

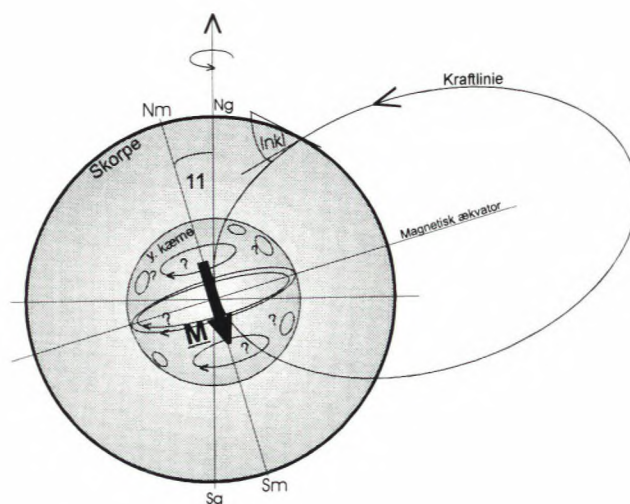
Den geomagnetiske sekularvariation i Danmark: Historiske, arkæologiske og geologiske/palæomagnetiske informationskilder

Niels Abrahamsen, *Geofysisk Afdeling, Geologisk Institut, Aarhus Universitet.*

Introduktion: Geo- og Palæomagnetisme.

Jordens magnetfelt er til stede overalt i rummet, og i nærheden af Jorden (inden for nogle få jordradier) minder det pænt om et dipolfelt.¹ Hovedparten af feltet (de indre kilder) dannes ved en selv-eksisterende dynamo-mekanisme inde i Jordens roterende og flydende ydre metalliske kerne (se Figur 1). Kernen er elektrisk ledende og kan derfor fungere som en kæmpe-dynamo. Geo-dynamo omdanner termisk energi via konvektionsbevægelser til elektrisk og magnetisk energi. Hvordan dynamofeltet egentlig dannes forstår man (endnu) ikke i detaljer. Men resultatet, et globalt magnetfelt, kan vi alle erkende her på jordoverfladen ved hjælp af et almindeligt magnetisk kompas. Dynamo er åbenbart selvforstærkende, ellers ville den for længst være henfaldet p.gr.a. den ohmske dissipation. På den anden side er den ikke stabil i tid, og resultatet bliver, at magnetfeltet ved jordoverfladen set over længere tidsrum varierer både i retning og intensitet. Det oplever vi dels som magnetisk sekularvariation, og dels ved at feltet har kunnet skifte polaritet (det er sket mange gange tilbage i geologisk tid, sidst for ca. 30-35.000 år siden, og måske er det på vej til at ske igen om ca. 2.000 år, idet feltstyrken de sidste par hundrede år globalt har været jævnt aftagende).

I geologisk sammenhæng fungerer geo-dynamo som en båndoptager, der magnetiserer et bånd bestående af geologiske (eller arkæologiske) materialer. Næsten alle naturlige bjergarter indeholder nemlig jern bl.a. i form af jernoxyder, som er ferromagnetiske. Når en bjergart dannes ved de geologiske processer på eller nær ved Jordens overflade (som ved aflejring af et sediment, ved afkøling af en lava eller granit, eller ved rekrySTALLISERING og kemisk vækst af krystaller ved diagenese eller i metamorfe bjergarter), bliver disse mineraler magnetiseret af magnetfeltet, lige som det sker for jernoxiderne på et kassettebånd, der glider forbi tonehovedet i en båndoptager. Bjergarten får herved en magnetisk hukommelse: en remanent magnetisering. Med de palæomagnetiske metoder² kan bjergarternes magnetiske signaler senere (d.v.s. i nutiden) "afspilles", og bjergarternes geomagnetiske "musik" kan derved fortælle om jordmagnetfeltets og de geologiske materialers udviklingshistorie.



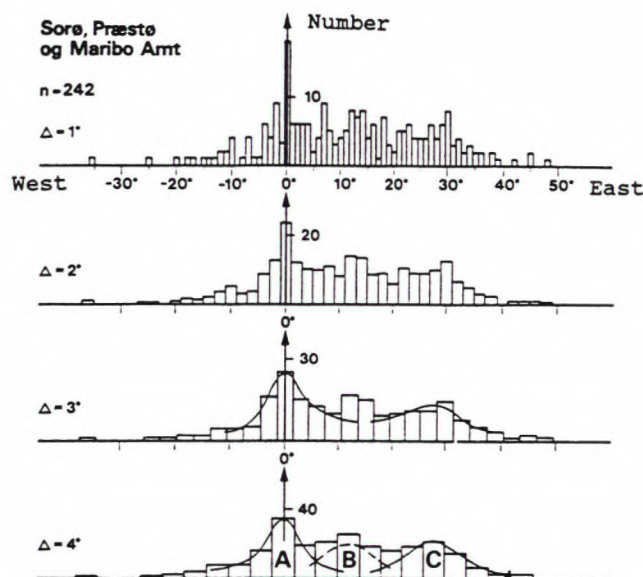
Figur 1. Jordmagnetfeltet, som vi ser det tæt ved Jorden, kan med tilnærmelse opfattes som et simpelt dipolfelt forårsaget af en lidt skråtliggende dipol (eller en strømhvirvel) med dipolmoment M , der har centrum i Jordens centrum. Denne model kan forklare ca. 90% af magnetfeltet. Resten af feltet er mere uregelmæssigt, og skyldes dels mere lokale strømhvirvler i den ydre kerne, samt magnetiseringseffekter fra jordskorpen. Inklinationen er den vinkel som feltets kraftlinje danner med horisontalplanet ved jordoverfladen. Deklinationen (den vandrette vinkel) ses ikke på figuren, men svarer til den vinkel en kompasnål danner med meridianen (geografisk nordretning). Dipolaksen danner en lille vinkel med rotationsaksen; denne vinkel varierer (i nutiden er den ca. 11°), hvilket sammen med variationer i de sidste ca. 10% af feltstyrken giver anledning til den geomagnetiske sekularvariation. Udjævnet over længere tidsrum (50-100.000 år) er dipolaksen $Nm-Sm$ med god tilnærmelse parallel med Jordens rotationsakse $Ng-Sg$, hvilket er baggrunden for magnetfeltets anvendelse til pladetektoniske (palæogeografiske) rekonstruktioner meget langt tilbage i tiden.

