

Jordens magnetfelt set fra rummet

Therese Moretto og Nils Olsen, Dansk Rumforskningsinstitut

Jordens Magnetfelt

Forståelsen af Jordens magnetfelt er tæt knyttet sammen med forståelsen af planetens dannelse og udvikling. Desuden har magnetfeltet stor betydning for hvordan Jorden og dens nærmeste omgivelser reagerer under påvirkningen fra solen.

Magnetfeltet ved Jordens overflade svinger i styrke fra 24000 nT i Sydamerika til 68000 nT syd for Tasmanien. Mere end 94% heraf hidrører fra elektriske strømme i Jordens flydende kerne.

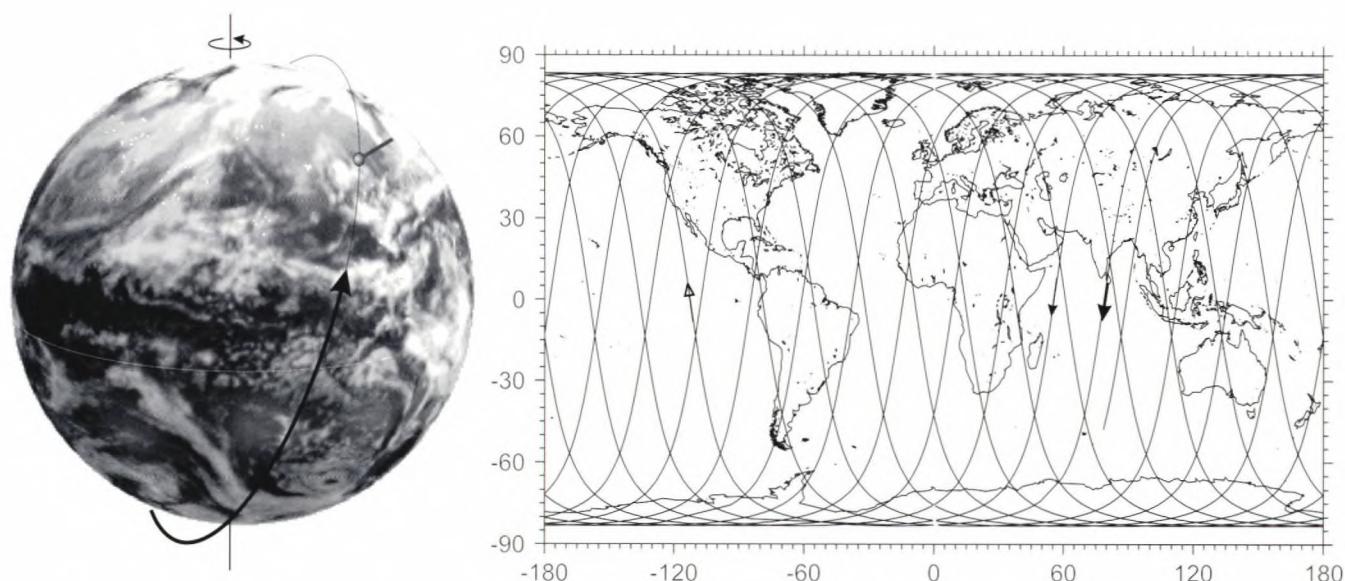
Feltet er ikke konstant. For eksempel har feltstyrken været faldende gennem dette århundrede med en rate af omtrent 0,1% pr. år. Også geometrien af feltet ændres, som det kendes fra brugen af kompas, hvor kort over misvisningen må opdateres med jævne mellemrum.

Jordens magnetfelt virker som et beskyttende skjold mod den strøm af magnetiseret plasma, kaldet solvinden, der konstant udspys fra solens atmosfære. Solvinden indkapsles feltet i et kometformet hulrum, kaldet magnetosfæren, som det ses i Figur 2. Magnetfeltet trykkes sammen på den side der vender mod solen til en afstand af omkring 10 jordradier, mens det på den

