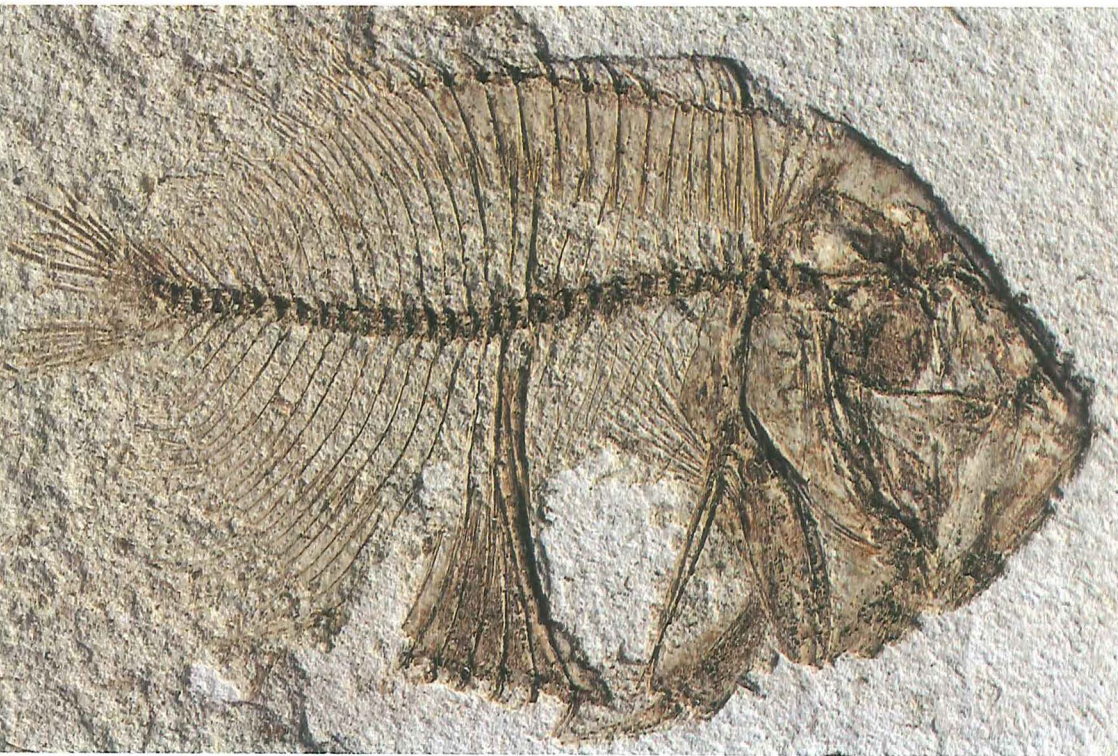


VARV

NR 1

BLADET MED DE ÆLDSTE NYHEDER

1995



VARV BRINGER EN BAGGRUNDSARTIKEL OM DE SENESTE JORDSKÆLV I JAPAN OG PÅ CYPERN.

VARV PRÆSENTERER OG BESKRIVER GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE S NYE KORT OVER GRØNLAND I 1:2,500.000.

VARV FORTSÆTTER SIN GENNEMGANG AF FOSSILER, DER ER ERKLÆRET 'DANEKRÆ'.

VARV INDEHOLDER EN ARTIKEL OM CORDIERIT - ET MEGET SPENDENDE MINERAL - SAMT 2. DEL AF ARTIKLEN FOR JERN-TITAN-OXID 'FREAKS'.

Forsidebillede: Komplet skeletaftryk af den sjældne art Palaeocentrotus boeggildi, moleret tidligst beskrevne fiskeart (W.Kühne, 1941). Fisken er yderligere omtalt i teksten. O. Bang Berthelsen, foto.

Forfattere til artikler i dette nummer kan kontaktes på følgende adresser:

Asger Berthelsen, Niels Bonde og Aage Jensen: Geologisk Institut, Øster Voldgade 10, 1350 København K.

Niels Henriksen: Grønlands Geologiske Undersøgelse, Øster Voldgade 10, 1350 København K.

-----VARV-----

VARV er udgivet med støtte fra Kulturministeriets bevilling til almenkulturelle tidsskrifter.

Adresse: Tidsskriftet VARV, Geologisk Institut, Øster Voldgade 10, 1350-København K

Telefon: 35 32 24 00, Geologisk Institut, København

Redaktion: Asger Berthelsen, Bjørn Hageskov, Jens Konnerup- Madsen, Lena Madsen og Svend Pedersen (ansvarshavende)

Bestyrelse: Asger Berthelsen, Valdemar Poulsen, Lena Madsen, Bjørn Hageskov og Svend Pedersen.

Lay-out: Bjørn Hageskov og Svend Pedersen

Repro: Tage Wilken a/s, København

Tryk: Levison+Johnsen+Johnsen a/s, København

VARV udkommer fire gange årligt. Prisen er 100 kr i abonnement for 1995. Abonnement kan tegnes ved at indsende beløbet til VARV, postgiro 9 06 88 80, eller 100 SEK til VARV's svenske postgirokonto: 4388-5, eller 100 NOK til VARV's norske postgiro: 0806 1923234.

Adresseændringer bedes meddelt VARV!

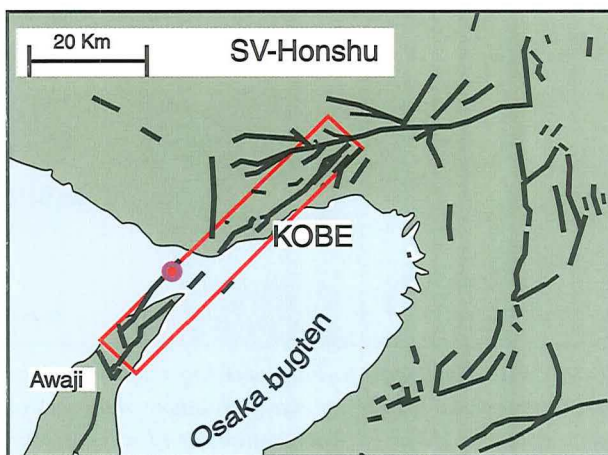
© 1995 VARV. Eftertryk af tekst og billeder kan kun ske efter aftale.

JORDSKÆLV- PLADER, DER FORSKYDES OG FORSVINDER

Asger Berthelsen

Tidlig morgen, klokken 05.46 den 17. januar 1995, intraf ved Kobe det mest ødelæggende jordskælv, Japan har oplevet siden Kanto skælvet i 1923 nær ved Tokyo og Yokohama, hvor der omkom 143.000 mennesker.

Kobe jordskælvet havde styrke 7,2 og dets arnested (hypocenter) lå 20 km sydvest for Kobe, i ringe dybde under strædet mellem Syd-Honshu og øen Awaji. Ved jordskælvet opstod en 30-50 km lang, sammensat forkastning, hvor den sydøstlige side blev forskudt 1-1,5 m sideværts mod sydvest i forhold til den nordvestlige side. Forkastningen strakte sig fra nordspidsen af Awaji helt ind i Kobes lavtliggende bycenter, fig. 1. Derfor de enorme ødelæggelser.



Figur 1. Området omkring Kobe ved Osaka-bugten. Cirklen lokaliserer hovedskælvets overfladenære hypocenter. Den røde ramme angiver området, hvor efterskælvene indtraf. De tykke streger er aktive forkastninger.

Det var ingen tilfældighed, at det første kraftige jordskælv i 1995 netop indtraf i Japan. De Japanske Øer er et af de mest seismisk aktive områder her på Jorden. De mange og kraftige jordskælv skyldes pladesammenstød, hvor to plader presses sammen, mens den ene 'synker ind' under en anden, der

samtidig bliver deformeret. Dette sker ved de såkaldte subduktionszoner. Udtrykket subduktion hentyder til, at 'noget' skaffes af vejen ved 'at blive ført nedad'. Dette 'noget', der forsvinder, er næsten altid en oceanplade. Det var subduktion af den filippinske oceanplade og deraf følgende deformation af den øvre plade, der forårsagede Kobe jordskælvet.

Det jordskælv, som den 21. februar i år ramte det vestligste Cypern, skyldtes, at den nordligste, oceaniske del af den afrikanske plade under det sydøstlige Middelhav synker ind under Kreta og Cypern. Den 'øvre plade', den, der ligger oven over subduktionszonerne, er ved Kobe og Cypern mindre plader, som delvis eller helt er 'koblet fra' den store eurasiske plade.

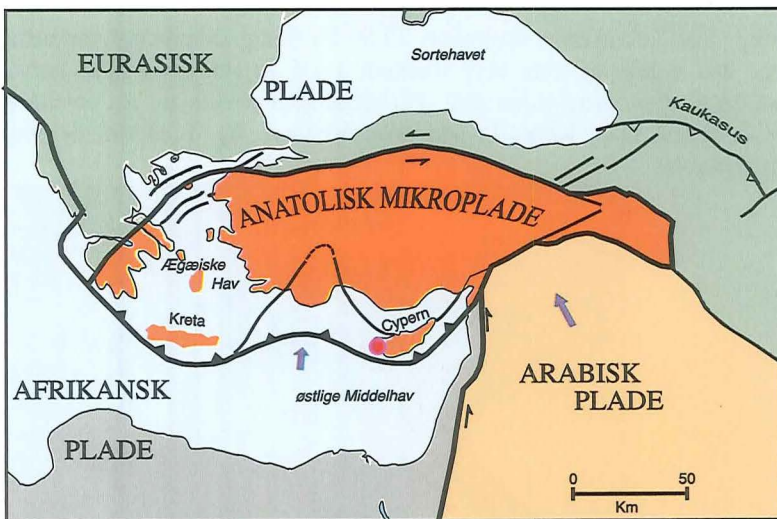


Fig. 2. De pladetektoniske forhold omkring Cypern og det østlige Middelhav. Den afrikanske plade subduceres under den anatoliske, mens den hurtigere arabiske plade får den anatoliske til at rotere mod uret. Derved strækkes, normal-forkastes og fortyndes jordskorpen under det nordlige Ægæiske Øhav. Den nord-anatoliske forkastning danner nordgrænsen for plade-rotationen.