Alle materialer har også en magnetisk susceptibilitet. Det bevirker at der ved induktion fra jordmagnetfeltet dannes et lokalt magnetfelt, en såkaldt magnetisk anomali. De magnetiske anomalier kan måles ved jordoverfladen, eller fra skib, fly eller satellit, idet sensitiviteten dog lider stærkt med afstanden (et dipolfelt aftager jo med 3. potens af afstanden), så detaljer i feltet går hurtigt tabt med voksende afstand fra kilden. Eksistensen af et materiale med en afvigende susceptibilitet eller remanens i forhold til omgivelserne kan derved afsløres. Dette udnyttes bl.a. ved kortlæg-

ning af geologiske strukturer i alle skalaer samt ved magnetisk prospektering efter råstoffer. Magnetisk detektering kan også anvendes ved eftersøgning af skjulte lossepladser og andet, der kan forurene miljøet. I det følgende begrænser vi os dog til at kigge på den magnetiske sekularvariation og på de palæomagnetiske aspekter.

Historisk baggrund

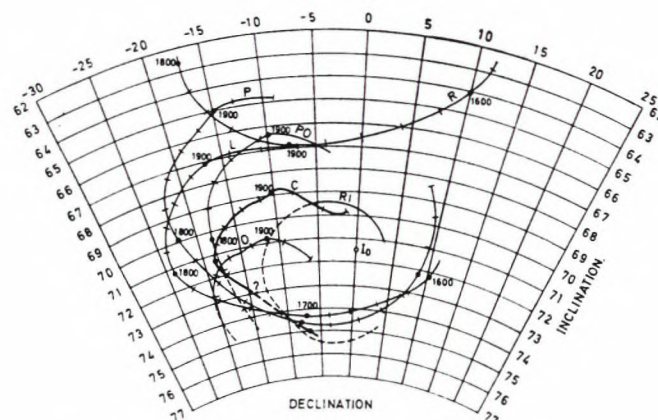
Magnetfeltet har været kendt tilbage i oldtidens Kina, og magnetjernsten (mineralet magnetit, Fe_3O_4) var kendt i det antikke Grækenland, men den europæiske udnyttelse af kompasset stammer antageligt fra slutningen af 1100-tallet, hvor det bl.a. synes at have været brugt til orientering ved anlægget af mange danske landsby-kirkers fundament. Ca. 1/4 af kirkerne er nemlig systematisk skævt orienteret, d.v.s. "drejet" med uret en vinkel på et sted mellem 5° og 15° fra verdenshjørnerne (Figur 2), hvilket kan forklares ved at den daværende misvisning i Europa var systematisk østlig.



Figur 2. Histogrammer over orienteringen af 242 romanske landsbykirker fra Sorø, Præstø og Maribo amter.³ Kirkerne skulle efter paveligt dekret anlægges med koret imod øst, men mange af kirkerne har en skæv orientering med akse drejet mellem 10° og 30° med uret. De udjævnede kurver (med glidende middeltal (= 2, 3 og 4) antyder, at der kan være tale om flere fordelinger (A, B og C), som hver kræver sin forklaring. Da alle kirkerne er anlagt i 11-1200 årene, og da misvisningen i Danmark var systematisk østlig i hele denne periode (jfr. Figur 5), sandsynliggør det, at et magnetisk kompas har været kendt og blev benyttet meget tidligt i Danmark.

Kendskabet til jordmagnetfeltets opførsel og egenskaber vokser gradvist frem gennem de store opdagelsesrejsers behov for navigationsredskaber. Gennem en lang historisk udvikling bidrager bl.a. H.C.

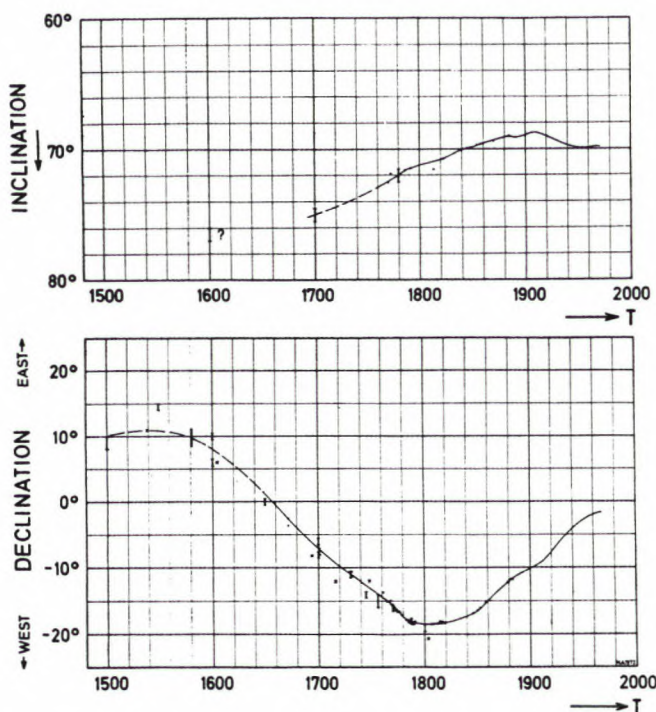
Ørsted i 1820 ved at opdage sammenhængen mellem elektrisk strøm og magnetfelt, og C.F. Gauss og W.E. Weber sætter gang i oprettelsen af geomagnetiske observatorier fra 1834. En hovedopgave på disse observatorier er at bestemme den geomagnetiske sekularvariation på stedet (jfr. Figur 3). Der findes i dag omkring 150 sådanne observatorier på kloden, hvor de nutidige egenskaber af og variationer i magnetfeltet registreres og bearbejdes. I Danmark har vi direkte målinger af deklinationen siden ca. år 1600 og af inklinationen siden ca. år 1700 (se Figur 3 og 4). Observatoriedriften i Danmark (nu i Brorfelde, tidligere i Rude Skov) samt i Grønland varetages fortsat af Meteorologisk Institut.