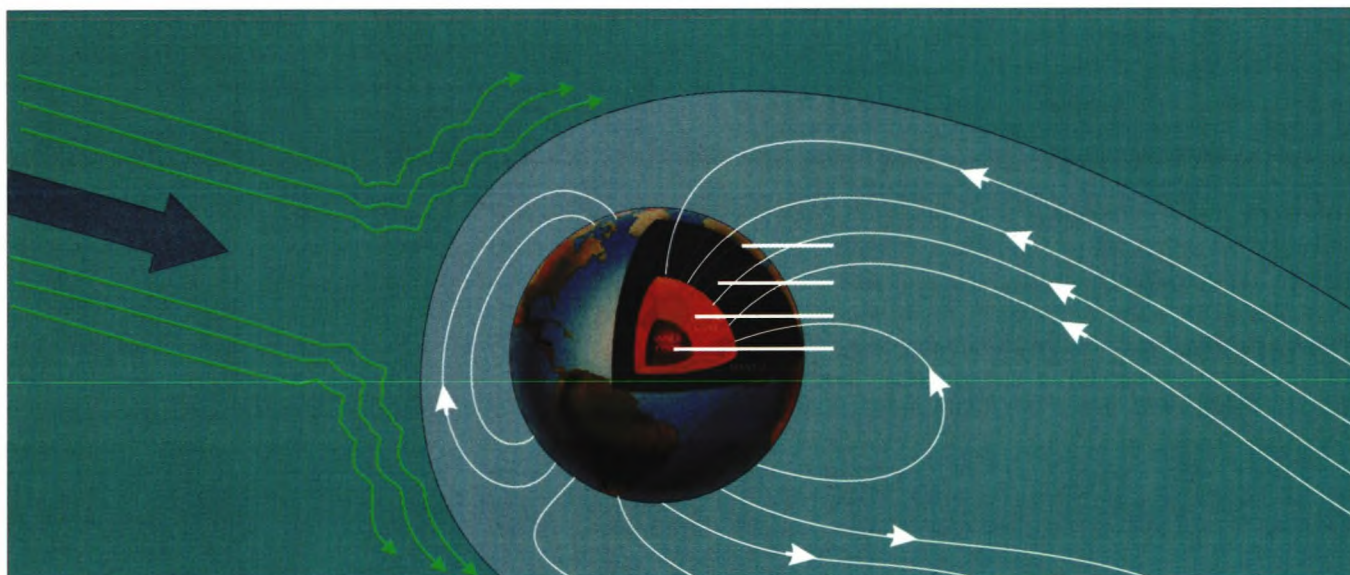
side, der vender væk fra solen trækkes ud i en lang hale af mere end 100 jordradiers længde. Deformationen af magnetfeltet forårsages af elektriske strømsystemer i magnetosfæren og den øverste ioniserede del af Jordens atmosfære (100–300 km) kaldet ionosfæren. Strømmene er kraftigst i de polare områder, hvor de er nært knyttet til forekomsten af nordlys (polarlys), men de varierer meget i styrke og form afhængigt af solens aktivitet. Forholdene i solvinden kan variere meget fra dag til dag og endog fra time til time eller inden for få minutter, men uafhængigt af solvinden driver også vinde i ionosfæren et strømsystem.

Observationer

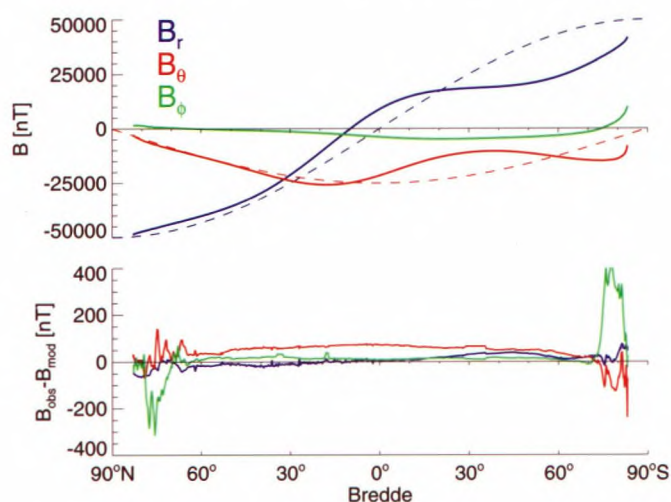
Brug af kompasser til navigation er dokumenteret helt tilbage til den tidlige middelalder i Europa og giver dermed den først kendte indikation af en erkendelse af Jordens magnetfelt samt brugen af det. Vinklen mellem geografisk og magnetisk nord, deklinationen eller i daglig tale misvisningen, og magnetfeltets vinkel til vandret, inklinationen, samt deres geografiske afhængighed har været kendt som begreber siden 1500-



Figur 1. Til venstre er skitseret en satellit i en polær næsten cirkulær bane. For MAGSAT lå baneplanet næsten fast i forhold til solen, så alle sydgående overflyvninger foregik på morgensiden af Jorden og alle nordgående på aftsiden. For MAGSAT skal man altså tænke sig solen ude til højre. Til højre er skitseret MAGSAT's bane hen over Jorden for et døgn den 1. januar 1980. Satellitten starter kl. 0 UT på 68° N og -112° E. Så flyver den mod nord på aftsiden af Jorden, krydser polen og fortsætter mod syd på morgensiden, hvor den krydser 'kvator ved 79° E (den store sorte pil). Efter 45 minutter, hvor den har været nede og runde den sydlige pol, krydser den 'kvator igen, ved -110° E (den hvide pil), når den flyver mod nord. Den næste Ækvatorpassage sker efter yderligere 45 minutter ved 55° E (den lille sorte pil), og altså 24° vest for den første passage 90 minutter tidligere.



Figur 2. Skitse (ikke i korrekt skala) af Jordens magnetfelt og dets placering i solvinden



Figur 3. Det øverste panel viser de tre komponenter af det målte felt (fuldt optrukne kurver) for et halvt MAGSAT omløb gående fra nord til syd den 25. november 1979 kl. 04⁴⁵ – 05³⁰. Koordinatsystemet er således, at B_r peger lodret op, B_θ er i den horisontale sydretning og B_ϕ i den horisontale Øst-retning. Til sammenligning er indtegnet (stiplede kurver) B_r - og B_θ -komponenterne af et felt fra en dipol langs Jordens rotationsakse med dipolmoment $30000 \text{ nT} \cdot a^3$, hvor $a = 6371 \text{ km}$ er Jordens middelfradius.

