

VARV

NR 3

BLADET MED DE ÆLDSTE NYHEDER

1994



VARV FORTSÆTTER SIN ARTIKELSERIE OM GEOLOGIEN EFTER ISTIDEN I FAXE BUGT. CONODONTER ER ENDNU EN GANG ET EMNE, DER TAGES OP. DENNE GANG BELYSES CONODONTERNES ANVENDELSE VED TEMPERATURSTUDIER.

VARV BRINGER ENDVIDERE EN ARTIKEL OM NOGLE SPÆNDENDE AFLEJRINGER FRA OSLOFELTET.

ENDELIG INDEHOLDER VARV EN ARTIKEL OM TAAFEIT, ET USÆDVANLIGT OG MEGET SJÆLDENT MINERAL

Forsidebillede: Conodont. Målestok, hvid enhed = 0.1mm. Foto: J.Audun Rasmussen.

Forfattere til artikler i dette nummer kan kontaktes på følgende adresser:
Hans Peter Birk Hansen: Borgbjegvej 50th, 2450 København SV

Svend Stouge, Jørn Bo Jensen og Ole Bennike, Danmarks Geologiske
Undersøgelse, Thoravej 8, 2400 København NV

Niels Bonde, Aage Jensen og Jan Audun Rasmussen, Geologisk Institut,
Øster Voldgade 10, 1350 København K

VARV skal beklage, at vi i sidste nummer i Lars Hambergs artikel om
Præstens Badekar fik byttet rundt på fig. 4 og foto fra fig. 7.

-----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)

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!

© 1994 VARV. Eftertryk af tekst og billeder kan kun ske efter aftale.

CONODONTER

-geologiske termometre

Svend Stouge og Jan Audun Rasmussen

I et tidligere nummer af VARV beskrev vi, hvad conodonter er, og omtalte de seneste teorier vedrørende deres slægtskabsmæssige tilhørsforhold (VARV 1992,4). Kort fortalt er conodonter fosfatiske, tandlignende mikrofossiler, som er vidt udbredte i marine sedimenter fra øvre kambrisk tid (520 mill. år) og frem til slutningen af Trias (208 mill. år). De fleste forskere er i dag enige om, at de udgjorde en slags tænder i munden hos forfædrene til vore dages slimål, der er primitive, kæbeløse fisk. Conodonter er værdifulde til biostratigrafiske dateringer, og en opdeling og sammenligning af lagsøjlerne i forskellige sedimentære bassiner er således mulig, endog med stor nøjagtighed.

Conodonter er også værdifulde til bestemmelse af palæotemperaturer og anvendes i den forbindelse indenfor lavmetamorfosestudier og olieeftersøgning. I denne artikel vil vi redegøre for, hvordan det er muligt ud fra conodonternes farve at sige noget om, hvilke temperaturer conodonterne har været udsat for.

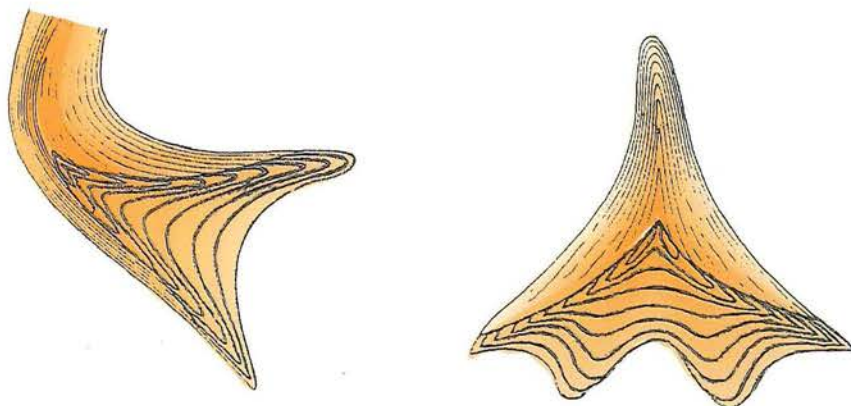


Figur 1: Conodonter med CAI-værdier på ca 1.5 og 5.0 (henholdsvis venstre og højre figur). Conodonterne er ca. 0.7 og 1 mm store.

Conodontfarver og temperatur

Det har længe været kendt, at conodonter kan have forskellig farve (fig. 1), men systematiske undersøgelser af disse farveændringer blev først offentliggjort i 1977. Gennem eksperimenter suppleret med feltstudier kunne conodontfarver omsættes til et farveindeks, der betegnes Colour Alteration Index (CAI). CAI bruges i dag til modenhedsbestemmelse af varmepåvirkede sedimente.

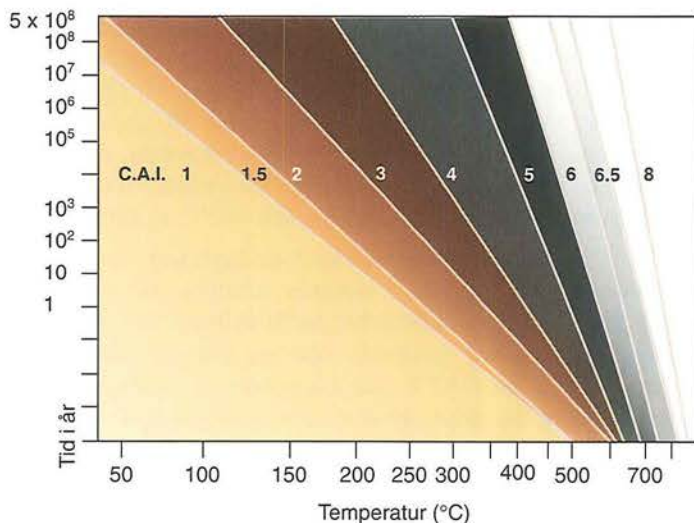
Conodonterne ændrer farve med stigende temperatur, fordi små mængder af organisk materiale er bevaret indeni conodonterne. Det organiske materiale forekommer som tynde lameller imellem tykkere lameller af apatit (flourapatit eller frankolit) (fig. 2). Ved lave temperaturer skyldes farveændringerne langsom forkulning (indkulning) af det organiske materiale, mens selve mineralfasen først begynder at ændre sig (rekrystallisere) ved højere temperaturer.



Figur 2. Tværsnit af conodonter med lamellar opbygning. Det organiske materiale der bliver farvet, findes langs lamellerne og indeni conodonterne.

Det har vist sig, at conodonternes farveændring afhænger af både tid og temperatur (fig. 3). Ved brug af et såkaldt Arrhenius-diagram er det muligt at sammenligne CAI-værdierne med temperaturintervaller (fig. 3, Tabel 1). Når den maksimale temperatur er nået, og sedimenterne og dermed også conodonterne bliver udsat for denne temperatur i nogen tid - i størrelsesordenen millioner af år - vil den opnåede farve ikke længere ændre sig, uanset hvor lang tid der går. Farven er derfor et udtryk for den højeste temperatur, som sedimenterne og conodonterne har været opvarmet til. Farveændringen

er en fremadskridende og irreversibel proces (dvs. den kan ikke vende tilbage til udgangspunktet), som sker indeni conodonterne.



Figur 3. Arrhenius diagram. Ved hjælp af diagrammet omsættes CAI-værdier til temperaturintervaller.

Temperatur °C	CAI	Organisk facies	Olie og gas
50	1	Umoden	Tidlig gas og olie
100	1.5	Moden	Tung og let olie og gas
	2		
150	3	Overmoden	Gas

Tabel 1. CAI-værdier i relation til oliedannelse.

CAI-farver og temperatur

Conodonerne ændrer sig fra lyse mod mørke farver (fig. 1) med stigende temperaturer indtil omkring 300°C (Tabel 1). Conodoner med CAI 1 er bleggule og gennemsigtige. Dette svarer til, at den maksimale temperatur ikke har overstegt 50-80°C; CAI 1,5 er harpiksfarvet og angiver en temperatur på 50-90°C; CAI 2 er brun og svarer til temperaturer, som ligger mellem 60° og 140°C; CAI 3 er mørkebrun og conodonerne har da været opvarmet til temperaturer mellem 110-200°C; CAI 4 er sortbrun og ligger indenfor temperaturintervallet 190-300°C, medens conodoner med CAI 5 er sorte og har været udsat for opvarmning til mellem 300°C og 400°C.

Værdier mellem CAI 1 og CAI 5 repræsenterer en langvarig opvarmning, som kan være relateret til indsynkning af bassiner samtidig med en opfyldning. CAI-værdien vil således også kunne bruges til at bestemme, hvor meget sediment der maksimalt har overlejet den pågældende prøve. Ved højere CAI-værdier, CAI 6 til CAI 8, har conodonerne været udsat for endnu højere temperaturer, og sedimenterne, som conodonerne er indlejrede i, har enten været udsat for diagenese (dvs. mindre omdannelse ved lave temperaturer) eller metamorfose (dvs. markant omdannelse ved højere temperaturer eller tryk).

Kendskabet til farveændringer i conodonerne ved de højere temperaturintervaller er opnået både gennem laboratorieeksperimenter og feltobservationer af metamorfoserede og hydrotermalt omdannede bjergarter. CAI-værdier højere end CAI 5 viser således korte opvarmingsbegivenheder. Ved disse højere CAI-værdier skifter conodonerne farve fra sorte (CAI 5) til gråsorte (CAI 6), lysegrå (CAI 6p), mathvide eller mælkehvide (CAI 7) og tilsidst bliver de farveløse, klare og gennemskinnelige (CAI 8). De tilsvarende temperaturintervaller starter ved 350°C og forsætter op til CAI 8, som begynder ved 600°C (Tabel 2). Conodonerne bliver gradvist nedbrudt ved temperaturer over 600°C.