Den øvre plade i det nordøstlige middelhavsområde kaldes nu den anatoliske plade efter Anatolien i det centrale Tyrkiet. Foruden Kreta og Cypern omfatter den det sydligste Grækenland, det meste af det Ægæiske Øhav og Tyrkiet syd for den stærkt seismisk aktive nord-anatoliske forkastning, fig. 2. Den røde cirkel i figur 2 viser Cypern jordskælvets omtrentlige beliggenhed.

Den afrikanske plade, som nærmer sig Europa med 10 mm om året, bliver umiddelbart syd for Kreta og Cypern langsomt ført ned i en nord-hældende subduktionszone under den vestlige del af den anatóliske plade. Subduktionszonens dybeste del når ned under Balkan. På fastlandet øst for Cypern er situationen helt anderledes. Her kolliderer den østligste del af den anatóliske plade med den arabiske plade, der som en 'rambuk' drives 25 mm om året mod nord-nordvest ind mod det urolige Kurdistan. Dette ekstra 'arabiske skub' får den anatóliske plade til at dreje som en selvstændig mikroplade. Den roterer mod uret i forhold til den eurasiske plade, og det fører til bevægelser på 25 mm/år langs den nord-anatóliske forkastning. Nord for denne forkastnings østlige ende forplanter en del af det 'arabiske skub' sig til Kaukasus, hvor sideværts forkastninger og nordrettede overskydninger er seismisk aktive.

Disse relativt langsomme pladebevægelser (mm/år) er bestemt i tiden 1988-92 ved meget præcise stedbestemmelser foretaget ved hjælp af signaler udsendt fra satelliter, det såkaldte 'Global Positioning System' (GPS). Desuden er benyttet data fra det noget ældre system, 'Satellite Laser Ranging' (SLR), hvor en satellit fungerer som 'spejl'. De observerede hastigheder svarer forbavsende godt til dem, der tidligere er udledt ud fra de regionale geologiske og pladetektoniske forhold i området.

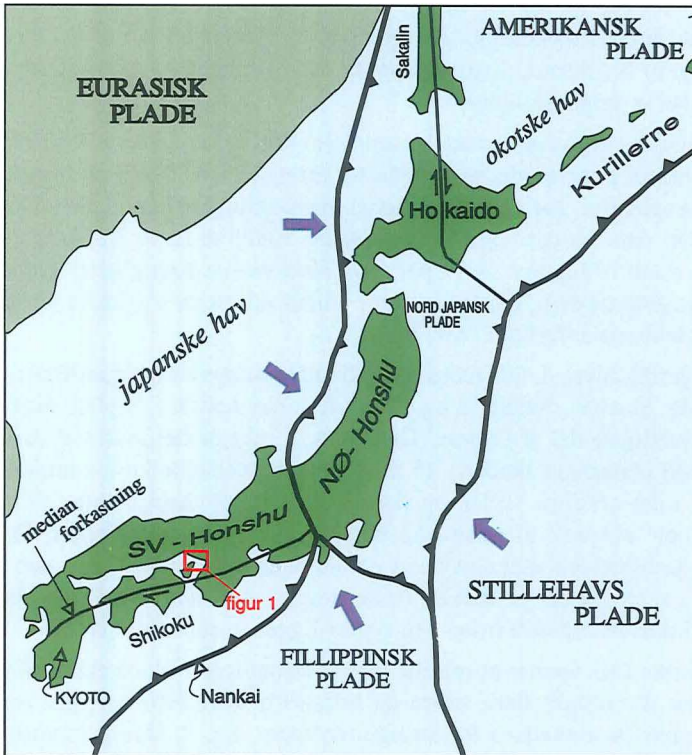
Cypern jordskælvet d. 23. februar havde næsten styrke 6 og indtraf i 13-15 km dybde. Skælvet dræbte to og sårede fem mennesker i Paphos distriktet i den sydvestligste del af Cypern. Det følte isøvrigt på det meste af øen, hvor der opstod materielle skader i 25 landsbyer. Rystelserne kunne umiddelbart mærkes i det nordlige Israel, og de blev registreret instrumentelt af det internationale netværk af seismiske observatorier, bl.a. i Budapest, Prag og Zürich. Jordskælvet's mekanisme er endnu ikke endeligt klarlagt, men det er fristende at tro, at der er sket en forskydning i den øvre anatóliske plade på grund af dennes rotation imod den sydfør liggende subduktionszone.

De Japanske Øer danner et mindst lige så kompliceret pladetektonisk puslespil, hvor der indgår flere større og mindre plader, som bevæger sig med noget højere hastigheder i forskellige retninger, fig. 3. Den filippinske plade føres 2,5 cm/år i nordvestlig retning frem mod subduktionszonen foran Kyushu, Shikoku og Sydvest-Honshu, som tilhører den eurasiske plade. Den filippinske plade bliver selv langs sin østlige grænse subduceret af Stillehavspladen, som bevæger sig 6-10 cm/år mod vest-nordvest.

Nord for den filippinske plade synker Stillehavspladen ned i en subduktionszone ud for Nordvest-Honshu, som ligesom Vest-Hokaido ligger på den

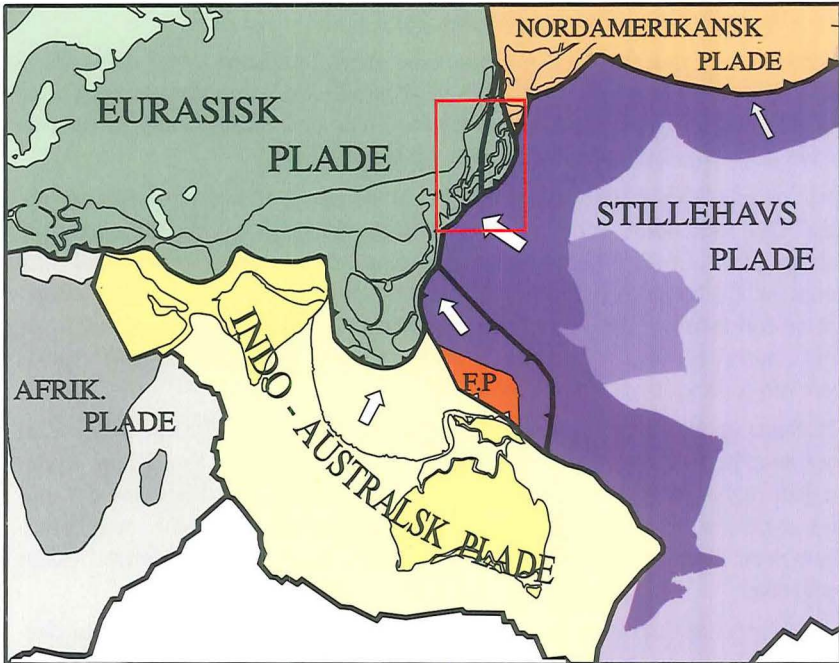
'lille' nordjapanske plade. Længere mod nord føres Stillehavspladen ind mod en subduktionszone ud for Øst-Hokaido og Kurillerne i den asiatiske del af den nordamerikanske plade, fig. 3.

Nordvest-Honshu udgjorde oprindeligt en del af den eurasiske plade - indtil den unge oceanbund under det Japanske Hav begyndte at blive subduceret mod øst, og der udvikledes en aktiv pladegrænse ud for Nordvest-Honshu og Vest-Hokaidos vestkyst. Nu 'rider' Nordvest-Honshu og Vest- og Øst-Hokaido så at sige ovenpå to modgående subduktionszoner.



Figur 3. Det pladetektoniske puslespil omkring de Japanske Øer, hvor den filippinske plade subduceres under den eurasiske, og Stillehavspladen subduceres under den filippinske, den nordjapanske og den nordamerikanske plade. Desuden subduceres den unge oceaniske litosfære under det Japanske Hav mod øst ned under den nordjapanske plade (Nord-Honshu og Vest-Hokaido).

Den Japanske Øbue, fra Kyushu i syd til Hokaido i nord, opbygges således ikke af en enkelt plade. Der indgår litosfære fra fire forskellige plader i øbuen. Tre af pladerne mødes omtrent midt på Honshu, ikke langt sydvest for Tokyo. Intet under, at Japan med så mange pladegrænser rammes af mange jordskælv!



Figur 4. De pladetektoniske forhold i Syd- og Øst-Asien for 23 millioner år siden. Siden da er den mørk blå, brede bræmme af oceanisk litosfære nærmest det asiatiske kontinent helt forsvundet i subduktionszoner. I stedet er der nydannet (< 23 mill. år gammel) oceanisk litosfære op til de oceaniske spredningsrygge. FP angiver den nu bevarede del af den filippinske plade. Endnu bevaret jurassisk oceanbund i Stillehavspladen er mellem blå. Bemærk, at de Japanske Øer (indenfor den røde ramme) for 23 mill. år siden lå tæt op mod det asiatiske fastland. Det Japanske Hav blev først anlagt for ca. 15 millioner år siden, og er allerede nu ved at blive lukket!

Pladebevægelserne ved Japan er 1-2 cm om året; dette er nok hurtigere end i det østlige Middelhavsområde, men lyder alligevel ikke af så meget. Set i geologisk tidsperspektiv er det dog 'hurtigt', for i løbet af de sidste 23 millioner år har resultatet været, at der i subduktionszonerne ud for Japan er forsvundet en ca. 2500 km bred bræmme af oceanisk litosfære. Figur 4 viser den pladetektoniske situation for 23 millioner siden - i Yngre Tertiærtid. Bemærk at den filippinske plade (FP) på det tidspunkt endnu ikke havde opnået kontakt med Japan. Det har den nu i Nankai dybhavsuren. Her begynder den filippinske plades oceanbund at synke ind i subduktionszonen under Kyushu, Shikoku og Sydvest-Honshu, fig. 3.

Nordenden af den filippinske plade subduceres langsomt under den sydlige del af Nordvest-Honshu, hvor de to modsat hældende subduktionszoner (øst og vest for den Nordjapanske plade) klemmer den indsynkende filippinske plade sammen i km-store buler. Et virkeligt puslespil.

