blev betydeligt ringere end tænkt, og man har ved talrige undersøgelser søgt at redde sig ud af klemmen. Consortiet håber allerede nu i slutningen af 1973 at kunne bore en ekstra boring (M-7) i Danfeltet med en mere produktionsvenlig teknik.

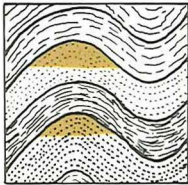
På landjorden har man foretaget seismiske undersøgelser flere steder i Danmark, hovedsagelig på Sjælland.

DET DANSKE NORDSØOMRÅDE

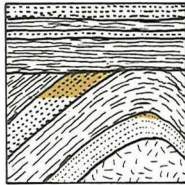


De seneste boreriger (O - R) samt ældre borefelter, der gav olie og gas

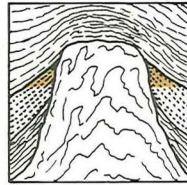
SF, 5-10-1973



A



B



C



D

 PORØSE LAG

 OLIESTANSENDE AFLEJRINGER

 OLIE OG GAS

Olieselskabernes korte meddelelser taler om "strukturer" - uden at strukturens natur bliver afsløret. Olie og gas vandrer opad, til de eventuelt standses af uigennemtrængelige lag i en struktur - en olie-fælde. Skitserne herover viser nogle af mulighederne for dannelsen af olie-fælder. A: under "taget" i en fold. B: langs flanken af en fold, som dækkes af standsende lag. C: op mod en salthorst, der skyder op gennem jordlagene. D: op mod en forkastning hvor et standsende lag kommer over for porøse lag.

Forstenede lyn —

FULGURITER

af A. Noe-Nygaard

På en cykletur i Nørre Vosborg Hede i mine drengeår med min af-døde farbroder Jeppe Noe-Nygaard gjorde vi holdt ved en indsande, hvor han som barn havde oplevet et lynnedslag, mens han var krøbet i ly under en brink for et tordenvejr. Da han senere besøgte indsanden, var noget af det løse sand blæst væk, og han fandt den nu frilagte øvre ende af et lynrør på stedet. Hans skuffelse var stor, da han under et forsøg på at grave det ud med de bare hænder kun fik fat i de sørgelige brudstykker af det sprøde rør.

Det er denne barndomserindring, der gav mig indskydelsen til at se på "fyndsnit" af et par sand-lynrør i Mineralogisk Museum, nemlig et fra Lüneburger Heide, der er en kendt lokalitet for dem, og et fra en grusgrav ved Herning.

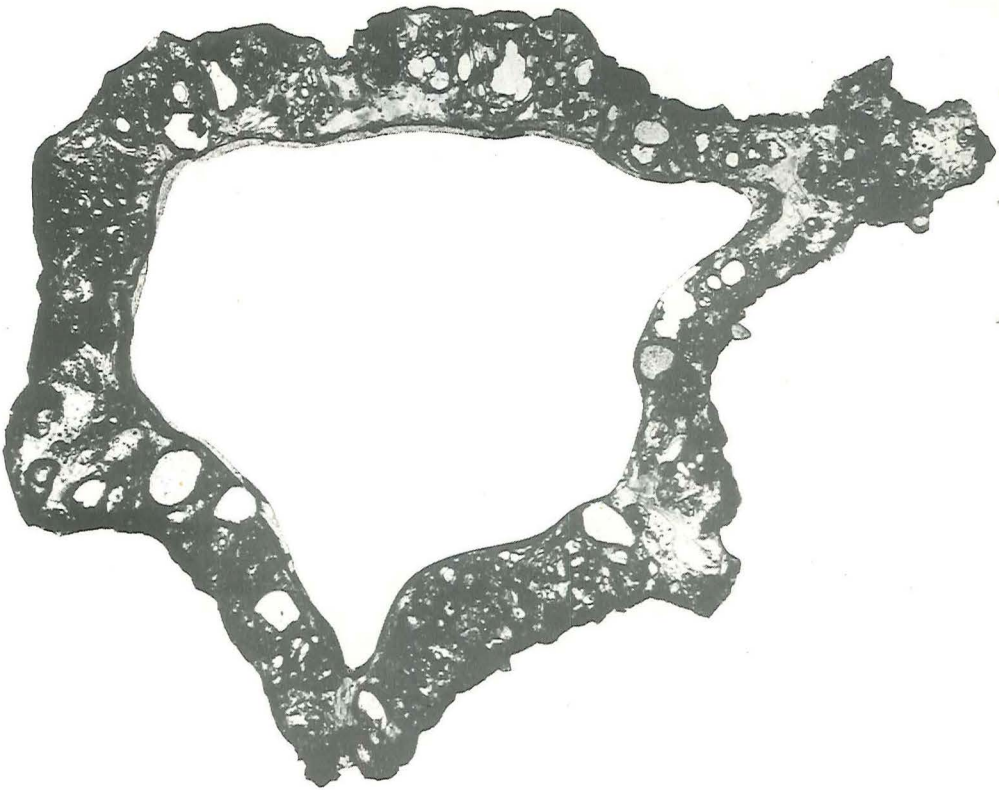
Men allerførst: hvor stor er egentlig energien i et tordenvejr?

Under et tordenvejr kan spændingsforskellen mellem tordenskyens underflade og Jordens overflade nå en størrelse af 100 millioner volt, strømstyrken i udladningen kan nærme sig 10.000 amp. og vil under lynnedslaget, hvis varighed måles i millisekunder, i hvert fald ikke være under 1000 amp. Luftpartiklerne langs lynets bane ioniseres indenfor en radius af omkring 2 cm ved en temperatur på cirka 30.000° K.

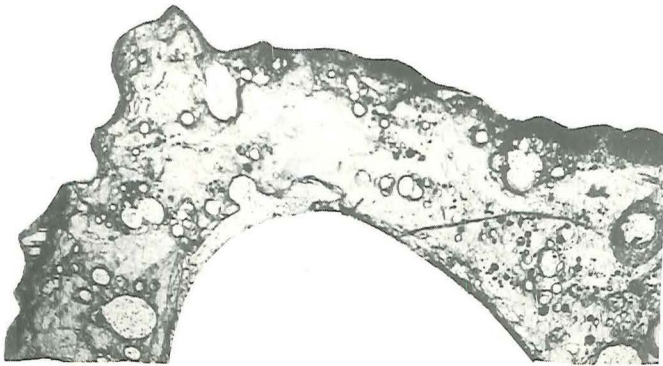
Hvad sker der da, når et lyn "slår ned" ude i naturen?

Dersom lynnedslaget sker i et bjergområde, fører det for det meste til en lokal overfladisk smeltning af den bjergart, som bjergtoppen består af, og eftersom det kan dreje sig om næsten enhver tænkelig hård bjergart, vil den glasskorpe, som lynet danner, få en højst forskellig sammensætning fra en bjergtop til en anden.