Anvendelse af CAI

En af de vigtigste anvendelser af CAI-værdier er i forbindelse med modenhedsbestemmelser ved olie- og gasefterforskning. Begrebet modenhed bruges til at udtrykke omdannelse af organisk materiale som følge af stigende temperatur og tryk. At sediment er modne antyder, at de er olie-dannende, medens overmodne sediment er gasgivende eller har afgivet gas.

Temperatur °C	CAI	Metamorf facies	Illite index
50	1	Zeolitfacies	Diagenesezone
	1.5		
100	2		
	3		
200	4	Prehnit — Actinolitfacies	Anchizone
300			
400	6	Grønskiferfacies	Epizone
	6.5		
500	7		
600	8		

Tabel 2. Korrelation mellem CAI, metamorfe facies og lerkrySTALLINITET.

CAI-værdierne anvendes også indenfor mineindustrien. Således bliver CAI ofte brugt ved eftersøgning af en særlig type zink-bly mineraliseringer, der forekommer i kalksten aflejret i stabile sedimentære bassiner inde på kontinenterne.

Bestemmelse af CAI sker ved at identificere conodotelementernes farve i en prøve. De monteres mod en neutral grå baggrund med en standardopsætning af lys. Conodonerne sammenlignes med et standard farvesæt bestående af conodoner med forskellige forudbestemte CAI-værdier.

CAI-bestemmelse og dens anvendelse indenfor organisk metamorfose

Studier over temperaturfordelingen eller den termale modenhed af nedre palæozoiske sedimentære bassiner baseret på CAI-værdier er allerede foretaget en række steder på Jorden. Udgangspunktet for disse undersøgelser er en regional kortlægning, hvor der fremstilles et kort, der viser CAI-værdiernes fordeling. Ud fra kortlægningen kan det generelle billede af modenhedsfordelingen i et område aflæses.

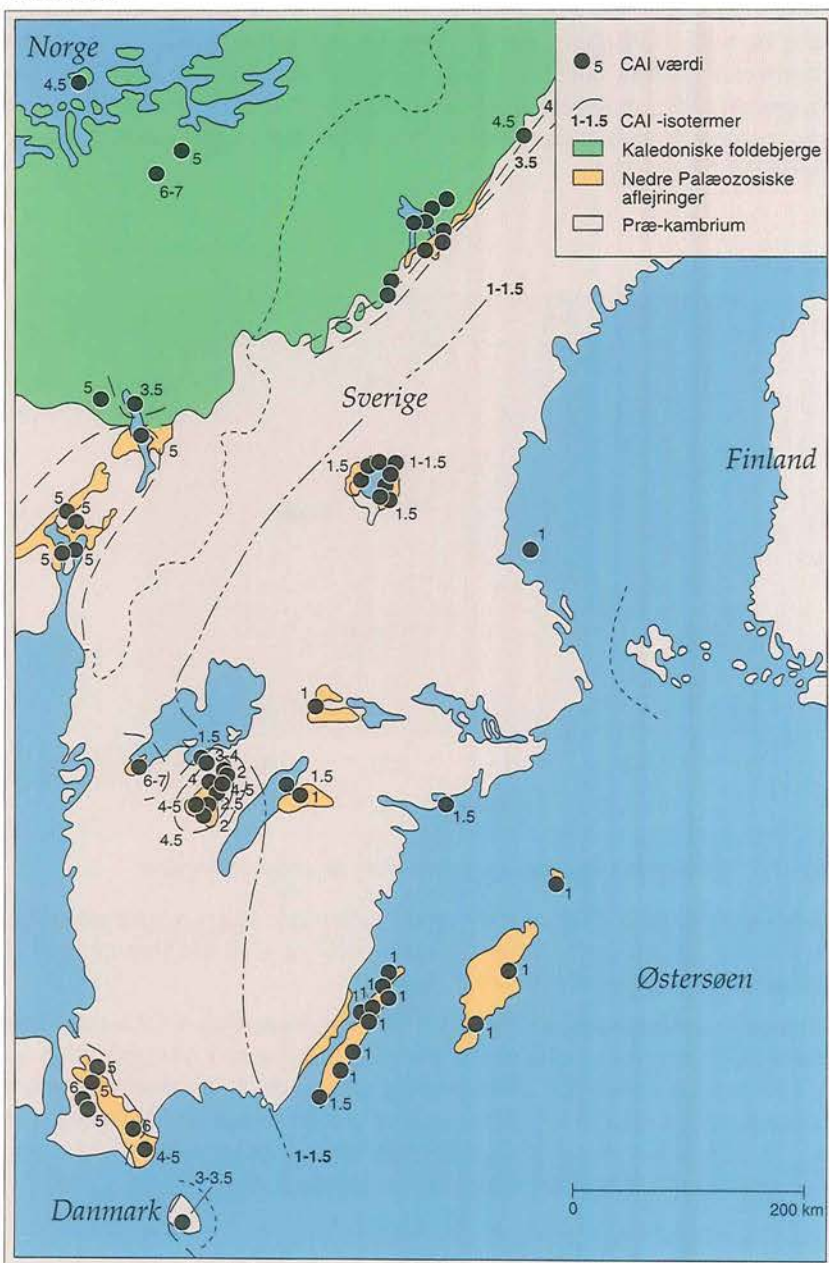
Analyse af CAI-værdier kan anvendes til at rekonstruere den temperaturmæssige udvikling af sedimentbassiner og kan således bruges til at identificere oliedannende og olieholdige lag. CAI-værdierne 1,5-2 angiver at sedimenterne er modne, og værdierne afspejler således olievinduet, dvs. det temperaturområde, hvor oliedannelse i undergrunden sker (Tabel 1).

Den nyeste sammenstilling af conodontfarve-data fra den sydlige del af det skandinaviske område ses i Figur 4. CAI-fordelingen i den sydvestlige del af Skandinavien og i Østersøområdet viser lave værdier mod nordøst og stigende værdier i nordvestlig, vestlig og sydvestlig retning. For eksempel findes lave værdier, dvs CAI 1, på nordlige Öland, mens de er 3-3,5 på Bornholm. Dette må betyde, at oliedannelse har fundet sted mellem Öland og Bornholm. Der er dog endnu ikke fundet olie i området.

Unormale CAI-værdier i det Skandinaviske område og deres tolkning

Medens et tværsnit fra det nordlige Öland til Bornholm viser et billede med generelt stigende CAI-værdier, ses det, at CAI-værdierne lokalt - som f.eks. i Oslo-området - er usædvanligt høje. Oslo-områdets CAI-værdier ligger fra CAI 4,5 til CAI 5-6 og er målt på ordoviciske og silure conodoner (ca. 510-400 mill. år gamle). Det betyder, at sedimenterne har været udsat for temperaturer op til mindst 250°C, og i enkelte tilfælde har været opvarmet til over 400°C (Tabel 1). Forklaringen på de høje værdier er, at Oslo-området var udsat for kraftig vulkansk aktivitet i Perm-tiden for 290 mill. år siden. I dag finder man således magmatiske bjergarter - både intrusive og vulkanske - i området.

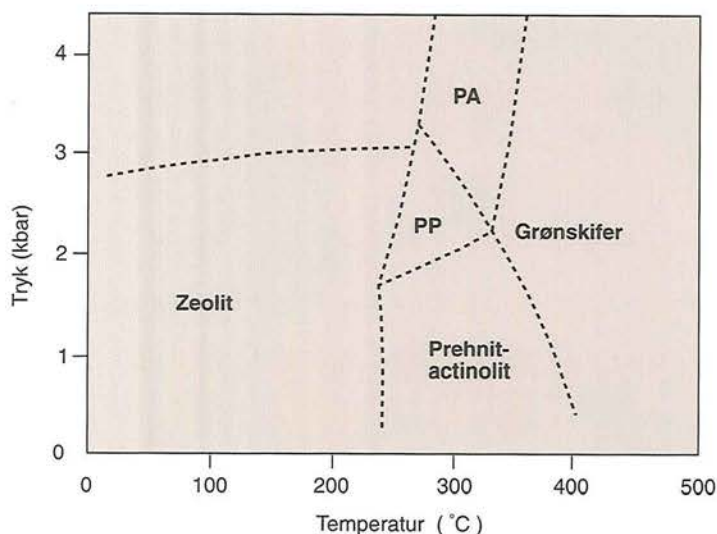
Lignende eksempler finder man i Sverige, hvor Västergötland og Skåne har været udsat for vulkansk aktivitet siden aflejringen af de nedre palæozoiske sedimenter.



Figur 4. Fordeling af CAI-værdier i Skandinavien.

Sammenhæng mellem CAI, diagenese og lavmetamorfe facies

Studier af lavgradsmetamorfose beskæftiger sig med mineralogiske og kemiske ændringer i bjergarter, der har været udsat for relativt lave temperaturer og tryk. Underopdeling af lavgradsmetamorfose baseres på tilstedeværelsen af kritiske mineraler, som definerer de regionale zeolit, phrenit-pumpellyit (PP), prehnit-actinolit og pumpellyit-actinolit facies (PA) i et tryk- og temperaturdiagram. Den efterfølgende højere metamorfe facies er grønskifer facies (fig.5).



Figur 5. Lavmetamorfe facies og deres tryk- og temperaturfelter.

Korrelation mellem CAI og tilsvarende metamorfe temperaturer er mulig, og dermed udvides anvendelsen af conodonte og CAI-indekset til også at omfatte studier af lavmetamorfe bjergarter.