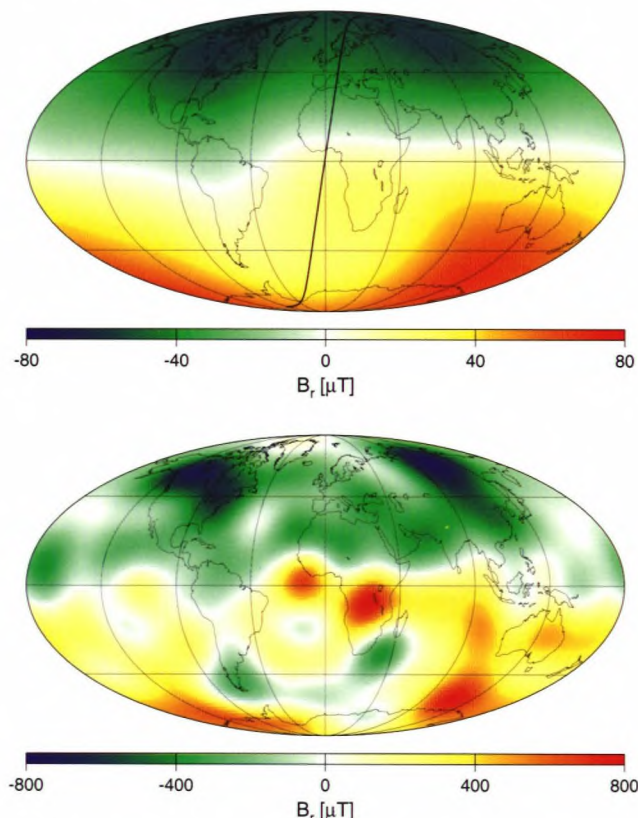
tallet, og dannede på den tid grundlag for de første videnskabelige overvejelser om naturen af Jordens magnetfelt. Den første videnskabelige opmåling af deklination og inklination blev foretaget under to rundsejlinger i det nordlige og sydlige Atlanterhav i 1698 og 1700. De var finansieret af den engelske konge og blev ledet af Edmund Halley, bedre kendt som opdageren af den komet, der er navngivet efter ham. Halley udarbejdede heraf de først kendte kort over deklination, og i disse ses for første gang anvendelsen af konturlinier. Netop i år markeres 300-året for den første af disse ekspeditioner med en gentagelse af Halley's opmålinger, dog med moderne instrumenter.

Først med Carl Friederich Gauss' udvikling af en metode i 1832 blev det muligt også at måle absolut magnetisk feltstyrke. Gauss var en af hovedkræfterne bag, at der herefter blev etableret geomagnetiske observatorier rundt om på kloden, som foretog regelmæssige målinger. Dette net af observatorier er siden jævnt hen blevet udbygget og forbedret på en global skala og tæller nu ca. 200 målestationer. Data herfra er stadig den vigtigste kilde til viden om Jordens magnetfelt og dets ændring med tiden.

På trods af flere store samlede internationale tiltag er det ikke muligt at opnå og opretholde fuld geografisk dækning af målinger af høj kvalitet. Der er naturligt store huller for de områder på kloden, der er dækket af havene eller som er svært tilgængelige, men også politiske forhold gør sig gældende. En global og ensartet opmåling af feltet kan opnås fra en satellit i en polær bane rundt om Jorden, som skitseret i Figur 1. Fra 1964-71 opererede en serie af satellitter, som dog kun målte styrken af magnetfeltet, ikke retningen. Den første, og til nu eneste, satellit, der har foretaget vektor målinger af feltet med tilpas høj præcision til at de kan supplere de jordbaserede målinger er den amerikanske MAGSAT, der fløj i 6 mdr. i 1979-80. Den fløj i en højde mellem 250 og 550 km i en polær bane med næsten konstant retning til solen, så den var altid enten på morgen- eller aftensiden af Jorden.

I Figur 3 er vist et eksempel på data fra MAGSAT for et halvt omløb gående fra Nordpol til Sydpol cirka langs den geografiske 0-meridian (se Figur 2 eller Figur 4). Dette banesegment ligger på morgensiden af Jorden. På den nordlige del af banen kan man se, at feltet følger dipolfeltet rimeligt godt. De store afvigelser i den sydlige del skyldes at banen her passerer gennem det område, der kaldes den Sydatlantiske anomali, netop fordi jordfeltet her afviger meget fra dipolapproximationen.

Hvis man fratrækker en model af jordfeltet får man variationerne, der er vist i det nederste panel af Figur 3. Afvigelserne skyldes bidrag til feltet fra magnetosfæriske og ionosfæriske strømme forårsaget af forholdene i solvinden. Man ser, at disse bidrag især er store i de polare områder og specielt i B_ϕ -komponenten. Det skal vi se mere på senere.



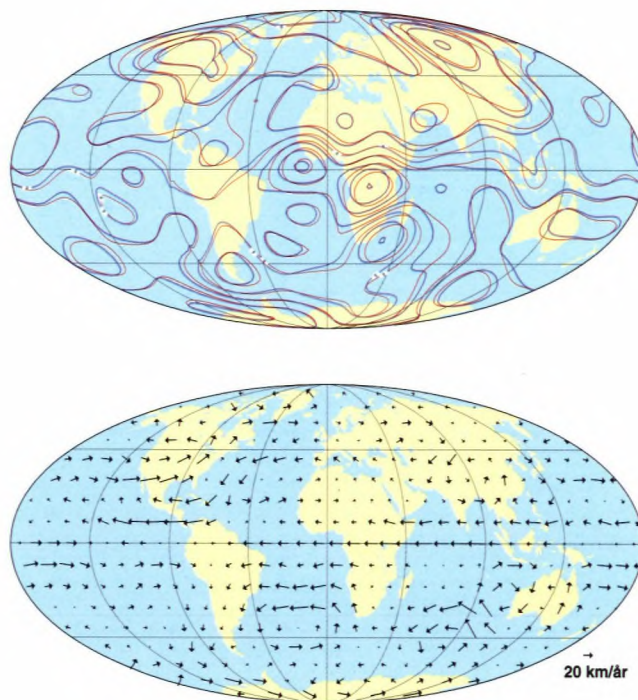
Figur 4. Radial-komponenten af kernefeltet ved Jordens overflade, øverst, og på kerneoverfladen, nederst. Den viste model er for 1980 (MAGSAT-perioden). Banen, der er indtegnet på det øverste billede, er MAGSAT-banen brugt i Figur 3.