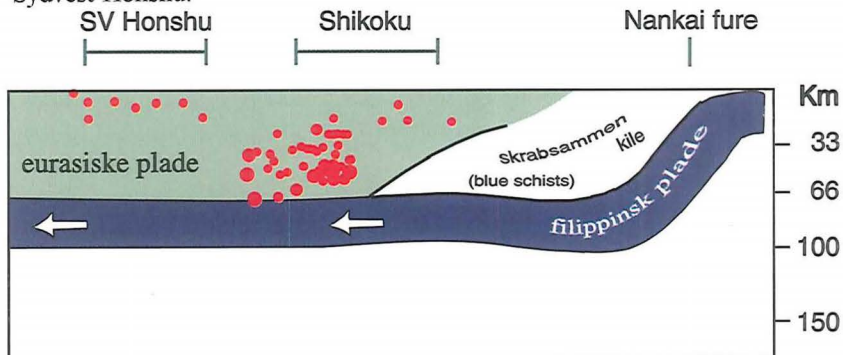
Det foregår ikke gnidningsløst, når én plade bevæger sig ned under en anden. Der kan opstå både tryk- og trækspændinger, og når de overstiger bjergarternes brudstyrke, udløses de oplagrede elastiske spændinger momentant. Der rives et brud op, og bruddets to vægge forskydes, så der udvikles en forkastning. Det er rystelserne herfra, der mærkes som jordskælv. De føles særlig kraftigt og er mest ødelæggende, når forkastningerne dannes nær ved jordoverfladen, som ved Kobe.

De fleste jordskælv er enten grunde med hypocenter i 0-70 km dybde eller mellemdybe til dybe med hypocenter mellem 100 og 700 km dybde. Systematisk registrering af de enkelte jordskælv og deres efterskælv gør det muligt at bestemme dybden til hypocentret, det sted nede i jorden, hvor bruddannelsen starter. Punktet på jordoverfladen lige over hypocentret kaldes epicentret.

Ved mange subduktionszoner ligger hypocentrene dybere og dybere, jo større afstanden er til dybhavsuren, d.v.s det sted, hvor indsynkningen starter. Sådanne hældende jordskælvszoner kaldes Benioff-zoner efter den amerikanske geofysiker H. Benioff, der tidligt beskrev fænomenet. De anses nu som et godt bevis for, at der hele tiden føres oceanplade ned i subduktionszonerne.

I den del af Sydvest-Japan, hvor Kobe jordskælvet indtraf, er subduktionszonen dog noget mere kompliceret, fig. 5. Her er næsten alle jordskælv grunde; de er fortrinsvis sket inden for den øvre eurasiske plade. I det seismiske profil i figur 5 ses også, at den filippinske plade ved Nankai furen starter med at synke ind til omkring 100 km dybde. Men så flader den ud og

bevæger sig vandret ind under den øvre plade med Shikoku og Sydvest-Honshu.



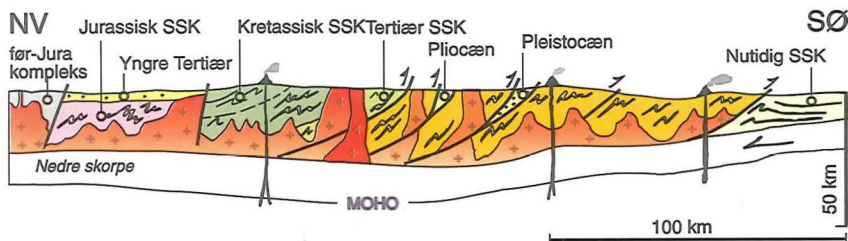
Figur 5. Forenklet seismisk profil gennem litosfæren, fra Nankai furen til Shikoku og Sydvest-Honshu. Jordskælvs-hypocentre er vist som røde cirkler. De to tykke linier afgrænser et område med ret lave temperaturer og høje seismiske hastigheder. Dette omfatter 'blue schists' nederst i skrab-sammen-kilen mellem den eurasiske og den subducerede, hældende til fladtliggende del af den filippinske plade (lyseblå).

Den situation medfører øget sammenpresning, så der fra tid til anden dannes sideværts forkastninger i den øvre plade. Langs de største, bl.a. langs den mediane forkastning i figur 3, bliver store skorpeblokke presset ud til siden. Den mindre sideværts forkastning, som opstod i forbindelse med Kobe jordskælv, var iøvrigt parallel med den mediane.

Ved en subduktionszone er det ikke 100 % af oceanpladen, der forsvinder i dybet. Oftest bliver det øverste lag af dybhavssedimenter, der er afsat ovenpå den basaltiske oceanskorpe - og måske også lidt af denne sidste - skrabet af, inden resten (størstedelen) af pladen føres ned i subduktionszonen. Det afskrabede føjes til den øvre plades forkant, hvor det blandes sammen med vulkansk og klastisk materiale, der tilføres fra vulkaner og bjerge på den øvre plade.

Efterhånden som mere og mere af en oceanplade synker ind i en subduktionszone, tiltager mængden af sammenskrabet og sammenblandet materiale (melange) ved den øvre plades forkant. Tilsidst danner det en bred, kileformet 'skrab-sammen-kile' (accretionary wedge), som er tykkest op mod øbuen på den øvre plade, og som tynder ud mod dybhavsfuren. Den dybeste del af denne skrab-sammen-kile omkrystalliserer til 'blue schists', jfr. fig. 6.

I Japan er de aktive subduktionszoner i løbet af de sidste 200 millioner år flere gange rykket lidt længere ud i oceanet, og store mængder oceanplade er blevet opslugt i dem. den filippinske plade er langsomt men sikkert vandret nordpå til sin nuværende position, hvor den er i direkte kontakt med den eurasiske plade. I forbindelse med disse pladebevægelser blev 'skrab-sammen' af jurassisk, kretassisk og tertiær alder gang på gang føjet til den øvre plades skorpe, fig. 6 .



Figur 6. Skematisk profil gennem den øvre litosfære i den japanske øbu (Honshu). Jordskorpen opbygges af sammenskudte jurassiske til kvartære 'skrab-sammen-kiler' (SSK), gennemsat af opstegne granitiske magma-bjergarter. Bjergarternes alder aftager generelt i sydøstlig retning - mod subduktions- zonen. I den nedre skorpe optræder der bl.a. gabbro og amfibolit.

Over de gamle og unge subduktionszoner er gasholdige smeltmasser (magma) trængt op i den øvre plade, hvor de har opbygget vulkanske bjerge ovenpå pladen, eller er størknet som magmatiske dybbjergarter under overfladen, fig. 6. Smeltmasserne kommer fortsat, fra de varme og delvist opsmeltede kappebjergarter, som opbygger astenosfæren (den delvis opsmeltede del af kappen) under den øvre plade. Her er opsmeltningen særlig effektiv, fordi systemet tilføres vanddamp og andre gasser. De frigøres fra den underliggende dybe del (>100 km) af den subducerede oceanplade - i takt med at dennes bjergarter omkrystalliserer til ikke-vandholdige mineral-selskaber, der er stabile ved højt tryk (bl.a. eklogit).

De magmatiske og vulkanske processer kan også give ophav til jordskælv, men disse er normalt ikke så kraftige som de tektoniske, der er knyttede til subduktionszonens øvre og dybe dele - eller til sideværts forkastninger i den øvre plade. Det sidste var tilfældet ved Kobe jordskælvet den 17. januar. Jordskælvet ved Kobe kom nok som et chock for indbyggerne, men var dog ikke uventet. Området omkring Kobe og Osaka er tidligere blevet ramt af kraftige jordskælv, bl.a. i 1854, 1944 og 1946. Efter 1854 skælvet begyndte

tektoniske spændinger igen at blive oplagret gennem elastisk deformation inden for jordskorpen, hvorved nogle områder hævedes og andre sænkedes. 1944 og 1946 jordskælvene udløste disse spændinger. 1946 skælvet medførte en permanent forskydning langs et 200 km langt brudplan, som hælder ind under 'skrab-sammen-zonen' på Shikoku.

For at kunne varsle nye jordskælv, er der siden 1890 blevet holdt nøje øje med, om jordoverfladen hæver eller sænker sig. På Shikoku og nærliggende dele af Honshu udførtes mindst 5 gange meget præcise geodætiske opmålinger, såkaldte fin-nivellementer. Herved konstateredes der vertikale bevægelser på op til 5 mm om året. Samtidig undersøgtes eventuelle ændringer i det relative havniveau ved regelmæssig aflæsning af vandstandsbrædder fastgjort til landjorden på forskellige lokaliteter. Desuden foretoges tiltmeter-målinger, hvorved størrelsen og retningen af jordoverfladens kipping (tilt) registreredes.

Ud fra disse opmålinger, forudsagde en amerikansk ekspert i 1984, at det næste store 'bang' ville komme snart - sidst i 80'erne. Det lod dog vente lidt på sig, men kom så i begyndelsen af 95! Det var ikke de først udsendte jordskælvsbølger, men de efterfølgende lang-periodiske overfladebølger, der fik højhuse, veje og broer til at styrte sammen, så Kobe blev afsondret og hjælpen vanskeligt kunne komme frem.

Ved Kobe Universitet bevægede jorden sig 55 cm i sekundet i vandret retning, og i det centrale Kobe, der var bygget på løse aflejringer, op til 1 meter i sekundet. Havde de samme tal angivet vindstyrker, ville de have betydet vindstille. Men da lang-periodiske bevægelser er ekstremt farlige for store konstruktioner med tilsvarende lang-periodiske egensvingninger, fik Kobe skælv et langt større effekt end selv en orkan.

Kobe jordskælv var en forfærdelig katastrofe. Skælv viste, hvor galt det kan gå, når der pludselig rives overfladenære brud op, som når helt ind i en stor by. Også selv om huse og store konstruktioner er søgt bygget 'jordskælvsikre'. De sørgelige erfaringer har selvsagt vakt uro i Californien, hvor millioner af mennesker lever og bor ovenpå den store St. Andreas forkastnings-zone, hvor der med mellemrum opstår jordskælv ved sideværts forskydninger i stejle forkastninger.