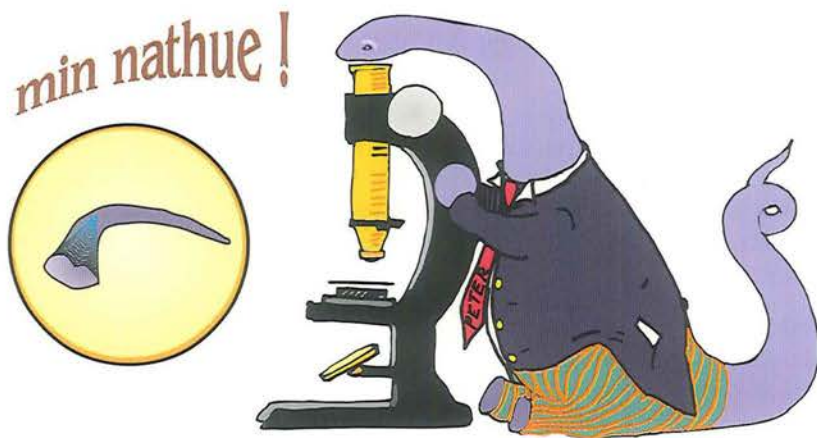
Regionalt metamorfoserede bjergarter viser, at forøgelsen i CAI-værdierne svarende til conodontelementernes farveændring fra sort over grå til hvid (CAI 5-7) svarer til chlorit- til biotitgrads metamorfose. Områder med zeolit facies svarer til CAI 1-3, prehnit-actinolit facies svarer til CAI-værdierne 4-5. Områder med chloritholdige bjergarter har givet conodonte med værdier omkring 5-5,5, hvilket svarer til temperaturer mellem 300^o og 400^oC.

Ved CAI-værdier over 5 begynder conodonteer at rekrystallisere, og størrelsen af de enkelte apatitkrystaller kan så bruges som en direkte temperaturindikator i grønskifer facies. CAI med højere værdier end 5 svarer til pumpeyllit-actinolit og grønskifer metamorfe facies (Tabel 2).

Lerminerale omdannes også med stigende temperatur og omdannelsen (rekrystallisationen) af lermineralet illit er et udtryk for graden af omdannelse af de finkornede sedimente. Dette danner basis for klassifikation af tre metamorfe zoner, som betegnes diagenesezonen, anchizonen og epizonen (fra laveste til højeste temperatur). Korrelation mellem graden af illit-rekrystallisation og CAI er tydelig. CAI-værdierne mellem 1-3,5 svarer til diagenesezonen, CAI 4 og 4,5 ligger i anchizonen og værdierne fra CAI 5 og derover strækker sig ind i epizonen (Tabel 2).

Sammenligning af CAI-værdier og lavmetamorfe facies og zoner er stadig på begyndelsesstadiet. Først i de senere år er systematisk prøveindsamling af lavmetamorfe bjergarter til bestemmelse af CAI påbegyndt og resultaterne er endnu ikke offentliggjort.

Alt i alt - den egenskab, at conodonteer giver informationer om den termale udvikling, først ved ændringer i det organiske materiale (op til 400°C og CAI 1-5) og senere ved en apatitrekrystallisation (op til 600°C), gør dem unikke til brug ved palæo-temperaturbestemmelser i sedimentære bassiner.



Den Baltiske Issø i Fakse Bugt

Jørn Bo Jensen og Ole Bennike

Som omtalt i sidste nummer af VARV (VARV 1994, 2) er der fornylig i Fakse Bugt fundet en rest af rovbillen *Tachinus jacuticus* i sedimenter, der er afsat ved bredden af den Baltiske Issø. I denne artikel skal vi se lidt nærmere på aflejringerne i Fakse Bugt og deres dannelse.

Studiet af Østersøens historie efter den sidste istid har en meget lang tradition, især i Sverige og Finland. I disse lande har landhævningen som følge af isskjoldets afsmeltning langt oversteget den stigning af havniveauet, der fulgte af den store tilførsel af smeltevand. Det betyder, at der i Sverige og Finland i dag over nuværende havniveau findes aflejringer fra Østersøens forskellige stadier, som kan undersøges direkte i blotninger. Dette i modsætning til Østersøens sydlige dele, hvor havstigningen har oversteget landhævningen, fordi isskjoldet var tyndere og ikke pressede landet så langt ned. Her findes de ældre Østersøaflejringer derfor under det nuværende havniveau, så andre metoder må tages i anvendelse, når sedimenterne skal undersøges.

De vigtigste metoder er maringeologiske: dels reflektionsseismik, dels borerer. Metoden for indsamling af data ved maringeologisk reflektionsseismik er gennemgået detaljeret i VARV 1984, 1, hvorfor der kun gives en kort beskrivelse her.

Den seismiske metode bygger på, at man fra en lydkilde udsender lydbølger, der reflekteres fra lag (reflektorer) under havbunden. Refleksen, eller ekkoet, opfanges af fintfølende undervandsmikrofoner (hydrofoner). Ved reflektionsseismisk profilering udsendes lydimpulser med korte intervaller og de reflekterede signaler optegnes som et seismisk profil, også kaldet et seismogram.

Indenfor boreteknikken er der sket store fremskridt de sidste tiår. Den metode, der mest anvendes ved maringeologiske undersøgelser er vibrationsboremetoden, hvor et borerør vibreres ned i havbunden. Herved fås borekerner, der kun vil være lidt forstyrrede i randen. På Danmarks Geologiske Undersøgelse anvendes 6 m lange borerør med en indre diameter på 10 cm.

Boringerne giver meget detaljerede oplysninger om sedimenterne under havbunden på borestedet, men ingen oplysninger om laterale variationer. De seismiske profiler giver oplysninger om lagenes laterale udbredelse og variation, men kun indikationer om de enkelte lags sammensætning og alder. Det er derfor afgørende, at de to metoder kombineres.

Østersøens historie

Gennem klassiske svenske undersøgelser er det klarlagt, at Østersøens historie efter den sidste istid er meget dynamisk (fig. 1). Udviklingen afspejler dels forhold omkring landhævning og havstigning, dels forhold omkring Østersøens tærskler.

År før nu	
1000	Mya Hav
4000	Lymnaea Hav
8000	Littorina Hav
9500	Ancylus Sø
10300	Yoldia Hav
	Baltiske Issø

Figur 1. Østersøens udvikling siden det Skandinaviske iskjold sidste gang smeltede bort.

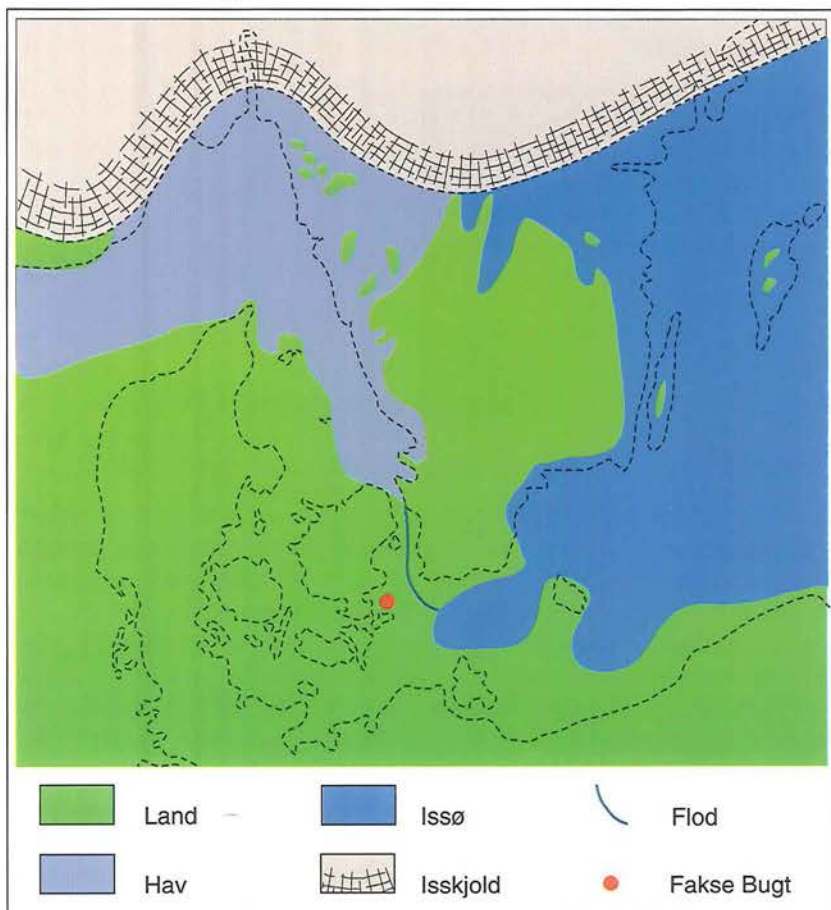
Da det skandinaviske iskjold begyndte at smelte tilbage, dannedes lokale isdæmmede søer langs dets rand. Efterhånden voksede søerne og smeltede sammen, og den Baltiske Issø opstod. Issøen havde afløb gennem Øresund. Da iskjoldet smeltede tilbage fra midt-Sverige dræneredes den Baltiske Issø gennem et afløb gennem midt-Sverige, og vandspejlet faldt drastisk. Efter dette tidspunkt stod Østersøen i forbindelse med verdenshavene via smalle sundene gennem midt-Sverige, og Østersøen blev brak. Dette stadium i Østersøens udvikling er opkaldt efter ishavsmuslingen *Portlandia arctica* (=Yoldia).

Grundet landhævningen af midt-Sverige lukkedes sundene, og Østersøen blev atter en enorm ferskvandssø, Ancylus Søen, opkaldt efter sneglen *Ancylus fluviatilis* der lever i floder og ved bredden af store søer.

For omkring 8000 år siden steg verdenshavenes vandspejl kraftigt, og saltvand trængte gennem Storebælt ind i Østersøen. I begyndelsen var Øster-

søen mere salt end i dag, og strandsneglen *Littorina littorea* bredte sig derfor.