Figur 3. Historiske målinger af den magnetiske misvisning og inklination på forskellige lokaliteter i Europa.⁴

Alfred Wegeners forkætrede teori om kontinentaldrift fra 1910 blev genoplivet i 1950-erne via palæomagnetismen, der støttede hans "vilde fantasier". Nogle palæontologer og strukturgeologer havde dog hele tiden været tiltrukket af kontinentaldriftteorien, mens især geofysikere var imod den, fordi man ikke havde nogle acceptable fysiske modeller for de "nødvendige" kræfter til at flytte de store kontinentmasser. Det rigtigt store boom i palæomagnetisme skete i 1960-erne, da Vine og Matthews⁶ foreslog, at der er en simpel, systematisk sammenhæng imellem nogle marinmagnetiske anomalier der var kortlagt i Det indiske Ocean og den geomagnetiske polaritetsskala, som den netop var ved at blive etableret på K-Ar-daterede lavastrømme fra plateaubasalter på land. Med denne fundamentale "kortslutning" mellem to tilsyneladende væsensforskellige informationsområder inden for geologien, den radiometriske tidsskala og polariteterne på land, og de marinmagnetiske anomaliers datering af den marine jordskorpes dannelse, fik vi pludselig en nøgle til at datere dannelsen af ca. 70% af Jordens overflade! Og endda de dele af overfladen, som var dårligst kendt: de dybe oceaner. Det var en bedrift, der medførte geologisk nytænkning, som vi endnu arbejder ihærdigt på at udnytte: Kloden er jo trods alt temmelig stor, og den skal først opmåles magnetisk i detaljer, før

informationen, de marin-magnetiske anomalier, kan udnyttes til geologisk tolkning.



Figur 4. Historiske målinger⁴ af den magnetiske misvisning og inklinations i Danmark siden år 1500.

Palæomagnetismen bliver derved en nøgle til forståelse både af magnetfeltets (d.v.s. geodynamoens) udvikling og af geologiske begivenheder i Jordens fortid, idet denne disciplin kan bruges som et geologisk redskab og fortælle både om kontinenternes (lithosfærepladernes) relative positioner, rotationer og flytninger gennem geologisk tid (kontinentaldrift og pladetektonik), samt benyttes til globale stratigrafiske korrelationer, den såkaldte magnetostratigrafi. Endvidere kan magnetiske surveys give oplysninger i vidt forskellig skala både om geologiske strukturer, om råstofforekomster, samt om menneskeskabte strukturer, herunder deponering af affald (det menes, at der findes flere tusind sløjfede affaldspladser i Danmark, hvis placering er gået i glemmebogen, med mulig grundvandsforurening til følge!).

Bjergarters magnetisering

Jern findes i de fleste bjergarter, typisk i form af nogle få procent jernoxyder som f.eks. magnetit og hæmatit.⁴ Kun meget rene kalk- og kvarts-feldspat-bjergarter er undtagelser herfra. Disse jernoxyder (ferromagnetika) er af samme art som dem, der bruges til belægning af kassettebånd. Når meget små ferromagnetiske krystaller magnetiseres, kan de bevare deres magnetisering i stabil form i meget lange tidsrum,

forudsat at de ikke forstyrres brutalt af omgivelserne ved at blive remagnetiseret, d.v.s. "genindspillet", f. eks. ved senere opvarmning, rekrySTALLISATION eller trykpåvirkning.

Jordskorpen er opbygget af et forvirrende sammenrum af bjergarter, som dog stort set kan opdeles i 3 hovedtyper: sedimenter, magmatiske og metamorfe bjergarter. De metamorfe bjergarter er dannet ud fra de to første typer. Til hver hovedtype svarer en speciel magnetiseringsmekanisme, og derfor har næsten alle bjergarter en remanent magnetisering, som vi kan "afspille" på et magnetometer i laboratoriet.

I magmatiske bjergarter som f.eks. lava dannes magnetiseringen ved induktion af det omgivende jordmagnetfelt, d.v.s. "indspilningen" af jordmagnetfeltets retning og størrelse finder sted, når jernoxyderne i lavaen køles et stykke ned under Curie-temperaturen (typisk 500-600°C, men dog stærkt afhængigt af Ti-indholdet). Processen kan fortsætte helt ned til temperaturen ved jordoverfladen, afhængig af mineregenskaber, kornstørrelse m.m. Da lavaen jo allerede størkner ved temperaturer typisk omkring 1000-1200°C, sker magnetiseringen altså i fast fase. Ved nedkølingen låses den inducerede magnetisering fast i de ferromagnetiske mineraler, og ved de lavere overfladetemperaturer (typisk 0-30°C) har bjergarten fået en såkaldt termoremanent magnetisering, en TRM.