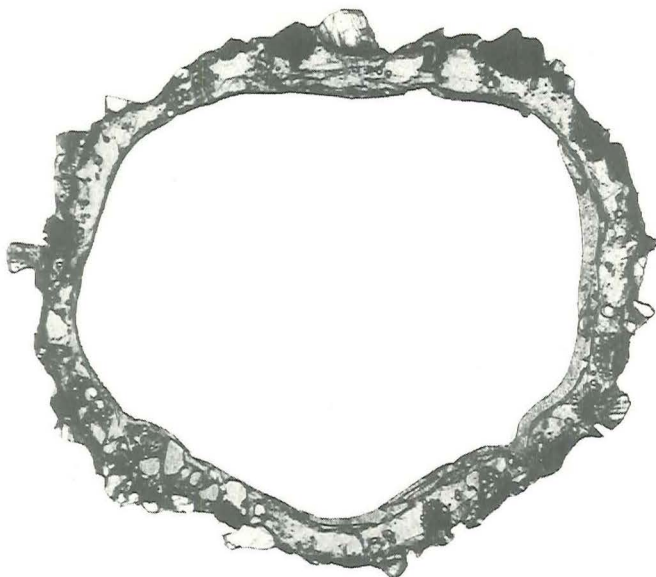
Sker lynnedslaget derimod — som her i landet — i løst sand, smelter det dette indenfor en kort radius. Når det smeltede sand afkøles, størkner det og danner et rørformet — undertiden og navnlig nedadtil, forgrenet legeme af glasagtigt materiale. Lynrør i sand er ofte kun få decimeter lange, de kendes fra Danmark af en halv meters længde, men litteraturen fra andre steder angiver, at de kan blive flere meter. De kendes især fra ørkenområder (Sahara), klitter og indsander, blandt andet fordi de her lettest bliver blottede gennem det omgivende løse sands store påvirkelighed af blæsten.



Figur 1. Lynrør fra Lüneburger Heide set i tværsnit. Min.Mus.Saml. Den gennemsnitlige indre diameter er cirka 6,5 mm. I rørvæggens glasmasse ses luftbobler og enkelte ikke-smeltede mineralcorn. Mikrofoto uden polarisator (M.Ghisler).



Figur 2. Udsnit af væggen af lynrøret i figur 1 set under stor forstørrelse. Vægtykkelsen er 1 mm. Glasmassen fremtræder som strukturløs, glasboblerne er hvide og afrundede. I venstre, ydre kant ligger et ikke-smeltet feldspatkorn (foto M.Ghisler).



Figur 3. Lynrør fra Herning set i tværsnit. Min.Mus.Saml. Den indre diameter måler $6,5 \times 5,5$ mm. Rørets glasmasse er tydeligt tyndere end i lynrøret fra Lüneburg - $0,5$ mm - og det indeholder flere ikke-smeltede mineral-korn. Mikrofoto uden polarisator (M.Ghisler).

Den kemiske sammensætning af glassen i sand-lynrørene er meget ensartet, fordi det er kvartskorn, som udgør den overvejende del af sandet - kiselureindholdet ligger i reglen en del over 90%.

Af de to undersøgte lynrør har det fra Lüneburger Heide en gennemsnitlig vægtykkelse på 1 mm langs det meste af sin omkreds, men det er udstyret med fire "horn" i hvilke væggen er dobbelt så tyk, målt fra hornets spids til den indre hulhed. Lynrøret fra Herning har en gennemsnitsvægtykkelse på $0,5$ mm og er ikke udstyret med udvækster.

De to lynrørs indre hulhed er af samme størrelsesorden. Det er sandsynligt, at røret fra Lüneburg har været forgrenet nedadtil, som antyd det af hornene, medens røret fra Herning har været ret. Videre må man antage, at røret fra Lüneburg stammer fra et "større lyn" end røret fra Herning, eftersom dets glasagtige smeltevæg har den dobbelte tykkelse.

Det ville være morsomt at få et sand-lynrør meget omhyggeligt udgravet et sted i Danmark, så vi fik mere viden om deres længde og eventuelle forgreningsmønster på disse breddegrader, og vi hører gerne fra Varv læsere, der måtte have observeret lynrør.

En helt anden virkning af et lynnedslag, nemlig en flytning på flere meter og en vipning af en $3,6$ ton stor, løstliggende klippeblok er beskrevet fra Sverige.

Arne Wac-Lippard

jordskælv, *hvordan fungerer de?*

af P.V.Sharma

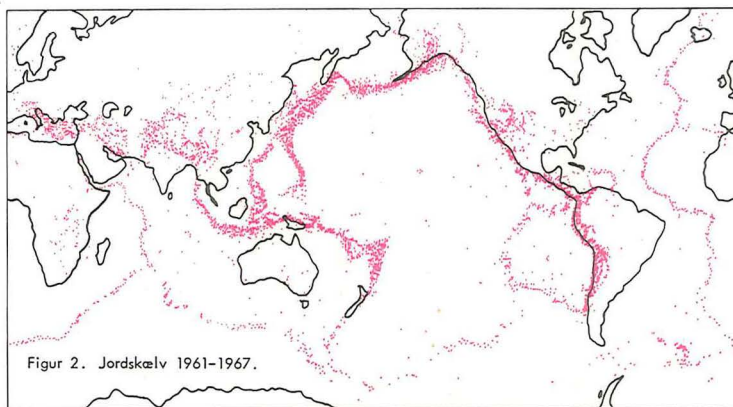
Jordskælv er utvivlsomt et af de mest interessante og samtidig mest skæbnesvangre fænomener på Jorden. I to henseender er jordskælv af særlig værdi for geologer og geofysikere: for det første får man information om dybde og sted for jordskælvet samt om den bevægelsesproces inde i Jorden, der har forårsaget jordskælvet. For det andet bringer de jordskælvsbølger der går gennem Jordens indre ad forskellige veje - når de når jordoverfladen oplysninger om Jordens indre struktur. Denne viden er grundlaget for den nuværende opdeling af Jorden i skorpe, kappe og kerne. Her vil vi kun beskæftige os med det første aspekt, det vil sige, samspillet mellem jordskælv og tektoniske processer, der forårsager skorpebevægelser.

Takket være de fintmærkende seismografer, der registrerer amplitude og frekvens af jordskorpesvingningerne, kan man finde fokus, som er det sted inde i Jorden, hvor jordskælvet finder sted, og samtidig kan man placere epicentrum, der ligger i jordoverfladen lodret over fokus.



Figur 1. Forskydning i jordoverfladen straks efter jordskælvet den 22. juli 1967 i Vesttyrkiet (foto N.Pavoni).

Figur 1 viser et billede af landskabet i det vestlige Tyrkiet, med vej og vejtræer brat forskudt et par meter i horisontal retning. Denne bevægelse blev bemærket umiddelbart efter et jordskælv, der fandt sted her den 22. juli 1967. Senere, natten mellem 26. og 27. juli blev nogle områder i det østlige Tyrkiet også ramt af alvorlige jordskælv, der forårsagede bemærkelsesværdige revner og deformationer i jordoverfladen. Ud fra seismografernes målinger lå epicentrene for disse rystelser i den nordanatoliske forkastningszone, der er blevet bekendt i de senere årtier på grund af gentagne jordskælvs katastrofer. Det er ikke blot tilfældigt, at visse områder som Nordanatolien gentagne gange rammes af jordskælv. Før vi kommer nærmere ind på det punkt, vil vi se hvad der sker andre steder i verden.

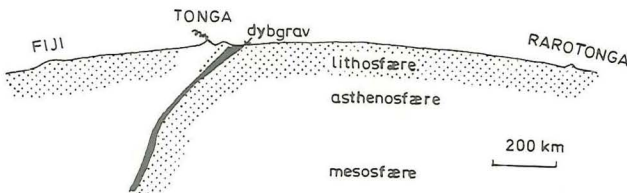


Figur 2. Jordskælv 1961-1967.