For ca. 4000 år siden begyndte saltholdigheden at aftage, og ferskvandsneglen *Lymnaea peregra* bredte sig i Østersøens indre dele. For måske 1000 år siden indvandrede sandmuslingen *Mya arenaria* fra Nordamerika. Ifølge den klassiske opfattelse var den sydvestlige del af Østersøen tørt land indtil for omkring 7-8000 år siden. Figur 2 viser et sådant klassisk billede, hvoraf det fremgår, at den Baltiske Issø på dette tidspunkt nåede så langt mod vest som til Rügen.

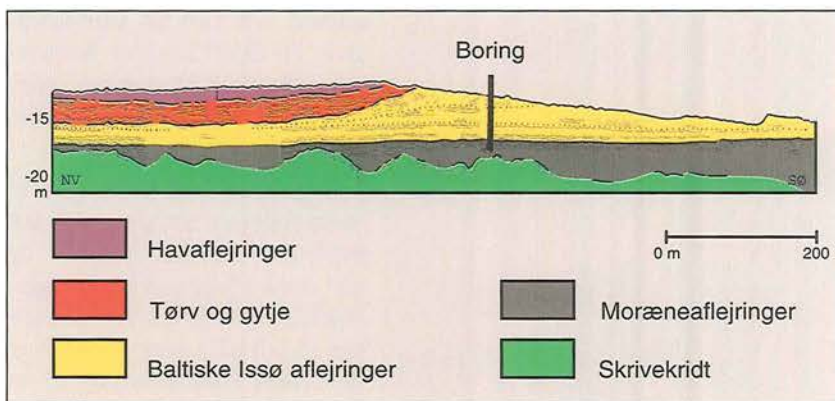


Figur 2. Den klassiske opfattelse af den Baltiske Issøs maksimale udbredelse for 10.300 år siden, lige inden isskjoldet smelter tilbage fra Midtsverige. Østersøens vandspejl falder herved omkring 25 m i løbet af få år, og Østersøen bliver salt for første gang efter istiden (efter Johs. Iversen 1973)

Fakse Bugt

Udvinde af sten, ral og sand har fundet sted i Fakse Bugt i mere end 50 år, og allerede i 1936 beskrev geologen S. A. Andersen submarine strandvolde, der overlejrte tørv af tidlig Postglacial alder. Men det var først i forbindelse med en moderne kortlægning af råstofferne i Fakse Bugt, at det blev klart, at der også findes ældre aflejringer.

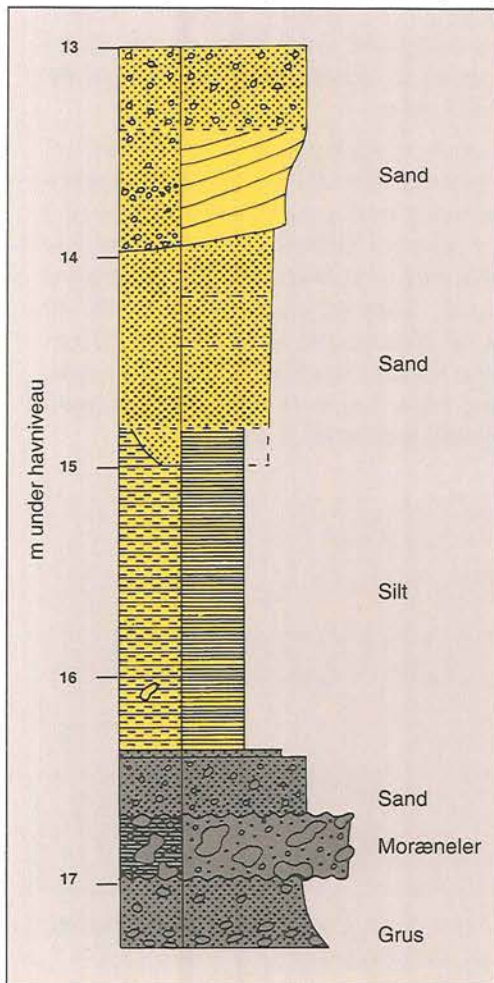
På grundlag af et tæt seismisk net og en række boringer er de kvartære aflejringer i Fakse Bugt inddelt i fem enheder. Enhed 1 består af moræneaflejringer afsat under sidste istid i forbindelse med isens afsmeltning. Enhed 2 og 3 består af sand, silt og ler, der er aflejret i kystnære miljøer. Enhed 4 er tørv og gytje dannet i moser og lokale søer på et tidspunkt, hvor Østersøens vandspejl lå betydeligt lavere end i dag. Både pollenanalyser og kulstof-14 dateringer viser, at disse organiske lag stammer fra Præboreal- og Boreal-tiden, svarende til 8-10.000 år før nu. Enhed 5 omfatter marine aflejringer, der delvist er dannet i odde-systemer. Figur 3 viser et tolket seismisk profil fra Fakse Bugt og figur 4 et lagsøjleprofil baseret på en borekerne.



Figur 3. Tolket seismisk profil fra Fakse Bugt. Centralt i profilet ses et snit gennem den barriere, der blev dannet ved bredden af den Baltiske Issø.

Den første havstigning efter isens tilbagesmeltning betød at højtliggende morænedannelser blev udsat for kysterosion. De finkornede dele af den nedbrudte moræne blev i forbindelse med denne erosion transporteret ud i Østersøbassinet. Enhed 2 udgør det sand og grus, som blev fastholdt ved udbygningen af kystzonen.

Erosion af kystaflejringerne viser, at der har været et fald i vandspejlet inden en fornyet transgression (havstigning) førte til dannelsen af enhed 3, i form af et barriere ø-lagune system.



Figur 4. Sedimentologisk lagsøjleprofil baseret på en borekerne gennem barrieren og de underliggende laguneaflejringer. Boringens placering er vist på figur 3.

Barriere-kystdannelserne består af sandede sediment, der er afsat i forbindelse med kystparallel transport af sediment i strandzonen og i forbindelse med stormsituationer, hvor barrieren blev overskyllet.

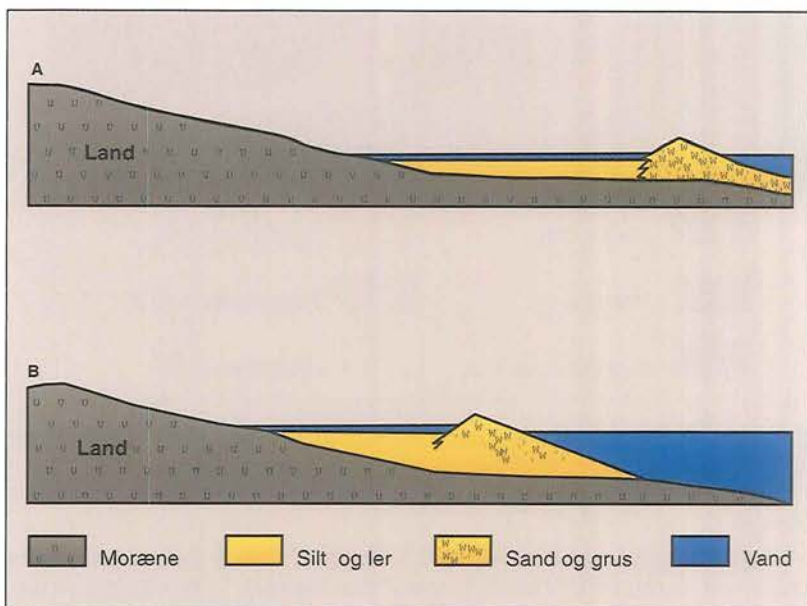
Det seismiske profil på figur 3 afslører den interne barriereopbygning af enhed 3, hvor overskylslag ses som reflektorer, der hælder mod vest. Lagunesystemet består af ler og silt, der er aflejret i læ vest for barrierestyen. På figur 3 tegner horisontale reflektorer et seismisk billede af aflejringerne i lagunebasinet (enhed 3).

I forbindelse med stigningen af vandspejlet er barrieren vandret mod vest - ind mod kysten - og har derved begravet ældre laguneaflejringer. Såvel ved dannelsen af enhed 2 som enhed 3 er havniveau nået omkring 13 m under nuværende havniveau.

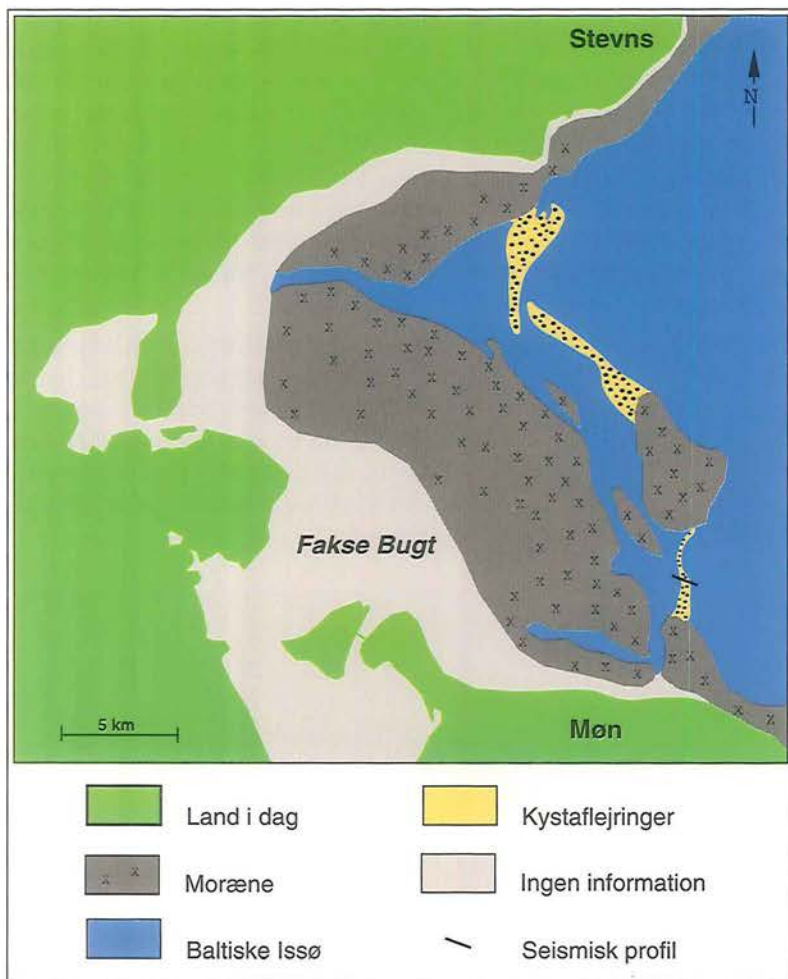
Både de finkornede og mere grovkornede dele af enhed 2 og 3 indeholder makroskopiske plante- og dyrerester, såsom blade, frugter og frø. I de sandede dele findes desuden mange små ravstykker, kulfragmenter og rullede gren- og vedstykker af både Mesozoisk, Tertiær og Kvartær alder. Ved