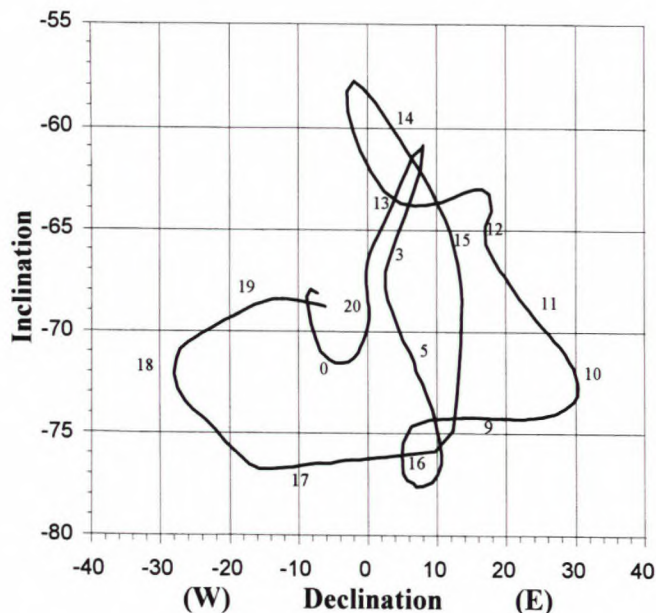
I et sediment som f.eks. gytje, dybhavsslam, kalk, ler eller sand dannes en del af magnetiseringen ved at de enkelte små mineraler af jernoxyder synker ned ved aflejringen som småmagneter, der statistisk søger at orientere sig parallelt med det lokale jordmagnetfelt. Når sedimentet senere konsolideres og omdannes ved diagenetiske processer, låses magnetiseringen gradvist fast. Derved har det fået en såkaldt detrital remanent magnetisering, en DRM.

I metamorfe bjergarter dannes den remanente magnetisering ved at krystallerne rekrySTALLISERES. Når nye krystaller af jernoxyderne undergår en kemisk vækst i jordmagnetfeltet, overgår de fra en oprindelig umagnetisk (superparamagnetisk) tilstand, når de er meget små (typisk omkring 0.1 μ , men stærkt afhængigt af mineralkemien), til den magnetiske tilstand. Bjergarten får derved en såkaldt kemisk remanent magnetisering, en CRM.

Hvis metamorfosen foregår ved øgede temperaturer, hvad den normalt gør, vil bjergarten ved en senere afkøling også få dannet en partiel TRM. Sedimenter får under diagenesen evt. også en CRM ved rekrySTALLISATION, så det er ofte vanskeligt at sætte klare grænser imellem typerne. Endelig vil senere ændringer i jordmagnetfeltets retning kunne ændre den oprindelige magnetisering ved dannelse af en såkaldt viskos remanent magnetisering, VRM, der gradvist vokser frem i den nye retning på bekostning af den tidligere.

Bjergarter kan have gennemløbet en mere eller mindre omskiftelig geologisk udvikling. Derfor vil deres naturlige remanente magnetisering, den såkaldte NRM,

oftest være opbygget af flere komponenter, der kan være dannet til forskellig tid, og ved forskellige tektoniske orienteringer af prøven eller feltet.



Figur 5. Den magnetiske sekularvariation i Danmark tilbage til år 0 (tallene angiver århundrede AD). Kurven er en tilnærmet kurve for Danmark, som er bestemt ved en dipol-korrektion af den arkæomagnetiske masterkurve for England.⁵ Selv om kurverne er behæftede med usikkerheder, er der ingen tvivl om, at misvisningen i Danmark var dominerende østlig i hele perioden mellem år 1000 og 1600 AD (jfr. Figur 2).

Disse komponenter skal derfor skilles ud fra hinanden før man kan opnå en meningsfuld geologisk fortolkning. Det gøres ved laboratorieforsøg, hvor de indsamlede (temmelig mange) orienterede bjergartsprøvers magnetisering måles på et sensitivt magnetometer. De almindeligste typer er det sensitive spinmagnetometer (normalt et fluxgate-magnetometer), hvor prøverne roterer nogle sekunder inde i et magnetisk feltfrit rum, og det endnu mere følsomme Cryogene magnetometer, som kan måle remanensen selv i så magnetisk rene materialer som skrivekridt, eller i vævsprøver m.m. Prøverne skal have en veldefineret form, enten som en kort cylinder (borekerne) eller en terning for at kunne måles. Efter målingen underkastes prøverne en serie gradvise afmagnetiseringer ved hjælp af et vekselmagnetfelt eller ved en kontrolleret trinvis opvarmning og nedkøling i et feltfrit rum, hvorefter prøverne genmåles; dette gentages adskillige gange med små intervaller, hvorved de forskellige magnetiske komponenter (forhåbentlig) kan udskilles. De karakteristiske magnetiseringskomponenters retninger bestemmes ved en PCA (Principal Component Analyse), og de fundne (primære) magnetiseringsretninger grupperes. Til sidst behandles de grupperede resultater statistisk, og geologiske konklusioner om magnetfeltet og bjergartens historie kan søges udtaget.

Magnetisk Sækularvariation

Kun som et gennemsnit over mange tusind år har magnetfeltet været aksial-symmetrisk og sammenfaldende med Jordens rotationsakse. Hvis vi ser på kortere tidsintervaller (Figur 1 viser altså kun et øjebliksbillede), varierer både deklination og inklination med tiden. De tidlige variationer i denne såkaldte sekularvariation rummer forskellige perioder på fra nogle få hundrede til nogle få tusind år.

Inklinationen svinger typisk $\pm 10^\circ$, mens deklinationen på vore breddegrader typisk varierer $\pm 20^\circ$ i løbet af nogle hundrede år (Figur 3-6). I de polare områder, hvor vi er tæt ved den magnetiske pol, kan deklinationen sågar variere hele kompasset rundt. I Nordgrønland er misvisningen i disse årtier stærkt vestlig, og for steder beliggende mellem den geografiske og magnetiske pol peger kompasset mere eller mindre imod (geografisk) syd!