Nu frygter mange et californisk Kobe!

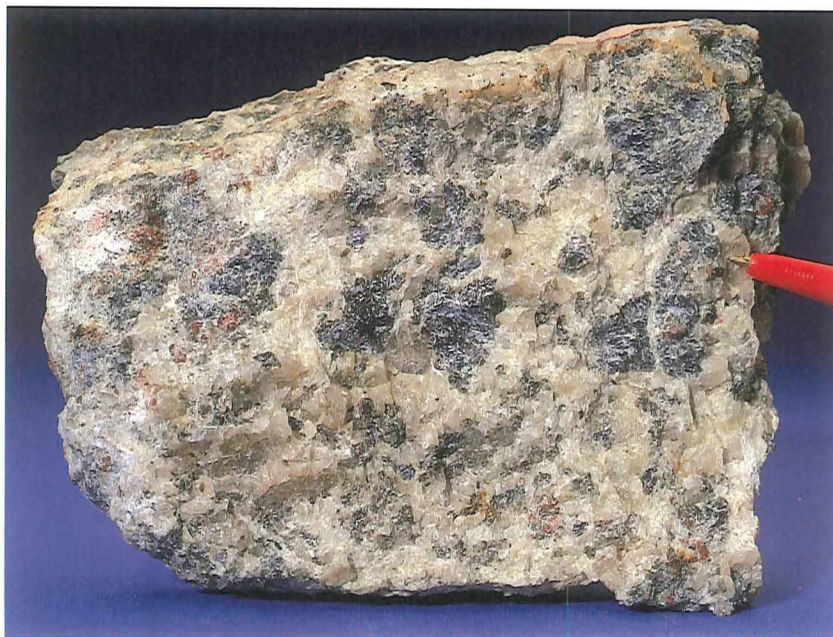
Siden Long Beach jordskælv i 1933 har de store byer i Californien været forskånet for tilsvarende katastrofer. Hypocentret for Northridge jordskælv i 1994 lå ganske vist under et byområde, men forskydningen indtraf her i så

stor dybde (>10 km), at virkningerne ved overfladen var relativt afdæmpede; de var ikke en tiendedel af Kobe jordskælvs. Men hvad med næste gang?

Intet er dog så galt, at det ikke er godt for noget.

Japan var tilknyttet de globale GPS og SLR overvågningssystemer, og takket være den lokalt intense overvågning forud for Kobe jordskælvet og den detaljerede registrering af rystelser, forskydninger, niveauændringer, jordskred og vand- og slamudstrømning m.v. under hovedskælvet og efterskælvene, er der nu indsamlet den hidtil mest komplette information om et overfladenært jordskælvs forhistorie og forløb. Og de internationale jordskælvs eksperter er ivrigt optaget af at analysere dette materiale, i håb om at kunne udlede nye byggetekniske principper og bedre varslingsmetoder.

Man kan flytte mennesker, men det er svært at flytte store byer, og menneskeligt umuligt at stoppe de pladetektoniske processer.



Blå cordierit i metamorf bjergart

CORDIERIT- solsten

Aage Jensen

Cordierit er det mineralogiske navn for magnesium-aluminium-silikatet $Mg_2Al_3AlSi_5O_{18}$, men mineralet har desuden flere andre navne. Som smykkesten bruges ofte navnet iolit, undertiden taler man også om vandsafir (fransk saphir d'eau). Cordierit kaldes også dichroit. Dette navn skyldes, at mineralet har stærk pleochroisme (forskellige farver i forskellige retninger).

Pleochroisme er en fælles betegnelse for dichroisme og trichroisme. Tetraoanle, hexagonale og trigonale mineraler har principielt to forskellige farver og siges at have dichroisme. Orthorombiske, monokline og trikline siges at have trichroisme. Kubiske mineraler kan slet ikke være pleochroitiske.

Da cordierit krystalliserer orthorombisk burde det retteligen være kaldt trichroit og ikke dichroit, men det har man altså ikke gjort. De tre principielle farver hos cordierit er violetblå, lysebrun og næsten farveløs, og pleochroismen er så stærk, at den kan ses med det blotte øje uden brug af instrumenter. Til at påvise pleochroisme bruges ellers et såkaldt dichroskop, der gør det muligt at se to af farverne ved siden af hinanden samtidigt.

Man mener, at vikingernes såkaldte 'solsten', som de brugte til at navigere med, d.v.s finde ud af, hvor solen står, når det er overskyet, var cordierit.

Dette er sandsynliggjort ved, at det er lykkedes den danske arkæolog Thorkild Ramskou at dirigere et SAS-fly sikkert fra Kastrup over Grønland til USA ved hjælp af et stykke cordierit.

Cordierit har hårdhed 7 og massefylde 2,59. Lysbrydningen ligger tæt op af kvarts, og det kan være vanskeligt i mikroskop at skelne mellem cordierit og kvarts.

Cordierit til smykkesten fås især fra Sri Lanka, Mogok i Burma, indien og Madagaskar, men der findes også cordierit af smykkestenskvalitet på Grønland.

Historien om jern-titan-oxiderne II

Aage Jensen

I basaltiske dybbjergarter (gabbroer) og gangbjergarter (doleriter) slutter udviklingen af jern-titan-oxiderne som beskrevet i artiklen 'Historien om jern-titan-oxiderne I' (VARV 1994,4), men i basalterne er der en lang historie tilbage endnu.

Udviklingen af den kubiske fase begynder med oxidation af ulvöspinel til ilmenit og magnetit med påfølgende afblanding af ilmenit efter oktaederretningerne, og oxidationen i basalter er så kraftig, at det aldrig kommer til afblanding af ulvöspinel. I basalter forbliver ilmeniten ikke homogen, men der fremkommer forskellige afblandinger.

Der er syv forskellige oxidationsstadier, og udviklingen forløber forskelligt i de to faser: Den kubiske titanomagnetit og den romboedriske ilmenit-hæmatitfase. Stadierne i den kubiske fase benævnes C 1 - C 7, og stadierne i den romboedriske fase benævnes R 1 - R 7.

C 1 er homogen titanomagnetit helt uden afblandingslameller af ilmenit.

C 2 er titanomagnetit med få afblandingslameller af ilmenit.

C 3 er titanomagnetit med mange afblandingslameller af ilmenit.

Under denne udvikling af den kubiske fase sker der ikke noget med den romboedriske fase, den forbliver homogen og betegnes R 1. Under stadiet C 4 vokser ilmenitlamellerne og bliver bredere og lysere, og der dannes ferrirutil i lamellerne. Titanomagnetitgrundmassen bliver mørkere, og der afblandes spinel. Dette stadium er meget karakteristisk, og inden man fandt frem til de syv forskellige stadier blev det kaldt 'Hitzemartit' eller 'Erhitzungsmartit'.

Svarende til C 4 begynder der at ske noget med den romboedriske fase, og de tre stadier R 2, R 3 og R 4 er sammenfaldende med C 4. I R 2 fremkommer der få linser af ferrirutil i ilmeniten. R 3 har mange linser af ferrirutil i ilmeniten. R 4 er en metastabil firefase paragenese bestående af: Ferrilmenit, ferrirutil, rutil og titanohæmatit.

C 5 og R 5 er sammenhørende og består af rutil og titanohæmatit. Ferrirutilen forsvinder fra C 5 og ferrirutil og ferrilmenit forsvinder fra R 5.

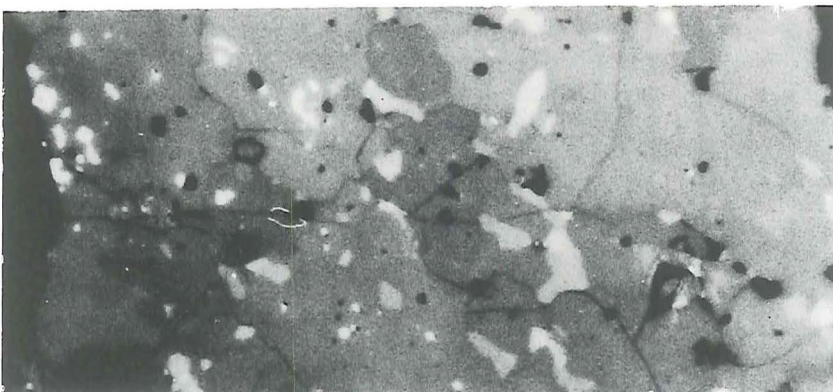
C 6 og R 6 er også sammenhørende og er karakteriseret ved fremkomsten af mineralet pseudobrookit der har sammensætningen Fe_2TiO_3 . C 6 og R 6 består af pseudobrookit, rutil og titanohæmatit.

C 7 og R 7 er ligeledes sammenhørende, her er der dannet meget mere pseudobrookit og C 7 består af pseudobrookit og meget hæmatit (titanohæmatit), medens R 7 består næsten udelukkende af pseudobrookit med ganske få og små pletter af hæmatit og rutil.

Denne oxidation af jern-titan-oxiderne volder petrologerne vanskeligheder, når de vil sammenligne forskellige basaltanalyser. Mange petrologer anerkender ikke denne udvikling som primær, men anser det for noget i retning af forvitring. Denne holdning er imidlertid uholdbar, da pseudobrookit ikke er stabil ved temperaturer under 600°C og dannes i basalter ved temperaturer mellem 600°C og 800°C . Kemiske analyser af basalter med høje oxidationsværdier får et stort indhold af Fe_2O_3 . Dette høje indhold af Fe_2O_3 generer petrologerne, når de skal beregne indholdet af de såkaldte normmineraller ud fra de kemiske analyser. Derfor ændrer de analyseresultaterne og det faktisk fundne forhold mellem Fe_2O_3 og FeO til en arbitrær værdi.

Her i landet er 0,15 meget anvendt, men i udlandet bruges såvel 0,25 som 0,20. Ved således at sænke indholdet af Fe_2O_3 overføres der jern til silikamineraler, så resultatet let bliver at en kvartstholeit bliver til en olivin-tholeit.