JORDENS SEISMICITET

Udtrykket "seismicitet" bruges for at beskrive jordskælvenes geografi, særlig deres udbredelse og hyppighed i forhold til overfladens geologiske struktur. Figur 2 viser udbredelsen over hele verden af jordskælvs-epicentre for perioden 1961-1967. Af kortet fremgår det, at jordskælvszonerne ikke er tilfældigt fordelt, men derimod fremtræder som bæltelignende mønstre. Det bælte af øbuer, dybe kløfter og bjergkæder der går gennem Stillehavet rammes af cirka 80% af de overfladenære jordskælv (dybden til fokus mindre end 70 km), 90% af de intermedieære jordskælv (dybden til fokus fra 70-300 km) og næsten alle dybe jordskælv (dybden til fokus mere end 300 km). De fleste af de øvrige store jordskælv forekommer i det alpine foldebælte, der strækker sig fra Azorerne gennem Europa og Asien for at slutte sig til Stillehavsområdet i New Guinea. Foruden disse to hovedzoner følger et betydningsfuldt bælte af mindre, overfladenære jordskælv langs kammen af de undersøiske rygssystemer og strækker sig langs det østafrikanske gravsænkningsystem. Talrige små jordskælv forekommer ganske vist andre steder, men energiudfoldelsen fra disse er uden betydning. Overfladiske rystelser bemærkes hyppigt i nærheden af vulkaner, og nogle af dem, men ikke alle, har forbindelse med vulkanudbrud.

I overensstemmelse med den moderne opfattelse af "pladetektonik" angiver jordskælvbælterne groft taget grænserne for jordskorpeplader, der let kan bevæge sig oven på det forholdsvis varmere og blødere materiale i den øvre kappe (asthenosfæren). Drivkraften for pladebevægelserne menes at komme fra et system af konvektionsstrømme i den øvre kappe (se Varv, 1972, 4). Når skorpepladerne støder mod hinanden eller forskydes horisontalt i forhold til hinanden, opstår overfladiske jordskælv. På den anden side forekommer der dybe jordskælv, hvor en jordskorpeplade skydes ind under en naboplade og dermed kan nå dybt ned i kappen. For eksempel har fokus for jordskælv i Tonga øbue-området (se figur 3) en tilbøjelighed

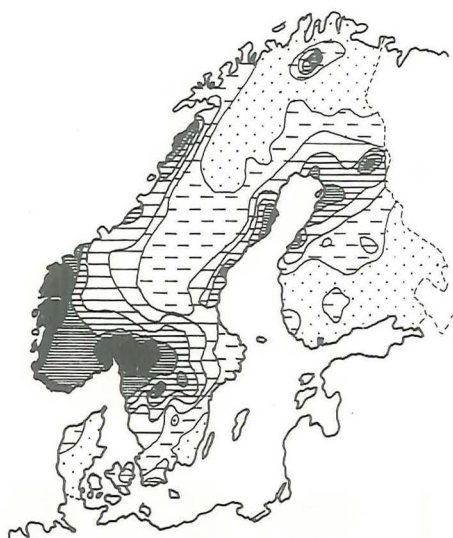


Figur 3. Lodret snit gennem Tonga-dybgraven visende zonen med dybe jordskælv ("Benioff zonen"). Den dybtliggende jordskælvsaktivitet skyldes, at en jordskorpeplade (fra højre) underskydes og når dybt ned i kappen.

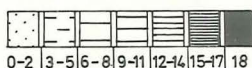
til at ligge dybere og dybere jo længere epicentrene kommer vest for øbuen, indtil en maksimal fokusdybde på cirka 600 km er nået. Fokusfordelingen viser en jordskælvszone, der dykker i en vinkel på cirka 45° mod buens landvendte side. Jordskælvsaktiviteter langs denne dykkende zone, der undertiden benævnes "Benioff-zonen", kan forklares ved at randen af en jordskorpeplade her skyder dybt ned i kappen. Denne teori, som er afgørende for opfattelsen af oceanbundsspredning, har fået den største støtte netop gennem seismiske studier.

SEISMISK AKTIVITET I SKANDINAVIEN

I sammenligning med andre seismisk aktive zoner i verden er Skandinaviens seismiske aktivitet yderst ringe. Det bliver mere klart af den kendsgerning, at et enkelt jordskælv med stor intensitet, som det der almindeligvis forekommer i Japan, udløser energi af en størrelsesorden på 10^{24} erg - svarende til energien fra en 10 megaton atombombe, hvilket er tusinde gange mere end den totale energi, der er udløst af jordskælv i Skandinavien i dette århundrede. Ikke desto mindre har skandinavisk seismicitet betydelig interesse, især i forbindelse med dens mulige forhold til



Jordskælvsudbredelse i Skandinavien 1600-1925



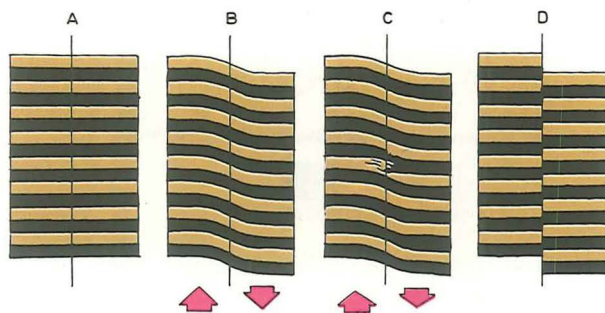
Figur 4. Jordskælvsudbredelsen i Skandinavien i perioden 1600 - 1925 (modificeret efter Sahlström).

landets postglaciale hævnning, hvor den maksimale hævnning er registreret rundt om den Botniske Bugt (se Varv, 1972, 3).

Figur 4 viser hyppighed og udbredelse af jordskælv i Skandinavien i perioden 1600 - 1925, hovedsagelig samlet fra historiske optegnelser. Den mest betydningsfulde aktivitet er lokaliseret i tre områder, nemlig langs Norges vestkyst, rundt om Oslo gravsænkingen og i det område der støder op til den Botniske Bugt. Den seismiske aktivitet i Danmark er sammenlignet med de øvrige skandinaviske lande forholdsvis meget mindre. Her er de små jordskælvszoner begrænset til området med opskydende saltstrukturer i det nordvestlige Jyllands undergrund, samt nogle steder på Sjælland. Det er klart, at alle disse spredte områders seismicitet ikke alene kan tilskrives den stadige landhævning efter bortsmeltningen af Kvartærtidens ismasser. Det er muligt, at andre faktorer som for eksempel den gradvise indsynkning af Nordsø-bassinet, den delvise genoplivelse af det "slumrende" forkastningssystem i Oslo gravsænkingen og salttektunik i det danske bassin spiller en mere afgørende rolle i opbygningen af lokaliserede elastiske stress, der senere resulterer i jordskælv. Før vi går i detaljer med hensyn til de mulige årsager, vil vi først prøve at forestille os, hvad det egentlig er der sker på arnestedet (fokus), hvor jordskælvet begynder.