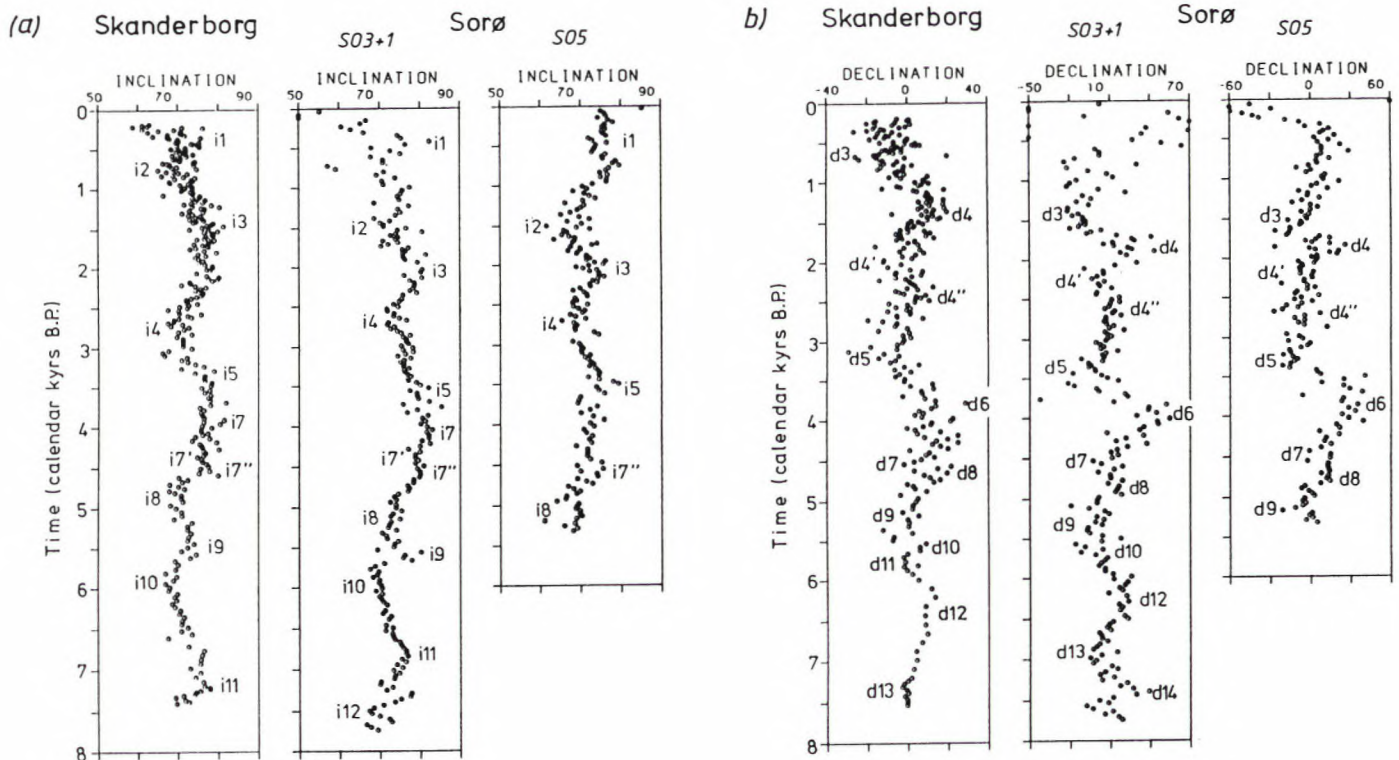
Selv om sækularvariationen er en fejlkilde ved de palæomagnetiske rekonstruktioner (hvor den søges udjævnet ved at man danner gennemsnitsretninger af bjergarter, der dækker tidsrum på mindst nogle snese tusind år), kan den udnyttes mere lokalt til korrelation og datering f.eks. af holocene aflejringer, der er dannet inden for nogle få tusind år (Figur 6). Dette forudsætter, at man kender den magnetiske sekularvariation for det aktuelle tidsrum og for et givet regionalt område, idet variationen er forskellig fra region til region.

Metoden kan også bruges til arkæomagnetisk datering af arkæologiske materialer som brændte teglsten, ovne m.m., hvor materialet har ligget in situ siden brændingen, forudsat at vi kender den magnetiske masterkurve for området godt nok (Figur 7).

Polaritet

At Jordens magnetfelt har skiftet polaritet (fortegn) mange gange tilbage i tiden er bl.a. baggrunden for dannelsen af de marinmagnetiske anomalier, der skyldes magnetiseringen af gradvist nydannet oceanskorpe, og som dermed leverer en dateringsmetode for 70% af klodens overflade. Metoden kan dog kun benyttes for de sidste ca. 170 millioner år, nemlig for de dele af Jorden, fra hvilke der er bevaret en oceanisk lithosfære. Ældre oceanskorpe er enten blevet destrueret ved subduktion eller komprimeret i de orogene områder (bjergkædefoldninger).

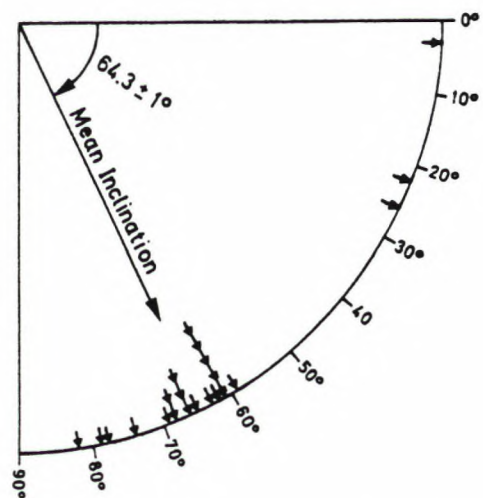
Polaritetsskiftene kan også benyttes til geologisk set meget nøjagtige stratigrafiske korrelationer, idet et skift indtræffer over hele kloden i løbet af en geologisk set kort tid ("transitionsperioden"), der typisk ligger på omkring 5.000 år. De enkelte polariteters ("chrons" eller "reversals") varighed har været meget forskellige, idet de korteste polariteter (såkaldte geomagnetiske "events") kun har været nogle få tusind