Miseren undgås ved ikke at udtage basalter med høje oxidationsstadier til kemisk analyse.



Pseudobrookit (mørk grå) dannet efter ilmenit med små områder af hæmatit (hvid) og rutil (grå).

nyt- Geologisk kort over Grønland

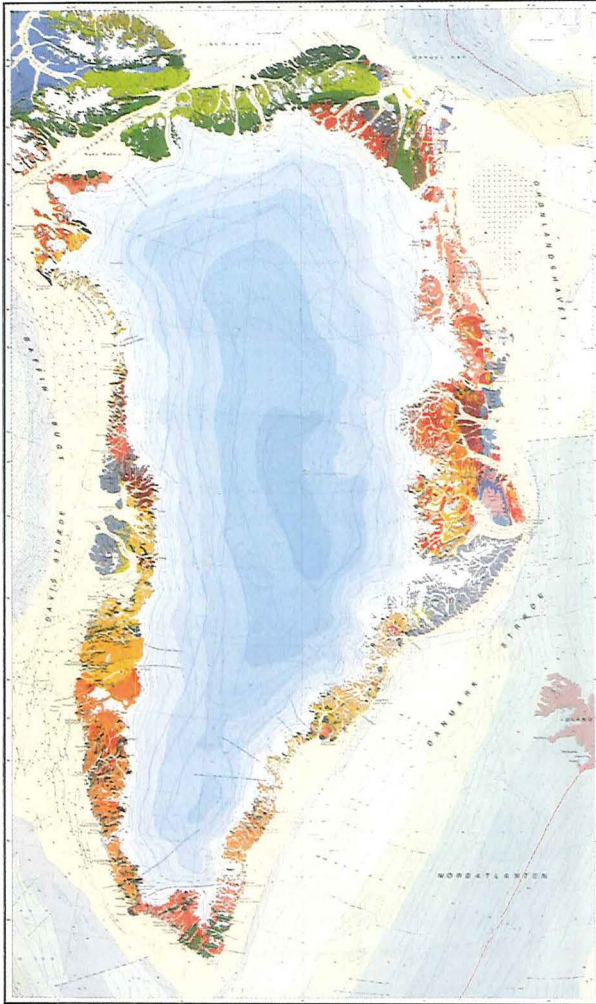
Niels Henriksen

Grønlands Geologiske Undersøgelse (GGU) har i januar 1995 publiceret et nyt geologisk oversigtskort over Grønland i målestoksforholdet 1:2,5 million. Kortet er baseret på en ny sammentegning af det topografiske grundlag foretaget i et samarbejde mellem Kort- og Matrikelstyrelsen (KMS) og GGU. Det nye topografiske grundlag viser for første gang hele Grønland i en geometrisk korrekt form. På de tidligere kort var specielt udtegningen af Nordgrønland baseret på et gammelt utilstrækkeligt punktgrundlag. Nyudtegningen viser, at visse områder i det østlige Nordgrønland skal placeres op til 30 km længere mod øst end vist på de gamle kort. Nordgrønland er hermed blevet bredere og arealmæssigt større end hidtil kendt.

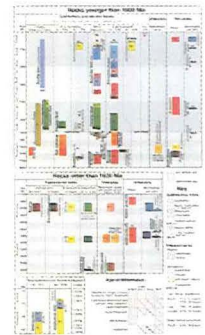
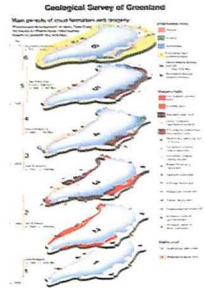
Det første geologiske oversigtskort over Grønland i samme målestoksforhold blev publiceret for 25 år siden. Siden da er vor viden om Grønlands geologi blevet betydeligt større. Af de til nu udarbejdede 50 geologiske kortblade i 1:100.000 er 45 publiceret siden 1970 og 10 af de i alt 14 planlagte geologiske oversigtskort i 1:500.000 er ligeledes fremstillet siden da. I 1970 var væsentlige dele af geologien i Nord- og Nordøstgrønland samt i Sydøstgrønland kun sporadisk kendt, og den geologiske opbygning af de tilgrænsende havområder var omtrent ukendt. De mange nye data indgår nu i grundlaget for det nyfremstillede kort, der præsenterer et samlet overblik over geologien i såvel landområderne som i de omgivende havområder.

Et geologisk kort skal give et billede af områdets geologiske opbygning og udvikling og ikke blot fremstille de forskellige bjergarters forekomst og udbredelse. Det skal på samme tid kunne give et overblik samt indeholde detaljer, der først kommer frem ved et nærmere studie. Målet er, at det geologiske kort skal kunne 'læses' på såvel stor afstand, som på mellem og kort afstand.

På det geologiske kort afbildes landområdernes geologi ved at anføre, hvilke geologiske enheder, der forekommer ved terrænoverfladen. Bjergarterne er her direkte tilgængelige for geologens studier, så man f.eks. kan indsamle prøver og foretage strukturelle målinger. Anderledes er det med geologien i de havdækkede områder, der unddrager sig direkte observation. Her er man nødt til at vurdere opbygningen ved indirekte metoder, som hovedsageligt omfatter forskellige geofysiske undersøgelser som flybårne målinger af de geomagnetiske forhold (aeromagnetiske målinger) og skibsbaserede seismiske og gravimetrisk målinger. Herved fås et principielt helt anderledes



Geological map of Greenland
1 : 2 500 000



Om kortet

1. Formål og omfang
2. Kilde til data
3. Geologisk baggrund
4. Geologisk kort
5. Geologisk profil
6. Geologisk profil
7. Geologisk profil
8. Geologisk profil
9. Geologisk profil
10. Geologisk profil
11. Geologisk profil
12. Geologisk profil
13. Geologisk profil
14. Geologisk profil
15. Geologisk profil
16. Geologisk profil
17. Geologisk profil
18. Geologisk profil
19. Geologisk profil
20. Geologisk profil
21. Geologisk profil
22. Geologisk profil
23. Geologisk profil
24. Geologisk profil
25. Geologisk profil
26. Geologisk profil
27. Geologisk profil
28. Geologisk profil
29. Geologisk profil
30. Geologisk profil
31. Geologisk profil
32. Geologisk profil
33. Geologisk profil
34. Geologisk profil
35. Geologisk profil
36. Geologisk profil
37. Geologisk profil
38. Geologisk profil
39. Geologisk profil
40. Geologisk profil
41. Geologisk profil
42. Geologisk profil
43. Geologisk profil
44. Geologisk profil
45. Geologisk profil
46. Geologisk profil
47. Geologisk profil
48. Geologisk profil
49. Geologisk profil
50. Geologisk profil
51. Geologisk profil
52. Geologisk profil
53. Geologisk profil
54. Geologisk profil
55. Geologisk profil
56. Geologisk profil
57. Geologisk profil
58. Geologisk profil
59. Geologisk profil
60. Geologisk profil
61. Geologisk profil
62. Geologisk profil
63. Geologisk profil
64. Geologisk profil
65. Geologisk profil
66. Geologisk profil
67. Geologisk profil
68. Geologisk profil
69. Geologisk profil
70. Geologisk profil
71. Geologisk profil
72. Geologisk profil
73. Geologisk profil
74. Geologisk profil
75. Geologisk profil
76. Geologisk profil
77. Geologisk profil
78. Geologisk profil
79. Geologisk profil
80. Geologisk profil
81. Geologisk profil
82. Geologisk profil
83. Geologisk profil
84. Geologisk profil
85. Geologisk profil
86. Geologisk profil
87. Geologisk profil
88. Geologisk profil
89. Geologisk profil
90. Geologisk profil
91. Geologisk profil
92. Geologisk profil
93. Geologisk profil
94. Geologisk profil
95. Geologisk profil
96. Geologisk profil
97. Geologisk profil
98. Geologisk profil
99. Geologisk profil
100. Geologisk profil

Det nye geologiske kort over Grønland.

grundlag for fremstilling af den geologiske opbygning: I de havdækkede områder baseres den altså på grundlag af tolkede geofysiske data, der af geofysikerne og geologerne udlægges som geologiske enheder. Disse kan dog ikke umiddelbart sammenlignes med dem, der vises fra landområderne. Geologien er også skjult under Indlandsisen og de mange lokale iskapper på Grønland, hvorfor man på kortet i stedet for geologi i disse områder viser forskellige topografiske forhold vedrørende isens størrelse og form.

De principielt forskellige typer oplysninger vi har om Grønlands geologi og glaciologi gør det nødvendigt at sammenstille (kompilere) kortet med tre forskellige inddelingsgrundlag:

- 1) Geologien i de isfri landområder
(Data fra geologisk kortlægning)
- 2) Geologien i de havdækkede områder
(Tolkning af geofysiske data)
- 3) Indlandsisens topologiske forhold
(Topografiske og tolkede geofysiske data).

De isfrie landområders geologi

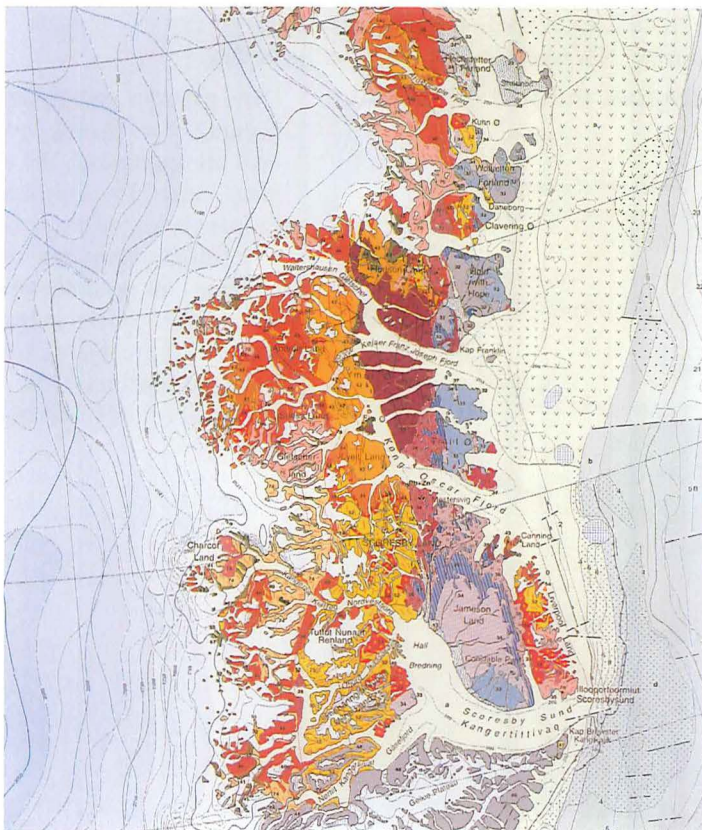
Geologisk set er Grønland meget komplekst opbygget. Tilblivelseshistorien spænder over ca. 4 milliarder år, med dannelse af en serie ældre bjergarter, der er opstået ved processer dybt nede i jordskorpen og med en række overlejrende yngre bjergartsserier, der er afsat nær jordens overflade.