Magnetfelt-kilder i Jordens indre

Jordens magnetfelt stammer fra den flydende ydre kerne, hvor det dannes og vedligeholdes ved en selvforstærkende dynamomekanisme, kaldet geodynamoen, der endnu er meget langt fra klarlagt i detaljer. Opdrift af varmt materiale skaber konvektion i den flydende metalliske kerne og disse bevægelser danner i tilstedeværelsen af et magnetfelt elektriske strømme, som igen bidrager til Jordens magnetfelt. Det er sandsynligvis ikke tilfældigt, at der er nært sammenfald mellem de magnetiske og geografiske poler. Dette vidner blot om betydningen af Jordens rotation for bevægelserne i kernen og Coriolis-kraften som en vigtig faktor i dynamoprocessen. Modeller af magnetfeltet og dets ændringer ved Jordens overflade baseret på præcise målinger er i dag vores eneste kilde til information om denne dynamo, og dermed bevægelsesmønstret i kernen.

Hvis alle andre kilder, for eksempel fra magnetosfæriske strømme, negligeres kan jordfeltet beskrives efter Formlerne (1) og (2) (se box på side 4). En model af feltet for et givet tidspunkt bestemmes ved at al tilgængeligt data fra såvel jordbaserede ($r = a$) som satellitobservationer ($r > a$) samles sammen og koefficienterne g_n^m og h_n^m bestemmes, for eksempel ved en mindste kvadraters analyse, til en grad n (og tilsvarende orden m), der naturligvis afhænger af mængden af data, deres geografiske fordeling samt deres nøjagtighed.

Den bedst bestemte model til nu er den for MAGSAT-perioden, hvor satellitdataene gav et supplement til data fra observatorierne på Jorden. Radial komponenten af feltet er afbildet i Figur 4, øverst. Den viste model har koefficienter, i henhold til Formel (2), op til grad og orden $N = 13$. For disse storskala træk af magnetfeltet er bidraget fra kernen dominerende mens skorpefeltet, der stammer fra permanent magnetisering indfrosset i bjergarterne i Jordens skorpe, ikke bidrager væsentligt. Dipolnaturen af feltet ses tydeligt - den radiale komponent er kraftigst i de polare områder og er negativ på den nordlige halvkugle og positiv på den sydlige. Men afvigelser kan også anes, for eksempel midt i kortet (Nord- og Sydatlanten).



Figur 5. Øverst er vist intensiteten af radial-komponenten af Jordens magnetfelt på kerneoverfladen for to forskellige epoker, 1980 og 1998. Modellen for 1980 er den samme som er afbildet i Figur 4 nederst, men nu er intensiteten af radial komponenten vist med konturlinjer i rødt, og tilsvarende for 1998-modellen i blåt. Konturintervallet er $200 \mu\text{T}$. Nederst er tegnet de horisontale bevægelsesvektorer på kerneoverfladen udledt fra disse magnetfeltsmodeller.

I et enkelt sammenhængende rum uden elektriske strømme ($\nabla \times \mathbf{B} = \mathbf{0}$) er den magnetiske induktion $\mathbf{B}$ givet ved gradienten af et skalært potentiale V :

$$\mathbf{B} = -\nabla V \quad (1)$$

I et område af rummet udenfor en kugleflade, der omslutter kilderne kan potentialet rækkeudvikles på kuglefunktioner:

$$V = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta) \quad (2)$$

hvor r , θ og ϕ er standard polare koordinater; a er en referenceradius (normalt lig med Jordens middele radius $a = 6371.2$ km); og $P_n^m(\cos \theta)$ er standard associerede Legendre polynomier. Jordens magnetfelt ændrer sig med tiden (se Figur 5) så koefficienterne g_n^m og h_n^m er funktioner af tiden. Langt det største bidrag kommer fra den første koefficient g_1^0 i rækkeudviklingen. Den svarer til en dipol hvis akse falder sammen med Jordens rotationsakse. Skalarpotentialet og magnetfeltkomponenterne er i dette tilfælde givet ved:

$$V = a g_1^0 \left(\frac{a}{r}\right)^2 \cos \theta$$

$$\begin{pmatrix} B_r \\ B_\theta \\ B_\phi \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 2g_1^0 \left(\frac{a}{r}\right)^3 \cos \theta \\ g_1^0 \left(\frac{a}{r}\right)^3 \sin \theta \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3)$$