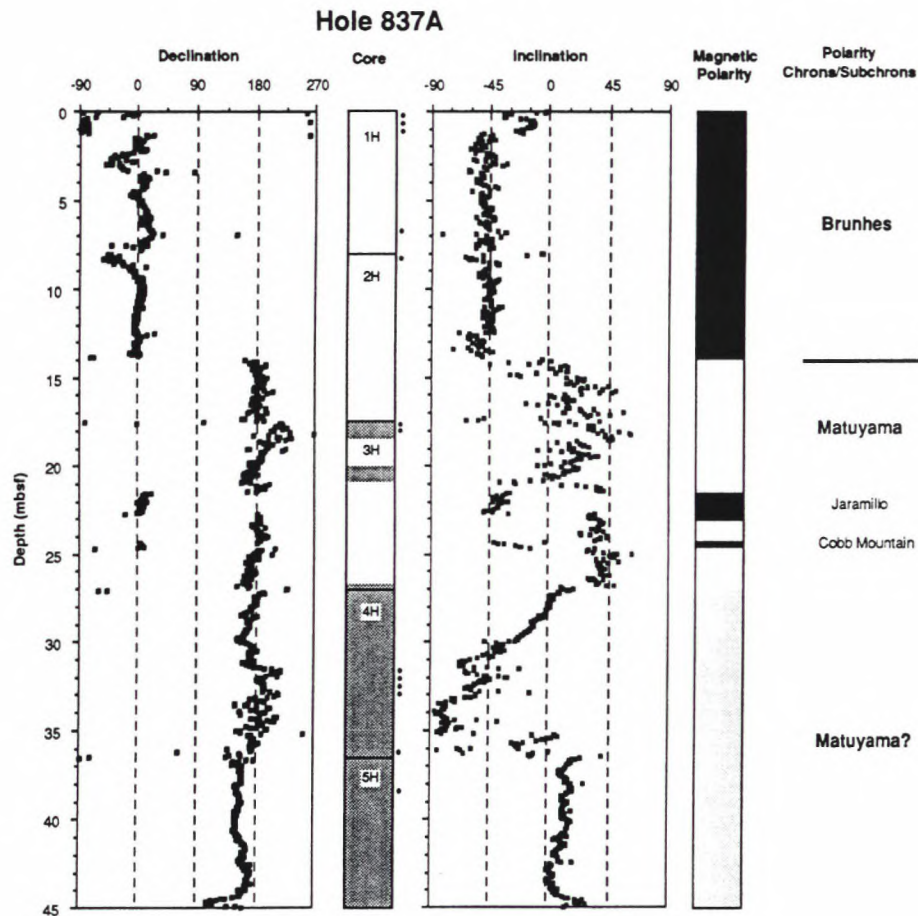
Figur 6. Deklination og inklinations, som den er bestemt ud fra orienterede, Postglaciale gytjesedimenter fra bunden af Skanderborg og Sorø Sø. Kurverne for Skanderborg Sø er dateret ved hjælp af mange C14-målinger, og kan betragtes som en "masterkurve" for det danske Holocæn. Ved hjælp af de synkrone magnetiske udsving (d3, d4, d5, o.s.v.), kan den Postglaciale stratigrafi i de to søer korreleres meget nøjagtigt.⁷

år (heriblandt Laschamp/Lake Mungo (alder ca. 30-35.000 år BP), Blake (ca. 104-117.000 år BP) og Cobb Mountain (alder omkring 1,12 mill. år, med en varighed på ca. 17.000 år), mens meget lange perioder med konstant polaritet er kendt bl.a. fra midten af Kridttiden (en Normal periode der varede ca. 35 mill. år), og fra Perm (en Revers periode der varede ca. 70 mill. år). Alene fra Tertiæret er godt 90 (x2) polariteter kendt, hvoraf ca. 65 er fra de sidste 35 mill. år, d.v.s. de gennem den tid har haft en gennemsnitlig varighed på ca. 0,25 mill. år. Et af de uløste geomagnetiske spørgsmål er, at der faktisk ikke synes at være nogen systematik i polaritetintervallernes frekvens eller varighed, d.v.s. geodynamoen har ikke selv en "hukommelse" om sin tidligere tilstand: Den er altså kaotisk (som så meget andet i naturen).

I Figur 8 er vist et eksempel på magnetisk datering af en dybhavskerne fra det sydvestlige Stillehav (Lau Bassinet). Deklination og til dels inklinations viser flere nærmest knivskarpe skift i polaritet fra Revers (hvid) til Normal (sort) polaritet. Bemærk at fortegnene i inklinations er modsatte af hvad vi er vant til nord for ækvator: På den nordlige halvkugle svarer $I > 0^\circ$ til Normal og $I < 0^\circ$ til Revers polaritet; men på den sydlige halvkugle er det omvendt. Idet den omtrentlige alder er blevet bestemt ved hjælp af mikrofossiler, kan det magnetiske skift f.eks. i 14 meters dybde datere dette niveau



Figur 7. Arkæomagnetisk datering af teglsten fra en Middelalder-tegløvn ved Rønde på Djursland. Ovnens kunne kun groft tidsfæstes via historiske overvejelser, men den magnetiske alder på ca. AD 1460 $\pm$ 50 (Inklination = $64^\circ \pm 1^\circ$, jfr. Figur 5) kunne dernæst indsnævre og bestyrke en af de opkastede historiske hypoteser: Ovnens har snarere været benyttet til teglbrænding ved bygningen af den nærliggende Bregenede kirke (fra omkring 1480) end ved opførelsen af Kalø Slot, som er noget ældre, nemlig fra første halvdel af 13-hundredtallet.⁸