Hovedparten af landet består af et mere end 1,8 milliarder år gammelt grundfjeldskompleks domineret af granitter og gnejser. Dette såkaldte 'Prækambriske grundfjeldsskjold' omfatter mere end halvdelen af de isfrie landområder og udgør antageligt næsten hele den del af Grønland, der er dækket af Indlandsisen. En boring gennem Indlandsisens centrale del i 1993 foretaget af amerikanske glaciologer bekræftede netop, at der på dette sted fandtes arkæisk grundfjeld, d.v.s. grundfjeld, der er ældre end 2500 millioner år.

De yngre bjergartsserier, hvoraf mange er afsat oven på grundfjeldsskjoldet, omfatter sedimenter og vulkanske bjergarter. Disse forekommer især i Nord- og Østgrønland og er hyppigt afsat i randzonen mellem kontinentet og det tilgrænsende ocean; nogle af dem er deformeret af de palæozoiske bjergkædefoldninger (Ellesmerian i Nordgrønland; Kaledoniderne i Østgrønland).

Grønlands meget varierede og sammensatte geologiske opbygning afspejles i kortets signaturforklaring, hvor der er skelnet mellem 85 geologiske enheder. De bjergarter, der udgør grundfjeldsskjoldet, er samlet i én legende-

blok, der omfatter bjergarter, der er ældre en 1600 millioner år. Her er inddelingsgrundlaget bjergarternes art (litologi) og alder, og på kortet er der vist en opdeling i en række regionale strukturelle provinser. De geologiske dannelser, der er yngre end 1600 millioner år, er samlet i en anden legendeblok. Her er de mange enheder relateret til dannelsen af en række bassiner og til de yngre foldekæder, hvormed kortet også får et dynamisk geologisk indhold. Bassinerne er på kortet angivet med en underopdeling, der viser aflejringsmiljøet, alderen og udbredelsen af hver af de sedimentære og vulkanske bassiner og med en fordeling på bassiner i Vest-, Nord- og Østgrønland. De yngre foldekæders dybbjergarter med gnejser og plutoniske bjergarter er vist med deres litologi og alder som grundlag.



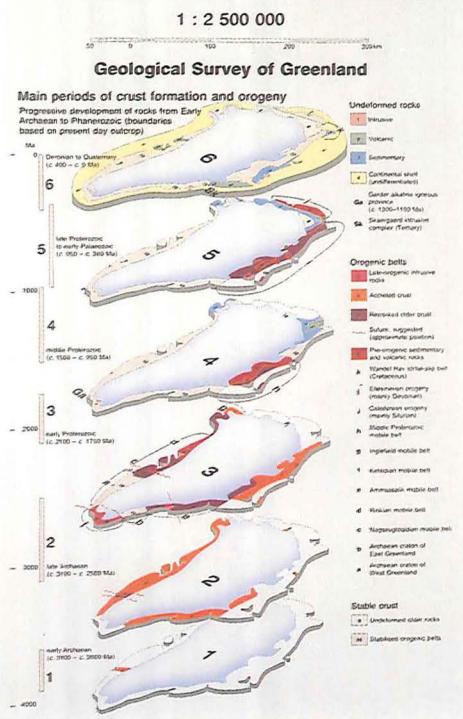
Udsnit af kortet visende det centrale Østgrønland mellem ca. 69°30' N og 76°30' N. Udsnittet er ca. 800 km fra nord til syd.

Grønland er gennem sin næsten 4 milliarder år lange geologiske udvikling blevet gradvist opbygget gennem en række bjergkædedannelser (orogener), og grundfjeldsskjoldet er trinvist blevet sammenstykket af bæltter af kontinentmateriale. Disse er primært opstået af nydannet skorpemateriale, men hyppigt bliver dele af dem deformeret og omdannet igen i forbindelse med senere bjergkædedannelser.

På kortet vises disse forhold dels gennem legendens forskellige enheder og dels ved at angive hovedforløbet af strukturerne (trend lines) i de fire dominerende bjergkædekomplekser:

- sen-Arkæiske (2800-3000 millioner år),
- tidlig Proterozoiske (1850-2000 millioner år),
- Kaledoniske i Østgrønland (400-450 millioner år)
- Ellesmeriske i Nordgrønland (360-400 millioner år).

Geological map of Greenland



Den trinvise geologiske opbygning er anskueliggjort gennem en 'tegniserie', der er anbragt uden for kortrammen. Denne viser i seks trin hovedforløbet af dannelsen og tilvæksten af grundfjeldsskjoldet og den senere udbygning med de yngre bjergkæder og de yngre bassinområder langs randen af grundfjeldsskjoldet.

'Tegneserien' der i seks trin viser Grønlands geologiske udviklingshistorie.

Havbundsgeologien

Udforskningen af havområderne omkring Grønland tog fart i 1970'erne, hvor der blev gennemført olieeftersøgningsprojekter ud for Vestgrønland med bl.a. fem dybe efterforskningsboringer på shelfen.

Placeringen af disse boringer er vist på kortet. Siden da er der gennemført en række forskellige kommercielle olieeftersøgningsaktiviteter og en del videnskabelige undersøgelsetogter både ud for Vestgrønland og ud for Østgrønland. Resultaterne af disse mange aktiviteter giver tilsammen mulighed for at sammenstille en oversigt over havbundsgeologien, som det er vist på kortet. Datagrundlaget herfor er meget uensartet, idet der fra nogle områder findes en særdeles tæt dækning, f.eks. ud for dele af det sydlige Vestgrønland, medens der fra andre områder kun findes få spredte observationer som f.eks. nord for Nordgrønland. Alligevel har man på kortet søgt at vise den geologiske opbygning på en jævn måde, med kun et par områder længst mod nord uden signaturangivelser.

Den geologiske opbygning af havområderne ud for Grønland omfatter to væsensforskellige geologiske domæner. Nærmest land findes en zone, der er underlejret af kontinental skorpe, og som på mange måder omfatter en serie bjergarter som dem, man finder i landområderne. Denne zone med kontinental skorpe er af meget varierende bredde. Hvor den er smalles ud for det centrale Østgrønland, er den kun ca. 10 km bred, medens den kan blive over 300 km bred, hvor den er størst som ud for Nordøstgrønland.

Uden for kontinentalskorpezonen findes områder, der er opbygget af oceanisk skorpe med vulkanske dannelser, der hovedsageligt kun er overlejret af ganske tynde serier med dybhavssedimenter. Disse vulkanske dannelser blev gradvist opbygget i forbindelse med oceanbundsspredningen mellem Nordamerika og Nordeuropa, der omkring Grønland begyndte for ca. 55-60 millioner år siden.

Den trinvis oceanbunds tilvækst fremgår tydeligt af kortet, hvor alderen på oceanbunden for anskueligheden er opdelt i en serie tidszoner på hver 15 millioner år. Samtidig vises de magnetiske anomaliliner, der er fordelt symmetrisk omkring den midtatlantiske ryg. Den oceaniske skorpe kendes hovedsageligt fra geofysiske undersøgelser, men et sted ud for Sydøstgrønland er der foretaget en videnskabelig undersøgelsesboring, der går ned i den øvre del af skorpen, gennem de overliggende sedimenter og ned i underliggende basalter. Denne borings placering er vist på kortet.

I havområderne omkring Grønland findes en række meget store sedimentære bassiner, med Øvre Palæozoiske, Mesozoiske og Tertiære aflejringer.

Disse bassiner ligger hovedsageligt med en kystparallel længdeudstrækning. De kan være op til flere hundrede kilometer lange og have sediment mægtigheder på over 8 km. Bassinerne findes specielt i de områder, hvor kontinentalskorpen er bred, d.v.s. ud for Vestgrønland og ud for Nordøstgrønland.

Bassinområdernes forhold er på kortet belyst med en række signaturer og linier, hvorfra man kan vurdere deres forekomst, udbredelse, sedimenttykkelse, strukturer og placering i forhold til andre bjergartforekomster, som f.eks. basalter på havbunden. Det kræver et lidt nøjere studie af kortet at aflæse disse forhold, men med en sådan indsats vil man kunne finde mange interessante oplysninger. Interessen for de sedimentære bassiner er stor, da der bl.a. knytter sig oliegeologiske forventninger til flere af disse områder. Endnu er der ikke påvist kommercielle olieforekomster omkring Grønland, men sedimentbassinernes opbygning er meget lig områder ud for Nordamerika og Nordeuropa, hvorfra der allerede er gjort meget store olie- og gasfund.

Indlandsisen

Indlandsisen og de mange lokale iskapper er på kortet vist med en enkelt signaturenhed. Isens topografiske overflade er angivet med højdekurver, der er baseret på såvel flybårne som satellitbaserede målinger. Tilsvarende er Indlandsisens bund også angivet med højdekurver, som er tolket ud fra flybårne radarmålinger. Ud fra disse to sæt højdekurver er Indlandsisens tykkelse beregnet og udtrykt på kortet med en række tiltagende blåtoner, der spænder fra under 200 m tykkelse i randzonen til over 3000 m i den centrale del. Isens bund forekommer i det indre af Grønland under havniveau - hvilket også kan aflæses af kortet.