Koefficientens størrelse var $g_1^0 = -29992$ nT i 1980, men aftager pt med omtrent 20 nT per år. De stiplede kurver i Figur 3 viser dette dipolfelt, og der er taget hensyn til at satellitten var i en bane med radius $r = a + 500$ km. En bedre tilnærmelse får man ved at tage de næste led i rækkeudviklingen, $g_1^1 = -1956$ nT og $h_1^1 = 5604$ nT, med. De repræsenterer to dipoler som ligger i ækvatorplanet og er rettet mod henholdsvis Greenwich meridianen (0° geografisk længde) og 90° geografisk længde. Lægger man alle tre dipoler sammen, får man en enkelt dipol hvis akse skærer Jordens overflade ved 78.8° N, 109.2° V. Dette punkt er den geomagnetiske nordpol, og i et nyt koordinatsystem (r, θ, ϕ) som tager udgangspunkt heri er den hældende dipol givet ved $\tilde{g}_1^0 = 30574$ nT, $\tilde{g}_1^1 = \tilde{h}_1^1 = 0$ nT.

Når koefficienterne er bestemt kan man, omend med nogen usikkerhed, bestemme feltet på overfladen af kernen, det vil sige i en dybde af omtrent 3000 km (downward continuation). Som det ses af Formel (2) fjernes herved dæmpningen gennem faktoren $(a/r)^{n+1}$ af led-

dene med højere orden, og den reelt mere komplicerede struktur af jordfeltet fremtræder derfor mere tydeligt. Dette kan ses i det nederste billede i Figur 4, der netop viser radial-komponenten af feltet på kerneoverfladen udledt fra den samme model som det øverste billede. Som hovedtræk i strukturen ses at især den nordlige pol i virkeligheden er 2 separate poler og man ser en række ekstra poler, eller polpar, langs Ækvator.

Det er denne struktur, en model for geodynamoen skal kunne forklare, men mindst lige så vigtigt er det, at den skal kunne forklare ændringerne i jordfeltet med tiden, den såkaldte sekularvariation. Som eksempel på, hvordan disse ændringer ser ud viser det øverste billede i Figur 5 en sammenligning mellem feltet på kerneoverfladen for MAGSAT-perioden og som det udfra de bedst tilgængelige data siden er forudsagt at se ud i 1998.

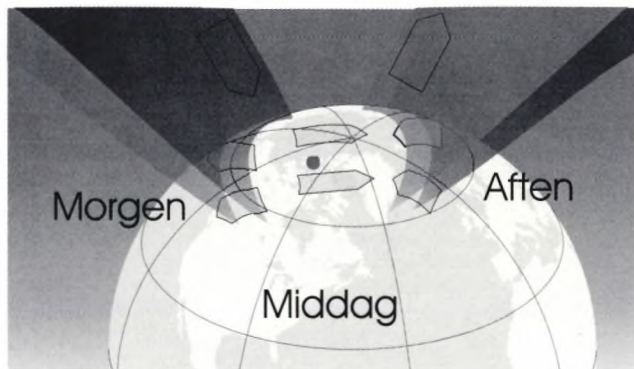
Under antagelse af, at man kender den elektriske ledningsevne i kernen (hyppigt antages den simpelt hen at være uendelig stor), giver ændringerne af feltet på kerneoverfladen direkte oplysning om hastighedsfeltet her. Dette udgør en vigtig grænsebetingelse for modeller af bevægelsesmønstret i kernens indre. Hastighedsvektorerne på kerneoverfladen bestemt på denne måde for MAGSAT-perioden er afbildet i det nederste billede i Figur 5. Den største bevægelse der ses er en vestdrift af området omkring Ækvator midt i billedet svarende til en bevægelse af det sæt af kraftige mindre poler, der ses her i det øverste billede.

Magnetfelt-kilder i Jordens omgivelser

Komplette fysiske modeller for formen og styrken af de magnetosfæriske og ionosfæriske strømsystemer samt for hvordan de dannes haves endnu ikke. En kortlægning af strømmene er en vigtig nøgle til at få fastlagt de fysiske processer, der overfører energi fra solvinden til Jordens magnetosfære og videre ned til ionosfæren og atmosfæren. En anden grund til at studere disse strømme er, at deres bidrag til magnetfeltet som det måles ved Jorden eller på satellitter virker som en fejlkilde for bestemmelse af modeller for magnetfeltet i Jordens indre.

De største forstyrrelser i magnetfeltsmålingerne ses i de polare områder. Strømmene her har deres oprindelse i de yderste grænselag af magnetosfæren, hvor elektriske felter og strømlag skabes ved sammenstødet mellem solvinden og Jordens magnetfelt og er i konstant forandring for at tilpasses betingelserne i solvinden. Både solvindens hastighed og retningen og størrelsen af dens magnetiske felt (medbragt fra solen) har betydning. I magnetosfæren er det sådan at ledningsevnen langs magnetfeltlinierne er mange gange større end på tværs, så elektriske strømme vil forbinde disse områder helt ude ved grænsen til solvinden langs feltlinierne helt ned til ionosfæren tæt på Jorden, hvor tætheden er så tilpas stor at der gennem ionisering enten ved sollysindstråling eller partikkelregn skabes en bety-

delig ledningsevne også vinkelret på feltet. De horisontale elektriske strømme i ionosfæren er koncentreret i et forholdsvis tyndt lag i ca. 100–130 km højde.