JORDSKÆLVSMEKANISMEN

Meget af vor viden om hvad der sker i nærheden af et jordskælvs fokus stammer fra en teori, der blev formuleret af H.F.Reid efter det store jordskælv i San Francisco i 1906. Ifølge teorien skyldes jordskælv den stadige ophobning af elastisk spændingsenergi i geologisk urolige områder efterfulgt af den pludselige udløsning af den ophobede energi ved forkastning, når bjergarternes brudstyrke overskrides (figur 5). Et stort overfladenært jordskælv ledsages almindeligvis af betydelig deformation (brud) af jordoverfladen over hundreder af kilometer, og det siger noget om rumfanget af den bjergartsmasse, hvorfra den elastiske spænding udløses. Det katastrofale jordskælv i San Francisco i 1906 blev ledsaget af revnedannelser i jordoverfladen langs San Andreas forkastningen over mere end 300 km. Forskydningen efter forkastningen var rent horisontal, idet Stillehavs-siden brat bevægede sig cirka 7 meter mod nord i forhold til fastlandssiden.



Figur 5. Deformation og forkastning resulterende i jordskælv-forskydninger kan både foregå i horisontal og vertikal retning. A: strukturel ro. B: deformation. C: pludseligt brud og forskydning som kan udløse jordskælv. D: strukturel ro efter forskydning. (modificeret efter Reid).

Figur 5 viser deformation og forskydning langs en forkastning, der både kan foregå i horisontal (sideværts) eller vertikal retning - eller der kan være en koordination af vertikal og horisontal forskydning. Man kender hastigheden for ophobning af elastisk spændingsenergi ved San Andreas forkastningen, som er en sideværts forkastning. Nyere geodætiske målinger viser, at forkastningsblokkene bevæger sig cirka 2-3 cm om året i forhold til hinanden. Denne bevægelse, hvor uanselig den end er, er virkelig stor efter geologisk målestok. I betragtning af forkastningens alder på cirka 20 millioner år kan der her være tale om en totalbevægelse i en størrelsesorden af flere hundrede kilometer.

Ideen med fremkomsten af brud efterfulgt af pludselig forkastning resulterende i jordskælv er kun sandsynlig for de overfladenære rystelser. Brudteorien for forkastning er utilstrækkelig til at forklare de dybereliggende jordskælv, fordi gnidningsmodstanden i dybder større end en snes km er så stor, at der dårligt kan foregå en "tør" friktionsglidning.

Man har foreslået forskellige udveje for at komme ud over denne vanskelighed. En mulighed har udgangspunkt i bjergarternes plastiske egen-skaber i de pågældende dybder, hvor der kunne ske et pludseligt sammenbrud af en vis bjergartsmasse ved fokus på grund af en faseforandring eller en tættere pakning af materialerne. Tomrummet udfyldes brat ved hurtig indsynkning af de overlejrende bjergarter, og et jordskælv opstår. Ved jordskælvet i Peru i 1966 (fokusdybde omkring 600 km) viste seismograferne en nedadrettet bevægelse i jordoverfladen ved epicentret.

De skandinaviske jordskælv rundt om den Botniske Bugt har sandsynligvis forbindelse med en plastisk flydning af materiale i Kappen hen imod centrum for den postglaciale hævnning.

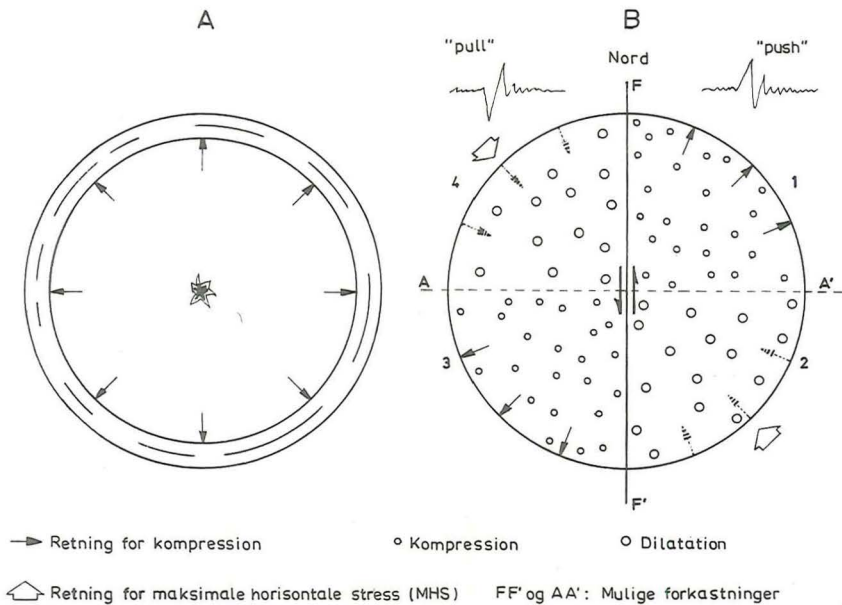
En anden teori til forklaring af de dybere rystelser er, at der alligevel sker en forkastning ved fokus, idet porevæske under højt tryk lokalt kan nedsætte gnidningsmodstanden, hvilket i dybe lag muliggøres uden iøvrigt at afspænde de deformerende kræfter i området udenom. Til støtte for denne teori tjener observationer af en tydelig forøgelse af lokal overfladenær jordskælvsaktivitet, hvor højtryksvæsker er blevet pumpet ned i dybe affaldsbrønde. De fleste bjergarter i de øvre dele af jordskorpen indeholder vand, og dybere nede kan vandet frigøres ved forskellige afvandingsprocesser. Også i kappen kan delvis smeltning af kappemateriale give en porevæske, som opfører sig på omtrent samme måde. Den observerede koncentration af dybe jordskælv langs med hvad man - ifølge teorien om "pladetektonik" - anser for at være indsynkende rande af jordskorpeplader ved visse kontinentgrænser tyder også på, at afvandingsreaktioner muligvis stadig finder sted helt ned til dybder på 700 km.

Problemet med de fysiske kræfter der forårsager intermedieære og dybe jordskælv er langt fra løst. Men trods disse usikkerhedsmomenter har man lært meget om forskydningsmønstrene ved jordskælvenes fokus.

FORKASTNINGSDYNAMIK OG SEISMOTEKTONIK

Den mest iøjnefaldende struktur i forbindelse med de fleste jordskælv er et forkastningsplan, som de tilstødende bjergarter glider langs. Ved studier af seismogrammer er det muligt at lokalisere jordskælvet fokus, det vil sige det punkt hvor forskydningen starter. I de sidste årtier er der udviklet snilde metoder til at bestemme orienteringen af den forkastning der har forårsaget jordskælvet og også forkastningsbølgebøjet.

Udsvingsretningen for den første svingning ("first motion"), der breder sig ud fra chokcentret giver os oplysninger om chokmekanismen på arnestedet. For eksempel viser figur 6A det karakteristiske mønster af "first motion" udsving bort fra et punktformet arnested - det kan være underjordiske sprængninger af dynamit eller atombomber. Den første P-bølge (primær-bølge), som når ud til jordoverfladen vil have karakter af en kompression ("push"), idet trykket udbredes ensartet udad til alle sider. De første