Gennem årene er der foretaget en række borerer gennem Indlandsisen. Disse borerer har givet en lang række betydningsfulde resultater om klimaudviklingen gennem de sidste 100.000 år. Placeringen af disse borerer er vist på kortet.

Kortets udarbejdelse og publikation

Det nye Grønlandskort er sammmentegnet af to af GGU's mest erfarne geologer. J.C. Escher har været ansvarlig for landområdernes geologi samt for hele kortets design og layoutmæssige opbygning. C.T.R. Pulvertaft har kompileret de mange spredte data fra havbundsområderne. Den tekniske udarbejdelse er udført af tegner Margareta Christoffersen, og reproduktion og

trykning er gennemført dels ved KMS og hos et privat trykkeri. N. Henriksen har stået for projektkoordination og har sammen med H.-J. Bengaard bidraget med kompilation af visse landområder.

Teksten til kortets signaturforklaring er på engelsk, men da mange af de anvendte geologiske betegnelser er internationale, vil kortet sagtens kunne forstås af en geologisk interesseret skandinavisk læser. En engelsksproget beskrivelse er under udarbejdelse. Den er beregnet for en faglig læserkreds og vil blive publiceret sammen med en planlagt kortbog i A4 format.

Det nye geologiske kort over Grønland i 1:2,5 million er trykt i 10.000 eksemplarer. Det sælges som et vægkort og som et foldekort.

Kortene kan bestilles hos VARV og sælges for 125 kr pr. stk. + forsendelse.



Panorama fra Nordgrønland. Foto: F.Kalsbeek.

Tidligt tertiære fisk - flere danekræ.

N. Bonde

De tidlige tertiære lag i Danmark - det som internationalt kaldes Palæogen (= gamle dannelser), nemlig Paleocæne, Eocæne og Oligocæne havsedimenter - indeholder ganske mange fiskefossiler. Bedst kendt er selvfølgelig Fur Formationen med moleret i Nordvest-Jylland .

Men også Danien-tidens aflejringer indeholder fisk, mest berømt er 'Fiskeleret' på Stevns, som udgør den allertidligste del af Paleocænet lige efter Kridttidens slutning - og er ca. 65 mill. år gammelt. Der er faktisk temmelig mange, ret dårligt bevarede hjattænder i det 10 cm lerslags øvre dele, oftest uden rødder, og der er små skæl, tænder og isolerede knogler af benfisk (teleoster).



Den lille kæbeknogle af 'knogletunge' fra Fiskeleret. Foto: O.B.Berthelsen.

Blandt de sidste blev et overraskende unikum, en ca. 4 mm lang overkæbeknogle (premaxillare) med tænder af en 'knogletunge', fundet i 1994 af Nicky Beyer. Den tilhører den - på nogle punkter - mest primitive, nulevende gruppe af benfisk, osteoglossomorferne, som i dag kun findes i ferskvand. Sandsynligvis er den endda nært beslægtet med familien af egentlige osteoglossider, som f.eks. arapaimaen og arowanaen m.fl., der tit kan ses i Danmarks Akvarium, og som alle er fra den sydlige halvkugle.

Det har vist sig, at denne gruppe i tidlig Tertiær havde flere havlevende former kendt fra Paleocæne og Eocæne lag i Øst-USA, Nord- og Vestafrika, Vestasien, Sydeuropa og Nordvesteuropa, hvor moleret fra det allerseneeste

Paleocæn (? tidligste Eocæn, ca. 55 mill. år), har den største rigdom af osteoglossider. Der findes nemlig 4-5 arter af disse i moleret, mest kendt er den 'store fisk' fra Fur på det lokale museum. Den blev fundet og delvist 'bortført' af en dygtig, tysk amatør-samler midt i 80'erne, og gav stødet til danekræ-lovgivningen fra d.1/1-1990 (se VARV 1989,4 og ny folder om danekræ, som fås på Geologisk Museum og på andre museer og biblioteker).

Stratigrafisk skema

v	L 1-8	Lillebælt Ler	"Plastisk ler"	Mellem	Eocæn
v	R 1-6	Røsnæs Ler		Nedre	
vvv	+140 askelag -33	Fur Formation (moler)	Ølst Formation	/	/
vv		(ler m. "skifer")			
v		Holmehus Ler Gråt kalkfrit ler Kerteminde Mergel Lellinge Grønsand	Selandien	Øvre	Paleocæn
		Danske Kalk Fiskeler	Danien	Nedre	

v'erne i skemaet antyder hyppigheden af askelag. R1-6 og L1-6 er underafdelinger af henholdsvis Røsnæs og Lillebælts ler.

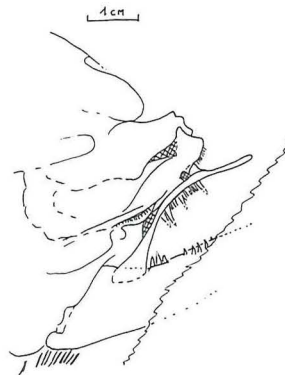
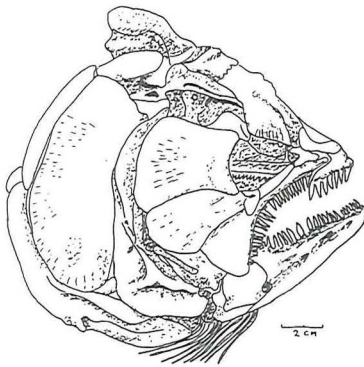
Moler og 'skifer'

En slægtning til den 'store fisk' blev fundet i de hårde, forkislede, såkaldte 'skiferlag' ved basis af moleret (egentlig den nederste dele af Ølst Formationen; denne formation indeholder den samme askelagsserie som moleret, men indlejret i meget mørkt, ofte sort ler i stedet for i lys diatomit-/kiselalge-ler, der udgør det egentlige moler, dvs. Fur Formationen). Skæl af osteoglossider er ret hyppige i disse 'skifer', som er op mod 10 cm tykke forkislede lag i det sorte, laminerede ler under askelag 33. Disse lag flækker let langs lagfladerne og har vist sig at indeholde mange nye fiskearter, som ikke kendes fra det overliggende moler (se VARV 1992,2 og 1994,2).

'Skifrene' er forkislede slamsten, og fiskene findes i den allerældste del af askeserien og er sandsynligvis fra det seneste Paleocæn, mens alderen af Fur Formationen med moleret over askelag 33 måske er tidligste Eocæn - helt afhængigt af, hvad en international gruppe snart beslutter om Paleocæn/Eocæn-grænsen, som er omkring 55 millioner år gammel.

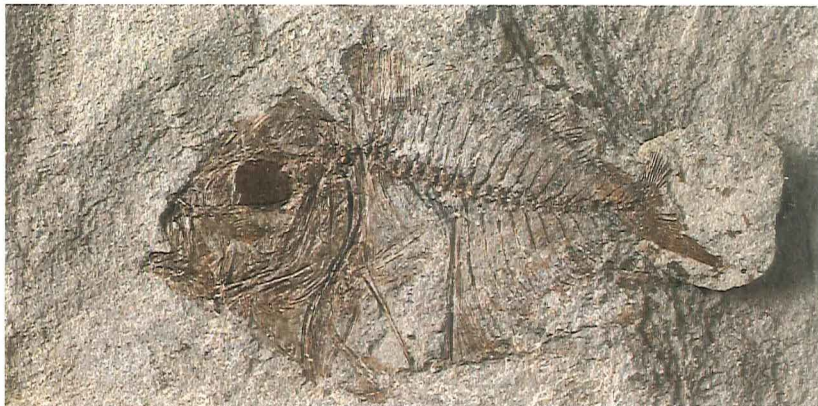
Det eneste sammenhængende stykke fra 'skifrene' af en osteoglosside er et flot kranium med den forreste del af kroppen fundet på Furs nordstrand af Rebekka Madsen, Nykøbing. Vi viste fossilet i VARV 1994,2, men desværre på en utilfredsstillende måde. Derfor vises endnu et foto af fisken og en rekonstruktion af et tilsvarende kranium af en slægting. Så skulle det lidt 'vanskelige' danekræ komme til sin ret og være forståeligt som fisk.

Kranium af 'knogletunge' fra Stolleklints 'skiferlag' fundet af Rebekka Madsen. Foto: O.B.Berthelsen. Lignende rekonstrueret kranium af fossil osteoglossid sammenlignet med snuden af 'skifer'-fisken.



I VARV 1994,2 kunne der være afbildet flere danekræ; det råder vi bod på her: Fra 'skiferen' har Henrik Madsen fundet en lille hestemakrelslægting, som er meget høj i kroppen i modsætning til andre små hestemakreller, som tidligere er blevet vurderet som danekræ. I 'skiferen' fra Stolleklint er der hermed kendt i al fald 3 slags hestemakreller. De fleste medlemmer af denne familie, Carangidae, er nemme at kende på gatfinnens

to forreste pigge, som sidder lidt isoleret foran finnens tredje pig. Den lille unikke hestemakrel minder noget om en endnu mere specialiseret form *Vomeropsis*, fra den berømte og meget rige fiskelokalitet Monte Bolca (nord for Verona), som er fra tidlig Mellem Eocæn ca. 5 mill. år yngre end moleret.



Lille hestemakrel i 'skifer'.Foto: S.L.Jacobsen

Til gruppen af stærkt sammentrykte fisk med meget høj krop, som ofte har været regnet for hestemakrelslægtninge trods lidt anderledes finner, hører også *Mene*, en slægt nu kendt fra 'skiferen'. Denne slægt overlever endnu i dag - én art fra det Indiske Ocean - i modsætning til næsten alle andre Paleocæne - Eocæne slægter af fisk. *Mene* er kendt fra tidlig Tertiær både i Monte Bolca, Nordafrika og Turkmenistan; men den er ikke fundet i selve moleret, diatomitten i Nordjylland, kun i de underliggende 'skifre', som indeholder en fauna, der er meget forskellig fra molerets egen fauna, selvom nogle arter er fælles. Et meget lille eksemplar på 1 cm blev danekræ i 1991, fundet af Henrik Madsen. Senere fandt Rebekka Madsen et meget større eksemplar i 'skifer'. Dette eksemplar er anatomisk set meget mere informativt og blev også erklæret danekræ (se VARV 1992,2).