Figur 6. Tegningen (her i sort/hvid) viser en skitse af det ionosfæriske strømsystem over den nordlige pol. Farverne kan ses på bladets forside. Feltrettede (lodrette) strømme går ned til og bort fra ionosfæren i to bælter rundt om den magnetiske pol, markeret med en blå plet. Disse er symboliseret ved de røde og grønne flader i tegningen. I bællet tættest ved polen går strømmen ind i ionosfæren på morgensiden og ud fra ionosfæren på aftensiden, og i bællet nedenfor er det lige omvendt. Ved Middag og Midnat er strømsystemerne mere komplekse, og er derfor ikke vist. De gule pile symboliserer placeringen og retningen af de horisontale strømme i ionosfæren, der lukker det feltrettede strømsystem.

I en simplificeret beskrivelse kan man sige, at solvinden ved mødet med jordfeltet påtrykker en spændingsforskel over magnetosfæren gående fra morgensiden mod aftensiden. Denne spændingsforskel, af størrelsesorden 100 kV, driver så magnetosfæriske strømme langs feltlinierne ned til ionosfæren tæt ved polerne, således at der går en strøm ind i ionosfæren på morgensiden og ud fra ionosfæren på aftensiden. De magnetosfæriske strømme ordnes efter hovedfeltet i strømlag, der foruden at være rettet langs feltlinierne er udbredt i øst-vest retningen meget mere end i nord-syd retningen. I ionosfæren udlignes disse strømme gennem horisontale strømme dels ved hinanden og dels ved endnu et sæt af feltrettede strømme med modsatte retninger ved lidt lavere breddegrader. Geometrien af dette strømsystem er skitseret for den nordlige pol i Figur 6.

I magnetfeltmålinger ved jordoverfladen ses næsten udelukkende bidraget fra de horisontale strømme i ionosfæren. For polære satellitter i mere end 300 km højde derimod kommer det væsentligste bidrag til magnetfeltmålingerne fra direkte gennemflyvninger af de feltrettede strømlag i de polare egne. I områderne nær ved polerne er jordfeltet til en god tilnærmelse lodret. Følgelig får man med B_ϕ -komponenten af MAGSATmålingerne gennem Formel (6) et rimeligt billede af fordelingen og intensiteten af de formodede øst-vest gående strømlag nær polerne.

Et eksempel herpå er vist i Figur 7 både for et typisk omløb (grønne kurver) og til sammenligning for et specielt roligt omløb (blå kurver), som de, der udvælges til brug for modellering af det indre felt. For

det forstyrrede omløb ses, mest tydeligt ved den sydlige pol, først tættest ved polen et ca. 5° bredt område (67–72°S) med strøm ind i ionosfæren (J_r negativ) svarende til den negative gradient af B_ϕ ovenfor, og dernæst et lidt bredere område (60–67°S) med strøm ud af ionosfæren (J_r positiv) svarende til den positive gradient i B_ϕ . I begge tilfælde ses maksimale strømtætheder på omkring $1.5 \mu\text{A}/\text{m}^2$. Der ses megen finstruktur i de enkelte områder, specielt ved den nordlige pol, der for dette omløb har vinter og derfor ligger i mørke (ingen ledningsevne fra sollys). Her er brugt midlede data over 30 sekunder, svarende til ca 200 km, så kun strukturer af denne størrelse kan ses. Satellitdata med højere opløsning har vist at de enkelte strømlag i strukturerne kan være helt ned til få kilometer eller endog meter tykke med tilsvarende meget høj strømtæthed på flere hundrede $\mu\text{A}/\text{m}^2$.

Den del af magnetfeltet som ikke kan beskrives ved hjælp af et skalært potentiale, Formel (1), skyldes elektriske strømme i satellithøjde. Hvor strømkilderne er til stede er sammenhængen mellem magnetfelt og strømtæthed givet ved Ampere's lov, som antager følgende form idet forskydningsstrømme kan negligeres:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J} \quad (4)$$

med $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{Vs}/\text{Am} = 4\pi \cdot 100 \text{nT}/\text{Am}$. I det samme sfæriske koordinatsystem som beskrevet tidligere giver det for den radiale komponent af strømtætheden:

$$J_r = \frac{1}{\mu_0 r} \left(\frac{\partial B_\phi}{\partial \theta} - \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial B_\theta}{\partial \phi} \right) \quad (5)$$

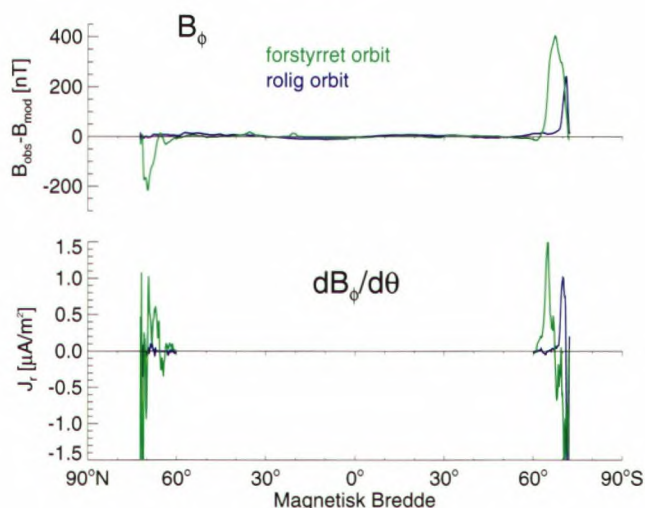
eller idet det antages at udbredelsen af strømmene i øst-vest retningen er meget større end i nord-syd retningen, $\left| \frac{\partial}{\partial \theta} \right| \ll \left| \frac{\partial}{\sin \theta \partial \phi} \right|$, så der kan ses bort fra det andet led:

$$J_r = \frac{1}{\mu_0 r} \left(\frac{\partial B_\phi}{\partial \theta} \right) \quad (6)$$

Det rolige omløb har samme bane hen over Jorden og foregår på samme tid på døgnet som det andet. Eneste forskel er altså at det er fra en dag, hvor de magnetosfæriske og ionosfæriske strømme er specielt svage.