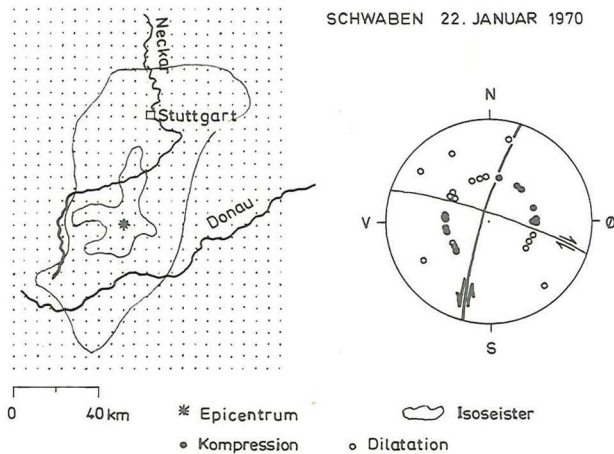


Figur 6. Retningen af jordskælvenes første primærbølgeudsving, som de tegner sig på seismograferne ved chokmekanismer af forskellig natur. 6A: I et homogent elastisk medium vil de seismiske forstyrrelser fra en punktformet kilde (eks. underjordisk atombombesprængning) bevirke et radiært udadrettet tryk ("push"), sådan at det første P-bølgeudsving vil være borte fra arnestedet. 6B: Når et jordskælv skyldes en pludselig sideværts forskydning langs et forkastningsplan FF', vil det første P-bølgeudsving i kvadrant 1 og 3 være en kompression ("push") bort fra fokus, hvorimod det første udsving i kvadrant 2 og 4 vil svare til en spredning eller dilatation ("pull") - det vil sige, at udsvinget vil være rettet mod arnestedet. Ud for kvadrant 1 og 4 er de første P-bølgeudsving vist, som de rent skematisk vil blive registreret på seismograferne.

P-bølger vil te sig helt anderledes, når chokmekanismen for jordskælvet skyldes forkastning langs et plan (figur 6B).

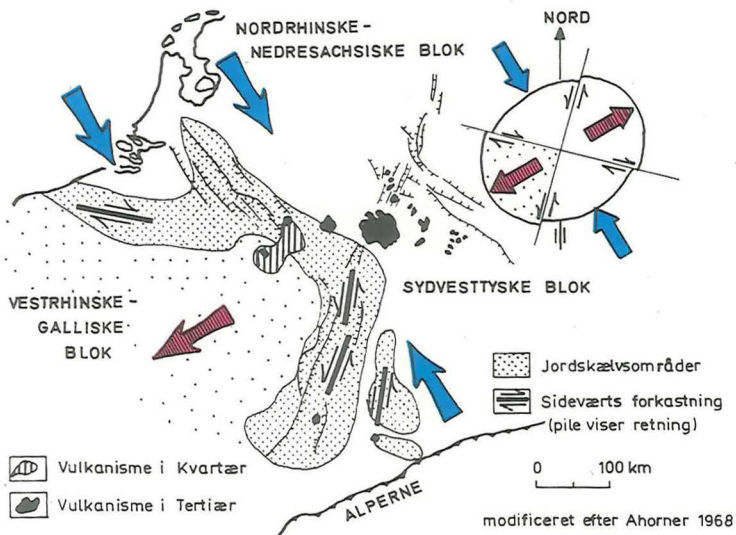
Den sædvanlige metode til at studere forskydningsmønstret ved fokus er at observere retningen af den første bevægelse ("first motion"), i det nu P-bølgerne (primærbølgerne) ankommer til seismografstationer spredt over hele Jordens overflade. Det er klart, at små jordskælv kun registreres på nærliggende stationer. For hver station noteres det, om det første P-bølgepulsslag svarer til en kompression ("push") eller spredning ("pull"). Resultaterne fra alle stationer indsættes så på et kort. Figur 6 B viser et tænkt eksempel på fordelingen af de første bevægelser i forbindelse med en sideværts bevægelse langs en nord-syd rettet forkastning langs et vertikalt plan (FF'). Skønt retningen af det maksimale horisontale stress (MHS) kan beregnes entydigt ud fra fordelingen af de første bevægelser mod epi-

centret, er der to mulige retninger (FF' og AA') for forkastningen, og vi kan ikke alene ud fra primærbølgerne afgøre, hvilket af de to planer (FF' eller AA') der repræsenterer den virkelige forkastning. Nogle gange kan man få hjælp ved en geologisk kartering ved epicentret eller ved studier af S-bølgerne (sekundærbølger, som på grund af en anden natur af svingningerne ankommer senere til seismograferne end primærbølgerne). Under tiden kan også isoseister (linier eller kurver gennem punkter med samme seismiske intensitet) lavet ud fra observerede forstyrrelser rundt om jordskælvs-epicentret give en nøgle til at bestemme forkastningens retning.



Figur 7. Jordskælvet i Schwaben 1970. Til venstre: kort over placeringen af epicentret. Bemærk NNØ-SSV udstrækningen af isoseisterne. Til højre: beregning af forkastningens retning ud fra retningen af primærbølgernes første pulsslæg på seismograferne.

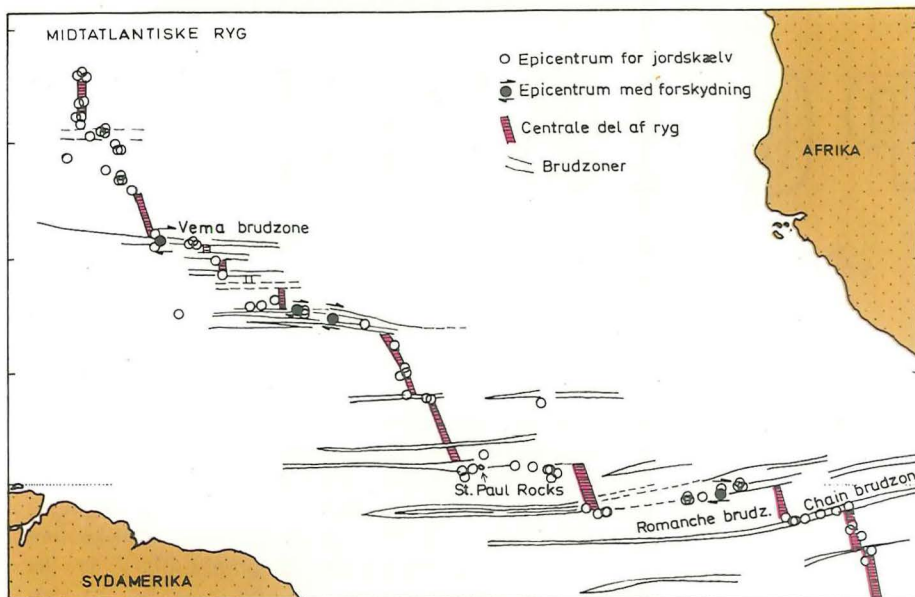
Som et eksempel viser figur 7 de virkelige observationer fra jordskælvet i januar 1970 i Schwaben i Sydtykland. Diagrammet viser, at det første pulsslæg er en kompression ("push" type) i ØNØ og VSV kvadranterne og spredning ("pull" type) i de to andre kvadranter. Pilene er tilføjet i overensstemmelse med kompressioner og udvidelser. Forløbet af isoseisterne rundt om epicentret i kortskitsen angiver klart, at forkastningen er i NNØ-SSV retning. Af forkastningsdynamikken kan vi endvidere udlede, at bevægelsen er næsten horisontal og venstrerettet (sinistral) som vist med pile ved forkastningen. Retningen for det maksimale horisontale stress (MHS) bestemt ud fra studierne af retningen for det første pulsslæg ("first motion") er groft sat til NV-SØ, og det stemmer udmærket med gennemsnittet for de tektoniske trykretninger i Rhin-området (figur 8).



Figur 8. Seismisk-tektonisk skitse over nordvestlige Europa. Pilene angiver de nuværende stressområder og mulige sideværts blokbevægelser. Modificeret efter Ahorner 1968.