Figur 8. Magnetisk datering af sedimenter i en dybhavskerne. De magnetiske polaritetsskift er målt på en dybhavskerne fra det sydvestlige Stillehav, hentet op fra en dybde af 2,6 km i Lau Bassinet (20°S, 177°V, mellem Fiji og Tonga). Sedimentations-raten er ca. 5 cm/1000 år. Magnetiske målinger er udført for hver 10 cm på sedimentkernen, så hvert målepunkt repræsenterer ca. 2000 år. Et polaritetsskift indtræffer skarpt i kernen bl.a. ved ca. 14 m, d.v.s. det sker inden for et tidsrum af ca. 2000 år. Den tilsyneladende tilstedeværelse af endnu et polaritetsskift under 27 m dybde skyldes en utilstrækkelig magnetisk rensning (afmagnetisering) af kernen. Detailundersøgelser af meget tætliggende prøver (små kuber for hver 6 mm) lige omkring polaritetsskiftet ved 24 m (Cobb Mountain Event) har i øvrigt vist, hvordan det lokale magnetfelt gradvist skiftede retning, samtidig med at intensiteten aftog kortvarigt, som om strømmen i geodynamoen blev slukket eller stærkt reduceret i 2-3000 år og derefter igen tændt, men nu i modsat retning.^{9,10}

entydigt til overgangen Matuyama-Brunhes, som på anden vis er dateret ret nøjagtigt til en alder på 780.000 år. Eksemplet illustrerer, hvorfor magnetostratigrafien er central bl.a. ved ODP-dybhavsboringerne (Ocean Drilling Programmet, det internationale projekt, som også Danmark sammen med en række andre lande deltager i), og ved andre dybhavsboringer. Magnetostratigrafien finder også udbredt anvendelse i kontinental stratigrafi, såvel i sedimenter som i plateaubasaltserier (f. eks. i Øst- og Vestgrønland, på Færøerne, Island m.fl.), hvor de orienterede prøver direkte kan indsamles i eksponerede blotninger eller udtages fra kerneboringer.

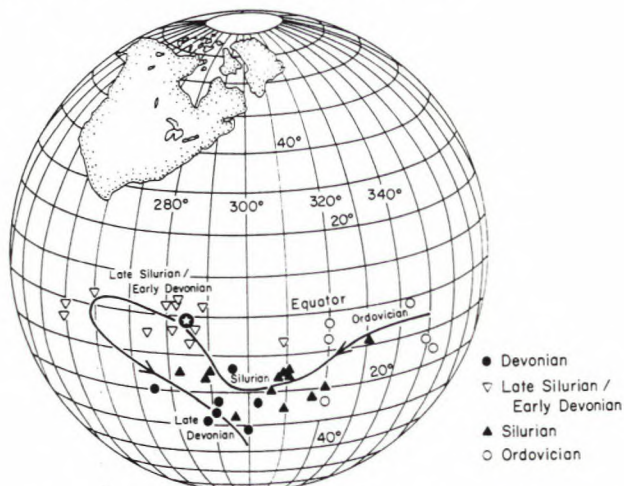
Dipolfeltet og Pladetektonik

Til mange geologiske formål kan man regne med, at jordmagnetfeltet svarer til feltet fra en simpel magnetisk dipol (stangmagnet), der ligger i Jordens centrum og har

dipolaksen ca. parallel med Jordens rotationsakse (den palæomagnetiske grundhypotese). Et sådant magnetfelt har en veldefineret form, der kan illustreres ved forløbet af de magnetiske kraftlinjer (jfr. Figur 1).

Ved jordoverfladen danner feltlinjerne vinkler med jordoverfladen (inklinationen), som varierer jævnt fra ækvator (hvor $I = 0^\circ$) og til polerne (hvor $I = \pm 90^\circ$). Ud fra inklinationen, der kan bestemmes i en bjergart med den palæomagnetiske metode, kan man derfor på simpel vis beregne den palæogeografiske bredde for bjergarten på det tidspunkt, da den ved sin dannelse blev magnetiseret (hvis den da ikke er blevet tektonisk forstyrret eller remagnetiseret senere). Vi har altså et simpelt redskab til at bestemme den oprindelige palæobredde for bjergarten, før den evt. deltog i en pladetektonisk bevægelse. Hvis kraftlinjen danner en vinkel med meridianen i det vandrette plan (deklinationen), kan denne vinkel tilsvarende bruges til at fortælle os, hvordan lokaliteten siden har drejet sig (rotation om en

lodret akse) i forhold til geografisk nord.



Figur 9. Sen Silur palæomagnetisk pol (stor sort klat) fra Nordgrønland (stjerne), sammenlignet med den apparente polvandringskurve for Storbritannien og Irland.¹¹

Ved at måle deklination og inklination i et bjergarts-kompleks kan man tilsvarende beregne beliggenheden af den tilsyneladende palæomagnetiske pol, den apparente pol (den er kun tilsyneladende, for det er ikke jordmagnetpolen, der har flyttet sig på kloden, men snarere jordskorpen). Hvis man nu i et område har en serie af sådanne apparente poler bestemt fra en serie bjergarter dannet til forskellige tider, kan man konstruere en såkaldt apparent polvandringskurve (APV-kurven) for området.

Et eksempel på et geofysisk bidrag til en palæogeografisk rekonstruktion er illustreret i Figur 9 og 10, der viser et palæomagnetisk resultat fra Nordgrønland. En grønlandsk palæopol af Silur alder (ca. 420 mill. år) falder fint på den Europæiske apparente polvandringskurve. Vi kan derfor konkludere (se Figur 10), at Grønland på den tid endnu lå tæt ved Europa, samt var klistret sammen med Nordamerika. Sådant så verden altså ud efter lukning af Nordatlantens forfader, Iapetus oceanet (hvilket medførte opfoldningen af Kaledoniderne, d.v.s. bjergkæderne i bl.a. Norge og Østgrønland), men før den senere åbning af både Nordatlanten og Baffin Bay i Kridt og tidlig Tertiær Tid.