Til den næste figur, er data fra alle MAGSAT-omløb opdelt i to grupper så den del af hvert omløb, der er på morgensiden af Jorden er i en gruppe og den del, der er på aftensiden er i en anden. For hver gruppe kan man så udlede en statistisk fordeling af den radiale strømtæthed direkte af Formel (5). Resultatet, der er vist i Figur 8

viser at strømmene nær polen virkelig er organiseret i bredde-bælter og at i det øverste bælte går strømmen ind i ionosfæren på morgensiden og ud af ionosfæren på aftensiden. Man skal huske på at den geografiske fordeling af strømmene i disse billeder ikke er reel idet hele kloden naturligvis ikke på en gang kan have morgen (eller aften). Strømtætheden fundet i denne analyse er mere end 10 gange lavere end den vi fandt for det enkelte omløb i Figur 7. Det skyldes at den statistiske analyse jo indeholder alle aktivitetsniveauer, fra de mest rolige til de mest forstyrrede omløb.



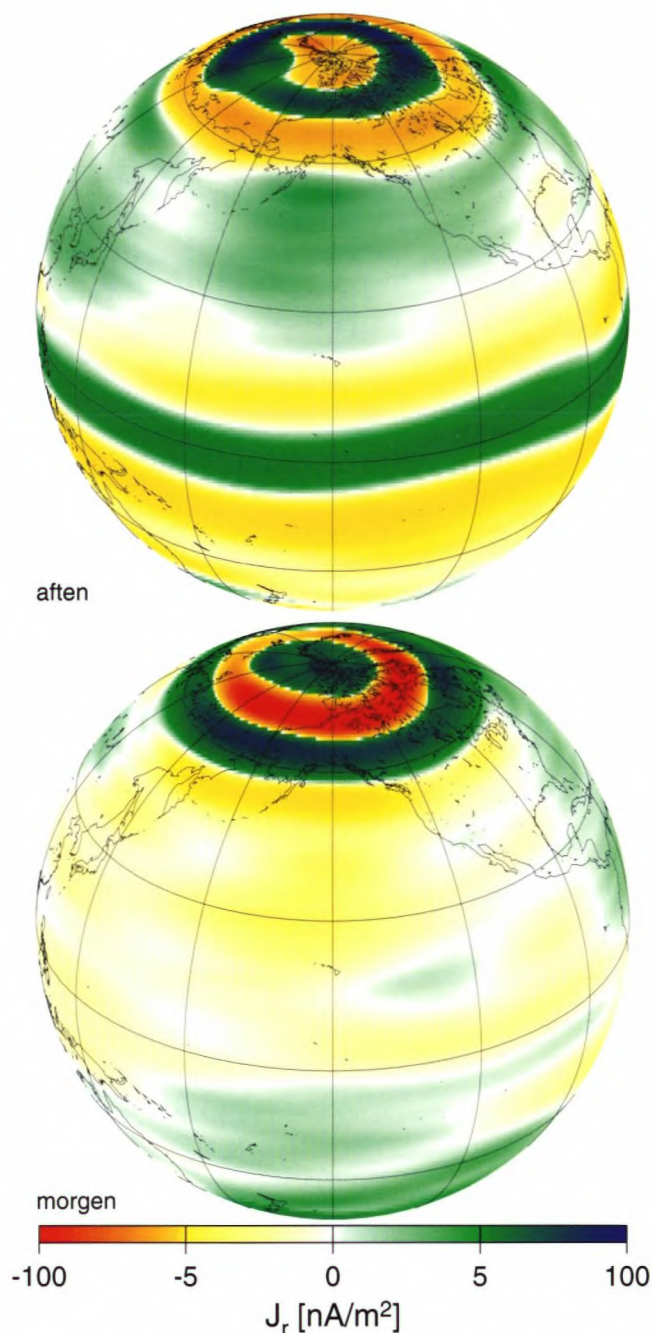
Figur 7. Den øverste graf viser B_ϕ -komponenten af de målte afvigelser fra modellen af det indre felt for et typisk omløb (samme omløb som vist i Figur 3) og for et meget roligt omløb. Den nederste graf viser estimatet af strømtætheden af de faltettede strømlag i de polare områder som givet ved Formel (5). Nu er brugt et koordinatsystem, der tager hensyn til at dipolaksen for jordfeltet hælder i forhold til rotationsaksen, se Formel (3), så magnetisk bredde er i forhold til denne akse.

Den opadgående radiale strøm, der ses på aftensiden ved Ækvator skyldes et vindsystem i ionosfæren, og er altså ikke relateret til forhold i solvinden. Den ses ikke på morgensiden fordi ledningsevnen i ionosfæren er for lav (mindre ledningsevne fra sollys).