Den her skitserede teknik har vist sig at være et meget nyttigt redskab inden for seismologien til at opnå værdifulde oplysninger vedrørende jordskorpens nuværende tektoniske aktivitet. Den mest spændende og aktuelle anvendelse af metoden finder sted inden for de oceaniske områder. De jordskælv man går ud fra er dem, der har tilknytning til kystregioner og midtoceaniske højderygge, og resultaterne er af stor betydning for studiet af oceanbundstektonik. Sådanne studier viser klart, at de tværgående forkastninger på den midatlantiske ryg er såkaldt transforme forkastninger (figur 9), med bevægelsesretninger der er i overensstemmelse med hypotesen om oceanbundsspredning og pladetektonik (se Varv, 1972, 3).

Når stormagterne taler om at kontrollere, at atombombeforsøg ikke finder sted, ved at placere "sorte kasser" på sikre steder i enkelte lande, så drejer det sig om at opstille seismografer, der vil kunne registrere selv mindre sprængninger.



Figur 9. Beliggenheden af jordskælvenes epicentre (åbne cirkler) langs den midatlantiske ryg i nærheden af ækvator. Ved 4 af epicentrene (udfyldte cirkler) er vist de jordskælvsfremkaldende forskydninger langs øst-vestgående brudzoner, idet forskydningsretningerne er tolket ud fra studier af de første P-bølgeudsving efter metoden skitseret i figur 6. (Efter Sykes).

VARV har ved flere lejligheder og i forskellig sammenhæng omtalt jordskælv - deres årsager og virkninger, danske jordskælv og så videre. Allerede i VARV's første årgang - nr 3, 1964 - omtalte vi jordskælv som et apropos til det ødelæggende jordskælv i Alaska samme år. Nye læsere kunne måske have lyst til også at eje de gamle årgange - som alle kan fås endnu for 18 kroner per årgang ved indsendelse af beløbet på giro 68880. Jordskælv er kun ét af de mange emner, som VARV har taget op i de forløbne 9 år - tænk, Peter-dyret har snart 10 års fødselsdag! Takket være de pæne kassetter har man lejlighed til at samle en slags geologisk leksikon.

Har De iøvrigt tænkt på, at VARV's samlekkassetter, plakater og ekskursionsførere, se for eksempel nummer 2, 1972, kunne være en udmærket ide til en overkommelig julegave - i et prisleje fra 8 - 20 kr. Af "større" sager kan VARV tilbyde "Den lille tektoniker" (se indersiden af omslaget) til 44 kr. og "Historisk geologi: Palæozoikum" (230 illustrerede sider om Jordens historie i tidsrummet Kambrium til Perm) til 30 kr. Alle priser omfatter forsendelse - De skal ikke gøre andet end at udfylde girokortet.

SPORSTOFFER

Hg Sr Pb Zn Cr Mo Cu As Σ Cd

af K. Binzer

Hovedparten af jordklodens dyr, planter og alle bjergarternes mineraler består af kemiske forbindelser, der hovedsagelig opbygges af mindre end 20 grundstoffer. De vigtigste er ilt (O), silicium (Si), aluminium (Al), brint (H), jern (Fe), kalcium (Ca), natrium (Na), kalium (K) og magnesium (Mg). De udgør tilsammen mere end 99% af jordskorpens kemiske bestanddele. Foruden disse almindeligt forekommende grundstoffer, er der over 70 andre grundstoffer, der oftest optræder i så små mængder, at man bedst kan karakterisere deres forekomst som "spor" i dyret, planten eller det mineral, hvori det påvises. Det er kun i specielle tilfælde, at "sporstofferne" findes i så stor mængde i mineraler og bjergarter, at det kan betale sig at udvinde dem. Det gælder for eksempel de tunge metaller nikkel (Ni), zink (Zn), kobber (Cu), bly (Pb), kviksølv (Hg) og guld (Au).

Man kan finde sporstoffer i så at sige alle mineraler. Minerallet kvarts består af silicium og ilt (SiO_2), men selv i klar krystallinsk kvarts er der påvist sporstoffer, for eksempel lithium (Li). Grunden er, at sporstoffer enten kan indtage nogle af silicium- eller iltatomernes pladser på det tidspunkt mineralet dannes, eller at de finder plads i hulrummene mellem de grundstoffer, der opbygger mineralet.

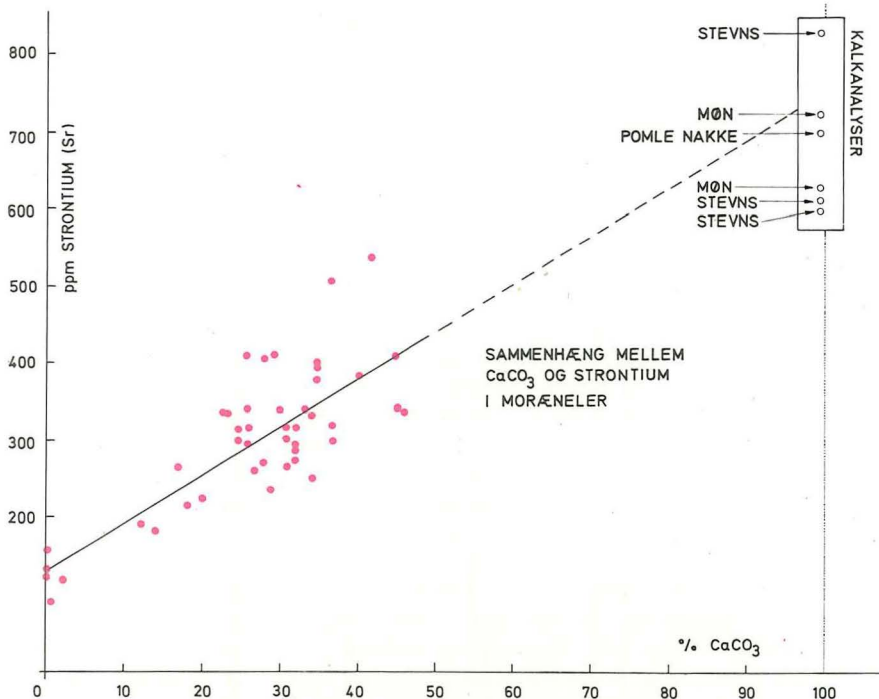
En række geologiske begivenheder fører til at sporstofferne bliver fordelt i bjergarter og mineraler og således deltager i deres kemiske kredsløb. Ved de indre geologiske processer, for eksempel vulkanisme, dannes nye bjergarter, som bliver nedbrudt og aflejret ved de ydre geologiske processer. Nedbrydningsprodukterne kan ved bjergkædefoldninger måske igen blive ført op til overfladen (se Varv 1965, 1).

Når bjergarter og mineraler nedbrydes vil der, foruden de almindeligt forekommende grundstoffer, blive frigjort sporstoffer. Nogle af dem for eksempel strontium (Sr) og kalcium (Ca), kan opløses i vand, blive ført bort og ende i havet. Måske vil de senere blive aflejret på havbunden som dele af organismer, hvori de er blevet indbygget - således kan strontium indgå i kalkskallede organismer. Andre stoffer vil være tilbøjelige til at blive på land, fordi de er mere eller mindre kraftigt bundet til jordens lerjordarter - men kan alligevel ende i havet, hvis lerpartiklerne af floder bliver transporteret derud.