datering af enhed 2 og 3 har vi anvendt skrøbelige planterester af landplanter. Skrøbelige rester, fordi vi derved kan undgå at datere ældre omlejret materiale. Landplanter, fordi vi derved kan komme uden om den såkaldte reservoir-effekt. Reservoir-effekten opstår, når en plante eller et dyr lever i 'gammelt vand', hvadenten det er ferskt eller salt. Når vandplanten dør, har den allerede en vis alder på grund af det 'gamle vand'. I grelle tilfælde kan denne alder overstige en landplantes alder med flere tusinde år. Det er altså en stor fordel at anvende landplanter, når man skal datere sø- og havaflejringer, men dette kan naturligvis kun lade sig gøre, når der er tale om kystnære aflejringer.

Ved at anvende AMS kulstof-14 datering har vi fået dateret enkelte blade. Ved konventionel kulstof-14 datering måles prøvens radioaktivitet, hvilket giver et indirekte mål for prøvens indhold af den radioaktive kulstof-14 isotop, og dermed af prøvens alder. Ved AMS (accelerator masse spektrometri) måles prøvens indhold af kulstof-14 isotopen direkte. AMS metodens store fortrin er, at den kun kræver milligram-store prøver, mens den konventionelle metode kræver gram-store prøver.



Figur 5. Transgressivt barriere-lagune system. A: Lavt vandniveau. B: Stigende vandniveau. Barrieren vandrer mod kysten over laguneaflejringerne.



Figur 6. Palæogeografisk kort over Fakse Bugt der viser situationen for ca. 10.300 år siden, da den Baltiske Issø nåede sit højeste niveau.

Alderen

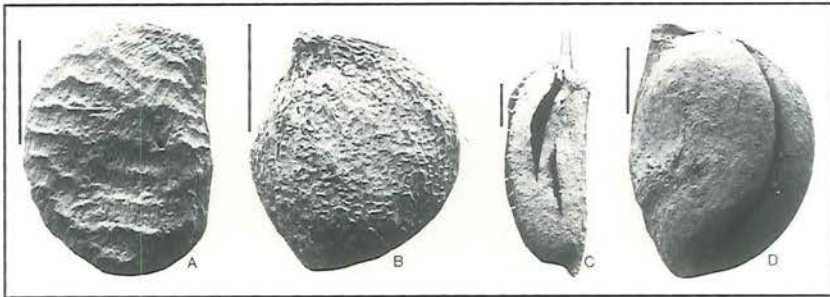
Dateringerne viser, at enhed 2 er ca. 12.200 til 12.500 år gammel, mens enhed 3 er ca. 10.100 til 10.500 år gammel. Det betyder, at den Baltiske Issø i to perioder har nået mod vest til Fakse Bugt. Ind imellem har der været en periode, hvor vandstanden har været lavere, og hvor kystlinien har ligget øst for Fakse Bugt. En lignende todelt udvikling af den Baltiske Issø er iøvrigt også erkendt i de Baltiske lande. Udløbet fra den Baltiske Issø har forment-

lig været via Øresund under de to højvandsperioder, og via den centrale del af Sverige under lavvandsperioden. For ca. 10.000 år siden faldt Østersøens vandspejl drastisk, og i de næste årtusinder nåede Østersøen ikke ind i Fakse Bugt.

Flora og fauna

Fakse Bugt lå så langt borte fra isranden, at der var mulighed for et vist plante- og dyreliv langs bredden af den Baltiske Issø. For første gang får vi et lille indblik i den Baltiske Issøs flora og fauna.

Floraen og faunaen var meget fattigere, end hvad der kendes fra samtidige småsøer. Det skyldes dels de isbjerge, der flød rundt i issøen og afkølede vandet, og dels at kysten var meget eksponeret på grund af det lange frie stræk østpå. Af vandplanter er der således kun påvist vandaks, vandkrans, trefliget ranunkel og kransnålalger. De begunstiges alle af ionrigt, især kalkrigt vand. Af mollusker er der kun fundet de små skaller af ærtemuslinger (pisidier). Rester af krebsdyr er også sjældne, men der er fundet skaller af ostrakoder og spredte rester af nogle dafnier og af damrokker. Damrokker lever normalt i småsøer og damme og er måske skyllet ud fra sådanne biotoper. Endelig er der fremkommet en del fiskeknogler, der dog endnu ikke er bestemt.

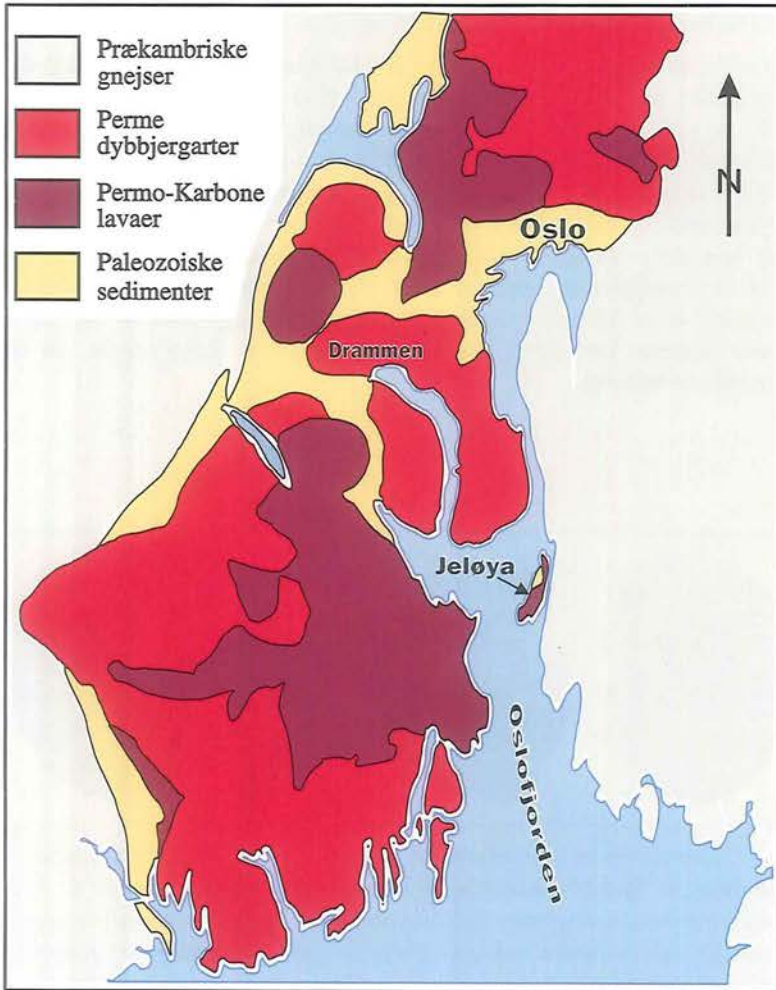


Figur 7. Scanningelektronmikroskop billeder af rester af vandplanter fra Fakse Bugt. A: Nød af vandranunkel, B: Nød af trefliget ranunkel, C: Frugt af vandsstjerne, D: Frugtsten af tråd-vandaks. Trefliget ranunkel er en arktisk art der ikke længere vokser i Danmark, mens de andre er geografisk vidtudbredte, og stadig lever i Danmark. Målestokkene er $\frac{1}{2}$ mm lange.

JELØYA FORMATIONEN

- en ny enhed af Karbon alder fra Osloriften

Hans Peter Birk Hansen



Jeløya Formationen er en ny stratigrafisk enhed indenfor de palæozoiske sedimenter på den lille ø Jeløya i Oslofjorden (fig.1). Enheden viser enestående strukturer, der kun er set meget få steder i verden.

Lektor Erik Schou Jensen fra Geologisk Museum har i mange år arbejdet med geologien på Jeløya og blev i denne forbindelse opmærksom på en enhed, der tidligere blev betragtet som en del af den silure Holmestrand Formation i Ringerike Gruppen (fig. 2). Det blev klart, at enheden ikke var en del af Holmestrand Formationen, men var dannet på et langt senere tidspunkt; efter alt at dømme i Øvre Karbon eller Nedre Perm.

Regional Geologi

Jeløya Formationen findes i det meget spændende geologiske miljø, vi kalder Oslo Riften. Oslo Riften er et fremtrædende geologisk element i Sydnorge og er karakteriseret ved relativt unge bjergarter, dannet fra tiden lige før Kambrium til Perm. Omkring Oslo Riftens bjergarter findes prækambrisk grundfjeld.