Der er naturligvis også andre bidrag end dem vi her har beskrevet. For eksempel, giver den systematiske drift af partiklerne i strålingsbælterne anledning til en elektrisk strøm, kaldet ringstrømmen, rettet mod vest rundt langs Ækvator i en radius af ca. 2–6 jordradier. Bidraget herfra ses i MAGSAT data i Figur 3 nederst som det positive bidrag i B_θ -komponenten som registreres henover Ækvator.

Kommende geomagnetiske satellitprojekter

Som det fremgår af ovenstående har MAGSAT haft overordentlig stor betydning for modellering af det indre felt såvel som nogle af de magnetosfæriske og ionosfæriske strømsystemer. Derfor er det måske lidt



Figur 8. De to billeder viser fordelingen af radial strømtæthed udledt fra Formel (5) ved at kombinere data fra alle MAGSAT omløb men opdelt efter om de er fra morgendelen af omløbet (nederste billede) eller aften delen af omløbet (øverste billede). Focus i billederne er på den nordlige geomagnetiske pol.

overraskende at der først med den danske ØRSTED satellit, som forventes at blive sendt op sidst på året, kommer en efterfølger (mere detaljerede oplysninger om ØRSTED projektet kan findes i Eigil Friis-Christensens artikel i KVANT 4, 5. årgang, 1994, på projektets hjemmeside www.dmi.dk/sol-jord/projekter/oersted/ og på forskningsministeriets sider om rumforskning www.rummet.dk). Til gengæld er det glædeligt at ØRSTED får følgeskab af hele to andre satellitter i polære baner i lav højde. Den argentinsk-

	Opsendelse	Levetid	Banehøjde	Lokaltid
MAGSAT	Nov. 1979	6 mdr.	250 – 550 km	6 ⁰⁰ /18 ⁰⁰
Ørsted	Dec. 1998	> 14 mdr.	600 – 850 km	alle lokaltider
SAC-C/MMP	Maj 1999	> 14 mdr.	702 ± 5 km	10 ³⁰ /22 ³⁰
Champ	Okt. 1999	5 år	350 – 770 km	alle lokaltider
Swarm (5 satellitter)	2002	5 år	350 – 600 km	alle lokaltider

Tabel 1: Høj-præcisions magnetiske satellitter

amerikanske SAC-C og den tyske CHAMP medbringer begge danske instrumenter, som det der sidder på ØRSTED, til nøjagtige magnetfeltmålinger. Således er der udsigt til en kontinuert præcis opmåling af Jordens magnetfelt i de kommende 5 år. I Tabel 1 er givet en oversigt over disse projekter sammen med MAGSAT.

Nævnt i tabellen er også Swarm, som er et forslag til en magnetfeltsmission indenfor det danske småsatellitprogram (se www.dsri.dk/smaasatellit/swarm.html). Ideen bag dette projekt er at man ved at sende et større antal satellitter op samtidig får mulighed for at udforske dynamikken i de magnetosfæriske og ionosfæriske strømsystemer. I Swarm er foreslået 5 sæt af 2 satellitter som er koblet sammen med en 10 km lang snor. Ved at observere magnetfeltet flere samtidig får man mulighed for at adskille rumlige og tidslige variationer, noget som aldrig vil kunne lade sig gøre med kun en enkelt satellit. I de seneste år er der sket en enorm udvikling med instrumenterne til måling af magnetfelter i rummet, ikke mindst takket være indsatsen fra forskerne på Danmarks Tekniske Universitet og Dansk Rumforskningsinstitut. Det betyder faktisk, at det ikke længere er nøjagtigheden af målingerne der sætter begrænsningen for nøjagtigheden af modellerne men usikkerheden kommende fra de magnetosfæriske og ionosfæriske strømme. Eller med andre ord, uden et tiltag som det foreslåede Swarm-projekt er man ikke i stand til at udnytte denne teknologiske udvikling.



Therese Moretto har været "project scientist" for Ørsted satellit projektet på Danmarks Meteorologiske Institut, og er fra i år ansat som seniorforsker i solsystem-fysik ved Dansk Rumforskningsinstitut.



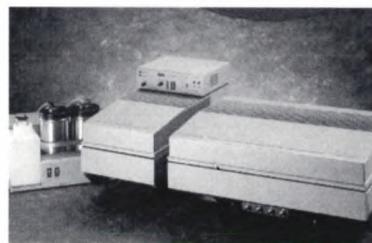
Niels Olsen har arbejdet med Ørsted satellit projektet ved Geofysisk Afdeling, Københavns Universitet. Han er også blevet ansat i år som seniorforsker i solsystem-fysik ved Dansk Rumforskningsinstitut.


optilas

Optilas Danmark, den lokale internationale leverandør med specialer indenfor:

Optik og lasere til forskning og industri

Continuum, Inc. - Corion Corp. - CVI Laser Corp. - Ion Laser Technology, Inc. - Labsphere, Inc. - Laservision - Optical Surfaces Ltd. - Physical Optics Corp. - Research Electro Optics - Santa Fe Laser Co. - Synrad, Inc. - m.fl.



Spektroskopisk udstyr

Chromex, Inc. - McPherson Milton Roy - Photek Ltd. m.fl.



Elektronik

Directed Energy, Inc. - Maxwell Laboratories, Inc. - Quantum Design, Inc. - Stanford Research Systems, Inc. - Trek, Inc. - m. fl.

Optilas Danmark

Billedvej 2

Telefon: 3543 0133

DK-2100 København Ø

Fax: 3543 8334

E-mail: optilas@inet.uni-c.dk