SPORSTOFFER I DANSKE BJERGARTER

Bjergarterne i det danske område består overvejende af finkornede sedimenter, som ler-, sand- eller kalkaflejringer. Kun på Bornholm, ikke i det øvrige land træffes krystalline bjergarter, som granit og gnejs. Blandt de yngste sedimenter er istidsbjergarterne. Morænemateriale er et isafsat sediment, der består af alle mulige bjergarter med alle mulige kornstørrelser. Disse bestanddele er blevet taget op, blandet og transporteret af gletschere i istiderne, og bestanddelene stammer fra de steder, som isen har bevæget sig henover. Foruden fremmede bjergarter fra det skandinaviske område indeholder moræner således i vid udstrækning finkornede sedimenter fra den danske undergrund. Sporstofindholdet i moræner må derfor opfattes som "arvegods" fra flere generationer af ældre aflejringer, der er blevet taget op og blandet sammen af isen. Til illustration af dette kan man bruge tilstedeværelsen af Kridttidssedimenter (for eksempel skrivelridt) i moræner. Kemiske analyser af kalksedimenter fra Kridttiden viser, at der foruden det dominerende kalciumkarbonat (CaCO_3)-indhold tillige er forskellige sporstoffer, blandt andet strontium, se tabellen. Grunden til, at strontium er særlig hyppig i kridt, er, at det meget let kan erstatte kalcium i mineralet kalkspat (kalciumkarbonat). I næsten alle danske moræner-aflejringer udgør kalciumkarbonat en ikke ringe del af bjergarten, i visse tilfælde op til 50% eller mere. Dog kan det ske, at regnvandet har vasket kalken ud. Hvis kalciumkarbonat i moræner stammer fra den danske undergrunds Kridtaflejringer, må man vente, at strontium-indholdet vil øges når kalciumkarbonat-indholdet stiger (se figuren). Figuren viser sammenhængen mellem kalciumkarbonat-indhold og strontium-indhold i moræner. Hver prik repræsenterer en analyse af moræner. Man ser, at strontium-indholdet stiger sammen med kalcium-indholdet. Indholdet af strontium i moræner kommer ikke udelukkende fra kalkspat, men kan stamme fra feldspat. Kalciumkarbonat kan også komme fra forskellige kalkbjergarter i undergrunden. Det kan forklare, at punkterne på figuren er forrykket og ikke ligger på en ret linie. Punkternes beliggenhed omkring en linie, der forbinder kalciumkarbonatanalyserne (i rammen på figuren) med morænersanalyserne, viser, at hovedparten af strontium i moræner sandsynligvis stammer fra kalkspat i undergrundens kalkaflejringer. Sammenhængen mellem strontium og kalcium i moræner og undergrundens kalkbjergarter er relativ simpel at påvise, idet kalkbjergarterne i undergrunden næsten udelukkende er opbygget af kalkspat, og fordi strontium så let indtager kalciums plads heri.

Forsøg på at påvise lignende sammenhæng mellem andre sporstoffer og bjergarter i den danske undergrund er meget vanskelige og derfor knap nok gjort endnu. Det der komplicerer forholdene er, at de fleste andre bjergarter i undergrunden består af mange flere mineraler end kalkbjerg-



arterne. Således vil det være endnu vanskeligere at vise sammenhæng mellem for eksempel bjergarter i det norske område og indholdet af sporstoffer i moræneler. En inddeling af landet i "sporstofprovinser", der viser forskelle mellem istidsaflejringer med meget norsk materiale og istidsaflejringer med meget materiale fra Østersøområdet, hører således fremtiden til.

Tabel over sporstofindholdet i forskellige danske bjergarter:

(mængderne i ppm)	Li	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr
Gennemsnit for moræneler	38	92	680	15	45	41	105	300
Miocæn, ler	60	90	200	18	41	19	83	122
Eocæn, plastisk ler	65	68	3832	52	171	80	231	299
Paleocæn, mergel	64	93	377	39	116	50	198	750
Skrivekridt	1	5	95	5	5	6	16	630
Jura, ler	77	114	98	20	37	15	69	97
Jordskorpegennemsnit (efter Mason)	20	100	950	25	75	55	70	375

Tabellen viser indholdet af en række sporstoffer i forskellige danske bjergarter. Mængderne er angivet i ppm (parts per million. 1% = 10000 ppm). Man ser, at der i analyserne af de bjergarter, der er ældre end moræneler, altid er nogle, hvor sporstofindholdet er større. Skrivekridt danner dog en undtagelse, idet kun strontium-indholdet er højere. Det ser altså ud til, at der i den danske undergrund findes sedimenter med så stort sporstofindhold, at det kan forklare tilstedeværelsen af sporstoffer i moræneleret i "fortyndet" mængde. Endvidere viser tabellen, at forskellen mellem værdierne for moræneler og gennemsnittet for jordskorpen gennemgående er mindre end forskellen mellem moræneler og analyserne af de ældre bjergarter.



Slamudlægning på agerjord i Danmark, Trørød. Slam fra spildevandsrens anlæg.

SPORSTOFFER SOM PLANTENÆRINGSSTOFFER

Man har længe været klar over, at sporstoffer som kobber, molybdæn, kobolt og mangan i små mængder er af betydning for planterne. Hvis de sporstoffer, de såkaldte mikronæringsstoffer, ikke er til stede i tilstrækkelig mængde og i en form, der er tilgængelig for planterne, vil det medføre mangelsygdomme hos dem. Jordens mineralbeholdning er en vigtig sporstofkilde. Forvitring er den geologiske proces, der betyder mest for frigørelse af sporstofferne. Sålange frigørelsen af sporstoffer holder trit med forbruget er alt godt. Dog kan balancen ændres på mange måder. Mineraler, der er kilde for sporstofferne kan "slippe op", eller man kan, ved ensidig dyrkning af bestemte planter, forbruge mere sporstof, end forvit-

ringen kan følge med til at danne. Forvitringen kan forøges, for eksempel hvis regnvandet bliver mere surt, således at der sker en øget frigørelse af plantetilgængelige sporstoffer. Det kan iøvrigt medføre, at vigtige sporstoffer bliver skyllet bort, før de kommer planterne til gode. Det kan også bevirke, at koncentrationen af sporstoffer bliver så stor, at de virker som gift for planterne. For eksempel er kobbermangel årsagen til "guldspidssygen" hos korn. Manganmangel fremkalder hos nogle planter "lysplet-syge", mens et for højt manganindhold virker giftigt på andre planter. Ved agerdyrkning er det derfor vigtigt at have kendskab til jordens beholdning af sporstoffer. Derved sikrer man sig mulighed for at imødegå en uheldig fordeling af mikronæringsstoffer.

SPORSTOFFER SOM MILJØGIFTE

I den stående debat om forureningen af vore omgivelser og af os selv, er sporstofferne også blevet indblandet. Den moderne teknik har medført et stadig stigende forbrug af metaller — ikke mindst af tunge metaller. Forarbejdningsprocesser på fabrikkerne og det almindelige forbrug har medført en ophobning af sporstoffer i luft, vand og jord. I mange tilfælde kan naturen ikke længere overkomme at befordre alle de frigjorte sporstoffer videre i deres naturlige, ofte langsomme kredsløb, fordi koncentrationerne er blevet for store. Derfor er mange sporstoffer begyndt at vise sig i ret store mængder i andre kemiske kredsløb, som man ikke tidligere havde kendskab til, og som kan have uheldige virkninger for de levende organismer, der deltager i kredsløbet. Et velkendt eksempel er bly fra benzin i jorden langs landeveje.