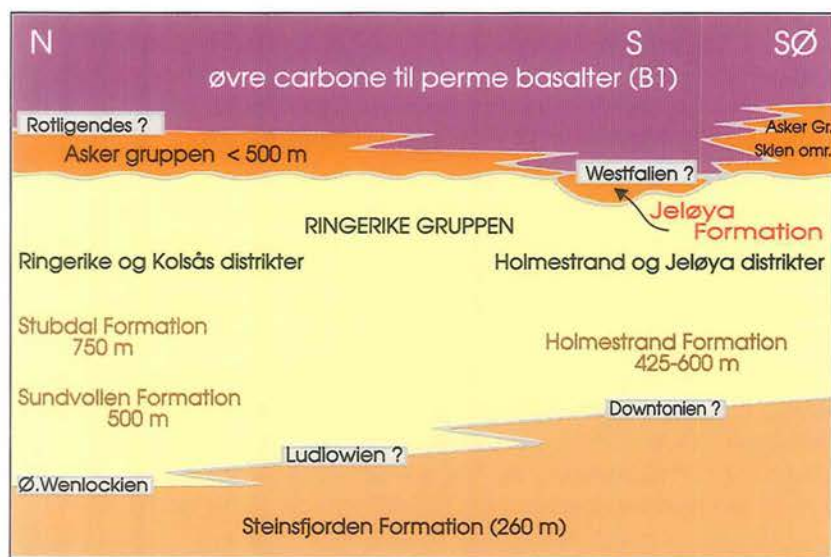
På det sted i jordskorpen, hvor Oslo Riften blev dannet i Perm, har der helt tilbage i Prækambrium været en svaghedszone i jordskorpen. I eller nær den nuværende Oslo Rift er der således rester af aflejningsbassiner fra det allersæneste Prækambrium og fra perioderne Kambrium-Silur og Silur-Devon. Holmestrand Formationen blev aflejret i Silur-Devon (fig. 2).

I slutningen af Karbon udvikledes den tidligste Oslo Rift, i første omgang som et lavt dalstrøg, hvori der blev aflejret sedimenter fra floder og søer. Disse sedimenter kendes i dag som **Asker Gruppen** (fig.2), der kan ses på Kolsås lige nordvest for Oslo. Asker Gruppens sedimenter er en anelse grovere end sedimenterne i den underliggende Ringerike Gruppe (fig. 2). Dette skyldes, at terrænet var blevet lidt stejlere på grund af en begyndende indsynkning af bunden i det førnævnte dalstrøg. Herved fik vandløbene et lidt stejlere forløb og kunne transportere sediment, der var en smule grovere. I den øverste del af Asker Gruppen begynder vulkansk materiale at dominere. Dette afspejler en begyndende vulkansk aktivitet.

Ovenpå Asker Gruppen ligger de permo-karbone vulkanske bjergarter, der sammen med dybbjergarter (som f.eks. larvikiterne) repræsenterer riftdannelsens hovedfase. Riftdannelsen ophører gradvist gennem Perm og klinger helt ud inden Trias.

Dannelsen af Oslo Riften er blevet kædet sammen med den begyndende opsplitning af den kontinentale skorpe vest for Norge, hvilket senere førte til dannelsen af Atlanterhavet. Oslo Riften kan opfattes som en svaghedszone i jordskorpen, der kunne være blevet begyndelsen til et nyt ocean. Den ende-

lige opsplitning flyttede dog længere mod vest, hvorefter Oslo Riften holdt op med at være aktiv.

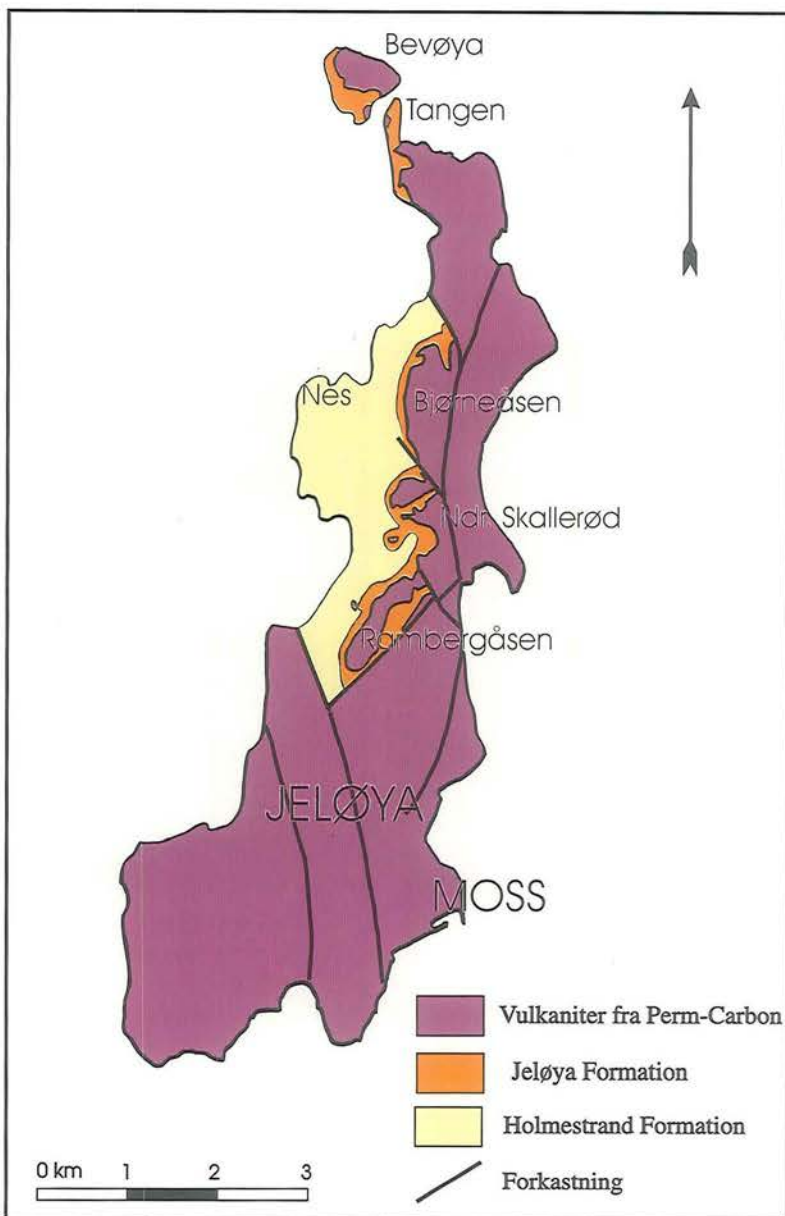


Figur 2: Skematisk fremstilling af stratigrafien omkring Ringerike Gruppen i Oslofeltet. Ringerike Gruppen består af Sundvollen og Stubdal Formationerne i den nordlige del og Holmestrand Formationen i den sydlige del. Gruppen overlejres mod nord og vest af den Karbone Asker Gruppe og mod syd-øst af Jeløya Formationen, samt, over hele området, af permo-karbone sedimenter og vulkanske bjergarter.

Geologien på Jeløya

Jeløya ligger i den centrale østlige del af Oslofjorden. Øen er omkring 10 km lang og 4 km på det bredeste sted. En del af øen er tæt bebygget, da omkring halvdelen af byen Moss ligger her.

Jeløya er geologisk set opbygget som en lagpakke, der består af silure sandsten tilhørende Holmestrand Formationen overlejret af permo-karbone basaltiske bjergarter og rhombeporfyrstrømme (fig.2). Sedimenterne har en anslået tykkelse på ca. 425 m og de basaltiske bjergarter på mellem 800 og 1500 m.



Figur 3: Forenklet kort over Jeløya.

De silure bjergarter på Jeløya er adskilt fra Østfolds prækambriske gnejster-ræn af Osloriftens østlige randforkastning, der løber under det smalle sund, som adskiller Jeløya fra fastlandet. Den lodrette del af forsætningen langs denne forkastning er i størrelsesordenen 2000-3000 m. Man mener, at de permokarbone bjergarter også har dækket en del af det nuværende gnejs-terræn mod øst, men er blevet eroderet væk.

Holmestrand Formationen består af sandsten, der er aflejret i et delta, som var domineret af periodisk vandførende strømme. Det er ikke klart, om deltaet løb ud i en stor sø eller i havet. Klimaet har været meget tørt, hvilket bl.a. kan ses af horisonter med tørkesprækker og kalkudfældninger.

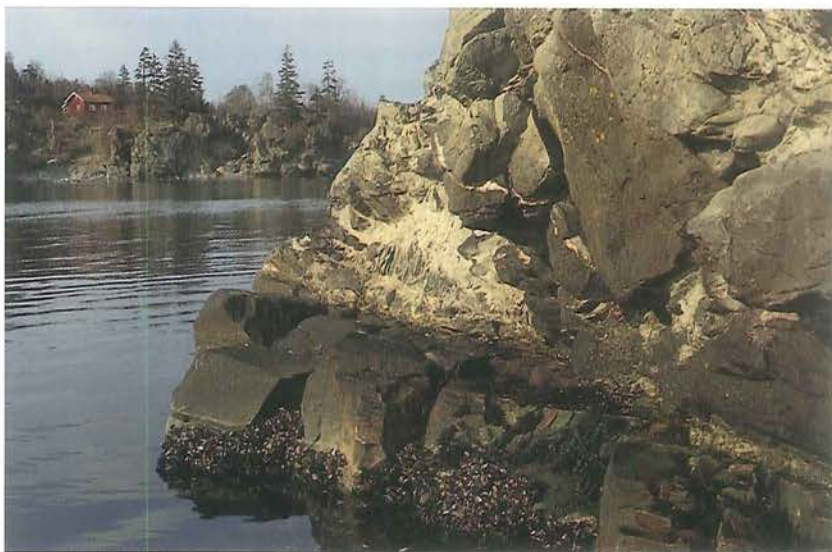


Figur 4: Udsnit af Holmestrand Formationen, med begge aflejningsgrupper repræsenterede. I midten ses en mindre kanal fyldt med massive aflejringer fra hyper-koncentrerede strømme. Disse aflejringer er dannet i periodiske strømme. Kanalen har skåret sig ned i laminerede finsandsaflejringer, der er afsat af bølgeaktivitet på strandfladen.