Konklusion

I geofysikken har de geo- og palæomagnetiske metoder mange interessante anvendelsesmuligheder og magnetfeltet kan bruges i ret så ekstreme sammenhænge. Alt efter hvad man vælger at fokusere på, kan man få interessante oplysninger enten om det ydre felts geometri langt væk fra Jorden og de mere højfrekvente egenskaber (perioder $\ll 1$ år, med relevans for rumforskning, ionosfæreforskning, nordlys o.s.v. o.s.v.), eller oplysninger om de mere adstadige variationer for det indre dynamofelt, der med perioder på mellem 10^2 og 10^8 år igen kan benyttes dels som randbetingelser for

geodynamomodeller, og dels til geologiske dateringer af 70% af klodens overflade, stratigrafiske korrelationer samt palæogeografiske rekonstruktioner af kontinenternes placering og udseende helt tilbage til Jordens barndom for ca. 4 milliarder år siden.



Figur 10. Palæogeografisk rekonstruktion for placeringen af Grønland, Nord- og Sydamerika, Afrika og Storbritannien i sen Silur/Devon tid, baseret på bl.a. de palæomagnetiske data¹¹ fra Figur 9.

Referencer:

- [1] Ronald T. Merrill, Michael W. McElhinny og Phillip L. McFadden, *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press. 527 p. (1996).
- [2] Robert F. Butler, *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. 319 p. Blackwell Scient. Publ. Oxford (1992).
- [3] Niels Abrahamsen, Evidence for Church orientation by magnetic compass in twelfth-century Denmark. *Archaeometry* **34**, 293-303 (1992).
- [4] Niels Abrahamsen, Magnetic secular variation in Denmark, 1500-1970. *J. Geomag. Geoelectr.* **25**, 105-111 (1973).
- [5] A. J. Clark, D. H. Tarling og M. Nol, Developments in Archaeomagnetic datings in Britain. *J. Archaeological Science* **15**, 645-667 (1988).
- [6] Fred J. Vine og Drummond H. Matthews, Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature* **199**, 947-949 (1963).
- [7] Peter W. Readman og Niels Abrahamsen, Geomagnetic secular variation from Holocene lake sediments of Sorø Sø, Denmark. *Phys. Earth. Planet. Interiors*. **62**, 4-18 (1990)

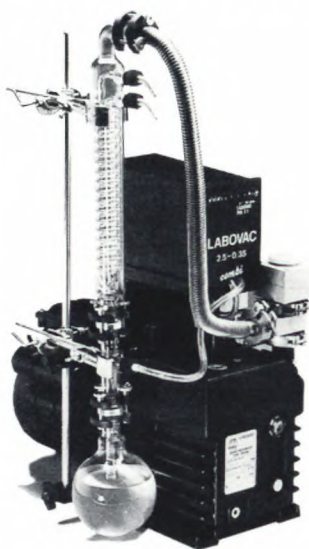
- [8] Niels Abrahamsen og Niels Breiner, Magnetic investigation of a Mediaeval tile kiln near Kalø, Denmark. *Archaeometry* '90; pp. 657-666. Birkhuser Verlag, Basel (1991).
- [9] ODP Leg 135, Shipborne Scientific Party. In L. Parson, J. Hawkins, J. Allan, et al.: LauBasin, Site 834-841. *Proc. Int. Repts.*, **135**: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1222 pp. (1992).
- [10] Niels Abrahamsen og Will Sager, Cobb Mountain geomagnetic polarity event and transitions in three deep-sea sediment cores from the Lau Basin. *Scientific Results* **135**, p. 737-762, College Station, TX (Ocean Drilling Program) (1994).
- [11] Carola Stearns, Rob Van der Voo og Niels Abrahamsen, A new Siluro- Devonian paleopole from

early Paleozoic rocks of the northern Greenland Fold Belt. *J. Geophys. Res.* **94**, 10 669 - 10 683 (1989).



Niels Abrahamsen er lektor ved Geofysisk Afdeling, Geologisk Institut, Aarhus Universitet.

MODERNE VAKUUMTEKNIK TIL FORSKNING OG INDUSTRI



SASKIA HOCHVAKUUM- UND LABORTECHNIK GmbH I ILMENAU er et succesrigt resultat af øst-vest genforeningen i Tyskland. SASKIA's et- og to-trins finvakuumpumper fra 4 til 200 m³h⁻¹ har rotor-skiver af et nyt PTFE materiale som sænker støjniveauet med ca. 3 dBA og tillader pumperne at arbejde konstant ved højt tryk eller med aggressive gasser. Med en frekvensregulering kan pumpehastigheden fordobles, så man f.eks. hurtigt kan evakuere et anlæg og derefter anvende pumpen som holdepumpe ved lav hastighed. SASKIA's kemisk resistente membran-pumper har liniærdrevne membraner, hvilket sikrer en lang levetid og lavt effektforbrug. En membranpumpe på ca. 30 W kan med de store afgifter på brugsvand hurtigt tjene sig ind, hvis den erstatter en vandstråle-pumpe. SASKIA's TOWER pumpestande er kemipumpestande kombineret med kondensatorer og med instrumentering for indstilling af trykket. SASKIA leverer oliefri pumpestande kombineret med turbomolekularpumper i et handy design og rootspumpestande op til 20.000 m³h⁻¹.

ALLE FORMER FOR OLIEFRI & OLIESMURTE ROTATIONSVAKUUMPUMPER • FEDTSMURTE TURBOMOLEKULAR- SPIRO- & HYBRIDPUMPER • DIFFUSIONS- & CRYOPUMPER • VAKUUMMÅLEINSTRUMENTER, VENTILER, HV & UHV FITTINGS • HELIUMLØKSØGERE & MASSESPEKTROMETRE • SPUTTER- ELEKTRONKANON & ÆTSEANLÆG • RF & HV STRØMFORSYNINGER • RUSTFRI SPECIALKAMRE & DELE • OMBYGNING AF VAKUUMANLÆG

WENZEL VAKUUM TEKNIK APS • NYBROVEJ 283 • DK-2800 LYNGBY • TLF. 45 87 97 35
SHOWROOM, SERVICE, LAGER • NYBROVEJ 193 • BIL 30 42 63 00 • FAX 45 93 32 93