Opmærksomheden har specielt været rettet mod de tunge metaller blandt sporstofferne og særlig mod kviksølv, bly og kadmium (Cd). Disse stoffer er overordentlig giftige i visse kemiske forbindelser endog i meget små koncentrationer. Nogle af stofferne, for eksempel kviksølv, bliver koncentreret gennem fødekæden, således at det sidste led i kæden (rovdyr og mennesker) får den største og skadelige dosis. Den akutte giftvirkning af sporstoffer har man i de fleste tilfælde længe været klar over. Men problemets overvældende omfang blev man først rigtig opmærksom på, da man opdagede, at forgiftning med disse stoffer, ofte kommer snigende ad uventede veje på uventede steder, og først viser sig længe efter at forgiftningen har fundet sted.

I naturen kan der under sedimentation af ler- og slampartikler ske en ophobning af sporstoffer. De naturlige koncentrationer af specielt tunge metaller i slambjergarter virker mærkeligt nok ikke som en gift på omgivelserne. Det er fordi naturen har sørget for, at stofferne sidder fastbundet i meget tungtopløselige forbindelser, som gør dem uskadelige. Sådanne naturlige "tungmetalfiltre" findes i havområder, hvor bundvandet er iltfattigt, og hvor bunden er dækket af slam, der er rigt på organisk stof.

I slamaflejringer af den art dannes ofte svovlbrinte. Sporstoffer, der sammen med de fine partikler sedimenteres på bunden, vil under indvirkning af svovlbrinte blive bundet til svovl og udfældes som tungtopløselige "sulfider", som for eksempel zinksulfid (ZnS). Eksempler på slambjergarter med ekstremt høje koncentrationer af tunge metaller kendes fra "Kupferschiefer" i Tyskland eller fra vort hjemlige "fiskeler" på Stevns. Kunstige slambjergarter findes for eksempel i spildevandsslam fra renseanlæg. Slam fra sådanne renseanlæg kan indeholde metaller i mængder, der i nogle tilfælde overgår de naturlige slambjergarters indhold (se tabellen).

Tabel over metalindholdet i forskellige ler- eller slambjergarter:
(mængderne i ppm)

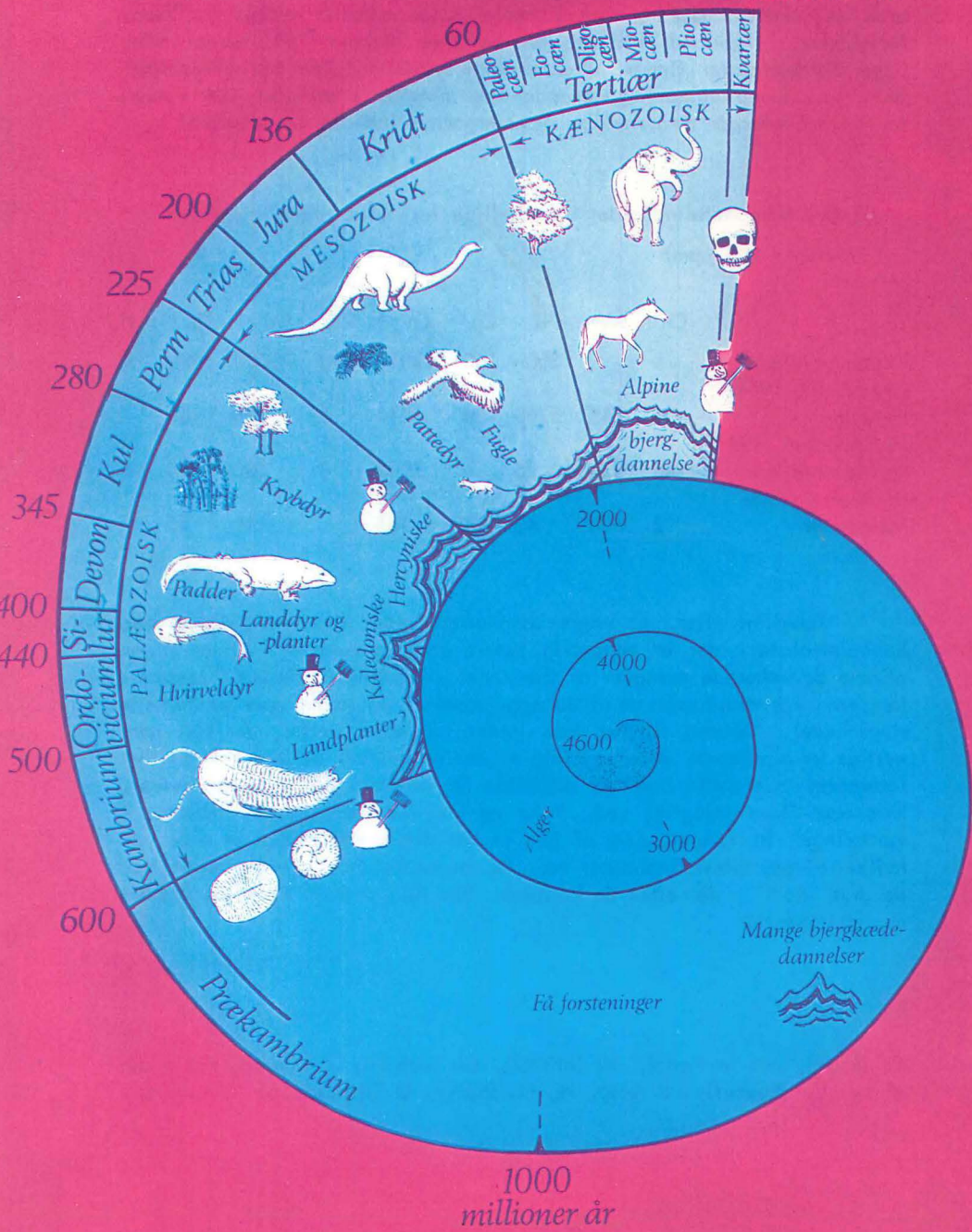
	Cr	Mn	Ni	Co	Zn	Cd	Cu	Pb	Hg
Kupferschiefer (Wedepohl, 1964)			300	160	10000	500	20000	5000	9
Fiskeler (A. Simonsen, 1973)	405	265	2700	80	1013	5	88	100	
Spildevandsslam (H. Pauly, 1973)	40	350	25	6	2000	8	300	350	6
Moræneler	92	680	45	15	105		41	25	

Tabellen viser, at nogle sporstoffer findes i spildevandsslam med koncentrationer, der er væsentlig højere end i moræneler. For at slippe af med de voksende mængder af slam, der efterhånden ophobes i renseanlæggene, har man fundet på at udlægge slammet på jorden som jordforbedringsmiddel. Dermed tilfører man jorden en række stoffer, der kan være nyttige for planterne. Men samtidig er der risiko for, at jorden kan blive forurettet med stoffer, der er skadelige for planter, dyr eller mennesker, hvis man ikke nøjagtigt ved, hvad og i hvilke mængder, de tilføres. I vurderingen af forureningen af jord er det derfor nødvendigt at vide, på hvilket niveau sporstofindholdet var, før mennesket på en eller anden måde greb ind i - det eller de kredsløb, som alle stoffer, også sporstofferne, deltager i.

Knut Binsen

Cr (krom), Mn (mangan), Ni (nikkel), Co (kobolt), Zn (zink), Cd (kadmium), Cu (kobber), Pb (bly), Hg (kviksølv), Li (lithium), Sr (strontium).

3 millioner år



1000 millioner år