Holmestrand Formationen er hovedsageligt sammensat af to typer aflejringer (fig.4). Den ene type er dannet ved aflejring i de periodisk vandførende strømme, den anden type er dannet på strandfladen ved bølgeoparbejdning af det sediment, strømmene førte med sig. Der er en tendens til, at de mest finkornede sedimenter er dem, der er dannet ved bølgeoparbejdning. Der

findes en del sporfossiler i formationen og der er endvidere fundet hovedskjold og skæl af tidlige fisk (cephalaspider).

Gennem Devon er der ingen tegn på aktivitet i Jeløya-området, hvilket til dels skyldes hævning af området forårsaget af den Kaledoniske bjergkædedannelse mod nord og vest. Hvis der har været aflejringer fra denne tid, er de blevet eroderet væk inden næste aflejringshændelse i Øvre Karbon. Der er træk ved bjergarterne på Jeløya, som peger på, at der rent faktisk ikke blev dannet aflejringer i hele Devon og det meste af Karbon.



Figur 5: Et matrixunderstøttet konglomerat udgør en stor del af Jeløya Formationen. Her ses det liggende over Jeløya Formationens undergrænse. De enkelte blokke i konglomeratet er indlejret i en finsands-matrix, der kan vise flydelamination. Grænsen til den underliggende Holmestrand Formation er skarp; det ser ud som om Jeløya Formationen har flydt hen over den.

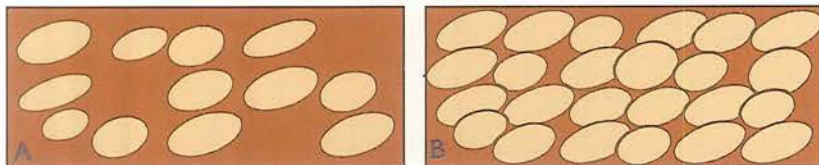
Jeløya Formationens sedimenter

Jeløya Formationen er indtil videre kun fundet på Jeløya. Her optræder den mellem den silure Holmestrand Formation og de permokarbone vulkanske bjergarter (fig. 2). Jeløya Formationen består hovedsageligt af sandet sediment, der er afledt direkte fra Holmestrand Formationen. Sedimentet i Jeløya Formationen optræder på to måder:

Som et matrixunderstøttet konglomerat (fig. 5 og Box 1) med afrundede klaster af mellem til grovkornet sandsten indlejret i finkornet sandsten. Klasterne er afledt fra aflejringerne fra de periodiske strømme i Holmestrand Formationen, og den finkornede matrix stammer fra de bølgeparbedede sedimente.

Klasterne har størrelser fra få centimeter til omkring 1 meter og er ofte deformeret på en måde, der fortæller, at de var relativt bløde, da de blev aflejret. Holmestrand Formationens sedimente har altså i Øvre Karbon været lige så usammenhængende som sandet i en dansk grusgrav. Dette er fantastisk at forestille sig, når man tænker på det tidsspand, der er fra Nedre Devon til Øvre Karbon. Igennem dette tidsspand burde der være sket dels en sammenpakning af sedimentet - en kompaktering - dels en sammenkitning af de enkelte korn - en cementering. Observationerne fortæller, at dette ikke var tilfældet.

BOX 1



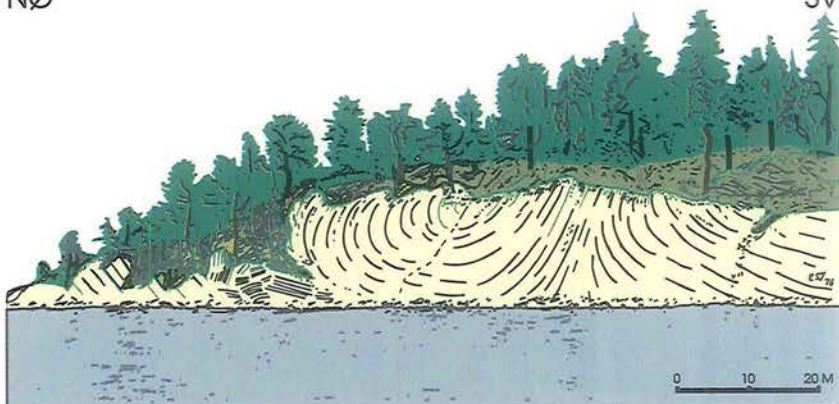
Matrixunderstøttet konglomerat: Et konglomerat, hvor de enkelte klaster ikke rører hinanden (A), men hviler i den finkornede masse, der omgiver dem, altså i matrix. Den modsatte situation kaldes et klastunderstøttet konglomerat (B), hvor de enkelte klaster støtter sig til hinanden og matrix udfylder hulrummet mellem klasterne, uden at være med til at bære disse.

Den anden måde sedimentet i Jeløya Formationen optræder på er som gigantkala-blokke (fig. 6) af sandsten fra Holmestrand Formationen, 20 - 30 m på hver led. Disse blokke er tippet i forskellige retninger og vinkler og ligger indlejret i det matrixunderstøttede konglomerat. Blokkene kan være foldede i store koncentriske folder, hvilket igen fortæller, at sedimentet i Holmestrand Formationen var relativt blødt.

Undergrænsen til Holmestrand Formationen optræder ofte som en flade, som Jeløya Formationens sedimente har flydt eller skredet hen over (fig. 5). Der ses meget lidt påvirkning af Holmestrand Formationen, bortset fra nogle enkelte steder, hvor små gange fyldt med finkornet materiale fra Jeløya Formationen er presset ned i Holmestrand Formationen. Undergrænsen bølgler op og ned med et relief på op til 20 m.

NØ

SV



Figur 6: Tegning af et kystprofil i den del af Jeløya Formationen, som er udviklet som gigantskala blokke. På tegningen ses to foldede blokke, der er omgivet af matrixunderstøttet konglomerat. Tegning: Erik Schou Jensen.

Overgrænsen til de permo-karbone bjergarter er meget skarp (fig. 7). Der ses næsten ingen tegn på omdannelse af hverken sandstenen eller de vulkanske bjergarter, bortset fra en rødfarvning, der skyldes oxidation af det jernholdige cement i sandstenen. Overgrænsen bølger, som undergrænsen, op og ned, med et relief på omkring 20 m.

Selvom Jeløya Formationen består af materiale direkte afledt fra Holmestrand Formationen, findes der dog små mængder af bjergarter, der har en anden oprindelse. Det drejer sig om stykker af et fluviatilt kvartskonglomerat, der er lithologisk identisk med et konglomerat, man finder i den tidligere nævnte Asker Gruppe længere nordpå i Oslo Riften: om en større blok af karbone sedimenter afsat i floder og i havet samt om stumper af vulkansk materiale lig det, der overlejrer formationen.

Disse forskellige bjergartstyper fortæller meget om Jeløya Formationens alder. De karbone sedimenter lader sig, ved hjælp af foraminiferer, datere til Westphalien, d.v.s. øvre Karbon. Jeløya Formationen kan altså tidligst være dannet i Westphalien. Den vulkanske aktivitet er andetsteds i Oslo Riften (i Holmestrand området) dateret til at være startet i Øvre Karbon (før 294 mill. år). Jeløya Formationen kan altså senest være dannet i Øvre Karbon, dvs. samtidig med dannelsen af Asker Gruppens sedimenter.



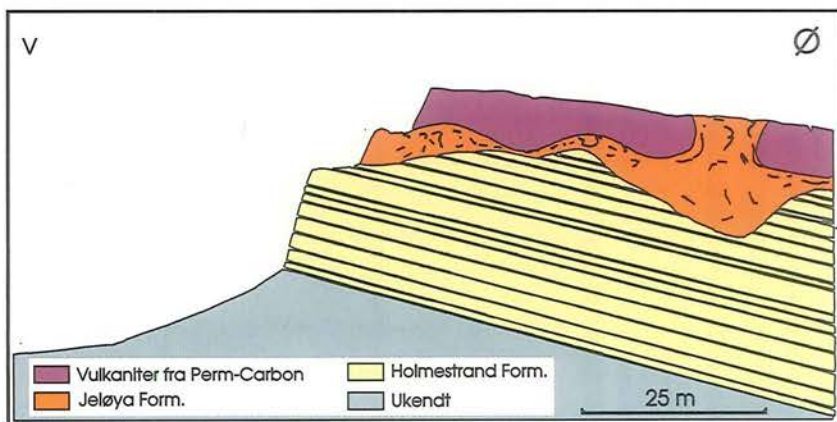
Figur 7: Jeløya Formationens overgrænse er skarp. Der ses næsten ingen påvirkning af hverken sandsten eller de vulkanske bjergarter, bortset fra en rødifarvning af sandstenens cement.

Dannelsen af Jeløya Formationen

Som nævnt ovenfor, viser Jeløya Formationens sedimenter, at Holmestrand Formationen hverken var specielt konsolideret eller cementeret i Øvre Karbon. Rester af de bjergarter, der kom fra en anden kilde end Holmestrand Formationen, viser at området ind imellem blev overskyttet af havet, hvorved der blev dannet marine aflejringer, og ind imellem blev domineret af flodaflejringer. Området må altså have været tæt på havniveau. Jeg forestiller mig en lavtliggende flodgennemskåret kystslette, der af og til blev oversvømmet af havet.