'Skiferen' fra Ølst-leret ved Stolleklint er især domineret af en sildefisk beslægtet med nutidens *Sardinella*. Dens løse, glinsende skæl med 2-3 tydelige tværstriber er uhyre almindelige, og af de næsten hele skeletter udgør denne art ca. 50% i følge Henrik Madsens opgørelser. Han og Rebekka Madsen har en samling af 'skifer'-fossiler, der er langt større end noget museums. Ofte kan man se hans nyeste fund på Moleret ved Skarrehage Molerværks store grav på Nordmors.

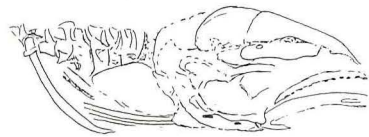
I 1994 blev en meget sjældnere sildeart fra 'skiferen' danekræ. Der kendes nu kun et par eksemplarer, og vi viser her et foto af den. Den kan kendes på kun at have ca. 40 hvirvler, mens den almindelige '*Sardinella*' har godt 50 hvirvler. Ægte sildefisk kan let kendes på de skarpe 'køl-skæl', som de har på bugen med en 'vinge' op til hver side langs ribbenene.



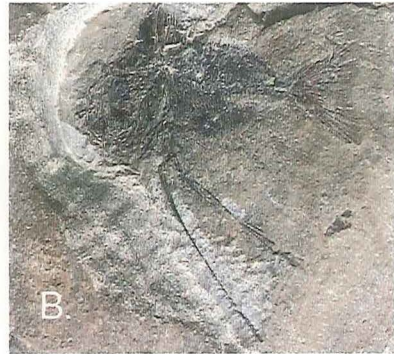
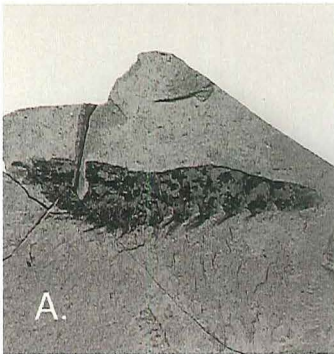
Den meget sjældne art af sildefisk. Danekræ fundet af Ole Burholt. Fisken er 4 cm lang. Foto: O.B.Berthelsen.

Indtil for få år siden var kun fundet én lille 9 cm ål i moleret. I 90-erne er samlet flere både større og meget små eksemplarer i moler, cementsten og 'skifer'. Måske er 4 familier repræsenteret ved en art hver, alle stadig meget sjældne. 3 af dem er danekræ-værdige: I 'skiferen' fandt Ole Burholt fra Ræhr i 1993 en ganske lille muræne. I cementsten med askelag fra niveauet +25- +30 har Henrik Madsen fundet en flot lille ål, sandsynligvis af havålsens familie. Bent Søe fandt i 1993 et fint aftryk i moler af den forreste halvdel af en fisk, der mest ligner den almindelige åls familie, Anguillidae.

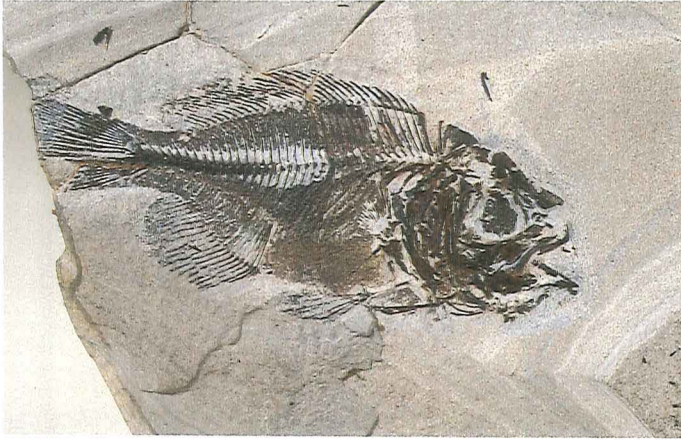
Der er også andre spændende nye fossiler fra molerets cementsten og fra 'skiferen', mange forskellige insekter - Rebekka og Henrik Madsen har fundet nogle store, fantastiske myrer i 'skiferen'. Og kun i disse lag findes rejer, hvoraf der nu er mindst 3 arter, én af gruppen penaeider (tropisk-subtropiske 'spise-rejer' i dag), én af den almindelige hesterejes gruppe, crangonider, og endelig én med meget kort rygskjold, hvis nærmere slægtskabsforhold ikke er bestemt. Her afbildes ét af de flotteste eksemplarer (se også VARV 1992,2 - insekterne vil blive omtalt i et senere nr. af Zoologisk Museums entomologer).



Lille havål i cementsten fra Ejerslev, Mors. Hovedet med kranietag, underkæbe, lille gællelåg og lange tynde gællehudsstråler. Desuden ses skulderbæltet og nogle hvirvler. Foto: O.B.Berthelsen.



A) Den største og flotteste reje (3.5 cm lang) fra 'skiferen' tilhørende gruppen af penæider. Foto: S.L.Jacobsen. B) Pyrit-imprægneret unge af en ny art beslægtet med glansfisk. Flot præpareret af H. Madsen, så de lange stråler i bugfinnerne ses. Foto: O.B.Berthelsen.



Meget fint bevaret skelet af en ret sjælden slægtning til smørfiskenes gruppe. Længde ca. 7 cm. Foto: O.B.Berthelsen.

I et følgende nr. skal omtales fisk fra det yngre Eocæne 'plastiske ler' og nogle meget ældre danekræ fossiler.

Det er NU VARVS's læsere skal ud og samle 'kræ'



Godt 2 cm stor myre fra skiferen. De kæmpestore kindbakker ses tydeligt. Foto: O.B.Berthelsen.

SOM DE KAN DE SVENSKERE !

af Gammelbalten

Nu har Leif Carserud gjort det igen!

Bind II af "GEOLOGISKA SEVÄRDIGHETER I SKÅNE" er på markedet. Her beskrives 69 nye lokaliteter, som på den ene eller anden måde er geologisk interessante. Hver lokalitet er tildelt én side til en kort og kontant beskrivelse med illustrationer. Først orienteres om beliggenhed og betydning; derpå beskrives geologiske forhold og dannelsesmåde; så følger øvrige bemærkninger og til sidst beslægtede lokaliteter, nøgleord og litteraturhenvisninger. Denne fremgangsmåde er pædagogisk velvalgt; den gør bogen anvendelig for alle geologi-intereserede, uanset om de er 'nyfødte' amatørgeologer eller universitetsforskere. I vore dage, hvor mange danskere ser svensk fjernsyn, skulle sproget ikke volde særlige problemer. Husk dog at bårnsten ikke betyder bårnsten, men rav.

Bogen indeholder en masse information, som er appetitligt serveret - næsten uden svipsere. Et par pluk: På side 10 berettes om Alnarp floden, som krydsede Øresund, men som ingen har set; på side 15 om en diabasgang i hård åsryg ved Bollerup, indenfor Tornquist Zonen. Selvom jordskorpen næppe er 70 km tyk her, kom diabas-magmaet troligt nok fra stor dybde. På side 17 kan læses om Brattingsborg-penninger, forstenede brachiopoder (armfødder) af slægten *Crania*, som ser meget tuberkuløse ud.

På side 28 fortælles om sandsten med sporfossiler (kragesten) fra Hardeberga stenbrud. Sandstenens kambriske alder afsløres til sidst af et nøgleord. På s.44 berettes om polartorsken i Lomma lergrav, nu anvendt til losseplads (soptipp). En af litteraturhenvisningerne mangler tidskriftsangivelse. På side 55 kan læses, at geologen Frederik Svennonius blev 76 år, selvom han hver dag drak et glas vand fra Radiumkilden vest for Hässleholm! På side 74 angives, hvor mineralsamlere kan finde jernglans og måske også muskovit, kyanit, granat, lazulit og pyrofyllit i affaldsbunkerne ved en gammel mine ved Västanå.

Hvad du end mener om Øresundsbroen og EU, kan du i Leif Carseruds bind I og II om "Geologiska Seværdigheter i Skåne" finde mange gode påskud til en sviptur over Sundet. God jagt.

Leif Carserud's Geologiske Seværdigheter i Skåne , Bind II (1994) kan bestilles hos FIRMA GEODEON, Kastanjegatan 21:01, S-224 56 Lund, som har telefon 0046-46 13 14 56. Bogen kan betales over en dansk girokonto, nr. 616-9309, men skriv eller ring først.

VARV priser 1995 (eksklusive forsendelse)

Årgang 1964-1979:	pr. årg. 10 kr	pr. nr. 5 kr
Årgang 1980-1985:	pr. årg. 20 kr	pr. nr. 10 kr
Årgang 1986-1990:	pr. årg. 50 kr	pr. nr. 25 kr
Årgang 1964-1990: (-1964-1, 1965-3):	500 kr	
Årgang 1991:	årg. 75 kr	pr. nr. 25 kr
Årgang 1992:	årg. 80 kr	pr. nr. 25 kr
Årgang 1993:	årg. 85 kr	pr. nr. 25 kr
Årgang 1994:	årg. 85 kr	pr. nr. 25 kr
Årgang 1995	abonnement	100 kr

Særnumre:

Geologi på Øerne (Stevns-Fakse-Møn):	15 kr
Geologi på Røsnæs:	15 kr
Ghana:	15 kr
Danmark i Istiden (1989-2)	25 kr
Nordgrønland	25 kr
Særnumre samlet:	75 kr

Bornholms Geologi:

I Generel oversigt (1988-2):	25 kr
II Palæozoikum (1988-3):	25 kr
III Grundfjeldet (1989-1):	25 kr
IV Mesozoikum (1989-3):	25 kr
Bornholms Geologi (I-IV) samlet:	80 kr
Geologisk kort over den danske undergrund:	95 kr