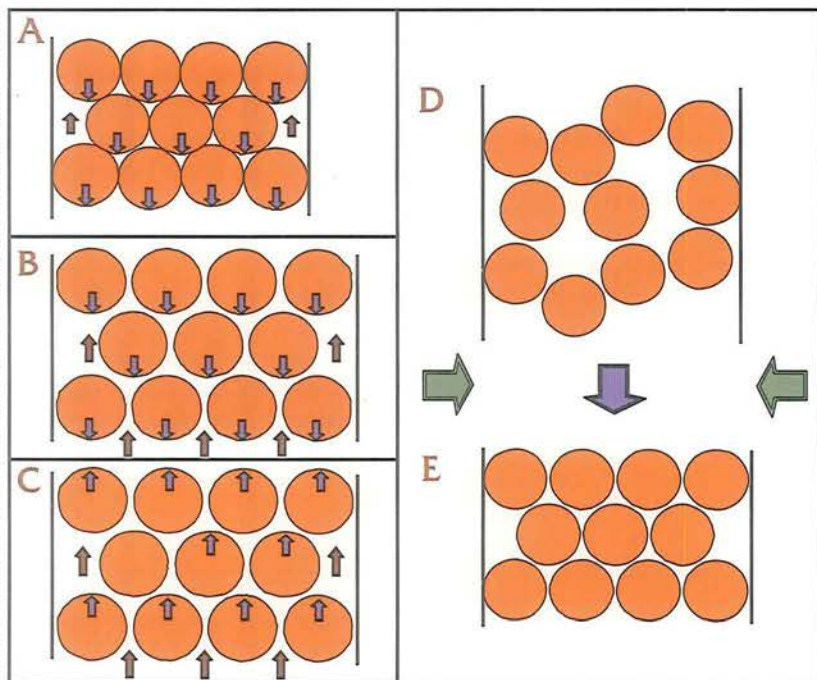
På et tidspunkt i Øvre Karbon begyndte jordskorpen i området at synke ind. Jeløya området ligger nær den østre kant af Oslo Riften, tæt ved den østre randforkastning, og kan således være blevet hævet relativt, i forhold til områder nærmere midten af riften. I forbindelse med indsynkningen kan man tænke sig, at der har været en del jordskælv, specielt i nærheden af randforkastningen. Samtidig er der begyndt at strømme magma op mod overfladen langs de brudzoner i skorpen, der var aktive ved riftdannelsen.

I Jeløya-området begyndte vulkanske bjergarter at dække riftbundens sedimenter. Disse var stadig bløde og forholdsvis ukonsoliderede, og de vulkanske bjergarter lagde sig som et låg oven på sedimenterne. Der har ganske givet også været jordskælv knyttet til vulkanudbruddene. Et jordskælv kan på et tidspunkt have fået sedimenterne til at 'falde sammen', således at de enkelte sandkorn blev pakket endnu tættere sammen (se Box 2). Herved mistede kornene kontakten med hinanden, og sedimentet begyndte at opføre sig som en væske, der strømmede ned ad bakke. Det var ikke alt sedimentet, der begyndte at strømme, mest de finere kornstørrelser. Det sediment, der bestod af lidt grovere korn, blev brudt op i større eller mindre blokke og ført med strømmen. Der var også store partier, hvor sedimentet ikke 'faldt sammen', men var omgivet af 'sammenfaldne' områder. Disse partier blev til gigantskala-blokkene. Da sedimentet 'faldt sammen', blev der overskud af det vand, der var mellem de enkelte sandkorn: porevandet. Dette forsøgte at undslippe, men sedimenterne var dækket af et låg af vulkanske bjergarter, der holdt på vandet. Derfor steg porevandsstrykket i sedimenterne, hvilket bidrog til at holde sedimenterne flydende.



Figur 8: Skematisk fremstilling af Jeløya Formationens relation til de omgivende bjergarter. Undergrænsen er uregelmæssig på grund af forskellig kompakterings- og cementseringsgrad i Holmestrand Formationen. Overgrænsen har et stort relief, fordi det vandmættede sediment er steget op i de vulkanske bjergarter som diapirer.

BOX 2



Hvad der sker, når et sediment 'falder sammen'.

Skitseme viser situationen ved forskellige strømningshastigheder for porevand i et sediment. Nedadrettede pil symboliserer tyngdekraftens træk i sedimentkomene og opadrettede pil det opadstrømmende porevands trækraft. Pilenes længde er et udtryk for kraftens størrelse.

A: 'Sivning': Trækraften fra det strømmende porevand er ikke stor nok til at løfte de enkelte kom. Sedimentet afvandes uden at blive berørt.

B: Begyndende fluidisering: Trækraften fra det strømmende porevand er lige præcis i stand til at løfte de enkelte kom, hvorved sedimentet mister sin styrke og vil opføre sig som en væske. Sedimentet kan deformeres, hvis det påføres en kraft.

C: Fremskredet fluidisering: Trækraften fra det strømmende porevand er så stor, at de enkelte kom bliver transporteret. Sedimentet vil undergå kraftig deformation og eventuelt vil alle primære strukturer blive ødelagt.

D og E: Liquifering: En metastabil kompaktion (D) bliver udsat for en rystelse (vandrette bølgede pile), hvorved komstabiliten bryder sammen og de enkelte kom kortvarigt bliver opslæmmede i porevandet. Komene vil straks begynde at sedimentere og danne en ny og mere kompakt kompaktion (E). Under den kortvarige opslæmning vil sedimentet miste sin styrke og opføre sig som en væske. Sedimentet kan deformeres, hvis det påføres en kraft.

man havde altså en situation, hvor et låg af vulkanske bjergarter lå ovenpå mere eller mindre flydende sediment. Denne situation er ustabil, fordi vulkanske bjergarter er tungere end sedimentære bjergarter. Problemet løses ved, at de to bjergarter forsøger at bytte plads. De vulkanske bjergarter begyndte derfor at synke ned i det flydende sediment, der til gengæld som diapirer steg op i de vulkanske bjergarter. Processen stoppede inden de to bjergarter helt havde byttet plads, fordi de vulkanske bjergarter begyndte at størkne og fordi enkelte diapirer af flydende sediment brød helt igennem det vulkanske dække, hvorved det overskydende porevand kunne komme væk. Da først dette porevand var væk, kunne sedimentet 'falde helt sammen' og konsolidere.

Lignende strukturer er kun beskrevet ganske få steder i verden. Det bedste eksempel, jeg har fundet, er fra Australien, hvor en basaltstrøm løb ud over en vandmættet sandslette. Da basalten er tungere end sandstenen forsøgte de to bjergarter at bytte plads, med diapirdannelse til følge. På lokaliteten i Australien har der ikke været nogen terrænhældning, så bl.a. derfor er diapirerne udviklet i et regelmæssigt bikageagtigt mønster.

Jeløya Formationen fremstår som et vidnesbyrd om en meget usædvanlig geologisk hændelse, hvor der optrådte et samspil mellem både vulkanske og sedimentære processer. Bjergarterne giver derfor et øjebliksbillede af de voldsomme begivenheder, der indtraf i begyndelsen af Osloriftens tilblivelse, på tidspunktet for dannelsen af de første vulkanske bjergarter.

VARV vil i næste nummer bringe en beskrivelse af af lokaliteter på Jeløya, hvor Jeløya Formationen kan studeres.

TAAFFEIT-ÅRSTIDENS MINERAL

Aage Jensen

Taaffeit er et meget sjældent mineral, så sjældent at det tilmed er svært at finde et billede af det.

Taaffeit er fundet af den irske greve Taaffe, der var en ivrig gemmolog og i 1945 havde købt en rodekasse med forskellige slebne sten. Blandt disse fandt grev Taaffe en lille svagt lilla sten, der med én undtagelse havde alle egenskaber fælles med mineralet spinel.

Grevens lille svagt lilla sten havde en svag dobbeltbrydning, og spinel har ingen dobbeltbrydning. Grev Taaffe sendte derfor stenen til ædelstenslaboratoriet i London, og her fandt man ud af, at der var tale om et helt nyt mineral. Ædelstenslaboratoriet i London opkaldte det nye mineral efter grev Taaffe, og det skriver Ove Dragsted også i sin bog: *Ædelstene i farver*, Politikens Forlag 1972. Mundtligt har Ove Dragsted flere gange givet udtryk for, at han ikke syntes det var pænt af grev Taaffe at opkalde stenen efter sig selv, og så tilføjede Ove Dragsted: Men det gjorde han vist nok heller ikke, han opkaldte stenen efter sin far!

Spinel er magnesium-aluminium-oxid ($MgAl_2O_4$) taaffeit er beryllium-magnesium-aluminium-oxid ($BeMg_3Al_8O_{16}$). Begge mineraler har hårdhed 8, massefylde 3,60 og en lysbrydning lige omkring 1,72. Spinel krystalliserer i den kubisk hexoktaedriske klasse, mens taaffeit krystalliserer i den hexagonal trapezoedriske klasse. Da kubiske mineraler og amorfe stoffer ikke har nogen dobbeltbrydning, medens alle andre mineraler er mere eller mindre dobbeltbrydende, så ligger forskellen mellem spinel og taaffeit her, men taaffeits dobbeltbrydning er kun ganske lille: 0,004-0,005.

Der er efter 1945 fundet endnu nogle få taaffeiter, men alle slebne. Den største kendte taaffeit blev fundet i 1967 og vejer 5,34 carat (1 carat= 1/5 gram). Man formoder at taaffeiten stammer fra Sri Lanka. Der er rapporteret om fund af taaffeit fra Kina og Australien, men stenene er små og ikke egnede til smykkesten.